

МОРФОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ КРИСТАЛІВ АПОГРАФІТОВОГО ІМПАКТНОГО АЛМАЗУ

В. Квасниця

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

Під час твердофазового переходу природного графіту в алмаз унаслідок високх ударних навантажень, які виникають у разі утворення метеоритних кратерів, алмаз майже повністю успадковує морфологію кристалів графіту, однак монокристальний графіт перетворюється на полікристалічний алмаз (Вальтер с соавт., 1990, 1992). До того ж утворені таким чином паракристали часто поліфазові – складені з алмазу, лонсделеїту і графіту в різних співвідношеннях. Найчастіше у складі параморфоз поєднані алмаз і лонсделеїт, рідше алмаз, лонсделеїт і графіт.

Переважаючою фазою у більшості випадків є алмаз.

На паракристалах алмазу зберігається не тільки зовнішня форма (рис. 1), а й топографія поверхні кристалів графіту, хоча вона часто ускладнена внаслідок розвитку мікроскопічних скульптурних візерунків самого алмазу. У разі розчинення таких паракристалів топографія їхньої поверхні стає ще рельєфнішою завдяки утворенню від'ємних скульптур різної форми.

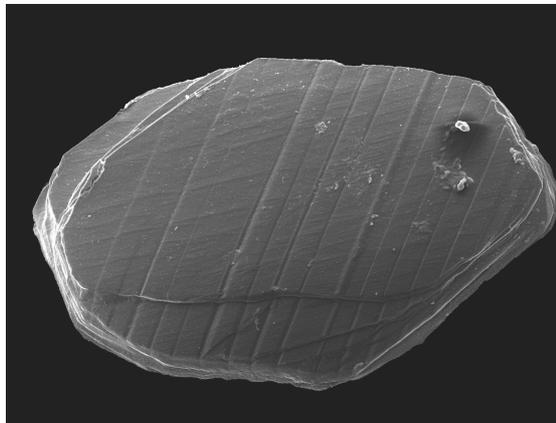


Рис. 1. Апографітовий імпактний кристал алмазу діаметром 0,5 мм.

Отже, для з'ясування морфологічних особливостей мінералів під час твердофазового переходу графіт–алмаз варто звертати увагу на макро- і мікроморфологію кристалів вихідного графіту і утворених по них паракристалів алмазу.

Однакова морфологія кристалів обох мінералів є прямим доказом саме твердофазового переходу графіту в алмаз.

До ідентичних морфологічно і структурно вагомих ознак кристалів графіту і паракристалів алмазу можна зачислити такі:

- пінакоїдальний, пінакоїдально-призматичний і призматичний габітуси кристалів і паракристалів;

- пластинчастий, таблитчастий і стовпчастий обриси кристалів і паракристалів;
- характерні типи симетрії граней і параграней $\{0001\}$, за Г. Шафрановським (1986): $6mm$, $2mm$ [$\bar{1}2\bar{1}0$], $2mm$ [$\bar{1}\bar{1}00$], $3m$, m [$\bar{1}\bar{1}00$], 2 і 1 ;
- найчастіші прості форми кристалів і паракристалів: $\{0001\}$, $\{10\bar{1}0\}$, $\{11\bar{2}0\}$, $\{10\bar{1}2\}$;
- найчастіші типи двійників – двійник Веселовського і двійник по $(11\bar{2}1)$;
- характерна скульптура: окремі паралельні штрихи вздовж $[10\bar{1}0]$ або часто системи цих штрихів у двох-трьох напрямках з кутом 60° між ними.

Водночас твердофазове перетворення графіту в алмаз є причиною деяких об'ємних відхилень геометрії утвореного паракристала алмазу від вихідного кристала графіту.

Гоніометричні дослідження досконалих паракристалів алмазу свідчать, що їхня гексагональна форма в поясі $[0001]$ спотворена. Простежено помітні відхилення значень сферичної координати ϕ (максимальні – до 15° і навіть 25°) для граней призми $\{10\bar{1}0\}$ і дипірамід типу $\{h0\bar{k}l\}$ від їхнього теоретичного положення (Квасниці, 1985; Шафрановський Г., 1985; Квасниці с соавт., 1988).

На рівні мікроморфології до незаперечних ознак твердофазового переходу графіту в алмаз належать певні скульптури розчинення на параграні (0001) – це шести- і трикутні западини із взаємними переходами (рис. 2).

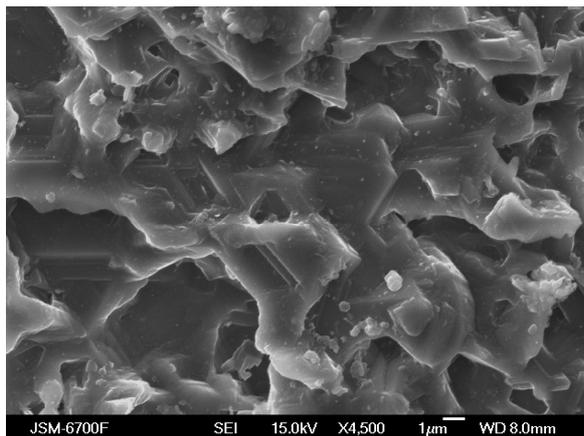


Рис. 2. Скульптури розчинення на параграні (0001) алмазу – шести- і трикутні западини різної орієнтації із взаємними переходами.

Такий скульптурний візерунок на параграні (0001) є доказом трансформації площини (0001) вихідного графіту в площину (111) утвореного по ньому алмазу, тобто під час твердофазового переходу графіту в алмаз простежується їхня закономірна орієнтація – площини (0001) графіту стають площинами (111) алмазу.

Ростові скульптури на парагранях (0001) алмазу представлені різними нано- і мікроблоками овальної, овально-видовженої чи дещо видовженої овально-прямокутної форми. Іноді фіксують їхню орієнтацію вздовж напрямів $[10\bar{1}0]$ чи $[11\bar{2}0]$.

Отже, ідентична морфологія кристалів графіту і паракристалів алмазу та взаємне закономірне орієнтування їхніх структур свідчать про прямий когерентний перехід графіту в алмаз за високого природного навантаження.

**РЕЧОВИННИЙ СКЛАД І ПЕТРОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ
УЛЬТРАБАЗИТІВ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ
СЕРЕДНЬОПРИДНІПРОВСЬКОГО МЕГАБЛОКА УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА
У ЗВ'ЯЗКУ З ЇХНЬОЮ ПОТЕНЦІЙНОЮ АЛМАЗОНОСНІСТЮ**

В. Кічурчак¹, Л. Ісаков², П. Пігулевський¹, М. Рузіна³, І. Жильцова³

¹ДГЕ "Дніпрогеофізика" ДГП Укргеофізика
E-mail: pigulev@ua.fm

²Дніпропетровське відділення УкрДГРІ

³Національний гірничий університет, м. Дніпропетровськ

Прогнозування кімберлітового і лампроїтового магматизму широко використовують під час усіх стадій геологорозвідувальних робіт. Залежно від методики вивчення геологічних процесів і об'єктів виділяють низку напрямів прогнозування: геолого-мінералогічний, петрохімічний, геолого-геохімічний, структурно-тектонічний, глибинний структурно-речовинний та ін. Петрохімічні методи прогнозування є складовою частиною геолого-мінералогічного напрямку прогнозування корінних джерел алмазів. Основою побудови й аналізу петрохімічних моделей є відповідний набір індикаторних параметрів та оцінювання міри подібності об'єктів, які вивчають, до еталонних (Василенко зі співавт., 1999; Ю. Гейко, К. Гейко, 1999; Яценко с соавт., 2002; Фролов с соавт., 2005).

З геолого-структурного погляду інтрузії ультрабазитів розташовані в північно-західній частині Середньопридніпровського мегаблока Українського щита, дещо східніше від Комендантівського пегматитового поля, у північній частині П'ятихатського купола. У геологічній будові району (Кічурчак зі співавт., 2003; Свистун зі співавт., 2003; Ісаков, 2009) беруть участь утворення базавлуцької товщі аульської серії, гранітоїди дніпропетровського й токівського комплексів, дайки діабазів і габро-діабазів субмеридіонального й північно-західного простягання, породи ультраосновного комплексу та пегматити. Ультраосновні породи проривають гранітоїди дніпропетровського комплексу і умовно зачислені нами до палеопротерозойських утворень.

Тіло ультрабазитів (Кічурчак зі співавт., 2003) строкатого складу виявлено в розрізі свердловини З^{гк}, яку пробурено в центрі магнітної аномалії (зверху вниз): 0,0–124,7 м – осадові відклади фанерозою; 124,7–133,7 м – кора звітрювання; 133,7–151,2 м – тальк-серпентинова порода; 151,2–160,6 м – тремоліт-хлорит-тальковий сланець з рідкісними зернами магнетиту; 160,6–169,8 м – тальк-серпентинова порода; 169,8–178,0 м – оталькований серпентиніт з рідкісними зернами магнетиту.

Ультраосновні породи (серпентин- і тремоліт-талькові, тальк-серпентинові, тальк- і тремоліт-хлоритові утворення, серпентиніти, отальковані серпентиніти, актинолітити) у штуфах – це сірувато-зелені, сірувато-біло-зелені та брудно-зелені утворення сланцюватої або смугастої текстури. Під мікроскопом у них визначено мікролепідогранобластову, ґратчасту, сплутано-паралельно-перехресно-волокнусту структури. Мінеральний склад такий, %: хлорит – 75–90, тальк – 5–25, біотит – 0–5, магнетит – 0–2, акцесорні – рутил, циркон (тальк-хлоритові по-

роди); серпентин – 40–45, тальк – 30–45, біотит – 0–10 (тальк-серпентинові породи); хлорит – 70–90, тремоліт – 8–15, біотит – 0–10 (тремоліт-хлоритові породи); серпентин – 85–95, карбонат – 5–10 (серпентиніти); актиноліт – 70–95, біотит – 10–20, рогова обманка – 5–7 (актинолітити).

Для ідентифікації хімічного складу ультраосновних порід, які розкрито свердловиною З^{гк} та ін. у межах північно-західної частини Середньопридніпровського мегаблока, високоінформативними виявились такі петрохімічні діаграми (Василенко зі співавт., 1999; Ю. Гейко, К. Гейко, 1999; Яценко с соавт., 2002; Фролов с соавт., 2005): $Al_2O_3-(Fe_2O_3+FeO)-MgO$; $CaO-(Fe_2O_3+FeO)-MgO$; $K_{\phi}^1-(Fe_2O_3/FeO)$; f^2-A^3 ; $SiO_2-(Na_2O+K_2O)$; $A-(K_2O/Na_2O)$; SiO_2-K_2O ; K_2O-TiO_2 ; $MgO-TiO_2$; $[MgO/(Fe_2O_3+FeO)]-(SiO_2/MgO)$; $[MgO/(Fe_2O_3+FeO)]-(Al_2O_3+Na_2O+K_2O)$; $TiO_2-[MgO/(Fe_2O_3+FeO)]$.

На цих діаграмах виділяються тренд-поля кімберлітів, кімберлітових брекчій, порід, споріднених з кімберлітами (магматичних порід кімберлітової групи), лампроїтів, лужно-ультраосновних порід, високобаричних ультрабазитів, еклогітів, кімпікритів, альпікритів. Аналіз діаграм засвідчив, що переважну більшість ультрабазитів північно-західної частини Середньопридніпровського мегаблока можна інтерпретувати як кімберліти й лампроїти або близькі до них породи.

ГЕОХІМІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА МІКРОЕЛЕМЕНТІВ У ПОРОДАХ ТЕРИКОНА ШАХТИ ВІЗЕЙСЬКА ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО БАСЕЙНУ

І. Книш

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

Розробка вугільних родовищ пов'язана з вийманням на поверхню великих об'ємів порід, води та газу. Під час видобування тонни вугілля шахтним способом на поверхню надходить близько 100 м³ породи, 3 м³ шахтної води, 13 м³ метану, 8 м³ CO₂ (Александров, 1979). Речовини, які виймають з надр у процесі вуглеви-добування, часто токсичні. Це призводить до формування у верхніх горизонтах літосфери та на її поверхні специфічних техногенних геохімічних систем терикон-ґрунт-підземна вода або шахтна вода-поверхнева вода-ґрунт.

У 2001 і 2007 рр. ми разом з працівниками Великомоствітської геологорозвідвальної партії ДП Західукргеологія провадили еколого-геологічні дослідження терикона шахти Візейська.

Опробування виконано рівномірною мережею 100×100 м. Відібрано 45 взірців суміші порід терикона.

Досліджено літологічний, мінеральний та хімічний склад порід. Аналітичні дослідження виконано в лабораторії Львівської геологорозвідвальної експедиції

¹ $K_{\phi} = (Fe_2O_3+FeO) : (Fe_2O_3+FeO+MgO)$;

² $f = Fe_2O_3+FeO+MgO+TiO_2$;

³ $A = Al_2O_3+CaO+Na_2O+K_2O$.

ДП Західукргеологія (аналітик О. Мех). Усі визначені показники відібраних проб згруповано й опрацьовано математичними методами.

З'ясовано, що породи терикона шахти Візейська представлені, головню, аргілітами (59 %), а також алевролітами (25), пісковиками (16) та вугіллям (1–2 %). Вуглистий матеріал, окрім цього, наявний як включення вугілля в аргілітах, подекуди в алевролітах.

Визначення геохімічної спеціалізації відходів вуглевидобування є надзвичайно важливим завданням, оскільки дає змогу оцінити терикон шахти як промислову або агрохімічну цінність, розробити заходи щодо запобігання можливому забрудненню довкілля, оптимізувати експлуатаційні й рекультиваційні роботи.

Породи терикона шахти Візейська загалом збіднені мікроелементами порівняно з кларком. Водночас низка виявлених елементів має вищі значення концентрації порівняно з кларком: Mn (коефіцієнт концентрації $K_c = 2,00$), Ga (1,80), Pb (1,46), Sn (1,42), Yb (1,25), Cu (1,20). Близький до кларку вміст молібдену, ітрію та цинку ($K_c = 0,75–0,85$).

Оскільки ж у породах терикона домінують пелітові породи, то доцільніше порівнювати їхній мікроелементний склад з середнім значенням для глин і аргілітів (Виноградов, 1962). За цим кларком породи терикона збіднені досліджуваними мікроелементами, окрім Mn, Yb та Cu. Вміст цих трьох елементів, відповідно, на 62, 50 та 30 % площі терикона перевищує кларк для пелітових порід.

На окремих ділянках вміст Y, V, Sn, Ti, Ge, Ga, Be, Pb, Cr, Mo значно вищий від кларка в осадових породах (до п'яти разів). Зокрема, вміст Ga перевищує відповідні кларки на 47 % площі терикона (21 проба з 45), Y – на 42 (19 проб з 45), Ti – на 29 (13 проб), Pb – на 23 (10), V – на 18 (8), Mo – на 16 % (7 проб). Вміст Cr, Sn, Ge, Ni, Be перевищує кларк на незначній площі – у межах 7–11 % площі терикона. Перевищення кларка осадових порід для кобальту, скандію, цирконію і фосфору виявлено в поодиноких пробах.

За результатами кореляційного та кластерного аналізів матриці вихідних даних ми виділили низку асоціацій мікроелементів у суміші порід терикона:

- 1) (Cr–[Ga–Ni–V]) на рівні коефіцієнта кореляції 0,92;
- 2) [Y–Yb–Co–Ti] на рівні коефіцієнта кореляції 0,90;
- 3) (Be–[Ga–Cr–V–Ni]–Cu, Ge) на рівні коефіцієнта кореляції в середньому 0,80.

Для хрому визначено дуже тісні зв'язки з мікроелементами як першої (Ga, Ni), так і другої (Co, Yb) асоціацій.

Серед елементів, які не ввійшли у виділені групи, наведемо пари з тісним (0,70–0,80) кореляційним зв'язком: Ba–Sr (0,80); P–Mn (0,76); P–Sr (0,70); Sr–Mn (0,72).

Виділені асоціації загалом аналогічні до асоціацій елементів у верхній вугільній підформації Львівського вугільного басейну, де розташовані головні промислові вугільні пласти (Лелик, 1990):

- 1) Ni, V, Be, Co (Cu, Zn, Ga, Ge);
- 2) Y, Yb (Ti, Cr, Zr, Nb, Li, B);
- 3) Mn, Ba (Sr, P).

На підставі порівняння виділених нами асоціацій у териконі та вугільній формації можна стверджувати, що Co і Cr під час формування терикона частково втрачають зв'язок з первинними асоціаціями і взаємодіють з мікроелементами сусідньої асоціації.

Виділені тісні пари за участю мангану, барію, стронцію та фосфору за непорушних умов вугільної формації формують свою парагенетичну асоціацію, яка містить переважно набір елементів, характерних для морських утворень. Під час видобутку вугілля та завдяки фізико-хімічним процесам у териконі виділена асоціація частково руйнується, залишаються лише виявлені нами взаємозв'язки мікроелементів у породах терикона.

Математичним опрацюванням даних з'ясовано, що підвищені концентрації майже всіх мікроелементів, окрім Мо і Sc, пов'язані із зольністю порід терикона. Виявлено, що на концентрування та взаємозв'язки мікроелементів впливає одразу декілька чинників, а саме – ступінь горілості породи, її літологічний склад, наявність піриту і халькопіриту.

На підставі дослідження окремо горілих і негорілих порід стверджуємо, що горілі породи концентрують більші вмісти мікроелементів. Наприклад, зі 166 виявлених перевищень рівня кларків для всіх мікроелементів 99 належать горілим породам (60 % від загалу) і 67 – негорілим. Головною причиною концентрування металів у перегорілих породах є підвищення їхньої зольності внаслідок вигорання вугілля.

Ми зіставили вміст мікроелементів у горілих та негорілих породах і отримали такий ряд зміни їхньої концентрації в породах унаслідок горіння: Mn (2,15) > Cu (2,10) > Be (1,80) > Ba, Sr (1,70) > Ga, Ti (1,60) > V (1,55) > Cr, Ni (1,50) > Sc (1,45) > Zr, Yb (1,40) > Zn (1,30) > Sn (1,20) > P, Co (1,10) > Y (1,00) > Pb (0,81) > Mo (0,55).

З дослідження літологічних різновидів порід щодо вмісту в них мікроелементів та порівняння з кларковим вмістом у земній корі впливає, що породи терикона концентрують переважну більшість елементів. Найліпшими накопичувачами є аргіліти. Геохімічний фон алевролітів непостійний. У геохімічному ряді вони займають перехідне положення між пісковиками й аргілітами. Пісковикам притаманний загалом геохімічний фон. З нашого погляду, імовірно надходження мангану, міді, ітербію, галію, свинцю, стануму в суміжні з териконом породи зони аерації та воду р. Рати у понадфонових вмістах.

Для запобігання надходженню елементів у суміжні з териконом породи зони аерації та воду р. Рата, нормалізації якості ґрунтів, за прикладом робіт у Кизеловському басейні Росії (Максимович, Блинов, 2000), пропонуємо обнести терикон канавою та заповнити її сполуками барію й подрібненими карбонатними породами (сорбент), що знизить рухомість забруднювальних компонентів.

ЛІТОЛОГІЧНИЙ КОДЕКС УКРАЇНИ

М. Ковальчук

*Інститут геологічних наук НАН України
01601 м. Київ-54, вул. Олесь Гончара, 55б
E-mail: KMS 1964@ ukr.net*

Осадкові породи становлять понад 5 % речовини літосфери і покривають близько 75 % поверхні суходолу. Потужність осадкового покриву змінюється від декількох сантиметрів до 25 км (у геосинкліналях).

Осадові породи відіграють важливу роль і в геологічній будові території України, а їхні окремі світи досягають потужності понад 1,0 км. З осадовими породами пов'язаний широкий спектр корисних копалин (вуглеводнева сировина, рудні й нерудні корисні копалини, будівельні матеріали тощо). Однак після здобуття Україною незалежності науковий інтерес до осадових утворень значно знизився. Крім того, відбувся певний занепад літологічної науки в державі. За роки незалежності в Україні не сформовано літологічних шкіл світового рівня, а колективи літологів, які працюють в організаціях та установах різного рівня підпорядкування, розробляють лише вузькі регіональні проблеми літології, використовуючи різну методологічну й методичну базу літологічних досліджень.

Оскільки певної стандартизація в літологічних дослідженнях нема, то виникають непорозуміння між науковцями та неоднозначність в інтерпретації літологічних даних.

Останніми роками інтерес до літології дещо підвищився завдяки усвідомленню науковцями й виробничниками необхідності інтенсивного розвитку цього наукового напрямку, виявленню та перспективам виявлення в осадових товщах рудопроявів і родовищ різноманітних корисних копалин, завдяки масштабним роботам, пов'язаним з геологічним зніманням території України та палеогеографічними реконструкціями.

Виявом розуміння необхідності інтенсивного розвитку літолого-петрографічних досліджень в Україні стали накази Державної геологічної служби (№ 107 від 16 жовтня 2006 р.) та Національної академії наук України (№ 72/51 від 11 жовтня 2006 р.) про відновлення роботи Міжвідомчого петрографічного комітету, створеного при Відділенні наук про Землю НАН України та Державній геологічній службі України 2000 р., зокрема, створення при Комітеті літологічної підкомісії, яку очолив М. Ковальчук.

У рекомендаціях IV науково-виробничої наради геологів-зйомщиків України, що відбулася в Кривому Розі 2007 р., зазначено про необхідність розробки нормативного документа з систематики, номенклатури і термінології осадових порід. Літологічний комітет України, який тривалий час існував формально, рятуючи свій статус, провів 2008 р. літологічну конференцію.

Нині у відділі літології Інституту геологічних наук НАН України під науковим керівництвом М. Ковальчука напрацьовують матеріал для створення Літологічного кодексу України, в якому передбачено навести таку інформацію:

- застосування Літологічного кодексу України;
- загальні принципи систематики, класифікації, номенклатури осадів та осадових гірських порід;
- класифікаційні таблиці, діаграми для визначення осадів та осадових гірських порід;
- головні структури і текстури осадових утворень та їхню генетичну інтерпретацію;
- правила формалізації літологічних термінів;
- правила опису літотипів;
- методику розчленування осадових утворень;
- принципи і методи історико-геологічних досліджень;
- циклічний аналіз, класифікацію, ієрархію циклів і циклітів, зокрема, будову, походження й генетичні типи циклітів;

- основи генетичного аналізу, класифікацію генетичних типів відкладів та діагностичні ознаки генотипів;
- стадії та процедуру фаціально-палеогеографічних досліджень, класифікацію фацій;
- формації та формаційний аналіз, принципи визначення формаційної одиниці, типізацію і класифікацію геоформацій;
- правила визначення й найменування літологічних підрозділів різноманітних ієрархічних рівнів та право пріоритету в разі визначення підрозділів;
- правила зміни статусу підрозділів;
- правила кореляції літологічних підрозділів.

Літологічний кодекс України покликаний дати відповідне до сучасного стану літології трактування термінів, понять і назв, якими користуються фахівці-літологи у повсякденній практичній роботі і теоретичних дослідженнях та з якими можуть стикнутися в разі опрацювання виробничих звітів та геологічної літератури. Кодекс дасть змогу впорядкувати літологічну термінологію. Він призначений для геологів різноманітного профілю: літологів, геологів-зйомщиків, геологів, які провадять розшуки і розвідку родовищ корисних копалин в осадових відкладах, а також аспірантів, студентів і фахівців суміжних спеціальностей.

До створення Літологічного кодексу плануємо залучати літологів-науковців та геологів-виробничників, які вивчають і картують осадові товщі. Авторський колектив запрошує науковців і виробничників різних геологічних організацій та установ України долучитися до роботи зі створення Літологічного кодексу України та запропонувати науково-виробничій геологічній спільноті країни сучасні методично-методологічні засади літологічних досліджень, класифікацію осадів та осадових гірських порід, термінологічну базу тощо.

Отже, Літологічний кодекс України стане зведенням головних правил і рекомендацій, які затверджуватимуть і закріплюватимуть уніфіковану й стандартизовану літологічну термінологію та номенклатуру осадових утворень, а також таксономію літологічних підрозділів. Єдину понятійну базу використовуватимуть у разі складання державних геологічних карт різного масштабу, легенд до них, під час прогнозно-розшукових робіт, виконання тематичних досліджень та складання карт у рамках міжнародних проєктів.

МІДЬ У ПРОЦЕСАХ СЕДИМЕНТО-ДІАГЕНЕЗУ ЧЕРВОНОКОЛІРНО-ТЕРИГЕННИХ ВІДКЛАДІВ ДНІСТЕРСЬКОЇ СЕРІЇ ЛЬВІВСЬКОГО ПАЛЕЗОЙСЬКОГО ПРОГИНУ

Г. Компанець, М. Ковальчук, Л. Мороз

*Інститут геологічних наук НАН України
01601 м. Київ-54, вул. Олеся Гончара, 55б
E-mail: KMS 1964@ ukr.net*

З червоноколірно-теригенною формацією дністерської серії нижнього девону Львівського палеозойського прогину пов'язана стратиформна мідна мінералізація. Одним із завдань наших досліджень є оцінювання впливу фізико-хімічних

умов континентального басейну седиментації, за яких формувалися відклади цієї формації, а також безкарбонатного оглеєння цих відкладів на накопичення, перерозподіл і концентрацію міді під час седименто- й діагенезу. Застосування математико-статистичних методів (статистична обробка результатів спектрального аналізу) дало змогу обчислити статистичні параметри розподілу значень вмісту міді та її елементів-супутників у різних типах порід, які сформувалися за окиснювальних (червоноколірні породи) та відновлювальних (сіроколірні породи) умов, а також зазнали впливу процесів оглеєння на стадії діагенезу (зеленкуваті й зеленкувато-сірі породи).

Статистичні параметри розподілу – середнє значення вмісту елементів, медіанне значення, середньоквадратичне (стандартне) відхилення середнього значення вмісту елементів, показник асиметрії, показник ексцесу, коефіцієнт варіації, верхня межа фону, нижня межа аномалії – свідчать, що максимальні концентрації міді наявні в сірих, зеленкуватих, зеленкувато-сірих пісковиках з органічними рештками. Середнє значення вмісту міді в цих відкладах становить 0,39 %. Характер розподілу вмісту міді як у сірих, так і в зеленкуватих та зеленкувато-сірих пісковиках, однаковий, що підтверджене їхнім порівнянням за допомогою критерію Ван-дер-Вардена і свідчить про незначний вплив оглеєння на накопичення міді у відкладах. Для порівняння зазначимо, що в сірих, зеленкуватих, зеленкувато-сірих пісковиках без органічних решток та червоноколірних пісковиках середній вміст Cu становить, відповідно, 0,012 і 0,0037 %. Розподіл елементів-супутників у цих породах має свої особливості. Загалом у сірих, зеленкуватих, зеленкувато-сірих пісковиках, крім міді, зафіксовано максимальну концентрацію Ag, Y, Yb, Pb, Zr, Sb, Mo, Co, Ni; виявлено знижений вміст Be, Ba, Sc, Sn, Ti, V, Nb, Cr і Mn. У червоноколірних пісковиках наявна максимальна концентрація Y, Yb, Sn, Zr, Sb, Mo, Mn, Ni та знижений вміст Cu, Be, Ba, Ga, Sc, Pb, Ti, V, Cr, Co.

Розподіл міді та її елементів-супутників в алевролітах і аргілітах, які переважають у розрізі формації, закономірний. Середній вміст міді в алевролітах різного забарвлення становить, %: у червоних – 0,005, сірих – 0,01, зеленкуватих і зеленкувато-сірих – 0,019, зеленкуватих та зеленкувато-сірих міденосних – 0,21. У цих відкладах зафіксовано максимальну концентрацію таких елементів, як Ag, Sc, Y, Yb, Ti, V, Sb, Mo, Co, Ni. Виявлено знижений вміст Cu, Be, Ba, Sn, Pb, Zr, Nb, Cr, Mn; вміст Ga кларковий.

Середній вміст міді в аргілітах різного забарвлення становить, %: у червоних – 0,0091, сірих – 0,0094, зеленкуватих і зеленкувато-сірих – 0,0307, сірих міденосних – 0,26, зеленкуватих та зеленкувато-сірих міденосних – 0,33. В аргілітах визначено максимальну концентрацію Cu, Ag, Sc, Y, Yb, Pb, Ti, Zr, V, Sb, Mo, Co, Ni та знижений вміст Be, Ba, Sn, Nb, Cr, Mn; вміст галію кларковий.

Отже, зміна окиснювально-відновлювальних умов середовища басейну седиментації суттєво впливала на перерозподіл міді, а також срібла та інших елементів-супутників. Розвиток тих чи інших фізико-хімічних умов залежав, головню, від кількості захороненої на дні басейну алохтонної та автохтонної органічної речовини. Накопичення міді, яке пов'язане з безкарбонатним оглеєнням порід, було незначне. Певний перерозподіл елементів у товщі відбувався на стадії діагенезу і пов'язаний з відновленням оксидів заліза.

Загалом під час порівняння середнього вмісту наведених мікроелементів з'ясовано, що відклади дністерської серії мають таку геохімічну спеціалізацію: у

них значно підвищений вміст Ag, Co, Yb, Ni, Mo, Zr. Характерним для відкладів формації є знижений вміст барію.

Характер розподілу мікроелементів у ряді пісковики-алевроліти-аргіліти свідчить про його неупорядкованість, тобто про переважання випадкових зв'язків між мікроелементами, які зумовлені інтеграцією та багаторазовим перевідкладенням осадових порід, що нагромаджувалися в континентальній басейні, на стадії седиментогенезу.

ВАЖКІ МЕТАЛИ І СТРОНЦІЙ У ҐРУНТАХ БАСЕЙНУ РІЧКИ СЯН (ЛЬВІВЩИНА)

**М. Кость, Р. Паньків, І. Сахнюк,
Р. Козак, О. Майкут, О. Пальчикова, С. Галах**

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

За умов інтенсивного розвитку промисловості, транспорту, розробки корисних копалин різко зростає рівень забруднення природного середовища, зокрема ґрунтів. Ґрунт – це багаторічне депонувальне середовище забруднення, від якості ґрунту значно залежить екологічний стан повітря, вод, рослин тощо. Найнебезпечнішими забруднювачами є важкі метали, токсичність яких зростає зі збільшенням їхньої відносної атомної маси. Міграція й перерозподіл елементів зумовлені комплексом природних і антропогенних чинників.

Відомо, що мікроелементи в ґрунтах перебувають у формі важкорозчинних карбонатів, гідроксидів, сульфідів тощо, які внаслідок техногенної трансформації можуть переходити у рухомі форми за оптимальних для цього значень рН ґрунтового розчину. Тому надзвичайно важливі еколого-геохімічні дослідження ґрунтів стосовно міграційних форм важких металів за умов техногенного забруднення.

Мета роботи – виявити особливості розподілу валових і міграційних форм мікроелементів (Fe, Sr, Mn, Ti, Zn, Cr, Cu, V, Pb, Ni, Co та Cd) у транскордонних ґрунтах Яворівського і Мостиського районів Львівської обл.

Геохімічні дослідження ґрунтів виконано в басейнах річок Гребелька, Завадівка, Шкло, Вишня протягом 2007–2008 рр. (держбюджетна тема ІГГГК НАН України № Б 3/07 “Вплив діяльності гірничо-видобувних підприємств на стан навколишнього середовища прикордонних територій України і Польщі”). Ґрунти проаналізовано в атестованій лабораторії спектральних і хімічних методів аналізу інституту. Проби відбирали з шару ґрунту 0–20 см за методиками, згідно з державними стандартами. Виконано аналіз фізико-хімічних характеристик ґрунтів та екстракцію міграційних форм металів (амонійно-ацетатним буферним розчином з рН 4,8 та 1Н HCl). Концентрацію елементів у міграційній формі визначали атомно-абсорбційним спектральним методом (спектрофотометри С-115, С-115 М1), у валовій – атомно-емісійним (спектрографи СТЭ-1 та ИСП-51).

Геоморфологічно територія досліджень розташована в межах Надсянської зандрово-аккумулятивної рівнини (Передкарпатська область). Ґрунтовий покрив району представлений дерново-підзолистими, лучними, сірими опідзоленими ґрунтами. За гранулометричним складом вони супіщані, середньо- і легкосуглинкові. Вміст органічної речовини в них низький – до 4 %, і лише в басейні р. Вишня та в середній течії р. Шкло він зростає до 5–10 %. Значення рН_{KCl} для ґрунтів коливається в межах 4,69–7,31. Кількість вологи змінюється від 0,72 до 2,45 %, карбонатів – від 0,02 до 0,79 %.

З'ясовано, що за абсолютним вмістом у ґрунтах метали можна розташувати так: Fe>Ti>Sr>Mn>Zn>Cr>V>Cu>Pb>Ni>Co>Cd. Просторова неоднорідність кількості елементів у ґрунтах регіону зумовлена геолого-літологічними умовами генезису ґрунтів, їхніми фізико-хімічними властивостями та геохімічними особливостями самих металів. Найбільше змінні концентрації валових форм Mn, Fe, Sr, Cr, Zn, V, рухомих і кислоторозчинних форм Zn, Mn, Fe, Sr. Вміст рухомих форм металів у ґрунтах такий, мг/кг: Fe – 20,9–318,2; Sr – 20,0–80,0; Mn – 20,0–135,0; Zn – 2,6–16,5; Pb – 1,0–3,0; Cu – 0,08–1,90; Co – 0,17–0,90; Ni – <1,0–1,25; Cd < 0,17; кислоторозчинних: Fe – 816,7–6 333,3; Sr – 53,3–80,0; Mn – 77,3–672,7; Zn – 8,4–81,0; Pb – 6,0–14,0; Cu – 1,80–15,56; Co – 1,20–5,40; Ni – 2,5–8,0; Cd < 0,33.

Для оцінки ступеня забруднення ґрунтів важкими металами ми порівняли концентрації елементів у взірцях з ГДК. Аналіз отриманих даних засвідчив, що на території досліджень наявне перевищення кількості рухомої форми Mn та кислоторозчинної Mn і Zn над ГДК_{рух} та ГДК_{НСЛ}, відповідно.

Найбільшу кількість рухомих форм елементів зафіксовано у ґрунтах з вищим вмістом органічної речовини, ніж у малогумусових, кислих ґрунтах, та нейтральною реакцією ґрунтового розчину. З'ясовано, що на концентрацію міграційних форм елементів впливають їхній валовий вміст, кількість органічної речовини, кислотно-лужні умови та гранулометричний склад ґрунтів.

Отримані результати важливі для детальної характеристики ґрунтів прикордонних територій Львівщини, з'ясування ступеня забруднення їх важкими металами, визначення фонових концентрацій елементів у ґрунтах. З нашого погляду, під час наступних еколого-геохімічних досліджень ґрунтового покриву доцільно звернути увагу на динаміку вмісту валових і міграційних форм Mn, Zn, Sr, Fe, які часто домінують у ґрунтових водах району досліджень.

БІОЛОГІЧНО АКТИВНІ КРЕМЕНІ – НОВИЙ ПЕРСПЕКТИВНИЙ ВИД КОРИСНИХ КОПАЛИН В УКРАЇНІ

С. Крижевич

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

Під біологічно активними кременями нині розуміють різновиди природного кременю, які мають здатність поліпшувати споживчі характеристики питної води. Це явище 20 років тому відкрив науковий співробітник Інституту мікробіоло-

гії АН Білорусі А. Малярчиков (авторське свідоцтво СРСР № 1791396). Оброблена (активована) кременем вода отримала скорочену назву АКВ.

Наукову розробку відкритого ефекту розпочато в Білорусі, а нині цим активно займаються в Росії. Для цього розроблені державні програми і відповідна наукова тематика, відкрито фінансування. Біоактивним властивостям кременю вже присвячено чимало наукових статей, захищено кандидатські дисертації (Феномен кремня..., 1993; Шмигальский, Шмигальская, 1997; Крижевич, Стефанків, 2001).

Наукова модель процесу активізації кременем води поки ще перебуває на стадії розробки. Вважають, що механізм впливу кременю на воду пов'язаний з його здатністю на молекулярному рівні впливати на структуру води (Феномен кремня..., 1993). Це до певної міри нагадує процес структуралізації води у гомеопатії.

Нині оброблену кременем воду активно використовують у харчовій промисловості, медицині, екології. Населення країн Східної Європи масово виготовляє АКВ для поліпшення якості питного водопостачання. Останніми роками кремій став популярним товаром на місцевих і регіональних ринках. Наведені факти свідчать про те, що ми маємо справу з появою нового виду корисних копалин – біоактивного кременю.

На теренах України наявні кремені значного вікового діапазону – від карбону до неогену, однак провідну роль відіграють різновиди палеоген-крейдового віку. Палеогенові кремені супроводжують флішову формацію Східних Карпат, а крейдові пов'язані з карбонатно-кременистими товщами Східноєвропейської платформи.

На відміну від Росії та Білорусі, де вивчення ефекту біоактивізації води кременем має державну підтримку, в Україні офіційна наука ще “не помітила” цю проблему.

У Львові вивченням біоактивних властивостей кременів останніми роками на громадських засадах займається група дослідників геологічного та біологічного факультетів ЛНУ імені Івана Франка. З 2007 р. на геологічному факультеті проводять дослідження за темою Міністерства освіти і науки України “Геологічні умови утворення біологічно активних кременів заходу України” (номер державної реєстрації О107U002067).

Під час виконання теми отримано низку нових даних. Зокрема, з'ясовано, що, по-перше, кременям різного геологічного віку та утвореним за різних структурних умов притаманні різні біоактивні особливості. Найвищу активність мають кремені палеогенової менілітової світи. По-друге, розподіл біоактивних кременів у розрізах та за простяганням материнських товщ нерівномірний: на окремих ділянках (наприклад, у Старосамбірському районі Львівської обл., у північній частині Тернопільської обл.) виявлено їхню концентрацію.

На сучасному етапі вивчення біоактивних кременів у західних регіонах України можна зробити деякі висновки і навести рекомендації щодо подальших дій у цьому напрямі.

Біоактивні кремені можуть стати новим перспективним типом цінних корисних копалин в Україні. Протягом останніх п'яти-десяти років на регіональних і місцевих ринках кремені користуються сталим попитом, а ціна їх становить близько 100 грн за кілограм.

Необхідно виконати маркетингову експертизу цієї сировини, продовжити дослідження з виявлення ділянок для геологорозвідувальних робіт, на яких визна-

чити наявні запаси сировини, а також розпочати комплексні наукові дослідження нового типу корисних копалин. Головне завдання – розробити модель утворення біоактивного кременю за різних геологічних умов, конкретизувати розшукові ознаки та критерії.

СКЛАД ГАЗІВ МІКРОВКЛЮЧЕНЬ У ПРИРОДНИХ КРЕМЕНЯХ МЕЗО-КАЙНОЗОЮ ЗАХОДУ УКРАЇНИ

С. Крижевич¹, І. Наумко²

*¹Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4
E-mail: mineral@franko.lviv.ua*

*²Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України
79060 м. Львів, вул. Наукова, 3а
E-mail: igggk@mail.lviv.ua*

Аналіз складу газової компоненти з мікровключень у кременях виконано вперше. Досліджено чотири взірці кременю: три відібрано з карбонатних товщ крейдового віку чохла Східноєвропейської платформи, один – із менілітової світи палеогену Скибової зони Східних Карпат.

Попередньо для всіх взірців виконано вакуумну декрептометрію (лабораторія геологічного факультету ЛНУ імені Івана Франка, аналітик С. Ціхонь). Температурний інтервал першого піку газовиділення у всіх пробах однаковий і становить 40–60 °С. Температура відповідає середовищу на стадії седиментогенезу. Наступний пік газовиділення зафіксовано в інтервалі 160–200 °С. Він пов'язаний із включеннями карбонатів, які розсіяні у кременистій речовині платформних конкрецій чи утворюють кварц-карбонатні прожилки у геосинклінальних різновидах кременю.

Газову компоненту мікровключень проаналізовано в ІГГК НАН України на мас-спектрографі МСХ-3А (аналітик Б. Сахно). Газову фазу аналізували на шість компонентів: CO₂, N₂, CH₄, C₂H₆, C₃H₈, H₂S. Серед них виявлено лише CO₂, N₂ та CH₄.

Для конкрецій кременю крейдового віку кількість CO₂ коливається в межах 3,4–5,6 г/г проби. У кремені з менілітової світи Карпат вміст CO₂ значно нижчий – 1,6 г/г проби.

Вміст азоту в усіх пробах становить 3,9–14,0 г/г проби.

Метан визначено лише у пробі кременю з менілітової світи – 1,5 г/г проби.

Отже, склад газів у мікровключеннях кременю та кількісні параметри чітко пов'язані з особливостями складу вмісних порід, а наявність у складі мікровключень кременів менілітової світи метану узгоджується з високим вмістом органічної речовини у вмісних флішоїдних породах. Кількісно-якісні параметри газової фази в мікровключеннях можна використовувати для ідентифікації гальок кременю в молодших відкладах та для уточнення напрямів і відстані перенесення теригенного матеріалу.

РОЛЬ ГЕОЛОГІЧНИХ ЧИННИКІВ У ПРОГНОЗУВАННІ БУРШТИНОНОСНИХ ОБ'ЄКТІВ

М. Криницька

*Рівненська геологічна експедиція
м. Рівне, вул. Курчатова, 11
E-mail: rge@rv.uar.net*

Просторове розташування покладів бурштину в надрах Рівненщини суттєво відрізняється від інших видів каменесамоцвітної сировини. Така особливість зумовлена органічним походженням бурштину і тривалим процесом перетворення смоли у викопну смолу, що супроводжувалось її багаторазовим переміщенням. Отже, скупчення бурштину, в будь-якому випадку, – це первинні чи вторинні розсипи, утворені під час нагромадження смоли в структурних палеозниженнях морського басейну седиментації або в палеогеоморфологічних зниженнях суші.

У північних районах Рівненської обл. первинні розсипи бурштину пов'язані з пухкими породами межигірської світи нижнього олігоцену, а вторинні – з відкладами берекської світи верхнього олігоцену. Палеогеографічна обстановка формування первинних (корінних) розсипів – мілководний морський басейн, який забезпечував геохімічні умови, необхідні для остаточної фосилізації. Континентальні умови пізнього олігоцену забезпечували перемивання й перевідкладання первинних розсипів.

У четвертинних відкладах знахідки бурштину спорадичні. Промислове значення мають тільки первинні розсипи бурштину, а їхній масштаб залежить від багатьох геологічних чинників.

Поховані палеозниження з багатим вмістом бурштину, як і його уламки в пухких осадових породах, розподілені вкрай нерівномірно.

Для достовірності прогнозування родовищ бурштину потрібно брати до уваги всі геологічні чинники і передумови формування родовищ, а також прямі й непрямі ознаки наявності бурштину.

Сучасне розташування бурштиноносних об'єктів у земних надрах зумовлене сукупністю таких прямих чинників, як стратиграфічний, літолого-фаціальний та структурно-тектонічний.

Стратиграфічний чинник визначає розташування продуктивних горизонтів у загальному геологічному розрізі і нині визначений – рюпельський ярус. Цей чинник допомагає залучати вік геологічних відкладів для виділення бурштиноносних територій.

Вагомим чинником, який визначає масштабність поширення бурштиновмісних порід, є літолого-фаціальний. Він дає змогу прогнозувати розташування продуктивних скупчень викопних смол залежно від особливостей гранулометричного складу вмісних порід та їхньої фаціальної приналежності. Оскільки формування розсипів викопної смоли в північній частині Рівненської обл. відбувалося за мілководно-морських чи прибережно-морських умов, то для сингенетичних порід характерна різнозернистість псамітової складової, наявність псефітової, глинистої та алевритистої складових, глауконіту, уламків вуглефікованої деревини, гумусованих прошарків.

Структурно-тектонічний чинник зумовлює локалізацію скупчень бурштину в ділянках стику масштабних структурних елементів (в нашому випадку – це північно-західний схил Українського щита), у тім числі локальних тектонічних одиниць.

Наведені прямі прогнозні чинники – це реально визначені геологічні тіла і структури, які сприяли просторовій локалізації розсіпів бурштину.

Важливе значення мають також непрямі чинники, теоретично виведені завдяки порівнянню історії геологічного розвитку бурштиноносного району з його сучасною геологічною будовою. Такі чинники можна виявити за допомогою всебічного геологічного аналізу та геологічних побудов з урахуванням глибини ерозійного зрізу. Серед непрямих чинників зазначимо палеогеографічний, палеогеоморфологічний, палеотектонічний, палеогідродинамічний та чинник ерозійного зрізу та врізання.

Палеогеографічний чинник дає змогу визначити розташування берегової лінії, наявність стійкої суші та локальних палеопідвищень і, відповідно, віддаленість і масштабність ареалів поширення смолопродукувальних дерев, палеоморфологічний – дослідити морфоструктуру дна морського басейну, палеотектонічний – визначити вплив тектонічних рухів на трансгресивну і регресивну діяльність моря та швидкість ерозійних процесів на суші і, відповідно, вплив на транспортування й захоронення смоли, палеогідродинамічний – визначити вплив гідродинаміки басейну на бурштинонакопичення. Чинник ерозійного зрізу та врізання допомагає залучати постседиментаційні процеси.

До непрямих прогнозних чинників можна також зачислити палеокліматичний і палеофлорний, які безпосередньо визначають лише масштабність поширення видів дерев, здатних виділяти бурштинову смолу.

Обґрунтоване за допомогою прогнозних геологічних чинників виділення територій розташування первинних розсіпів бурштину є геологічною підставою для правильного напрямку розшуків, якісних геологорозвідувальних робіт, об'єктивного перспективного оцінювання промислової цінності виявлених проявів бурштину.

ГЕОЛОГО-МІНЕРАЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ТРАВЕРТИНОВОГО ПРОЯВУ “ТРОСТЯНЕЦЬКИЙ” (РАХІВСЬКИЙ РАЙОН)

С. Кріль, С. Ціхонь

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

Травертиновий прояв “Тростянецький” розташований на північній околиці с. Кваси Рахівського р-ну, у правому борті потоку Тростянець (100 м від гирла).

Прояв приурочений до зони насуву Поркулецького покриву на Чорногорський. Вмісні породи представлені товщею відкладів яловичорської світи – пісковиками із включеннями вуглистої матерії, які перешаровані з аргілітами чорного, сіро-чорного кольору.

Породи інтенсивно змінені під впливом тектонічних процесів. Розмір зони дроблення порід досягає 40 м. Тріщини, які утворилися в пісковиках, виповнені карбонатними мінералами.

На поверхні зони дроблення відбувається формування травертинового тіла, яке має видовжену форму, довжину 5 м і ширину 0,2–1,5 м. Потужність його невелика – від 0,5 до 3–10 см.

Травертинові утворення слабо озалізнені, для них характерні біогенні текстури з відбитками флори та натічні утворення.

Пісковики слюдисті, несортвані, дрібнозернисті (до алевриту), сірі, масивні, дуже міцні, подекуди містять обвуглений рослинний детрит. За мінеральним складом породи поліміктові. Серед теригенних уламків виявлено зерна кварцу, калієвого польового шпату, плагіоклазу, слюди. Тип цементу – заповнення пор, за складом він глинисто-вапнистий, вапнистий. Виявлено орієнтовану шаруватість зерен і часті заміщення біотиту й мусковіту хлоритом, що є ознакою низько-температурних фацій метаморфізму.

У породах діагностовано такі мінерали, як кальцит, арагоніт, карбонати залізо-манганового складу, давсоніт.

Рідкісний кальцит наявний у вигляді дрібної присипки на пісковіку, а також на дзеркалах ковзання. Кристали білого кольору, ромбоєдричного габітусу. Значимо, що кальцит є головним мінералом травертинового тіла.

Арагоніт – найпоширеніший мінерал описуваного прояву. Він представлений видовжено-призматичними кристалами, іноді здвійникованими. Розмір кристалів змінюється від 0,5 до 3,0 см. Вони, зазвичай, прозорі, хоча деякі мають зональну будову, яка виявлена у зміні забарвлення (помаранчеві, білі та безбарвні зони). Природа зонального забарвлення не з'ясована, однак ми припускаємо, що помаранчеве забарвлення зумовлене наявністю твердих включень реальгару та оксидів заліза, біле – флюїдними включеннями або тріщинуватістю.

У кристалах арагоніту виявлено первинні двофазові (газово-рідкі) та вторинні однофазові (ймовірно, рідкі) флюїдні включення. Первинні включення розташовані переважно по зонах росту кристала, у вигляді поодиноких великих (0,1–0,2 мм) включень та їхніх родин. Такі включення видовжені, неправильної форми, трапляються як плоскі, так і об'ємні. Наповнення вакуолі змінюється від 75 до 95 %. Температура гомогенізації становить 90–126 °С. Вторинні однофазові включення видовженої форми розташовані ланцюжками, які виповнюють поперечні до видовження кристала тріщинки. Такі включення дуже дрібні.

Карбонати залізо-манганового складу, рентгенометрично не діагностовані, трапляються у вигляді кірочок на поверхні пісковіку, а також добре огранених дрібних кристалів, які мають ромбоєдричний габітус і медове забарвлення. Вони формуються на кальциті й кородованих ділянках кристалів арагоніту.

Давсоніт трапляється зрідка у вигляді землястих мас і променистих голкоподібних агрегатів, має характерний восковий полиск.

Отже, прояв “Тростянецький” приурочений до зони насуву і має карбонатний мінеральний склад: травертинове тіло складене винятково кальцитом, а прожилки в пісковиках – переважно арагонітом.

ГЕОЛОГІЯ, МЕТАЛОГЕНІЯ, ПРОГНОЗУВАННЯ, МЕТОДИ РОЗШУКІВ ТА ОЦІНЮВАННЯ РОДОВИЩ ОКЕАНСЬКИХ ПОЛІМЕТАЛЕВИХ КОНКРЕЦІЙ

В. Кругляков

*Державний науковий центр "Южморгеологія"
Росія, Краснодарський край, м. Геленджик, вул. Кримська, 20
E-mail: ocean@ymg.ru*

Нині родовища корисних копалин на континентах значно вичерпані. Це привело до необхідності освоювати дно Світового океану. Передусім на дні моря почали розшукувати й експлуатувати родовищ нафти і газу. Близько 40 років тому фахівці зацікавилися твердими корисними копалинами дна океану. Вже протягом 30 років активно розшукують поліметалеві конкреції, трохи пізніше почали роботи з вивчення можливих родовищ рудних кірок на схилах підводних гір і сульфідів у рифтових долинах серединно-океанічних хребтів.

Поліметалеві конкреції океанічних улоговин залягають на поверхні дна одним шаром. Конкреції розрізняються за розміром, характером поверхні, хімічним і мінеральним складом. На цій підставі з кінця 70-х років ХХ ст. конкреції за генезисом поділяють на три типи: гідрогенні, літогенні та змішані.

Дослідження, виконані нашим підприємством, засвідчили, що варіації складу, текстури й зовнішнього вигляду конкрецій є наслідком не різного генезису, а різних фаціальних умов їхнього утворення. Про це свідчить аналіз балансу елементів конкрецій і підстильних осадових утворень, з одного боку, та придонної води, – з іншого. Всі конкреції за елементним складом пов'язані з базальтовим і гідротермальним комплексами. У найбільшій за площею та найбагатшій за вмістом рудних компонентів провінції Кларіон–Кліппертон у Тихому океані сучасних вулканів нема. Наймолодші вулканічні гори мають еоценовий вік. Гідротермальні прояви проблематичні. Це дає змогу припускати гальміролітичну природу конкрецій та рудних кірок.

Хімічний склад конкрецій залежить від потужності осадових порід, які перекривають базальтовий фундамент. Ідеться, передусім, про верхні шари, представлені глинами. Глини є хроматографічною колоною, на якій рухомі елементи розділяються за відносними показниками рухомості. За мінімальної потужності глин розділення елементів не відбувається. Тому рудні кірки і конкреції містять порівняно більше заліза, рухомість якого найменша. Кількість мангану, нікелю й міді, відповідно, порівняно знижена. За таких умов конкреції дрібні, тонкошаруваті, мангановий модуль (співвідношення Mn/Fe) у них становить близько 3. Такі конкреції багато дослідників зачисляють до гідрогенних. Якщо потужність глин становить близько 20 м, то конкреції грубошаруваті, їхній середній розмір – 8 см і більше, а мангановий модуль – 5 і більше. Дослідники, які визнають різні генетичні типи конкрецій, зачисляють такі конкреції до діагенетичних, або літогенних. Якщо ж потужність глин перевищує 20 м, то кількість конкрецій на дні значно зменшується аж до їх повної відсутності (рухомі компоненти не досягають геохімічного бар'єру на межі літосфера–гідросфера).

Залягання конкрецій на поверхні дна одним шаром визначило технологію розшуків та оцінювання родовищ. Спочатку багатопроневим ехолотом промі-

рюють дно. Батиметрична карта є основою для геоморфологічної карти, на підставі якої починають розшуки (оскільки конкреції залягають на плоских горизонтальних або плавно похилих поверхнях). Для оконтурювання локальних скупчень використовують придонне геоакустичне профілювання, яке дає інформацію про деталі будови поверхні, а також про будову верхньої частини літосфери до глибини близько 100 м нижче від поверхні дна. Потім виконують придонне фототелевізійне профілювання. Фотокадри використовують для одержання кількісної інформації, відеофільм – для якісної характеристики профілю між фотокадрами. На підставі даних, отриманих дистанційними методами, визначають місця відбирання проб конкрецій, гірських порід та осаdів.

Первинну обробку матеріалів провадять у лабораторіях на суднах, спеціальні дослідження – у стаціонарних лабораторіях.

ТРИВИМІРНЕ БАСЕЙНОВЕ МОДЕЛЮВАННЯ ГЕНЕРАЦІЇ НАФТИ Й ГАЗУ В ПІВНІЧНО-СХІДНІЙ ЧАСТИНІ ЧОРНОГО МОРЯ

М. Круглякова

*ЗАО “Черноморнефтегаз”
Росія, м. Геленджик, вул. Керченська, 3, літер А*

Уперше виконано тривимірне моделювання для північно-східної частини Чорного моря. Район моделювання охоплює Туапсинський прогин і вал Шатського – континентальну країну від траверзу м. Сочі до підняття Паласа (траверз Керченської протоки). Під час моделювання використано програму Petromod (Shlumberger). Підґрунтям моделі стали сучасні уявлення про геологічну будову регіону, доповнені даними геохімічних досліджень, одержаними останніми роками. Змодельовано розвиток двох гіпотетичних генераційно-акумулятивних вуглеводневих систем – мезозойського та кайнозойського осаdових комплексів.

До мезозойської системи нафтогазоматеринських порід належать глинисті відклади середньої юри, колекторами є карбонатні породи верхньої юри, а перекирвні утворення представлені глинисто-карбонатними породами крейдового віку. Кайнозойський осаdовий комплекс (відклади майкопської серії) – це самостійна генераційно-акумулятивна вуглеводнева система, яка містить нафтоматеринські породи, колектори та покришки.

У відкладах мезозойської нафтогазоматеринської товщі вміст органічного вуглецю становить 1,5 %, водневий індекс – 400 мг вуглеводнів у грамі $C_{орг}$, у кайнозойських відкладах, відповідно, – 1,31 % та 300 мг вуглеводнів у грамі $C_{орг}$.

Головні результати моделювання такі. Нафтоматеринська товща мезозойської генераційно-акумуляційної системи нині активна. У мезозойських резервуарах газонафтові скупчення можливі у центральних частинах валу Шатського, на піднятті Паласа, а також у районі Чорноморсько-Грузинської зони підняття (якщо там є пастки). У пастках північного борту валу Шатського найімовірніші газові скупчення.

Для кайнозойської системи Туапсинський прогин є ділянкою як генерації, так і акумуляції. Найімовірніший тип флюїду в антиклінальних складках центральної частини прогину – газ, у складках прибортових частин прогину – нафта.

АЛЬПІЙСЬКА ІСТОРІЯ ФОРМУВАННЯ ГІРСЬКИХ СПОРУД КАРПАТ І КРИМУ

Ю. Крупський¹, Р. Лещух²

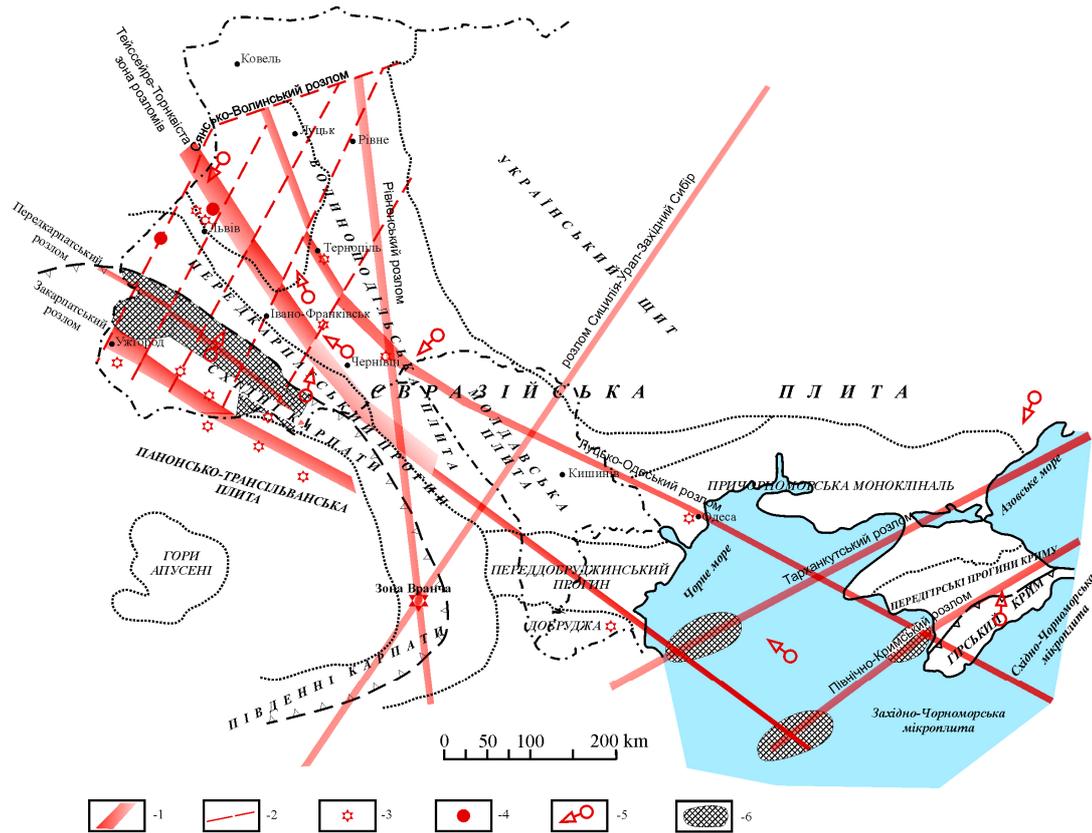
*¹Науково-дослідний інститут нафтогазової промисловості
НАК “Нафтогаз України”
E-mail: viddil_ngg@i.ua*

*²Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4
E-mail: r_leschukch@mail.ru*

Карпатська дугоподібна складчасто-покровна структура почала формуватися завдяки розташуванню в жорстких межах докембрійських геоструктурних споруд (Чеського масиву, Волино-Подільської та Мізійської плит, Панонського середнього масиву) і наступному зіткненню низки плит і мікроплит: Східноєвропейської мікроплити з Африканською плитою, яка рухається з південного заходу через проміжні Адріатичну й Панонську мікроплити, Західноєвропейської мікроплити (рухається із заходу–північного заходу) з Панонською мікроплитою і Аравійської плити (рухається з півдня–південного сходу через Анатолійську і Західно-Чорноморську мікроплити) з мікроплитою Трансільванської й Панонської западин. Різниця в масі плит і мікроплит незначна, тому зіткнення відбувається за схемою колізії та пологої субдукції під Панонську й Трансільванську западини дещо важчих і холодних плит з північного заходу, північного сходу і південного сходу. Колізійні пояси цих плит і мікроплит обмежені складчато-насувними субдукційними зонами. Колізія й полого субдукція спричинили розігрівання мантійних мас, формування мантійного астеноліту і його підняття, що привело до інтенсивного теплового потоку та зменшення потужності кори під Панонською і Трансільванською западинами. Цим пояснюється високе положення межі Мохо під названими западинами. Внаслідок субдукції Євразійської плити під Панонську і Трансільванську мікроплити протягом пізньої крейди–дотепер поглинуто до 150 лінійних кілометрів субстрату, а крейдово-палеогеновий фліш був зірваний зі своєї основи й інтенсивно деформований у структури з північною, північно-східною та південно-східною вергентністю.

Перед складчастою спорудою Криму на північному сході виділяють платформу частину (Скіфська мікроплита), південніше – систему прогинів та дещо піднятих структур широтного простягання, ще південніше – гори Криму та Кавказу, сформовані під час кімерійської й альпійської фаз складчастості. Південніше цих гір сформувалася палеогенова западина Чорного моря, в якій розрізняють Західно- і Східно-Чорноморську частини. Південний берег Чорного моря складений гірськими масивами Понтійських гір (Понтіди), які утворилися під час альпійської складчастості й випуклим боком дуги орієнтовані на північний схід. Система Кримських та Кавказьких гір, з урахуванням їхнього над- і підводного поло-

ження, має дугоподібний вигляд і випуклою частиною орієнтована на північний схід. Вона сформувалась унаслідок колізії Євразійської плити з плитами теперішніх Східно- і Західно-Чорноморської западин. Початок колізії належить до тріасового періоду (кімерійська складчастість). Протягом тріасу, юри і крейди утворилися: система прогинів, Кримські та Кавказькі гори, западина Чорного моря. Протягом юри-крейди-палеогену відбувався процес денудації Кримських гір. Наприкінці крейди відновилися тектонічні рухи альпійського тектогенезу, про що свідчать лаколіти у Внутрішньому пасмі Кримських гір.



1 – трансрегіональні розломи; 2 – регіональні розломи; 3 – епіцентри землетрусів; 4 – “гарячі” точки; 5 – напрям рухів земної кори; 6 – зони інтенсивної глибинної міграції флюїдів.

Протягом альпійського циклу складчастості Аравійська і Анатолійська плити рухаються до південного заходу, їхній рух передається західній частині Чорноморської плити, яка клином за зоною Тейссейре–Торнквіста вдавлюється в тіло Євразійської плити. Цей рух відчутний до району Балтійського моря. Нині триває рух Євразійської плити до південного заходу та її колізія зі Східно-Чорноморською плитою. Як наслідок – сформувалася западина Азовського моря, триває формування Індоло-Кубанського прогину, утворилась лагуна Сивашу. Сучасне Азовське море – це зовнішня частина передгірської западини, де формуються моласові відклади, сучасне Чорне море – міжгірна западина.

Протягом сучасної епохи активізувалися рухи за транс'європейською зоною тектонічної активізації – зоною Тейссейре–Торнквіста. Це підтверджене низкою землетрусів, наявністю “гарячих” місць та GPS-вимірюваннями (див. рисунок).

ПРОЛІТИЧНА ГАЗОВА ХРОМАТОГРАФІЯ – НОВИЙ МЕТОД ГЕНЕТИЧНОЇ МІНЕРАЛОГІЇ

Г. Кульчицька

*Інститут геохімії, мінералогії та рудоутворення
імені М.П. Семененка НАН України
03142 м. Київ, просп. акад. Палладіна, 34
E-mail: kulchec@igmof.gov.ua*

На зміну *PT*-параметрів середовища мінералоутворення найбільше реагують леткі компоненти мінералів, тому їх здавна залучають до вирішення завдань генетичної мінералогії.

Найвідоміший спосіб реконструкції умов мінералоутворення ґрунтується на виявленні й дослідженні захоплених мінералом часточок флюїдного середовища, в якому він кристалізувався, – флюїдних включень у мінералах. Одні флюїдні компоненти, зокрема гази, які низько киплять, реагують на зміну тиску, інші, наприклад, водні розчини, – чутливіші до зміни температури.

За 150 років розвитку вчення про флюїдні включення у мінералах завоювало непохитний авторитет, підкріплений великим дослідницьким досвідом, теоретичними розрахунками та експериментальним вивченням систем, аналогічних до природних.

Єдина проблема полягає в тому, що флюїдні включення, придатні для реконструкції умов мінералоутворення, рідкісні у природних кристалах, тоді як практичний інтерес вимагає простежити зміну параметрів від початку до завершення процесу мінералоутворення. Такі чинники, як перехідні елементи в структурі мінералу, його непрозорість для світла, спайність, висока густина законсервованих флюїдів ускладнюють визначення параметрів навіть у тому разі, якщо включення наявні.

Леткі компоненти мінералів не обмежені флюїдними включеннями. Крім законсервованих газів і рідин, які механічно утримуються в мінералі у закритих порах, мінерали містять адсорбовані леткі молекули у відкритих порах, де вони утримуються фізично електростатичними силами. До цієї категорії можна зачислити також міжпакетну, кристалізаційну та цеолітну воду, хоча для її утримування задіяні й механічні сили. Найбільше поширені і різноманітні хімічно зв'язані леткі компоненти. Хімічні групи (гідроксильні, карбонатні, карбоксильні, сульфідні, сульфатні тощо) і комплекси з леткими елементами в різній кількості містяться у всіх мінералах. В одних вони є елементами структури (карбонати, сульфати, нітрати), в інших – пов'язані з її дефектами (від точкових до лінійних і площинних).

Об'ємні тривимірні дефекти з леткими компонентами – це вже флюїдні включення в мінералах. У них хімічні групи з леткими елементами, що вкривають сті-

нки закритої пори, перебувають у рівновазі з молекулярним флюїдом всередині порожнини вакуолі. Рівновага є також між фізично адсорбованими молекулами і поверхневими атомами відкритої пори. Молекули адсорбованої води у прилеглому шарі настільки тісно пов'язані з поверхнею пори, що, по суті, це вже не молекули, а гідроксильні групи. Можна навести багато доказів того, що у рівновазі перебувають усі леткі компоненти мінералу відповідно до тих умов, в яких він перебуває. Зі зміною цих умов (у природі чи в лабораторії) змінюється рівновага між різними групами летких компонентів. Якщо лабораторну підготовку мінеральних проб здійснювати за стандартних умов, то всі відмінності у складі летких компонентів між подібними мінералами будуть зумовлені різними умовами їхньої кристалізації чи перекристалізації. І так можна отримати інформацію про ці умови.

Є різні способи вилучення всіх летких компонентів мінералу і дослідження їхнього складу. Один із способів – газохроматографічне визначення летких продуктів піролізу. Під час нагрівання мінеральної проби в інертній атмосфері у леткий стан поступово переводять фізично адсорбовані молекули → компоненти флюїдних включень → хімічно сорбовані компоненти. Температура випаровування окремих груп летких компонентів різна, що дає змогу частково розмежувати джерело надходження піролізних газів. Недоліком піролізного вилучення є неможливість відмежувати гази, що перебували в мінералі як молекулярні сполуки, від тих, що утворилися в процесі піролізу внаслідок дисоціації й конденсації груп з леткими елементами.

Найпоширенішими газовими компонентами піролізної суміші є сполуки гідрогену й карбону: H_2 , H_2O , CO і CO_2 утворюються під час піролізу будь-якого мінералу. Криві виділення цих чотирьох сполук залежно від температури піролізу формують газопіролітичний спектр, який є типоморфною ознакою заданого мінералу, що утворився за певних умов. Типоморфними є положення кривих у координатах температура піролізу–кількість речовини, взаємне розташування кривих та їхня форма.

На відміну від індивідуальних флюїдних включень, газопіролітичні спектри дають змогу порівнювати всі мінерали подібного складу незалежно від їхніх фізичних властивостей. Велика частка H_2O свідчить про невисоку температуру мінералоутворення, така ж частка CO_2 , навпаки, – про підвищений тиск флюїдів. Збільшення співвідношення CO/CO_2 можна трактувати як наслідок відновлювальних умов, а зростання H_2/H_2O є доказом кислотного характеру ОН-груп.

Оскільки леткі компоненти нерівномірно розподілені між мінеральними видами, то газопіролітичні спектри всього парагенезису точніше характеризують флюїдний режим мінералоутворення, ніж окремі мінерали. Чим ширше охоплена аналізом мінеральна асоціація, тим точніше отримані піролізні характеристики відображають параметри її кристалізації.

Газопіролітичні спектри природних парагенезисів дають змогу порівнювати всі без винятку геологічні комплекси. Проте не треба забувати, що склад продуктів піролізу лише віддзеркалює склад летких компонентів у середовищі мінералоутворення, однак ніяк не тотожний до нього.

**РЕЗУЛЬТАТИ СТАТИСТИЧНОГО АНАЛІЗУ ПЕТРОФІЗИЧНИХ ВЛАСТИВОСТЕЙ
ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ КАМ'ЯНОВУГІЛЬНИХ ВІДКЛАДІВ
ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЧАСТИНИ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ**

І. Куровець, Г. Притулка, Ю. Шуфляк

*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України
79060 м. Львів, вул. Наукова, 3а
E-mail: stcu1474@lviv.net*

Петрофізичні властивості порід і взаємозв'язки між ними вивчено на вибірках, сформованих із взірців керна Тимофіївської, Гадяцької, Харківцівської, Семенцівської, Котелевської та Розпашнівської площ Дніпровсько-Донецької западини. Вибірки схарактеризовано такими параметрами: глибиною залягання H , коефіцієнтами пористості за атмосферних K_p і пластових умов K_{pP} , коефіцієнтом проникності $K_{пр}$, питомою вагою σ , інтервальним часом проходження поздовжніх хвиль ΔT і відносним опором (параметром пористості) P_p , заміряних за умов, наближених до пластових, карбонатністю C , коефіцієнтом об'ємної глинистості $K_{гл}$, середнім діаметром кластичних зерен D , коефіцієнтом їхнього сортування S_o і асиметрії S . Під час формування вибірок використано результати лабораторного дослідження керна, виконаного в Полтавській ЕГДС. Результати лабораторних досліджень керна опрацьовано за допомогою методів математичної статистики.

Коефіцієнт пористості порід-колекторів найтісніше корелює з відносним електричним опором. Коефіцієнт кореляції між параметрами K_p і $\lg P_p$ у вибірках змінюється від 0,90 на Гадяцькій площі до 0,99 на Тимофіївській і Розпашнівській. На Гадяцькій площі породи перебувають на стадії пізнього катагенезу. Пористість колекторів, зазвичай, вторинного походження, сформувалася завдяки вилуговуванню карбонатного цементу. Зв'язку між пористістю та вмістом глинистого матеріалу і розміром кластичних зерен не виявлено. Коефіцієнти кореляції параметра K_p з $K_{гл}$ і D незначимі (-0,11 і 0,22, відповідно). Простежується залежність пористості від карбонатності і відсортованості кластичного матеріалу. Коефіцієнт кореляції пористості з карбонатністю становить -0,66, а з коефіцієнтом сортування - (-0,59). Наявність зв'язку пористості з коефіцієнтом сортування і відсутність його з глинистістю свідчать, що катагенетичні перетворення найінтенсивніше відбуваються в слабо глинистих відсортованих пісковиках. На пористість порід, які менше зазнали катагенетичних перетворень, впливають вміст глинистого матеріалу і розмір кластичних зерен.

Залежність ємнісно-фільтраційних властивостей та фізичних параметрів від гранулометричного й мінерального складу найчіткіше виявляється для пісковиків верхнього карбону Розпашнівської площі, які перебувають на стадії раннього катагенезу. Зокрема, коефіцієнти кореляції параметрів K_p , $\lg P_p$ і ΔT з середнім діаметром зерен становлять, відповідно, 0,65, -0,60 і 0,53, а з коефіцієнтом об'ємної глинистості - відповідно, -0,52, 0,54 та -0,47

З пористістю і проникністю тісно пов'язаний інтервальний час ΔT . Коефіцієнт кореляції між параметрами K_p і ΔT змінюється в межах 0,87-0,96, а між $K_{пр}$ і ΔT - 0,61-0,85. Виявилось, що чим породи інтенсивніше охоплені катагенетичними процесами, тим слабше виражений зв'язок ΔT з пористістю і проникністю піско-

виків. У таких випадках значно впливає карбонатність і відсортованість клас-тичних зерен.

На окремих площах пористість з глибиною мало змінюється. Коефіцієнт кореляції параметра K_p з $\lg H$ коливається від $-0,18$ до $-0,36$.

В об'єднаній вибірці, яку сформовано із взірців порід нижньокам'яновугільних відкладів Тимофіївської, Гадяцької, Харківцівської, Семенцівської та Котелівської площ, коефіцієнт кореляції пористості з параметром $\lg P_p$ становить $-0,97$, а з $\Delta T - 0,89$. Чіткіше виражена залежність пористості від глибини залягання порід. Коефіцієнт кореляції між K_p і $\lg H$ дорівнює $-0,66$. Таку залежність можна пояснити широким діапазоном зміни глибини залягання (з 630–5 540 м) і різним ступенем катагенетичних перетворень порід на окремих площах.

Отже, глибина є інформативним параметром, який потрібно брати до уваги в разі побудови уніфікованих петрофізичних моделей порід-колекторів.

ЛІТОЛОГО-ПЕТРОФІЗИЧНІ І МІНЕРАЛОФЛЮЇДОЛОГІЧНІ ВЛАСТИВОСТІ ВІДКЛАДІВ СИЛУРУ ЛЬВІВСЬКОГО ПАЛЕОЗОЙСЬКОГО ПРОГИНУ

І. Куровець, І. Наумко, Г. Притулка, А. Шира, Ю. Шуфляк, П. Чепусенко

*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України
79060 м. Львів, вул. Наукова, 3а
E-mail: stcu1474@lviv.net*

Ефективність розшуків та розвідки нафтогазових родовищ значно залежить від повноти і всебічного вивчення й узагальнення накопичених геологічних матеріалів.

Ми вивчали літолого-петрографічні, петрофізичні та мінералофлюїдологічні особливості порід силурійського віку в низці свердловин Львівського палеозойського прогину. Методами математичної статистики проаналізовано й систематизовано результати лабораторних досліджень колекторських властивостей порід-колекторів, виконаних в інших геологічних установах.

Палеогеографічні умови утворення осадових та наступні постседиментаційні й катагенетичні процеси зумовили мінеральний склад, петрофізичні та мінералофлюїдологічні властивості порід силуру.

Утворення силурійських відкладів у східній частині палеозойського прогину відбувалося за лагунно-шельфових умов, а в західній частині – за умов відкритого моря. Зміна палеографічної обстановки привела до зміни складу відкладів у цьому ж напрямі з суто карбонатного на карбонатно-глинистий і глинисто-карбонатний. У зоні переходу шельфу до відкритого басейну формувалися різні за морфогенетичними особливостями органогенні споруди.

Лагунно-шельфові відклади розкриті свердловинами Володимир-Волинська-1, 2, Луцьк-1, Горохів-1, Берестечко-1, низкою свердловин на площі Локачі та ін. Відклади представлені органогенно-уламковими вапняками, сульфатизованими доломітами, мергелями, ангідритами, аргілітами, зрідка алевролітами й пісковиками. Колекторські властивості силурійських порід у межах цієї зони загалом низькі. Значення відкритої пористості більшості взірців керн не перевищують

4–5 %, а проникність – $0,1 \cdot 10^{-3}$ мкм². Більш пористі породи трапляються в західній частині зони, де вони занурені на невелику глибину. Зокрема, поодинокі взірці пісковиків у свердловині Луцьк-1 мають пористість 7,8–11,1 %, а у свердловині Володимир-Волинська-2 значення пористості порід досягає 20,4 %, проникність – $90,3 \cdot 10^{-3}$ мкм².

Зарифовий депресійний тип силурійського розрізу розкрито свердловинами Перемишляни-1, Підгайці-2, Новий Витків-2, 3, Великі Мости-30, Балучин-3, Загорівська-1, Лудин-1, 15, Ліщинська-1, Сокальська-1 та ін. Відклади морського типу складені, головню, піщано-глинистими породами й вапняками. Кількість карбонатних прошарків поступово зменшується в західному напрямі. Відкрита пористість карбонатних порід у межах цієї зони звичайно не перевищує 3–4 % і тільки для поодиноких взірців на площі Новий Витків та у свердловині Загорівська-1 досягає 6,0–6,6 %. Проникність – до $0,1 \cdot 10^{-3}$ мкм². Низькі колекторські властивості порід зумовлені як первинними седиментаційними чинниками (передусім підвищеним вмістом глинистого матеріалу), так і інтенсивним розвитком епігенетичних процесів – кальцитизацією, скременинням тощо.

Органогенні споруди силуру розкриті на Оглядівській, Мінковицькій, Локачинській, Горохівській, Коропець-Пишківській, Підгайцівській і Бучацькій площах. Рифові споруди, зазвичай, тяжіють до розривних тектонічних порушень. Згідно з наявними геолого-геофізичними даними, силурійські споруди складені різноманітними карбонатними породами з невеликою домішкою глинистого матеріалу. Карбонатні утворення представлені органогенними, органогенно-уламковими, уламковими вапняками та органогенними доломітами.

Відкрита пористість силурійських карбонатних порід у межах розвитку органогенних споруд, за даними лабораторних досліджень керна, змінюється від 0,5 до 16,2 %, а проникність – від практично непроникних до $5,33 \cdot 10^{-3}$ мкм². Максимальні значення проникності ($46,9 \cdot 10^{-3}$ мкм²) зафіксовані у взірцях доломіту зі свердловини Локачі-5. У більшості випадків проникність $< 0,01 \cdot 10^{-3}$ мкм². Однак зауважимо, що під час лабораторних досліджень керна звичайно отримують занижені значення пористості і проникності, оскільки в невеликих об'ємах взірців нема каверн значного діаметра (2–3 см) і тріщин, які утворюються під час вторинних процесів.

Для органогенних, органогенно-уламкових вапняків і вторинних доломітів біогермів характерні порові, кавернозні, тріщинно-порові і тріщинно-кавернозні колектори. Первинна пористість цих порід низька (не перевищує 3–4 %) і зумовлена порожнинами як усередині організмів, так і між ними. Серед вторинних порожнин наявні пори перекристалізації, доломітизації, каверни і тріщини. Утворення вторинної пористості в силурійських біогермних породах пов'язане з процесами перекристалізації, доломітизації, вилуговування й тектонічного розуцілення порід (Куровець зі співавт., 2006, 2008; Куровець, Наумко, 2009). Виявлено випадки заліковування субвертикальних тріщин кальцитом, зрідка бітумами й полімінеральною речовиною.

Флюїдні включення у мінералах і закриті пори у вапняках містять 98,8–100,0 об. % CH_4 і 0,1–1,2 об. % CO_2 , а у включеннях у кальциті з краплень-виділень у вапняку CH_4 становить 100,0 об. % (свердловина Бучацька-3). Відносна газонасиченість включень порівняно низька (0,20–0,75 Па), в їхньому складі нема пари води (Наумко зі співавт., 2009).

Електричний опір порід змінюється від 20–150 Омм у карбонатно-глинистому розрізі до 1 000 Омм і більше в органогенних спорудах, пластова швидкість акустичних хвиль – від 3 730 до 5 500 м/сек, відповідно. Коефіцієнт пористості теригенних порід помітно зменшується зі збільшенням глибини залягання. Значення пористості порід найтісніше корелюють з об'ємною масою. Зв'язок між значеннями пористості та відносного опору слабкий. Проникність силурійських відкладів дещо зростає з глибиною їхнього залягання, що свідчить про формування в них тріщинної пористості. Проникність теригенних порід найтісніше корелює з відносним опором. На відносний опір значно впливає вміст карбонатного матеріалу: збільшення карбонатності спричинює підвищення електричного опору. Зв'язок між коефіцієнтами проникності і пористості менш помітний ($r = 0,4$).

Кореляційні зв'язки між петрофізичними параметрами в карбонатних породах виражені слабше (порівняно з теригенними). Практично нема зв'язку коефіцієнта пористості з глибиною і відносним опором, причому в породах помітніше зменшується з глибиною вміст карбонатного матеріалу. Збільшення ж його вмісту в карбонатних породах, на відміну від теригенних, призводить до зменшення електричного опору і зростання проникності. Це доводить, що в карбонатних породах інтенсивніше відбуваються вторинні процеси – доломітизація, перекристалізація, вилуговування, внаслідок яких утворюються вторинні пори й мікротріщини. Їхня наявність зумовлює збільшення проникності та зниження електричного опору порід.

Виконаний статистичний аналіз петрофізичних властивостей порід свідчить, що в силурійських відкладах поширені низькопористі карбонатні колектори зі складною будовою порового простору. Порооди-колектори із задовільними колекторськими властивостями локалізовані, зазвичай, у біогермних спорудах. За межами органогенних споруд ємнісно-фільтраційні властивості силурійських порід переважно низькі – середня пористість становить 3–5 %, а проникність – до $0,01 \cdot 10^{-3}$ мкм².

Важливе значення має виявлення кореляційних залежностей між значеннями відкритої пористості і проникності порід та вмісту вуглеводнів, передусім метану, та відносних газо- й водонасиченості флюїдних включень у мінералах і закритих пор порід. Власне це і передбачає дослідницький комплекс, в якому поєднано літолого-петрографічні, петрофізичні та мінералофлюїдологічні методи.

ГЕОТЕРМІЧНІ, ГЕДИНАМІЧНІ ТА ГІДРОГЕОЛОГІЧНІ УМОВИ ПІВНІЧНОЇ ЧАСТИНИ ЧОРНОМОРСЬКОГО БАСЕЙНУ

Р. Кутас

*Інститут геофізики імені С.І. Субботіна НАН України
м. Київ, просп. акад. Палладіна, 32
E-mail: kutro@ndc.org.ua*

Згідно з сучасними регіональними тектонічними картами, у північній частині Чорноморського басейну наявні три надрегіональні тектонічні одиниці – край Східноєвропейської платформи, Скіфська плита і Чорноморська глибоководна

западина. Кожна з них складена значною кількістю різномасштабних структур, які відрізняються за глибинною будовою, історією розвитку, характером магматизму, літолого-фаціальними особливостями розрізу тощо.

Виділені надрегіональні елементи чітко розрізняються за геотермічним режимом і густиною теплового потоку, який є мірилом енергетичного рівня і геодинамічної активності літосфери.

Теплове поле північної частини Чорного моря значно диференційоване. Густина теплового потоку змінюється тут від 25–30 до 70 мВт/м² і більше. Температура на глибині 1 000 м становить 30–70 °С, на глибині 3 000 м – 65–140 °С, а на глибині 5 000 м максимальна температура досягає 200 °С. Розподіл теплових потоків узгоджений з тектонічною зональністю.

Низькі й порівняно стабільні теплові потоки (35–55 мВт/м²) характеризують південний край давньої Східноєвропейської платформи.

На Скіфській плиті загальний рівень теплового потоку зростає, і диференціація поля збільшується. Переважають значення 50–60 мВт/м², які визначають фоновий рівень. За даними спостережень на суходолі, на цьому тлі виділяються численні аномалії різного розміру, форми й інтенсивності. Зокрема, на Кримському півострові в межах Тарханкутської аномалії теплові потоки перевищують 80, у Новоселівській аномалії – 100 мВт/м². Вік цих аномалій не перевищує 6–7 млн років.

Північна частина Чорного моря в геотермічному полі є аномальним регіоном. Аномальність теплового поля зумовлена тектонотермальною активністю та інтенсивним накопиченням осадів на альпійському етапі розвитку регіону.

Активні геодинамічні процеси тривають і нині. Регіону притаманні інтенсивна сейсмічність, грязьовий вулканізм, міграція флюїдів і газу. Більшість газопроявів розташована на зовнішньому шельфі й континентальному схилі поблизу зон глибинних розломів, передусім тих, що обмежують глибоководну улоговину. Газ виділяється у вигляді поодиноких або групових фонтанів різної інтенсивності. Грязьові вулкани сконцентровані здебільшого в периферійних прогинах у зонах стикування.

Усі ці процеси суттєво впливають на геотермічні умови. Водночас накопичення осадів і підвищення температури з глибиною зумовлює перебіг різноманітних фізико-хімічних процесів, які впливають на геодинамічні й гідродинамічні умови. У разі ущільнення й нагрівання осадів вивільняються великі об'єми води і газу, які витискаються у верхні шари осадової товщі. За низької проникності осадів розвантаження водо-газових потоків відбувається, головню, в зонах розломів. Над водними потоками формуються інтенсивні аномалії підвищеного теплового потоку. У зонах газовиділення процеси теплообміну ускладнені. Виходи сухого газу здебільшого характеризуються низьким тепловим потоком, виходи газу з виходами води або грязі – підвищеним.

На розподіл теплових потоків суттєво впливають і геодинамічні умови. Зонам стикування притаманні низькі теплові потоки, на тлі яких виділяються локальні інтенсивні аномалії. В зонах розтягнення переважають підвищені потоки.

Аналіз геотермічних умов північної частини Чорноморського басейну засвідчує, що найсуттєвіше на формування аномальних зон впливають особливості еволюції осадового басейну, регіональна геодинамічна ситуація та активність верхньої мантії.

ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО РОЗВИТКУ ПЕРЕДКАРПАТТЯ І ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я ПРОТЯГОМ ЮРСЬКОГО ПЕРІОДУ

**Р. Лещух¹, Г. Гоцанюк¹, Ю. Крупський², Б. Полухтович³,
О. Старжинський¹, В. Бодлак²**

¹Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 м. Львів, вул. Грушевського, 4
E-mail: r_leschukch@mail.ru

²Науково-дослідний інститут нафтогазової промисловості
НАК "Нафтогаз України"
E-mail: viddil_ngg@i.ua

³Львівське відділення УкрДГРІ
79038 м. Львів, вул. Пасічна, 38а
E-mail: lv_ukrdgri@polynet.lviv.ua

Південно-західну мезо-кайнозойську облямівку Волино-Подільської плити вже тривалий час вивчає декілька поколінь геологів, однак під час розшуково-розвідувального буріння нагромаджується щораз більше нового фактичного матеріалу, дослідження якого дає змогу зробити нові, часто значно обґрунтованіші висновки з тих чи інших питань геології юри зазначеної території. Це стосується, передусім, юрських відкладів Передкарпаття, які досліджують уже близько 130 років, та Західного Причорномор'я, де юрські породи інтенсивно почали вивчати наприкінці 40-х років ХХ ст. Останніми десятиліттями завдяки численним свердловинам, якими розкрито повну потужність юрських відкладів в обох регіонах, у нас нагромадився достатньо значний палеонтологічний матеріал, детальне вивчення якого та неупереджене трактування отриманих результатів дають підстави для деталізації історії геологічного розвитку зазначених територій упродовж юрського періоду. Наведені нижче нові дані стосовно історії розвитку Передкарпаття і Західного Причорномор'я ґрунтуються на результатах власних палеонтолого-стратиграфічних досліджень керна юрських порід.

Під час розшуково-розвідувального буріння на нафту і газ наприкінці 40-х років ХХ ст. у Передкарпатському прогині доведено наявність юрських відкладів. Незначна кількість виявлених у керні палеонтологічних решток, їхня розпорошеність по всій території Зовнішньої зони прогину, а також визначення цих поодиноких знахідок різними фахівцями, кожен з яких по-своєму трактував геологічну й тектонічну будову регіону, – все це зовсім не сприяло надійно обґрунтованому, об'єктивному визначенню відносного геологічного віку, розчленуванню та кореляції розкритих свердловинами юрських розрізів. Передусім, це стосується багаторічної дискусії щодо наявності чи відсутності в юрському розрізі Передкарпатського прогину порід нижнього відділу юрської системи, історії геологічного розвитку регіону, обґрунтування віку місцевих і регіональних стратонів тощо. Йдеться про те, що й нині деякі дослідники на підставі визначення форамініфер, спор і пилку виділяють у юрському розрізі всі три відділи юри, хоча у так званих утвореннях лейасу виявлено рештки палеозойської біоти – зональні амоніти байоського ярусу.

З кінця 70-х років ХХ ст. один із авторів вивчає двостулкові та головоногі молюски, які виявлено в керні юрського розрізу багатьох свердловин (Юріївська-1, 2, Подільці-1, 2, Романівська-1, Росівська-1 та ін.). Серед них визначено понад 40 видів двостулкових молюсків, п'ять видів амонітів та один белемніт. Головоногі молюски, утім числі зональний для верхньої зони байосу амоніт *Parkinsonia parkinsoni* S o w., відшукано в тих відкладах, які й нині деякі дослідники зачисляють до нижньої юри. Отже, є підстави стверджувати, що в юрському розрізі Передкарпатського прогину палеонтологічно надійно обґрунтованих відкладів нижнього відділу юри не виявлено.

У Західному Причорномор'ї юрські відклади розташовані на значній глибині, тому всі відомості про них надходять винятково завдяки вивченню кернового матеріалу з пробурених тут численних (понад 500) свердловин, серед них близько 200 свердловин розкрили повні розрізи цих відкладів. Нині найповніший розріз юри розкрито розшуковою свердловиною Червоноармійська-2, яку пробурили на околиці однойменного села Белградського р-ну Одеської обл. Її закладено в центральній, найбільш опущеній частині Переддобруджського прогину, де й розкрито 3 234-метровий розріз юри (вибій – на глибині 3 659 м).

У керні зазначеної свердловини, а також св. № 1, яку пробурено на цій же площі, ми виявили рештки 24 видів двостулкових молюсків та двох амонітів. Як результат – увесь розріз юри розділено на два відділи: середній і верхній. У складі першого виділено байоський, батський та келовейський яруси, а в другому – оксфордський і, можливо, низи кімериджського. На підставі виконаних досліджень з'явилася можливість палеонтологічно надійно аргументувати, що найдавніші юрські відклади в центральній частині Переддобруджського прогину, як і на інших його ділянках, належать до верхньобайоського під'ярусу. Доцільно зазначити, що в перехідній зоні юри до найдавніших відкладів 93-метровий інтервал (3 471–3 564 м) пройдено без відбирання керна. З цієї причини остаточно не з'ясована літолого-палеонтологічна характеристика дуже важливого діапазону юрського періоду. Не виключено, що південніше, в напрямі м. Ізмаїл, свердловинами можуть бути розкриті відклади, давніші від верхньобайоських.

Досліджені комплекси двостулкових молюсків з центральної частини Переддобруджського прогину за видовим складом збігаються або дуже близькі до аналогічних комплексів, які раніше описали Л. Романов та Р. Лещух у нижній та верхній пачках верхньобайоської товщі, розкритої свердловинами в сусідніх районах. Вся палеофауна з верхньобайоських відкладів притаманна типовим нормальним морським басейнам, а її змішаний характер свідчить про безпосередній зв'язок як із Середземноморською, так і Середньоєвропейськими провінціями.

Комплекс двостулкових молюсків, виявлених у юрських розрізах Передкарпатського прогину, за систематичним складом дуже близький до комплексів з одновікових відкладів Західного Причорномор'я та суміжної з Україною території Польщі, а також багатьох інших регіонів. Змішаний склад середньоєвропейської та середземноморської юрської біоти з Передкарпаття і Західного Причорномор'я зумовлений розташуванням морського басейну на межі схід–захід у північній частині океану Тетіс. Найімовірніше, що юрський басейн був єдиним для Передкарпаття і Західного Причорномор'я. Свідченням цього є однаковий склад молакофауни, дуже близькі за літологічним складом розрізи, які добре корелюють між собою та з віковими аналогами Кримсько-Кавказького регіону.

За рештками палеофлори визначено, що протягом юрського періоду навколишню сушу покривали ліси з різноманітною, головню теплолюбною рослинністю. У взірцях, які ми відібрали з керна св. Юріївська-2 (Зовнішня зона Передкарпатського прогину) і передали Ю. Тесленку для вивчення палеофлористичних решток, виявлено листки кейтонієвих, відбиток циклофіта і листок гінкгових. Наявність таких решток свідчить, що протягом середньоюрської епохи на зазначеній території був субтропічний і дуже вологий клімат. Окремі прошарки грубоуламкових порід середньоюрського розрізу є доказом наявності короткотривалих регресій і трансгресій моря, а також перерв в осадонагромадженні.

ПРОБЛЕМИ КАРТУВАННЯ, РОЗЧЛЕНУВАННЯ ТА КОРЕЛЯЦІЇ НИЖНЬОДОКЕМБРІЙСЬКИХ УТВОРЕНЬ

А. Лисак, В. Пащенко, О. Савіна

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

На ранній докембрій, як відомо, припадає більша частина геологічної історії Землі. Його утворення поширені в фундаменті давніх платформ, виходять на поверхню в межах їхніх щитів, трапляються в “ядрах” деяких молодших складчастонасупних систем. Нижньодокембрійські породи як єдине джерело інформації про найдавніші сторінки геологічної історії планети тривалий час привертають пильну увагу дослідників. Однак розшифрування цієї історії часто непросто. Виходи на денну поверхню утворень нижнього докембрію досить обмежені – головню, в межах щитів давніх платформ. Під час їхнього розчленування й кореляції не “діє” біостратиграфічний метод, який успішно застосовують для фанерозойських утворень. Спроби розроблення місцевих схем або єдиних стратиграфічних шкал на підставі радіоізотопних методів визначення віку порід і мінералів також не привели до бажаних результатів.

Нижньодокембрійські породи практично повсюдно зазнали інтенсивних метаморфічно-ультраметаморфічних перетворень, тому радіометричні датування, зазвичай, стосуються віку таких перетворень, а не віку становлення, і дуже часто, а то й переважно зовсім не відповідають геологічним даним.

Особливе значення у розробленні регіональних стратиграфічних схем та під час міжрегіонних кореляцій нижньодокембрійських породних асоціацій належить геоісторичним методам досліджень – тектоно-стратиграфічному, формаційному тощо. Вони ґрунтуються на уявленнях про незворотність змін під час тектонічного розвитку нашої планети, про формаційні відмінності утворень різних етапів розвитку та синхронність діастрофічних циклів або епох. Однак на прикладі вивчення фанерозойських складчастих систем “синхронність”, як відомо, зазнала критики, оскільки в глобальних масштабах визначено асинхронний характер діастрофічних подій. Окрім того, не визначені критерії розпізнавання в конкретних ситуаціях, які, згідно з виявленими тектонічними “розбіжностями” між породними асоціаціями нижнього докембрію, мають глобальний чи, принай-

мні, близький до нього характер. До того ж, у практиці геологічних досліджень досі зберігається тенденція до виділення й картування об'єктів не формаційного, а майже не придатного для міжрегіонних кореляцій породного рівня організації речовини. Водночас формаційний метод для цілей кореляції також має певні недоліки. Еволюція умов і процесів породоутворення відбувається повільно й нерідко поступово. Відчутну зміну формаційних особливостей породних асоціацій виявляють, головню, для досить великих за рангом підрозділів, проте й їх (через латеральні зміни складу і просторове розмежування) можна "синхронізувати", зазвичай, з певними припущеннями.

І все ж найвагоміші результати з розчленування й кореляції докембрійських утворень отримано завдяки геологічним методам досліджень, особливо в разі їхнього сукупного використання та комплексування з іншими методами.

Вивчення щитів давніх платформ засвідчило вертикальну і латеральну неоднорідність сформованої в докембрії частини гранітогнейсового шару земної кори. Усталилися уявлення про її латеральний поділ на низку типових структурно-формаційних областей (мегаблоків) з різними особливостями будови. Донедавна такі особливості пояснювали, головню, на засадах геосинклінально-платформної концепції, а останнім часом все частіше апробують можливість "вписати" ранньодокембрійські етапи нарощення земної кори в концепцію тектоніки літосферних плит. На жаль, цей напрям аналізу поки зведений до майже штучного перенесення положень "фанерозойських" геотектонічних концепцій до надзвичайно складних за будовою тектонічних структур докембрійських регіонів без належних для цього даних. Неупереджене зіставлення нижнього докембрію фундаменту щитів з утвореннями пізнішого часу засвідчує принципові речовинні й генетичні відмінності, які не "вкладаються" в рамки єдиної (спільної) з фанерозоем геотектонічної концепції розвитку. Стає очевидною необхідність пошуків і типізації закономірностей речовинної та структурно-тектонічної еволюції давніших ділянок земної кори на їхньому власному прикладі.

Започатковано пошуки критеріїв кореляції докембрійських утворень на підставі вивчення історії розвитку типових геоструктурних елементів докембрію та створення для них за емпірично вивіреними закономірностями несуперечливих моделей еволюції. Зіставлення таких моделей для тектонотипів "кристалічного" докембрію різних регіонів дасть змогу виявити глобальні зміни структурного стану земної кори (отже, і рубежів для кореляції) та сприятиме створенню підґрунтя для моделювання тектонічних режимів формування докембрійської ланки земної кори на її власному прикладі, без попереднього (апріорного) прийняття (втручання) інших концепцій.

Різка відмінність формаційного складу та інших особливостей будови й упорядкування розділених структурними неузгодженнями породних асоціацій просторово розмежованих регіонів, однакова послідовність формування різних типів асоціацій – усе це дає змогу припускати, що в ранньому докембрії домінував спрямований характер зміни режимів розвитку земної кори. Водночас тривалий геологічний час формування кожної з таких асоціацій приводить до висновку, що зміна режимів розвитку і структурного стану земної кори мала глобальний характер. Відтак прийнятнішими на сучасному етапі знань є схеми розчленування й кореляції нижньодокембрійських утворень за ознаками належності до однотипних породних асоціацій (структурно-формаційних комплексів).

ПЕРСПЕКТИВИ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ СЕВАСТОПОЛЬСЬКОГО РЕГІОНУ

В. Лисенко¹, М. Ковальчук²

¹ТЗОВ "Ніагара", м. Севастополь

²Інститут геологічних наук НАН України

01054 м. Київ, вул. Олесь Гончара, 55б

E-mail: kms1964@ukr.net

Вивчення геології району м. Севастополя засвідчило, що тут є перспективи виявлення родовища нафти й газу. У районі Севастополя відшукали неогенові карбонатні утворення, які містять нафту й газ. Їх називають геракліти. Вони мають чорне, рідше сіро-коричневе забарвлення, значну пористість, підвищений вміст бітумів і газів. Геракліти виявлено в природних відслоненнях міоценових відкладів на Гераклеїському півострові (ділянка від мису Фіолент до Південної бухти), хоча, ймовірно, вони більше поширені.

М. Лисенко та В. Лисенко визначили конседиментаційний характер гераклітових прошарків і припустили їхній зв'язок з глибинним розвантаженням метану за системою сейсмічної тріщинуватості через товщу карбонатних відкладів до поверхні морського дна (В. Лисенко, Н. Лисенко, 2003; В. Лисенко, 2008^{1, 2}). Унаслідок цього донний осад насичувався й коркувався метаном. Під час розчинення карбонатних уламків гераклітів у кислоті на поверхні розчину утворюється тонка кольорова плівка бітумів. Її вивчення в лабораторії ВНДГРІ (м. Санкт-Петербург, Росія) засвідчило, що бітуми мають високий нафтовий потенціал, характеризуються низьким катагенезом і належать до легких нафт. Макро- й мікропористість гераклітів становить 8–30 % від загального об'єму породи.

Простір пор заповнений метаном (33,7–99,3 %), етаном (0,1–14,2 %), пропаном (0,5–10,7 %), вуглекислим газом (0,4–47,8 %) і сірководнем (0,7–1,2 %). Концентрація газу в гераклітах, за даними мас-спектрометричних досліджень (ІГГГК НАН України, м. Львів), змінюється від 41,00 до 216,39 г/т. Такий спектральний склад газів характерний для сучасних грязьових вулканів Керченського півострова й сипів, що перебувають на морських глибинах поблизу Галіцинського родовища. Бурінням у Північній і Південній бухтах у багатьох свердловинах виявлено прошарки, збагачені бітумною речовиною.

Виконані дослідження дають змогу припустити, що збагачення порід бітумом відбулося 10–30 тис. років тому. Під час опису землетрусу 1927 р. очевидці зазначали про смолоскипи палаючого метану на захід від Севастополя. Висота спалаху досягала 500 м, а ширина "морської пожежі" – декілька кілометрів. За обсягом викид цього газу можна порівняти з невеликим родовищем (Двойченко, 1928; Никонов, 2002).

Під час досліджень водних об'єктів на Гераклеїському півострові протягом 1955–1961 рр. гідрогеологи звернули увагу на те, що вода з глибшого водоносного міоценового горизонту часто має підвищений вміст H₂S, а В. Лисенко виявив, що вміст H₂S у свердловинах залежить від їхнього положення щодо регіональних розломів. Цей висновок ґрунтується на аналізі результатів буріння понад двохсот свердловин. Наявні свердловини з водою, що містить сірководень, які експлуатують понад 60 років, а це є доказом глибинного походження газу.

У 1999 р. під час буріння свердловини в зоні глибинного Сарадінакінського розлому виявлено води з підвищеною газонасиченістю. Пухирці газу з води горіли без кіптяви й запаху. Аналіз газу (лабораторія МДУ імені М. Ломоносова, м. Москва, Росія) засвідчив наявність у воді H_4C (57,0 %), N (14,8 %), CO_2 (18,0 %), H_3N (0,2 %), H_2S (4,2 %). Воді з цієї свердловини притаманний підвищений вміст йоду, бору, бромю, срібла, кремнію, літію. У глибоких свердловинах, пробурених у населених пунктах Фронтове, Херсонес та ін., виявлено підвищений вміст у воді H_3N , H_2S , Ag , Si , I . Газу можуть бути індикаторами наявності на глибині нафтогазоносних родовищ.

Район робіт розташований на стику Гірського Криму та Скіфської плити, розділених Передгірським розломом. Потужність зони розлому за окремими лінійними профілями становить 5–10 км. Розлом має складну блокову будову, деякі з блоків можуть бути пастками для утворення нафтогазоносних родовищ. Ускладнена будова регіону пов'язана з меридіональними розломами глибокого закладення, які фрагментарно простежені до Українського щита. Вузли перетинання зон розломів, можливо, є своєрідними трубами дегазації з надр, і поблизу них можуть формуватися нафтогазові родовища. Значну роль відіграє літологія порід-колекторів прогнозованих родовищ. За результатами вивчення геології регіону, це кори звітрювання по магматичних породах мезозою, вапняки, пісковики й конгломерати верхньої юри, нижньої крейди та міоцену. Зі структурами розломів на більших глибинах, можливо, пов'язані зони аномально високої тріщинуватості й інтенсивного розущільнення порід. Покришкою для багатоповерхових покладів вуглеводнів можуть бути магматичні породи і сланці середньої юри, флішові відклади верхнього титону, глини апту й альбу, мергелі верхньої крейди та глини верхнього пліоцену.

На захід від узбережжя Севастопольського регіону за геофізичними даними виявлено велику магнітну аномалію, яка пов'язана, вірогідно, з інтрузивним діапїром, розташованим на глибині 10–40 км від поверхні. Такі інтрузиви часто наявні в нафтогазоносних районах і, ймовірно, є джерелами підживлення родовищ вуглеводнями з надр (Углов с соавт., 1972; Орлюк, 2005).

ЗАСТОСУВАННЯ НЕРУЙНІВНОГО МЕТОДУ ВИЗНАЧЕННЯ МІНЕРАЛОГО-ФІЗИЧНИХ ПАРАМЕТРІВ ЛОКАЛІЗАЦІЇ ЗОЛОТОГО ЗРУДЕНІННЯ НА ПРИКЛАДІ БОБРИКІВСЬКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (НАГОЛЬНИЙ КРЯЖ)

**О. Литвинович, В. Єхіванов, В. Степанов,
Ю. Пахнющій, О. Шваєвський, О. Цільмак, О. Савіна**

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

Серед сучасних способів вивчення речовини особливе місце посідають неруйнівні методи її дослідження. Особливо важливе застосування таких методів у галузі геології рудних родовищ, оскільки здебільшого дослідник не може повторно відібрати взірці ідентичного складу і властивостей з одного і того ж місця.

Під час досліджень кернавого матеріалу безпосередньо на свердловині звичайно експресно виділяють продуктивні інтервали (горизонти) для першочергового опробування. Якщо цього не зробити, то під час так званого повного опробування керна (коли його весь подрібнюють) вирізнити конкретні мінеральні парагенетичні асоціації вже неможливо. Як наслідок – унікальну інформацію, яку можна отримати за допомогою вимірювальної апаратури (тобто з мірою та вагою), втрачають.

Понад 30 років тому група Забайкальського науково-дослідного інституту, працюючи над виконанням теми “Изучение электрических свойств минералов и физико-химических параметров руд эндогенных и россыпных месторождений для решения прикладных задач геологии, геофизики и технологии”, розробила методику виконання мінералого-фізичних досліджень, яка ґрунтувалася на вимірюваннях термоелектрорушійної сили (термо-ЕРС) мінералів-напівпровідників, та відповідну апаратуру. Зрозуміло, що нині і матеріали, з яких було виготовлено вимірювальні прилади, і сама апаратура (типу “Знак-1”) морально застаріли. Взявши за основу цю апаратуру, ми виготовили оригінальний прилад для виконання електрофізичних досліджень мінералів-напівпровідників.

Протягом останнього часу ми розробляли критерії локального прогнозування й оцінювання золотого зруденіння в межах Бобриківського рудного поля (Нагольний кряж, Донбас) за допомогою мінералого-фізичних методів досліджень на мінералого-парагенетичній основі. На підставі низки чинників виявилось, що для експресного визначення ділянок локалізації золотого зруденіння доцільно використовувати окремі електричні параметри піриту, арсенопіриту й галеніту, зокрема:

- параметр $D_n \leq 40$ – для піриту;
- коефіцієнт термо-ЕРС ≥ -90 мкВ/град – для арсенопіриту;
- коефіцієнт термо-ЕРС ≤ -200 мкВ/град – для галеніту.

Із застосуванням отриманих даних виконано мінералого-фізичний каротаж однієї з 300-метрових свердловин у межах Бобриківського рудного поля. Дослідження дали змогу протягом тижня виділити зону підвищеної золотоносності, яку згодом підтвердили спектрзолотометричними та пробірними аналізами.

ВТОРИННІ МОНОКЛІНАЛІ РАНЬОГО ДОКЕМБРІЮ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

О. Лукієнко

Київський національний університет імені Тараса Шевченка

03022 м. Київ, вул. Васильківська, 90

E-mail: prof_lykyienko@ukr.net

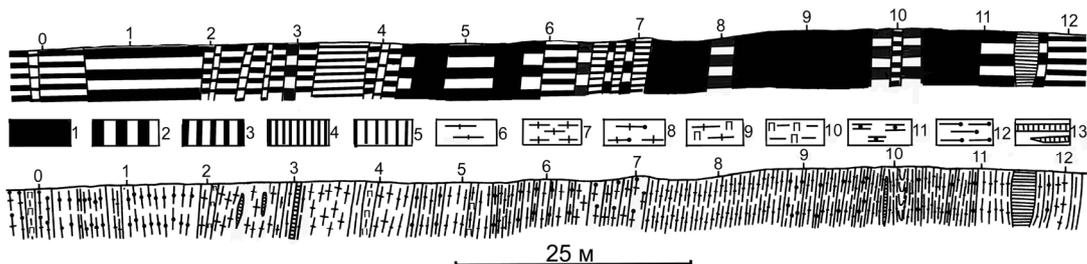
Під вторинною монокліналлю розуміють круто нахилене і навіть вертикальне падіння деформаційно видовжених та сплосчених геологічних тіл, а також лінійних і площинних мікро- й мезодислокаційних структур. У будь-якому разі це лінійні зони з високим ступенем дислокаційної переробки та лінеаризації геологічного середовища, яка виявляється у наявності односистемного орієнтування зазначених тіл і структур. Основою таких моноклінальних на мікрорівні є клі-

важ або тектонічна сланцюватість (у гранітоїдах – тектонічна гнейсуватість), а на мезорівні в їхній будові беруть участь структури мезорозлінзування та будинажу, сплющення–розтягнення тіл, складки ламінарної течії. У гетерогенних середовищах такі утворення мають структуру меланжу. Первинна стратифікація в них зникає, її змінює вторинна.

Монокліналі описуваного типу – важлива складова в'язкорозломних зон. У таких зонах вони охоплюють осьові частини (номінальне місце шва), де рівень дислокаційних перетворень найвищий і відповідає тектонофаціям (ТФ) VIII–X за спеціально прийнятою десятибальною шкалою – загальною (Паталаха, 1985) та адаптованою для гранітних і метаморфічних середовищ (Паталаха, Лукиенко, 1987; Лукиенко, 2002). Ширина зон подібних утворень залежить від амплітуди зсувного зміщення й коливається від перших десятків метрів до десятків і більше кілометрів. Великі тектонічні утворення такого типу прийнято називати зонами зминання.

Тектонофаціальні дослідження на окремих ділянках Українського щита (з урахуванням даних тектонофізичних досліджень О. Гінтова) засвідчили, що монокліналі описуваного типу в гранітно-метаморфічному середовищі – це похідні високопластичної (своєрідної в'язкої) зсувної (з поздовжніми та поперечними підвертаннями) течії гірських порід. Така течія відбувалася за реологічних умов катазони, які термально відповідають гранулітовій та амфіболітовій фаціям метаморфізму й ультраметаморфізму.

На Українському щиті вторинні монокліналі наявні у вигляді лінійних зон (своєрідних лінеаментів), у складі в'язких розломів вони порушують метаморфічні та гранітоїді утворення від раннього архею до пізнього протерозою. До таких тектонічних утворень належать, наприклад, Голованівська шовна зона (ліпше її називати зоною зминання, оскільки за інтенсивністю дислокаційних перетворень порід вона не поступається аналогічним структурам рифейських і фанерозойських складчастих зон) та низка в'язкорозломних структур вищого порядку (Тальнівська, Хмільницька, Гайворон-Завалівська, Західно-Криворізька, Сорокінська та ін.).



Фрагмент вторинної монокліналі.

Верхній розріз – тектонофаціальний: 1–5 – бали тектонофацій (1 – X, 2 – IX, 3 – VIII, 4 – VII, 5 – VI) у середовищі розгнейсованих середньо- та крупнозернистих біотитових і лейкократових гранітів; 6–13 – породи: 6 – інтенсивно розгнейсовані середньо- та крупнозернисті лейкократові граніти; 7 – помірно розгнейсовані аналогічні граніти; 8 – слабо розгнейсовані дрібнозернисті гранітогнейси; 9 – розгнейсовані гніздоподібні пегматоїдні відосблення; 10 – грубо розгнейсовані жильні пегматити; 11 – розсланцьовані амфіболіти; 12 – біотит-піроксенові та інші кристалосланці; 13 – грубосмугасті кварцитоподібні породи. Цифрами на кожному розрізі зверху позначено пікети з кроком 10 м.

Типовий приклад внутрішньої будови вторинної монокліналі наведено на рисунку. На врізі дороги поблизу греблі на р. Південний Буг у м. Гайворон відслонений фрагмент вторинної монокліналі у складі в'язкорозломної зони субширотного простягання у змішаному кристалосланцево-ендербіт-плагіогранітному середовищі (домінують гранітоїди). Цю своєрідну монокліналь маркує ТФ VIII-X і тільки на окремих ділянках – ТФ VI.

Моноклінальні утворення описуваного типу не завжди трактують як в'язкорозломні тектонічні структури. В такому разі їхня ідентифікація не зовсім коректна. Більше того, роль і місце подібних структур на Українському щиті явно недооцінюють, а іноді взагалі не беруть до уваги. Водночас є підстави припускати, що саме ці структури формують ранньодокембрійську розломно-блокову будову Українського щита. Пізніша крихка (вторинно-епізональна) розривна тектоніка (та, що формує картину "битої тарілки") накладена на в'язку і далеко не завжди успадковує її падіння та простягання.

ТЕКТОНІЧНЕ РОЗШАРУВАННЯ АПЛІТО-ПЕГМАТОЇДНИХ ГРАНІТІВ У ЗОНАХ ЗСУВНОЇ ТЕЧІЇ ЗА УМОВ КАТАЗОНИ

О. Лукієнко, Д. Кравченко

*Київський національний університет імені Тараса Шевченка
03022 м. Київ, вул. Васильківська, 90
E-mail: prof_lykyienko@ukr.net*

Апліто-пегматоїдні гранітоїди звичайно мають мінливі структуру, текстуру і навіть склад. Така мінливість зумовлена переходами гранітоїдів на малих відстанях від дрібнозернистих (аплітоподібних) до крупно- і навіть гігантозернистих (пегматоїдних). Первинна текстура цих порід плямиста, гніздоподібна, жилкувата (див. рисунок, а). Яскравими їх представниками є апліто-пегматоїдні гранітоїди звенигородського та побузького комплексів Середнього Побужжя.

У зонах високопластичної зсувної течії (деформації), що відповідають в'язким розломам катазони (термальні умови амфіболітової та гранулітової фацій, а також субсолідусної стадії остигання гранітоїдних масивів), гранітоїди апліто-пегматоїдного типу зазнають диференційованої, залежної від їхнього вихідного мінерального складу і текстури перебудови. У цьому разі перебудова відбувається на всіх рівнях. Зокрема, аплітоїдна і гранітна складові деформуються на зерновому рівні шляхом трансляційного розсланцювання (зерна породоутворювальних мінералів зазнають пластичного видовження-скорочення й орієнтуються, головню, паралельно до напрямку течії), гранулюються за допомогою кристалізаційного (а не механічного) розпаданя зерен кварцу, частково – польового шпату, на зерна значно меншого розміру (див. рисунок). Як наслідок, формується мікрозернистий агрегат, який у разі зміщення відіграє роль своєрідного мастила.

Водночас пегматоїдні відособлення зазнають сплюснення та розчленування на вторинні мікро- й мезотіла стрічкової та лінзоподібно-стрічкової форми (див. рисунок, в). Завдяки таким змінам апліто-пегматоїдні гранітоїди набувають шарувату будову, яка зумовлена чергуванням мікрошарів із мікрозернистого мате-

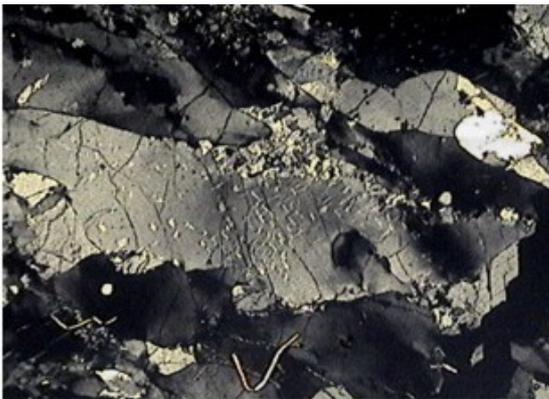
ріалу зазначеного типу та односистемно орієнтованих зерен окремих породоутворювальних мінералів і лінзоподібно-стрічкових мономінеральних відособлень реліктового кварцу й польових шпатів (див рисунок, з). Такі породи, по суті, є тектонітами, які формуються в зонах зсувної течії та водночас забезпечують подібну течію.



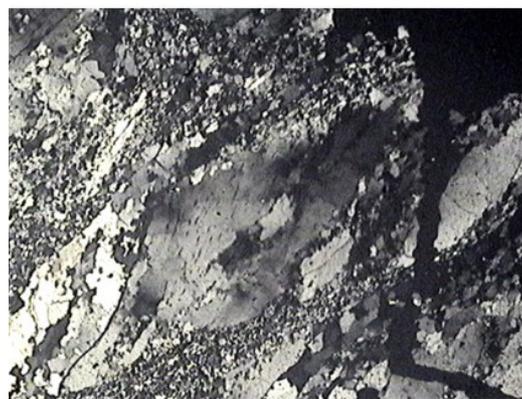
a



в



б



г

Апліто-пегматоїдні граніти звенигородського комплексу:

a – недеформовані з характерною плямистою текстурою (темно-сіре – кварц) у тектонофації I (за межами в'язкого розлому); *б* – ті самі граніти під мікроскопом (зберігається первинна гранітна структура); *в* – граніти, тонко розшаровані в осьовій частині в'язкого розлому (у зоні вторинної монокліналі); *г* – ті самі граніти під мікроскопом (кристалізаційно гранульована та мікророзшарована маса).

Мікро- та мезотекстурні зміни описуваного типу в зонах в'язких розломів завжди зональні, максимуму вони досягають в осьовій частині цих структур, що маркує тектонофація X (за десятибальною шкалою).

Деформовані у подібний спосіб породи деякі дослідники називають лейкогранулітами.

ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ КРЕМЕНЧУЦЬКОГО ГІРНИЧОДОБУВНОГО РАЙОНУ

О. Мамедов

*Кременчуцький університет економіки, інформаційних технологій і управління
39600 Полтавська обл., м. Кременчук, вул. Пролетарська, 24/37
E-mail: Mamedov52@mail.ru*

Вирішення екологічних проблем гірничодобувних регіонів тісно пов'язане зі ступенем вивчення четвертинних відкладів, оскільки саме четвертинні покриви зазнають найбільшого техногенного навантаження. Невід'ємною їхньою складовою є педозона, від характеру розвитку якої залежить формування рослинного світу, тому її охорона має важливе значення для збереження природного стану довкілля.

Всебічне вивчення змін властивостей четвертинних відкладів під впливом господарської діяльності людини є одним із кроків для прогнозування наслідків роботи гірничодобувних підприємств у межах великих промислових міст, якими є Кременчук і Комсомольськ.

Четвертинні відклади в межах Кременчуцького гірничодобувного району представлені повсюдно поширеними континентальними утвореннями. Їх нема тільки на ділянках розмивання в долинах річок і великих балок.

Згідно зі схемою районування четвертинних відкладів України, досліджувана територія належить до лесової області, де наявна межа льодовикової та позальодовикової зон дніпровського зледеніння.

Найповніший розріз четвертинних відкладів представлений комплексом фаціально й літологічно різнорідних стратонів, зокрема, чергуванням лесів та палеоґрунтів переважно еолово-делювіального й елювіального генезису (в позальодовиковій зоні). У будові геологічного розрізу льодовикової зони суттєву роль відіграють відклади льодовикового ряду дніпровського зледеніння та алювіальні відклади.

Залежно від особливостей будови розрізів четвертинних відкладів виділяють три підобласті: південноукраїнську лесову, північно-східну перигляціальну та дніпровську лесово-алювіальну. Південноукраїнська розміщена в позальодовиковій зоні, решта – у льодовиковій зоні, де і розташований Кременчуцький гірничодобувний район.

Загалом четвертинним розрізам району притаманне значне фаціальне та літологічне різноманіття.

Південноукраїнська лесова підобласть (позальодовикова зона) розташована в південній частині Кременчуцького гірничодобувного району на правобережжі Дніпра. Тут поширені, головню, елювіальні та еолово-делювіальні відклади (e, vd E), представлені викопним ґрунтом і лесоподібними породами, важкосуглинистими та глинистими за гранулометричним складом. Вони залягають на глибині від 10 до 35 м, середня потужність – 2–8 м.

У північно-східній перигляціальній підобласті межу між льодовиковим і позальодовиковим районами фіксують за межею поширення льодовикових (моренних) відкладів дніпровського льодовика.

У розрізі зони наявні:

льодовикові (моренні) відклади ($t, g P_{11}dn$), представлені товщею водно-льодовикових супісків і пісків з гравієм та галькою кристалічних порід (потужність – від 4 до 10 м);

водно-льодовикові (флювіогляціальні) ($f P_{11}dn$) – товща грубоперешарованого різнозернистого піску й алевриту, іноді суглинку та супіску з гравієм (7–15 м);

озерно-льодовикові ($lg P_{11}dn$) – товща стрічкових глин і зеленкувато-сірі пилуваті карбонатні тонко-горизонтально шаруваті супіски, іноді з прошарками пісків (0,5–18,0 м). Такі відклади трапляються лише на знижених ділянках – на схилах вододілів, у долинах річок, давніх балок, похованих долинах.

Зазначимо, що в північно-східній перигляціальній підобласті на низьких ділянках дніпровські плейстоценові відклади частково або навіть цілком знищені льодовиком. У такому разі комплекс порід льодовикового ряду залягає безпосередньо на давніших алювіальних відкладах надзаплавних терас.

У дніпровській лесово-алювіальній підобласті повсюдно розвинені різновікові алювіальні відклади. В межах досліджуваної території розвинуті всі плейстоценові надзаплавні тераси.

Що стосується морен дніпровського льодовика, то вони наявні у двох відокремлених районах: високих (моренних) надзаплавних терас (від п'ятої та давніших) і низьких надзаплавних терас (від першої до четвертої). Цікавою особливістю плейстоценових терас є наявність на них між верхнім горизонтом алювію та нижнім автоморфним палеоґрунтом субаерального лесу. Ступінчастість надзаплавних терас не завжди визначена, оскільки різниця позначок поверхні та підшови алювію різновікових надзаплавних терас у межах території незначна, іноді ці позначки однакові або дуже близькі.

Кременчуцький гірничопромисловий район належить до ділянки низьких надзаплавних терас (від першої до четвертої). Розріз четвертинних відкладів у ньому неповний: нема еоплейстоценових порід, а найдавніші (правий берег Дніпра, околиці с. Крюков) належать до середньої та середньо-верхньої ланок неоплейстоцену. У складі середнього неоплейстоцену тут виділяють тільки дніпровський кліматоліт та алювіальні відклади четвертої надзаплавної тераси черкаського ступеня. Головною відмінністю дніпровського часу була наявність на території льодовикового покриву, після відступу якого залишились потужні товщі відкладів льодовикового комплексу. Це зумовило значне генетичне різноманіття утворень дніпровського кліматоліту. В позальодовиковій зоні поширені, головню, еолово-делювіальні відклади, а в льодовиковій ще й моренні, водно-льодовикові (флювіогляціальні) та льодовикові.

Особливе місце серед четвертинних відкладів належить техногенним утворенням, які завдяки розробці залізорудних родовищ Кременчуцького залізорудного району представлені відвалами розкритих пухких і скельних порід, а також відходами мокрої магнітної сепарації на стадії збагачення залізорудного концентрату, які накопичуються у хвостосховищах Полтавського гірничо-збагачувального комбінату. Нині у відвалах заскладовано понад 900 млн т гірських порід, вони охоплюють понад 100 га орних земель, а у хвостосховищах накопичено понад 25 млн т відходів.

ЗАЛІЗО-МАНГАНОВІ КАРБОНАТИ ЗАВАЛІВСЬКОГО ГРАФІТОВОГО РОДОВИЩА

Б. Манчур

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

Дослідження рудоносних утворень різних генетичних типів останнім часом набувають усе важливіше значення. Основою сучасних досліджень щодо походження залізо-манганової мінералізації є праці 60-70-х рр. ХХ ст. – І. Гінзбурга, А. Додатка, К. Нікітіна, Е. Янчука та інших учених.

Співвіднесення Fe-Mn-зруденіння з лінійними корама звітрювання не завжди відповідає дійсності, про що свідчать дослідження останнього десятиліття.

Залізо-манганова мінералізація значно поширена в Побужжі (Хашуватський, Завалівський, Антонієвський та інші прояви). Серед дослідників переважає думка, що мінералізація тяжіє до лінійних кір звітрювання, чому суперечать наші спостереження та отримані дані.

Ми досліджували Fe-Mn-зруденіння Завалівського графітового кар'єру, яке міститься в молодих розломних ділянках і має зональну будову. Центральна зона представлена гетит-лепідокрокитовими агрегатами з інтенсивним окварцюванням, периферійна – мангановою мінералізацією (романешит, тодорокіт, манганіт, граутит), яка розвивається по тріщинах у брекчійованих вмісних породах. Зруденіння перекрите лінзо- і плащоподібними тілами, складеними з карбонатів заліза й мангану. Вони розташовані на контакті між кристалічними породами і неогеновою корою звітрювання або неогеновими глинами.

Для діагностики і з'ясування складу карбонатних тіл ми використали рентгеноструктурний, рентгеноспектральний мікрозондовий та електронно-мікроскопічний методи досліджень.

Рентгеноструктурний аналіз засвідчив, що в нижній частині (зони рожево-сірого забарвлення) карбонатні тіла представлені, головню, родохрозитом (характерні піки на дифрактограмі – 3,65, 2,84, 2,38, 2,17, 1,996, 1,820, 1,766 Å), а у верхній частині (зони сірувато-бурого забарвлення) – сидеритом (3,59, 2,72, 2,34, 2,13, 1,96, 1,79, 1,73, 1,505, 1,422 Å). Центральна частина тіла складена олігонітом (3,59, 3,56, 3,22, 3,04, 2,81, 2,70, 2,35, 2,23, 2,14, 1,973, 1,799, 1,741 Å).

Формування карбонатних агрегатів починалося з утворення сидериту, а завершувалося родохрозитом; зміни сидерит-родохрозит повторювалися декілька разів. У нижній частині карбонатного тіла по тріщинах наявні прожилки оксидів мангану. У прожилках простежено, що спочатку формувалися складні каналні оксиди типу романешиту, тодорокіту, які в процесі еволюції мінералоутворювальної системи заміщувалися масивними агрегатами манганіту або граутитом за умов вільного росту. Надлишок барію, який вивільнявся в разі заміщення тодорокіту й романешиту, забезпечував сингенне формування бариту разом із граутитом або манганітом, що добре видно у взірцях.

На підставі даних рентгеноспектрального мікрозондового аналізу виявлено зменшення співвідношення $Fe^{2+}:Mn^{2+}$ у процесі еволюції мінералоутворювальної системи від сидериту у верхній частині карбонатного тіла до родохрозиту у ниж-

ній. Зазначимо про виявлену особливість вмісту Sr^{2+} та Ca^{2+} (1–4 ат. %, іноді до 14,2 ат. % для Ca^{2+}) у карбонатах заліза й мангану. Вміст Sr^{2+} чітко корелює із вмістом Fe^{2+} , а Ca^{2+} – з Mn^{2+} . Причому в ділянках, складених сидеритом, Sr^{2+} значно переважає над Ca^{2+} . Особливої кореляції інших елементів із вмістом заліза й мангану в карбонатах не виявлено.

Ми припускаємо, що формування описуваних тіл пов'язане зі змішуванням двох типів розчинів. З поверхні надходили прибережно-морські води, які містили CO_2 , Fe^{2+} та Sr^{2+} ; з глибини їм назустріч піднімалися підігріті тріщинні води, які привносили в систему Mn^{2+} та Ca^{2+} . Власне карбонатне тіло під час формування сприяло закриттю системи мінералоутворення та ізолюванню інфільтраційних розчинів з Mn^{2+} та Ca^{2+} від розчинів з Fe^{2+} , Sr^{2+} та CO_2 , що привело до формування в нижній частині карбонатного тіла родохрозиту (поки не вичерпався CO_2 із системи). Еволюція подальшого процесу мінералоутворення зумовлена формуванням складних оксидів Mn (тодорокіту, романешиту), які, своєю чергою, змінювалися манганітом або граутитом у зрощеннях з баритом. Це свідчить про зниження в системі окисного потенціалу і настання в Mn-мінералоутворювальній системі відновних умов.

Отже, на початку формування карбонатного тіла значну роль відігравали окисні води з іонами Fe^{2+} , що зумовило переважання сидериту у верхній частині плащоподібних тіл. Пізніше, коли карбонатне тіло блокувало мінералоутворювальну систему від надходження поверхневих прибережно-морських розчинів, система стала суто мангановою. Переважним мінералом спочатку був родохрозит, який у процесі еволюції розчину і недостатньої кількості CO_2 замінили складні оксиди Mn (тодорокіт, романешит, манганіт, граутит), що розвивалися по тріщинах у всіх вмісних породах. Формування такої мінералізації пов'язане зі змішуванням інфільтраційних вод, які піднімалися по розломних зонах, з морською водою за умов зміни гідродинамічних параметрів системи, а Fe-Mn-карбонати відігравали роль бар'єру в мінералоутворювальній системі.

Наведені мінеральні парагенезиси описано в літературі як низькотермальні зони в межах Fe-Mn-родовищ та рудопроявів світу: Еміль Майн та Ейнхейт Майн (Німеччина), Бад Блейберг (Австрія), Айрон Монарх (Австралія), Валто-Баріт Майн, Джері Майн (Канада), Еплейн Майн, Уркут Майн (Угорщина), Кембл Майн, Голбрук, Магма Майн, Роберт Майн, Франклін Майн і Тальквіл (США) та ін.

ГЕОЛОГІЧНЕ МИНУЛЕ УНІКАЛЬНОЇ АРХЕОЛОГІЧНОЇ ПАМ'ЯТКИ УКРАЇНИ “КАМ'ЯНА МОГИЛА”

В. Манюк

*Дніпропетровський національний університет імені Олеся Гончара
49066 м. Дніпропетровськ, просп. К. Маркса, 36
E-mail: manuk-geo@mail.ru*

На північ від м. Мелітополя, поблизу с. Терпіння, розташована унікальна пам'ятка давнини, яку називають Кам'яна Могила. Вона відома далеко за межами України і приваблює багатьох охочих до загадок туристів не тільки наскельними

написами (петрогліфами) кам'яної доби, але й екзотичністю і таємничістю походження. Природна й археологічна пам'ятка оповита безліччю легенд, описана у численних наукових працях, а останніми роками стала об'єктом прискіпливої уваги Інтернет-видань.

У 1986 р. Міністерство культури України створило тут Державний історико-археологічний музей-заповідник, якому 2008 р. надано статус Національного.

Однак від першої згадки про феномен природи (1778 р.) і до нині жодної спроби з'ясувати геологічну природу скупчення брил пісковиків так і не здійснено. На карті Мелітопольського повіту, датованій 1793 р., пам'ятка природи позначена як Камінь Ююнь-Таш, що в перекладі з тюркської означає "гора, збірний камінь". У 1873 р. академік П. Кьоппен так писав про брили пісковиків: "Кам'яна Могила" ... розташована на правому березі р. Молочної... В одному місці між скель, зарослих мохом, є проміжок на кшталт вулиці завширшки 2 або 3 аршини, де був вхід до печери, занесений піском близько 1822 р."

Відкриття під брилами пісковиків печер, наскельних написів, рисунків та перші їх тлумачення пов'язані з археологом Н. Веселянським, який здійснював розкопування протягом 1889–1890 рр. Не виявивши ні скарбів, ні поховань, учений розчарувався і припинив роботи, залишивши стислий опис досліджень. Важливо, що Н. Веселянський справедливо, з нашого погляду, припустив штучність походження Кам'яної Могили.

Упродовж багатьох років з одного літературного джерела в інше кочує "геологічне" тлумачення походження пагорба пісковиків біля с. Терпіння. Наведемо його фрагмент, викладений у праці відомого дослідника петрогліфів Кам'яної Могили Б. Михайлова: "Це останець пісковиків Сарматського моря третинного періоду. Мільйони років тут була пісковикова мілина. Пізніше, коли виникло Понтійське море, на цьому місці утворилися вапнякові відклади... Море пішло, запанувала пустеля. Згодом тут утворилася западина р. Прамолочної. Її вода проникла вглиб землі, а оксиди заліза й мангану виходили на поверхню піску сарматського горизонту, утворюючи кам'яну породу. Так поступово сформувався пісковиковий моноліт".

Можливо, це тлумачення запозичене у П. Заморія та Г. Малявка, які, до речі, писали: "Це не хаотичне нагромадження пісковикових брил, а є хоч і складною, однак певною системою". В подальшому кожен автор наступного описання Кам'яної Могили вважав за доцільне додати щось "розумне" до запозиченого у Б. Михайлова, і геологічне тлумачення обросло ще більшими небилицями. З'явилися і гейзери, що створили скам'янілий пісок, і "кисільні шари", які зміло водою, внаслідок чого оголився "столовий пагорб", і багато іншого.

То що ж таке насправді Кам'яна Могила на березі р. Молочної?

Територія, у межах якої розташована пам'ятка, не належить до добре геологічно вивчених. Останні геологічні знімання масштабу 1:200 000 тут виконано ще у 60-х роках ХХ ст. (Стадниченко, 1969), а знімань масштабу 1:50 000 взагалі не було.

У геологічній будові району беруть участь породи докембрію, які залягають на глибині з позначками поверхні близько –500 м, на них – теригенно-карбонатні відклади крейдової системи, перекриті товщею континентальних і морських відкладів палеоцену й еоцену та глинами і алевритами майкопської серії олігоцену. На породах палеоцену з розмивом залягають різнофаціальні відклади неогену,

розріз яких суттєво відрізняється для західної і східної частин Мелітопольського аркуша за лінією Молочанського розлому. Якщо на заході в розрізі переважають вапняки, глини і мергелі, добре схарактеризовані викопною фауною, то на схід від долини р. Молочної вони заміщені піщаною товщею. Розріз ускладнюють тераси р. Молочної, кількість яких викликає безліч проблем. То ж не дивно, що з'явилося наведене вище тлумачення щодо походження пагорба із брил пісковиків.

Під час першого відвідування Кам'яної Могили 2003 р. (у зв'язку з ревізійним обстеженням геологічних пам'яток природи на території діяльності КП Південукргеологія) в очі кинулася надзвичайна схожість пісковиків з породами в с. Таромське (м. Дніпропетровськ). У ярах, що розчленовують високий правий берег Дніпра, ерозією розкрито розріз пісків середньоновопетрівської підсвіти (N_1np), на різних рівнях якого спорадично трапляються великі брили буро-жовтих кварцитоподібних пісковиків, які не відрізнити від кам'яномогильських. На підставі того, що розріз неогену в межах розташування пагорба "Кам'яна Могила" винятково піщаний, а ці піски формувалися тоді ж, що й таромські (23,8–13,6 млн років тому), логічно припустити, що і таромські, і кам'яномогильські пісковики – наслідок одного й того ж процесу діагенезу, який відбувався за аналогічних умов та впродовж зазначеного часового інтервалу.

Отже, на різних горизонтах піщаної товщі сформувалися локальні ділянки ущільнення і скременіння пісків та перетворення їх у пісковики. Під час ретельнішого вивчення фактичного матеріалу з'ясовано таке. По-перше, рівень ерозійного врізання р. Молочної не тільки не досягає поверхні нижнього–середнього міоцену, але й розташований вище від покрівлі сарматського ярусу. Це унеможливило зачислення пагорба до так званого залишку Сарматського моря (не говорячи вже про те, що серед сарматських відкладів ніхто й ніколи не бачив подібних пісковиків). По-друге, вище від рівня сучасної заплави р. Молочної залягають відклади кіммерійського ярусу, з яким у Приазов'ї, Причорномор'ї та Криму пов'язана відома епоха залізнагромодження. Звідси зрозуміла природа бурожовтого, іноді червоно-бурого й червоного забарвлення пісковиків.

З наведених фактів випливає висновок про штучне (або рукотворне) походження пагорба "Кам'яна Могила" як культової споруди – завдяки зусиллям прадавніх людей кінця пізнього палеоліту. Наявність великих брил пісковиків у товщі пухких пісків – явище хоча й рідкісне, проте не унікальне. Зібрати ці брили до купи – безумовно, складне завдання, однак, як свідчить історія, вповні вирішувати не для давніх людей, які жили на різних континентах і створювали не менш унікальні за складністю інженерного виконання культові споруди.

Водночас розташування пагорба "Кам'яна Могила" на поверхні надзаплавної тераси р. Молочної в межах рівнинного Причорномор'я унеможливило будь-які геологічні процеси, які могли б зібрати велетенські брили пісковиків у єдиний лінійно видовжений пагорб, подібного до якого нема не тільки поблизу, але й у всьому світі.

"Кам'яна Могила", внесена 2007 р. до переліку номінацій ЮНЕСКО як найдавніша пам'ятка культури та історії людства, гідна того, щоб нарешті таємниця її походження була розкрита.

ЕКОЛОГО-ГЕОХІМІЧНЕ ОЦІНЮВАННЯ ПОРІД ВІДВАЛУ ЦЕНТРАЛЬНОЇ ЗБАГАЧУВАЛЬНОЇ ФАБРИКИ "ЧЕРВОНОГРАДСЬКА"

О. Марко, І. Книш

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

Червоноградський гірничопромисловий район є головним вугледобувним районом Львівщини. На нього припадає найбільше екологічно небезпечне навантаження, оскільки тут на порівняно невеликій площі (180 км²) розташовано 12 вугільних шахт, а 211 га землі відведено під породні відвали.

У 1979 р. у 3 км від смт Соснівка побудували й увели в дію Центральну збагачувальну фабрику (ЦЗФ) ЗАТ "Львівсистеменерго", на якій збагачують вугілля, видобуте 10 вугільними шахтами. Річний видобуток вугілля становить близько 3,2 млн т, фабрика переробляє 2,0 млн т. Під час технологічного процесу утворюються тверді (1,8 млн т/рік) та рідкі відходи (четвертий клас небезпеки).

Відомо (Василев, 2005), що відходи вуглевидобування часто містять небезпечні для довкілля концентрації хімічних елементів, зокрема важких металів.

З 2005 р. студенти і викладачі геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка разом з працівниками Великомоствської геологорозвідувальної партії ДП Західукргеологія провадять еколого-геологічні дослідження породного відвалу.

Породний відвал ЦЗФ заввишки 68 м охоплює площу близько 75 га. Верхівка відвалу плоска з горбом посередині, висота якого становить 10–12 м. Площа відвалу терасована на п'ять терас завширшки близько 6–8 м. На переважній площі відвалу до нині практично нема жодної рослинності, за винятком окремих екземплярів сосни, берези, ожини, клена ясенелистого, осики, а з трав'янистих рослин як головний аборигенний вид росте куничник (поодинокі екземпляри трапляються на самому відвалі, значно більше їх поблизу підніжжя).

Першим кроком стало опробування порід поверхні відвалу, яке виконано рівномірною мережею 100×100 м. Відібрано близько 60 взірців суміші порід. Досліджено літологічний і мінеральний склад порід та вміст у них хімічних елементів. Літологічний опис, окрім стандартного, передбачав з'ясування відсоткового вмісту в суміші аргілітів, алевролітів, пісковиків і вугілля.

З'ясовано, що породи відвалу представлені, головню, аргілітами (до 80 %), менше поширені алевроліти (до 25 %), пісковики (до 15 %) та вугілля (1–2 %). Вуглисті матеріал також наявний як включення вугілля в аргілітах, інколи в алевролітах.

Визначення геохімічної спеціалізації відходів вуглезбагачення – надзвичайно важливе завдання, оскільки дає змогу оцінити породний відвал з еколого-геохімічного погляду, розробити заходи щодо запобігання можливому забрудненню довкілля, оптимізувати експлуатаційні та рекультиваційні роботи.

Породи відвалу ЦЗФ загалом збіднені мікроелементами порівняно з кларком. Водночас низка виявлених елементів має вищі значення концентрації порівняно з кларком, зокрема Yb (коефіцієнт концентрації K_c – 15,0), Sn (3,9), Pb (2,6), Mn

(2,5), Cr, Cu, Y (1,7), Ga (1,5), V (1,3), Mo, P, Ti (1,1–1,2) Близькі до кларку Ba, Be (0,80–0,85). Оскільки ж у породах відвалу домінують пелітові утворення, то доцільніше порівнювати їхній мікроелементний склад з середніми значеннями для глин і аргілітів (Виноградов, 1962). За цими кларками породи відвалу дещо змінюють концентраційні показники: елементами, вміст яких перевищує кларк, є Mn ($K_c - 3,5$), Yb, Pb, Cr, Cu, Y, V, P, Ti, Sc, Co (1,1–1,8). На окремих ділянках вміст Y, V, Sn, Ti, Ga, Be, Pb, Cr, Mo значно (у п'ять разів) перевищує кларковий в осадових породах. Вміст Cr, Sn, Ge, Ni, Be перевищує кларкові значення на незначних площах (у межах 7–11 % від площі відвалу).

Математичним опрацюванням даних з'ясовано, що підвищені концентрації майже всіх мікроелементів, окрім германію й молібдену, пов'язані із зольністю порід. Виявлено, що на концентрування та взаємозв'язки мікроелементів впливає одразу декілька чинників, а саме – ступінь горілості породи та її літологічний склад, наявність піриту й халькопіриту.

Для відвалу характерні два головні види порід – негорілі, які мають природний чорно-сірий колір (близько 70 %), та перегорілі зі зміненими структурно-текстурними особливостями, бурувато-червоного кольору різноманітних відтінків. Це свідчить про складні літологічні й петрографічні перетворення, які відбувалися в процесі термального “метаморфізму”.

На підставі дослідження окремо горілих і негорілих порід ми дійшли висновку, що горілі концентрують мікроелементи в більшій кількості.

Головною причиною концентрування металів у перегорілих породах є підвищення зольності порід унаслідок вигорання органіки.

Склад порід відвалу зумовлює появу техногенних екогеохімічних аномалій у довкіллі, з якими пов'язане техногенне розсіяння мікроелементів.

У межах цих аномалій можна виділити дві зони. У першій зоні (безпосередньо примикає до відвалу) зафіксовано руйнування початкового природного комплексу (ландшафту). У ній часто нема рослинності, значно порушений рослинний покрив.

У другій, більшій зоні помітно пригніблення, рідше зникнення окремих складових частин біоти. У периферійній частині цієї зони природний комплекс зберігається без змін, хоча в його компонентах (грунтах, рослинності) виявлено підвищений вміст елементів-забруднювачів.

ТЕРМОЕЛЕКТРИЧНІ ВЛАСТИВОСТІ РІЗНОВІКОВИХ ВИДІЛЕНЬ ПІРИТУ РУДОПРОЯВУ ПОПАДИНЕЦЬ (ЧИВЧИНСЬКІ ГОРИ)

В. Марусяк

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

Рудопрояр Попадинець розташований у Чивчинських горах, які є складовою частиною Мармароської зони на південному сході Українських Карпат, у басейні р. Попадинець (ліва притока р. Чорний Черемош), що бере початок на північно-

західному схилі Чивчинських гір. Рудопрояв приурочений до порід метаморфічного комплексу (кристалічні сланці і кварцити) палеозойського віку.

Рудні мінерали представлені в породах піритом, галенітом, сфалеритом, халькопіритом.

Пірит поширений не тільки у кварцових жилах і прожилках, але й у вмісних породах. Його форми виділення достатньо різноманітні, найчастіше це кристали, габітусна форма яких визначена дещо спотвореним гексаедром (кубоїдом). Їхня поверхня подекуди має блокову будову, однак найчастіше на їхніх гранях помітне плоске штрихування. Досить поширені комбінації куба і пентагон-додекаедра. Розмір таких кристалів становить 1–5 мм, іноді досягає 1 см.

Трапляються мономінеральні прожилки піриту потужністю до 0,5 см і завдовжки понад 3–5 см.

Ми досліджували термоелектричні властивості кристалів піриту, габітусна форма яких визначена, головню, комбінацією пентагон-додекаедра і куба. Всі вони мають найвищі значення діркової провідності. Власне кубоїди піриту теж мають діркову провідність, проте значення термо-е.р.с. у них дещо нижчі.

Зокрема, значення термо-е.р.с. кубічних кристалів піриту коливається від 100 до 700 мкВ/°С, середнє – 300 мкВ/°С, а пентагон-додекаедричних – від 260 до 600 мкВ/°С, середнє – 340 мкВ/°С.

Результати наших спостережень свідчать, що термоелектричні властивості піриту з кварцових прожилків і вмісних порід рудопрояву Попадинець певною мірою пов'язані з особливостями форми його виділень.

ПИТАННЯ ВІКУ І СТРАТИГРАФІЧНОГО ОБҐРУНТУВАННЯ РОЗРІЗУ СЕНОМАНСЬКОГО ЯРУСУ ВЕРХНЬОЇ КРЕЙДИ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

І. Мар'яш

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

З-поміж фанерозойських відкладів, які формують осадовий покрив кристалічного фундаменту Волино-Подільської плити, найповніше представлені утворення верхнього відділу крейдової системи. Вони поширені майже на всій території південно-західного краю Східноєвропейської платформи, а також розкриті численними свердловинами в Зовнішній зоні Передкарпатського прогину.

Ця структурно-тектонічна одиниця сформувалася на опущеному південно-західному краї Східноєвропейської платформи, і на її території, як і на всьому Волино-Поділлі, відклади крейди представлені типовими морськими платформними фаціями.

Залежно від палеогеографічних та палеоекологічних умов, які були у Волино-Подільському седиментаційному басейні, тут нагромаджувалися різноманітні осади, з яких сформувалося декілька типів осадових порід морського генезису – карбонатні, кременисті, теригенні, глинисті тощо з притаманними їм рештками пізньокрейдкової палеобіоти.

Протягом ранньокрейдової епохи Волино-Подільська плита була досить плоским слабко дислокованим плато з розвинутою річковою системою, теплим, достатньо вологим кліматом і рослинним покривом.

Однак наприкінці ранньокрейдової-початку пізньокрейдової епох унаслідок активізації глобальних геологічних процесів розпочалася потужна пізньоальпська трансгресія, сліди якої фіксують у багатьох регіонах Тетичної області. Під час цієї трансгресії найбільше опущені блоки Зовнішньої зони Передкарпатського прогину та найбільше прогнуті місця загалом досить піднятого краю Східноєвропейської платформи, на яких до того існував континентальний режим, були вкриті морськими водами.

Протягом усього періоду досліджень верхньокрейдових утворень Волино-Поділля опубліковано багато наукових праць, які стосуються вивчення решток різноманітних груп палеоорганізмів – форамініфер, вапняного нанопланктону, двостулкових і черевоногих молюсків, белемнітів, морських їжаків, серпулід, губок, коралів тощо.

Проте детальних монографічних досліджень амонітів – палеоорганізмів, найважливіших для з'ясування відносного геологічного віку порід, стратиграфічного розмежування й кореляції розрізів крейди, – нема.

Зазначимо, що лише в небагатьох працях серед загального списку решток верхньокрейдової палеобіоти наводять короткий перелік амонітів і наутилоїдей, представлений декількома видами, які необхідні як важлива підстава авторам публікацій для обґрунтування своїх ідей чи висновків.

Ми не зупиняємось на історії палеонтолого-стратиграфічного вивчення розрізів сеноману Волино-Поділля, оскільки вона досить докладно висвітлена у праці наших попередників (С. Пастернак, В. Гаврилишин, В. Гинда). Однак, на відміну від цих учених, ми дотримуємось поділу сеноманського ярусу на три під'яруси: нижній, середній і верхній, згідно з Міжнародною стратиграфічною схемою 2000 р.

У Середньому Придністер'ї, де сеноманський ярус найповніше представлений і найліпше вивчений з погляду біостратиграфії, під час польових досліджень ми зібрали у декількох відслоненнях палеонтологічну колекцію амонітів. Опрацьовано також колекцію з фондів Львівського природничого музею НАН України.

Серед досліджених амонітів верифіковано й монографічно описано такі: *Schloenbachia varians* S o w e r b y, *Schl. subvarians* S h a r p e, *Schl. ventriosa* S t i e l e r, *Puzosia subplanulata* S c h l ü t., *P. mayoriana* O r b i g n y.

Зазначені види дають змогу визначити відносний вік вмісних відкладів на теренах Середнього Придністер'я за ортостратиграфічною групою для мезозою, зокрема, для верхньої крейди, а саме – русавської світи та шарів іноцерамових вапняків, і зачислити їх до утворень сеноманського віку.

Отже, детальне монографічне вивчення головоногих молюсків дає змогу значно детальніше і палеонтологічно надійніше виконувати розчленування потужної верхньокрейдової товщі Волино-Поділля, визначити відносний геологічний вік та проводити місцеву, регіональну і міжрегіональну кореляцію.

МЕТАСОМАТИЧНІ МІНЕРАЛЬНІ КОМПЛЕКСИ В ГЕОЛОГІЧНИХ УТВОРЕННЯХ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

О. Матковський

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

Метасоматичні мінеральні комплекси в Українських Карпатах достатньо поширені. Це, головню, післямагматичні утворення, частково вони розвиваються у вмісних осадових і метаморфічних породах, супроводжують різноманітне зрудення. До таких комплексів належать серпентиніти, скарни, лиственіти-березити, пропіліти, аргілізити і вторинні кварцити. Найбільше розвинуті навколорудні метасоматити, які постійно привертають увагу дослідників. Їхньому опису присвячена низка монографічних праць: *Славская А.И.* Околорудные изменения в некоторых месторождениях Закарпатья (1957); *Лазаренко Е.О.* Метасоматичні утворення у вулканічних породах Закарпаття (1960); *Щербань И.П., Копылова Л.В., Матковский О.И.* и др. Околорудные метасоматиты Закарпатья (1988).

Немало матеріалів стосовно метасоматитів Закарпаття міститься у книгах *Лазаренко Е.К., Лазаренко Э.А., Барышников Э.К., Малыгина О.А.* Минералогия Закарпатья (1963); *Лейе Ю.А., Клитченко М.А., Авзитов Н.К.* и др. Алуныты Закарпатья (1971); *Волостных Г.Т.* Аргиллизация и оруденение (1974), а також численних наукових статтях.

Серпентиніти поширені локально, тісно пов'язані з ультраосновними породами, завдяки змінам яких утворилися. Вони є складовою частиною угольського мезозойського комплексу, де представлені серпентинітами й серпентинізованими лерцолітами (*Ляшкевич с соавт.*, 1995), наявні в Рахівському (*Ткачук, Гуржий*, 1957) і Чивчинському (*Матковский*, 1971) відгалуженнях Мармароського масиву, розкриті свердловинами на Монастирському рудопрояві ртуті Углянського рудного поля (*Щербань с соавт.*, 1988).

У складі серпентинітів Угольки переважають мінерали серпентинової групи, представлені баститом (до 15 %), хризотилом (50–60), серпентином і антигоритом (8–10 %), рудні мінерали становлять до 10 %, іноді є до 2 % бруситу (*Ломизе, Плошко*, 1969). Серпентиніти майже повсюдно сильно карбонатизовані. У зоні Углянського розлому серед базальтоїдних ультрамафітів трапляються своєрідні серпентиніти найвірогідніше апопикритового генезису (*Плошко с соавт.*, 1980). Їхній мінеральний склад такий, %: серпентин і хлорит – 70, рудна речовина – 25.

Скарни виявлено у Вишівському і Берегівському районах Закарпаття. У Вишківському вони містяться серед ксенолітів вапняків у габро-діабазах інтрузії Маронгош та інтрузії Луції (*Спітковська*, 1961; *Маслякевич*, 1967), у Берегівському – серед карбонатних порід донеогенового фундаменту (*Братусь с соавт.*, 1979). За мінеральним складом скарни обох районів належать до андрадит-геденбергітового ряду. У них уперше виявлено боровмісний мінерал ільваїт. Скарнам притаманна зональна будова. Головними мінералами в їхньому складі є піроксен діопсид-геденбергітового ряду (в Берегівському районі його вміст подекуди становить 80–90 % породи) і гранати grosular-андрадитового ряду.

Лиственіти й березити достатньо поширені і супроводжують золоте і поліметалеve зруденіння. Власне лиственіти розвиваються, головню, по серпентинітах. Найбільше їх серед порід углянського комплексу, незначні прояви трапляються в Чивчинських горах. Березити і лиственіти разом супроводжують золоторудне родовище Сауляк на Рахівщині (Щербань с соавт., 1988; Матковский с соавт., 1989; Нечаєв, 1989; Шехоткін, 1995). Березити розвиваються по породах кислого складу, для них характерні кварц, серицит і незначні (5–10 %) домішки карбонатів. Лиственіти формувалися внаслідок зміни вулканогенно-осадових, вулканогенних і карбонатних порід, тому в них багато карбонатів різного складу (від 10 до 90 %), мало кварцу й серициту, який нерідко представлений фукситом. Лиственіти-березити супроводжують також золото-поліметалеve зруденіння Вишківського рудного поля. Тут переважають тризональні метасоматичні колонки, рідше трапляються чотири- і двозональні колонки (Щербань с соавт., 1988).

Пропіліти поширені обмежено. Їх виявлено в Берегівському і Вишківському рудних районах, а також майже на всій площі Вигорлат-Гутинського пасма (Лазаренко, 1960; Лазаренко с соавт., 1963; Фишкин, 1969; Кулибаба, 1984; Фиала, Кириченко, 1989). Зокрема, О. Фіала та Л. Кириченко в межах Берегівського рудного поля виділили три провідні мінеральні асоціації пропілітів: тремоліт-альбітову, кварц-епідотову та альбітову. У Закарпатті виявлено також новий ступінь пропілітизації – тридиміт-сапонітовий, який розвивається у верхніх горизонтах неогенових вулканогенних товщ і субвулканічних інтрузій (Коржинський, 1970). Його вивчено недостатньо.

Аргілізити і вторинні кварцити найбільше поширені серед вулканічних утворень Закарпаття, де супроводжують родовища і рудопрояви ртуті й поліметалів, золота, бариту, алуніту, каолініту та ін. Вони найінтенсивніше виявлені в межах Берегівського і Вишківського рудних районів та Вигорлат-Гутинського пасма. Аргілізити належать, головню, до навколорудних змін і пов'язані із ртутним зруденінням. Вторинні кварцити супроводжують різне зруденіння, мають площинний характер і часто розвиваються разом з аргілізитами.

Регіонально поширені вторинні кварцити й аргілізити в межах Берегівсько-Біганського району і Вигорлат-Гутинського пасма. Надзвичайно складними та інтенсивними є метасоматичні перетворення в межах Берегівського рудного поля, які виявилися в метасоматичній зональності (її ґрунтовно вивчили В. Соболев та М. Фішкін). Проте й нині є багато спірних питань щодо генезису і фаціально-формаційної приналежності берегівських метасоматитів.

Згідно з результатами їхнього вивчення на різних стратиграфічних рівнях (горизонти 160, 200, 250 м та ін.) під час мінералогічного картування рудної мінералізації та з урахуванням даних попередніх досліджень ми виділили три метасоматичні зони (знизу догори): кварц-польовшпатових метасоматитів, аргілізованих порід і вторинних кварцитів. Зона кварц-польовшпатових утворень поширена, головню, на великих глибинах. В її межах виділено три фації: альбітову, фельдшпатоїдну та адулярову (Фиала, Кириченко, 1987). Зона аргілізованих порід наявна на нижчих глибинах. Це гідрослюдисто-кварцово-глинисті метасоматити, серед яких О. Фіала й Л. Кириченко виділили гідрослюдисту, смектитову і каолініт-смектитову асоціації. Зона вторинних кварцитів розвинута за близько-по-

верхневих умов і представлена утвореннями каолінітової, алунітової та монокварцової фацій.

Надзвичайно різноманітні метасоматити, які розвиваються по магматичних породах Вигорлат-Гутинського пасма. Свого часу їх об'єднали у 12 фацій (Лазаренко, 1960; Лазаренко с соавт., 1963): кварц-турмалінову, каолініт-дюрмортьєритову, кварц-топазову, кварц-флюоритову, монокварцитову, кварц-каолінітову, опалолітову, алунітову, кварц-гідрослюдисту, каолініт-ангідритову, монтморилонітову та карбонатно-цеолітову.

З метасоматичним комплексом в Українських Карпатах пов'язане формування низки родовищ неметалевої мінеральної сировини – цеолітів, алуніту, алуніт-галуазитових і смектитових глин.

АТЕКТОНІЧНІ РОЗЩЕПЛЕННЯ ВУГІЛЬНИХ ПЛАСТІВ ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО КАМ'ЯНОВУГІЛЬНОГО БАСЕЙНУ

М. Матрофайло

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

На підставі виконаних досліджень ми з'ясували, що у Львівсько-Волинському вугільному басейні (ЛВБ) наявні як тектонічні, так і атектонічні розщеплення.

Для виділення подібних розщеплень та визначення їхніх генетичних ознак використано методику досліджень, яка ґрунтується на палеорекоonstrukціях і порівнянні первинних потужностей вихідної материнської речовини вугілля в нерозщепленій частині вугільних пластів і безвугільних відкладів, що заміщують їх по площі в розщепленій частині. Значення усадки вихідної речовини вугілля обчислені для породних прошарків різної потужності та різних за морфологією вугільних пластів (n_7^B , n_8 , n_8^B , n_9). Для ЛВБ прийнято такі значення ущільнення піщано-глинистих відкладів: пісковик – 1,2, алевроліт – 1,9, аргіліт – 2,34, а обчислений коефіцієнт ущільнення для пластів вугілля становить 4,8.

Особливості атектонічних розщеплень такі: близька до постійної первинна (генетична) потужність нерозщепленої та розщепленої частин вугільного пласта; незначна потужність породного прошарку в зоні розщеплення; мале значення градієнта розщеплення; локальна (переважно замкнута) овалоподібна форма на площі (див. таблицю). Головні чинники, які визначають атектонічні розщеплення пластів, – це локальні нерівності ложа палеоторф'яників та епізодичні привнесення в ділянки торфонагромадження уламкового матеріалу з подальшою неоднорідною усадкою та ущільненням рослинної маси. Це підтверджене значним поширенням у зонах розщеплень вуглистих аргілітів (дослідники, зазвичай, зачисляють їх до фації заливних торф'яних боліт і сапропелевих озер). Генезис тектонічних розщеплень, на відміну від атектонічних, зумовлений конседиментаційними диференційованими тектонічними рухами, які спричиняли опускання й підняття локальних ділянок палеоторф'яників.

Генетичні типи розщеплення вугільних пластів

Ознаки розщеплення вугільних пластів	Типи розщеплення	
	атектонічні	тектонічні
Реконструйована потужність нерозщепленої та розщепленої частин вугільного пласта	Приблизно однакова	Значно збільшена в зоні розщеплення
Потужність породного прошарку в зоні розщеплення, м	До 1,55	До 9,35
Градiєнт розщеплення, м/км	0,1–5,6	0,1–28,4
Поширення вуглистих аргілітів у зоні розщеплення	Значне	Обмежене
Конфігурація лінії розщеплення	Переважає овальна	Лінійна хвиляста
Площа зони розщеплення, кв. км	0,26–3,90	21,9–112,7

Розподіл тектонічних і атектонічних типів розщеплень вугільних пластів на площі басейну зональний. Атектонічні розщеплення поширені, головню, в менш тектонічно активній зоні (нерозщеплених або слабо розщеплених пластів), розташованій у зовнішній частині Львівського палеозойського прогину (Волинське, Забузьке та Межиріченське родовища). Тектонічні розщеплення притаманні тектонічно активній зоні (розщеплених і неодноразово розщеплених пластів), яка належить до внутрішньої частини прогину (Південно-Західний вугленосний район – Тяглівське та Любельське родовища).

Межа між виділеними зонами майже збігається з Белз-Милятинською зоною насувів. В обох зонах переважає біфуркація вугільних пластів.

ГІДРОГЕОХІМІЧНА ЗОНАЛЬНІСТЬ НИЖНЬОСАРМАТСЬКОГО ГОРИЗОНТУ ЗОВНІШНЬОЇ ЗОНИ ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ

Г. Медвідь, Н. Величко

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

Особливості поширення підземних вод нижньосарматських відкладів Зовнішньої зони Передкарпатського прогину вивчено на підставі значного фактичного матеріалу – аналізів, виконаних у лабораторії геохімічних і спектральних методів аналізу відділу нафтогазової гідрогеології, геохімії й охорони гідросфери та зібраних у фондах ДП Західукргеологія. База даних налічує понад 370 проб підземних вод, для яких виконано по 12 хімічних визначень показників і компонентів, а також обчислено по шість гідрохімічних коефіцієнтів. Результатом роботи стали графічні побудови, які відображають зміну головних гідрогеохімічних характеристик нижньосарматського водоносного горизонту. Для цього використано найхарактерніші, а в окремих випадках усереднені дані, виходячи з кількості аналізів, особливостей геологічної будови та умов формування кожного родовища газу.

З аналізування зміни мінералізації підземних вод нижньосарматських відкладів впливає чітка горизонтальна зональність: високі значення мінералізації вод у північно-західній частині зони (від 10 до 92 г/дм³, у виняткових випадках – вищі) та одноманітно низькі (від 3 до 10 г/дм³) у південно-східній. Ще однією тенденцією є зростання мінералізації підземних вод у напрямі від Східноєвропейської платформи до Внутрішньої зони Передкарпатського прогину. Найвищі значення мінералізації, тобто вмісту у водах головно хлориду натрію, зафіксовані в родовищах, розташованих уздовж Стебницького насуву (Хідновицьке, Садковицьке, Майницьке, Грушівське, Летнянське, Кавське, Угерське, Більче-Волицьке, Гайське), та Свидницькому і Вижомлянському родовищах. Тут є як солоні води з мінералізацією 10–35 г/дм³, так і солянки з мінералізацією понад 50 г/дм³ (подекуди понад 102 г/дм³). Пластові води решти родовищ менш строкаті за мінералізацією – це, головно, солоні води.

Градiєнт мінералізації (співвідношення мінералізації до глибини залягання водоносного горизонту) у нижньосарматських відкладах змінюється від 3 до 118 мг/дм³/м. У північно-західній частині Зовнішньої зони схема градиєнта мінералізації корелює зі схемою мінералізації вод, у південно-східній градиєнт мінералізації зменшується в напрямі від платформи до Внутрішньої зони Передкарпатського прогину. Максимальні значення цього коефіцієнта (114–118) припадають на Свидницьке родовище, де води високої мінералізації залягають на незначній глибині (до 700 м). Далі можна виділити зону розташування таких родовищ, як Більче-Волицьке, Дашавське, Угерське, Кавське (73–107) та Хідновицьке (67–92).

Генетичний показник метаморфізованості пластових вод (Na/Cl) у Зовнішній зоні прогину звичайно обернено залежить від мінералізації вод. У південно-східній частині зони значення Na/Cl стабільно вищі від одиниці – 1,02–2,19. Північно-західній частині притаманна більша строкатість значень цього показника – від 0,68 до 1,86, в поодиноких випадках – до 2,37. Причому значення, вищі від одиниці, “сконцентровані” смугою північно-східного простягання вздовж Дністерського та Монастирського розломів. Ще один максимум (1,86) зафіксовано на Гайському родовищі.

Межею переходу від значно метаморфізованих вод до менш метаморфізованих прийнято вважати значення, що дорівнює 0,87. Води з високим ступенем метаморфізованості наявні на Вижомлянському родовищі (0,66–0,75), родовищах Хідновичі–Садковичі (0,70–0,83) та в районі родовищ Летня–Грудівське–Угерсько–Дашава (0,60–0,83).

За мінливістю ще одного генетичного показника – співвідношення Cl/Br – води нижньосарматських відкладів можна розділити на дві зони: північно-західну, де цей показник зрідка перевищує 300 (на підставі чого можна припустити таласогенне, седиментогенне походження пластових вод у цій частині зони), і південно-східну, де він не опускається нижче 349 і досягає 935 (це свідчить про утворення вод у зоні вилуговування соленосних відкладів).

Абсолютний вміст сульфат-іона в досліджуваних пластових водах змінюється від 8 до 873,5 мг/дм³. У північно-західній частині Зовнішньої зони найвищий вміст SO₄²⁻ зафіксовано на Макунівському і Сусолівському (697–867), Летнянському (716–840), Малогорожанському (741 мг/дм³) родовищах. У районі родовищ Хідновицьке–Пинянське вміст сульфатів не перевищує 475 мг/дм³, а найнижчі

значення характерні для Свидницького родовища (10–46) та Дашавського й Угерського (8–47 і 14 мг/дм³, відповідно). Пластові води південно-східної частини Зовнішньої зони більше збагачені сульфат-іоном – його концентрація коливається від 342 до 873,5 мг/дм³.

Тенденції розподілу значень коефіцієнта сульфатності $rSO_4 \cdot 100 / rCl$ у водах Зовнішньої зони дають змогу чітко виділити дві зони – північно-західну, де його значення зрідка перевищує 10 (за винятком Городоцького і Гайського родовищ), та південно-східну, де за низької мінералізації значний вміст сульфатів зумовив високі значення коефіцієнта сульфатності – від 6,6 до 151,5.

ДЕФОРМАЦІЙНА СТРУКТУРА НИЖНЬОВЕНДСЬКИХ МІДЕНОСНИХ ТРАПІВ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ

В. Мельничук

*Національний університет водного господарства і природокористування
м. Рівне, вул. Студентська, б. 6, кв. 527
E-mail: ezelin@rambler.ru*

Трапова формація нижнього венду в південно-західній частині Східноєвропейської платформи поширена на площі близько 200 тис. км² у межах Волино-Подільської плити і Підлясько-Брестської западини. Абсолютні позначки поверхні трапів змінюються від +200 м (р. Мурафа) до –3 793 м (свердловина Перемишляни).

Попередники досліджували деформаційну структуру порід фрагментарно, у загальному контексті структури домезозойського осадового чохла.

Цілісне цільове вивчення деформаційної структури трапів регіону стало актуальним завданням новітніх досліджень у зв'язку з вивченням чинників їхньої міденосності.

Вихідним матеріалом для геолого-структурних побудов слугували дані про абсолютні позначки і кути нахилу поверхні трапової формації за результатами буріння 1 880 свердловин, профільного сейсмічного зондування та електророзвідки (методи ЗСБ, ВП-ВЕЗ). Для оконтурювання трапових тіл, з'ясування їхніх фаціальних та ерозійних меж, виявлення й простежування розривних структур використовували також карти магнітного і гравітаційного полів. Вивчали закономірності розташування та їхні зв'язки з деформаційними структурами рудопроявів міді.

Унаслідок виконаних досліджень з'ясовано, що в гіпсометрії поверхні нижньовендських трапів достатньо відображені головні і другорядні структурні одиниці регіону, зокрема: Підлясько-Брестська западина, Волинське палеозойське підняття, увінчане на півночі Прип'ятським валом і Луківсько-Ратнівською (Північноукраїнською) горстовою зоною, Львівський палеозойський прогин та Волино-Подільська монокліналь, які ускладнюють регіональну монокліналь у межах Балтійсько-Придністерської зони перикратонних опускань. Із них найчіткіше виявлене Волинське палеозойське підняття, яке відповідає Центральній-Білоруській

шовній зоні між Сарматією і Феноскандією в дорифейському кристалічному фундаменті.

Трапи регіону порушені численними розломами на блоки, в межах яких мають переважно субгоризонтальне залягання або моноклінально нахилені під кутом до 5–10, зрідка 30°. Амплітуда вертикальних переміщень по розломах сягає 1250 м. До них належать, зокрема, елементи діагональних тектонічних зон північно-східного (Білостоцької, Корелицької, Виживсько-Мінської, Стохідсько-Могилівської, Маневецько-Столинської, Горинської, Суцано-Пержанської, Тетерівської, Немирівської), північно-західного простягання (Костопільсько-Лишнівської, Заболотівсько-Бузької, Подільської, Белз-Балучинської), а також окремі відрізки ортогональних розломів, у тім числі субширотні (Лагожанський, Південно-Ратнівський, Кухотський, Бельський, Володимир-Волинський, Андрушевський, Хмельницький) і субмеридіональні (Рівненський, Радехівський).

Виявлено регіональне поширення в трапах розсіяних зсувних мікродеформацій у вигляді численних дзеркал ковзання, а також окремі зони об'ємного катаклазу ранньовендського часу, з якими пов'язана прожилкова гідротермальна мінералізація, у тім числі самородномідна.

Водночас у деформаційній структурі досліджуваних трапів суттєву роль відіграють плікативні форми (плоскодонні мульди, вало- і куполоподібні підняття й горст-антиклінали), флексури та моноклінали різного розміру, які найліпше виявлені в межах Волинського палеозойського підняття. Найбільші з них – Прип'ятський і Турійський вали, які в сучасній будові містять низку горст-антиклиналей (Славатицька, Хотиславська, Ратнівська, Хотешівська у Прип'ятському валу та Оваднівська й Теклінська у Турійському), брахіантиклиналей і сідловин або їхні фрагменти, порушені розломами. Порівняно великими плікативними структурами є також Шацька антиклиналь, Тельчинська, Повчанська горст-антиклиналі, Головнянська синклиналь, Дошнівська, Залісинська та Ковельська мульди.

Подібне ускладнення структури трапової формації можна очікувати й у Розтоцькій зоні Львівського палеозойського прогину.

Деякі з наведених структур виявляли активність ще з неопротерозою, проте більшість сформувалась під час герцинської фази тектогенезу.

Структурно-тектонічні чинники міденосності досліджуваних трапів опосередковано відповідають за контроль концентрацій міді з боку регіональних і локальних тектонічних елементів та структур. Регіональні тектонічні зони (Костопільсько-Лишнівська, Горинська, Мінсько-Виживська та ін.) загалом контролюють поширення продуктів трапового вулканізму, розподіл їхніх потужностей, гідротермальних змін, а разом з ними – мідного зруденіння з обмежуванням рудоносних полів.

Горст-антиклінали (Ратнівська, Хотешівська, Теклінська і Хотиславська, можливо, Оваднівська, Славатицька і Тельчинська) та окремі мульди (як імовірні успадковані вулканотектонічні структури вендського часу) також контролюють мідне зруденіння. Наприклад, Турсько-Лугівське, Північно-Гірницьке і Ратнівське рудоносні поля смугою завширшки 3–10 км охоплюють крила Ратнівської горст-антиклиналі з тенденцією до зменшення рудоносності як у бік ядра антиклиналі, так і у зворотному напрямі.

Серед локальних структурно-тектонічних чинників міденосності найчіткішим є наявність у трапах ділянок тріщинуватості й катаклазу з прожилковою гідротер-

рмальною мінералізацією, у тім числі самородномідною. В тих місцях, де прожилкова мідна мінералізація накладена на горизонти з розсіяно-вкрапленою самородною міддю, стратиформні рудні тіла різних міденосних горизонтів подекуди локалізовані одне над одним, утворюючи своєрідні рудні стовпи.

ПРОГРЕСИВНИЙ ТА РЕГРЕСИВНИЙ ЕТАПИ НАГРОМАДЖЕННЯ САМОРОДНОЇ МІДІ В БАЗАЛЬТАХ ВОЛИНСЬКОЇ СЕРІЇ

І. Мисяк, Л. Скакун

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

Вулканічні утворення волинської серії виявлені на сході Польщі, південному заході Білорусі та в західних областях України (Волино-Подільський регіон).

Вивчення міденосності вулканогенних порід волинської серії донині актуальне у зв'язку з розшуками нових рудопроявів самородної міді.

Самородну мідь у волинських базальтах повсюдно супроводжує гідротермальна мінералізація. Розвиток новоутворених гідротермальних мінералів визначений зональною будовою лавових потоків. Відомо, що лавовим потокам притаманна текстурно-структурна зональність. Від периферії до центральної частини у вертикальному розрізі потоку простежують таку послідовність: лавокластичні брекчії → мигдалекам'яні базальти → базальти з невеликою кількістю мигдалин або флюїдально-смугасті → масивні базальти.

На підставі детального вивчення гідротермальних перетворень по вулканічному склу та мінеральних виповнень у порожнинах визначено послідовність зміни парагенезисів у вертикальному розрізі лавового потоку. Початкові гідротермальні зміни фіксовані у гідратизації вулканічного скла. В подальшому продукти його гідратизації (палагоніти) перетворюються у смектит-хлоритові агрегати. Ці зміни охоплюють потік по всьому розрізу. Смектит-хлоритові агрегати заміщуються іншими новоутвореними мінералами, послідовна зміна яких, власне, і формує мінералогічну зональність (Скакун зі співавт., 2003). У тилівій зоні (зона максимальної проникливості) формується парагенезис смектит + хлорит + кальцит + стильбіт + анальцим, у проміжній зоні – смектит + хлорит + стильбіт ± морденіт + самородна мідь, у фронтальній зоні (зона з мінімальною проникливістю) – смектит + хлорит + стильбіт + морденіт + халцедон. Максимальний розвиток самородної міді передує зоні поширення морденіт-халцедонової асоціації.

У виявленому парагенетичному ряді зафіксовано порушення послідовності, пов'язане з кварцом та його парагенетичним зв'язком з мінералами виявленого парагенезису. З одного боку, кварц сингенний з морденітом, що фіксують за індукційними межами їхнього росту, далі кварц заміщує морденіт і всі його супутні мінерали (смектит-хлорити, стильбіт, плагіоклаз); з іншого боку, – у зоні розвитку смектит-хлорит-кальцит-стильбіт-анальцимової асоціації кварц не утворює індукційних меж з мінералами цієї асоціації, натомість заміщує кальцит і смектит-хлоритові утворення. З метасоматичним кварцом пов'язана самородна мідь,

яка наявна у вершинах кварцових індивідів. Метасоматичний кварц значно поширений, він розвивається, заміщуючи мінерали в мигдалинах і мінерали основної маси. В мигдалинах кварц заміщує хлорит-морденітовий агрегат в асоціації з самородними міддю і сріблом. У випадку розвитку метасоматичного кварцу в основній масі він заміщує вулканічне скло, плагіоклаз, менше – піроксени. Кварц утворює псевдоморфози по плагіоклазу, нерідко формуючи розщеплені, снопоподібні кристали, у вершинах яких є самородна мідь. Вона росла разом із кварцом, що підтверджують індукційні межі між обома мінералами. Сукупність кварц-мідних індивідів формує своєрідний кварц-мідний мікродендрит.

Розвиток метасоматичного кварцу супроводжується інтенсивною калішпатизацією. Калішпат розвивається у вигляді тонких облямівок навколо плагіоклазових лейст та по палагонітизованому вулканічному склу в асоціації з кварцом, заміщує смектит-хлоритові агрегати.

На підставі аналізу результатів досліджень запропоновано модель накопичення міді в гідротермальних змінених базальтах. Під час гідротермального процесу самородна мідь накопичувалась протягом двох стадій: прогресивної та регресивної. На прогресивній стадії гідротермальна система розширювалася. Морденіт-халцедоновий парагенезис фіксує фронт змішування глибинних розчинів і розчинів метеорного походження. В активному фронті змішування цих розчинів відкладалася мідь у парагенезисі зі смектитом, хлоритом і стильбітом. У подальшому напір глибинних розчинів зменшувався, гідротермальна система поступово “загасала” (регресивна стадія). Фронт активного змішування зміщувався в зону з максимальною проникністю. На мінеральному рівні це виявилось у значному поширенні кварцу і проявах калішпатизації. Одночасно з кварцом росла самородна мідь. Метасоматичний кварц з самородною міддю починав розвиватися в зоні стильбіт-морденіт-халцедонової асоціації, далі поширювався до тилової зони гідротермальної системи, заміщуючи смектит-хлорити і кальцит у зоні розвитку смектит-хлорит-кальцит-стильбіт-анальцимової асоціації. Внаслідок цього на регресивному етапі самородна мідь охоплювала всю гідротермальну систему.

РОЗШУКИ НОВИХ ВУГЛЕВОДНЕВИХ ПАСТОК У ЗАКАРПАТСЬКОМУ ПРОГІНІ

Я. Місюра, П. Лозиняк

*Львівське відділення УкрДГРІ
79038 м. Львів, вул. Пасічна, 38а
E-mail: info@ukrdgri.lviv.ua*

Донедавна в неогеновому структурному поверсі Закарпатського прогину виділяли карпатський газоперспективний, баденський, сарматський і панонський газові комплекси, в яких виявлено чотири родовища горючого газу (Русько-Комарівське – баденський та сарматський комплекси, Станівське – сарматський, Солотвинське – баденський, Королівське – сарматський і панонський комплекси) та одне – вуглекислого (Мартівське – баденський комплекс).

Нині можна говорити про наявність четвертого – грушівського газового комплексу. Його перспективність підтверджена під час буріння свердловини 21-Солотвино: з двох об'єктів у грушівській світі отримано невеликі припливи газу (0,5 тис. м³/добу на 1,8 мм діафрагми).

Зазначимо, що свердловиною розкрито не всю потужність грушівської світи, а лише її верхню частину. Крім того, опіщаненість світи збільшується зверху вниз. Беручи до уваги ці факти, можна констатувати, що поклади газу пов'язані саме з середньою та нижньою частинами світи.

Перспективними щодо розшуків вуглеводнів вважають також породи фундаменту (тріас, крейда і палеоген).

Один із традиційних методів розшуків вуглеводнів – вивчення різноманітних структур (антиклінальних складок, літологічно й тектонічно екранованих пасток тощо).

У межах Закарпатського прогину розшуково-розвідувальні роботи на нафту і газ провадять, головню, ДП Західукргеологія і в меншому обсязі – АТ “Укрнафта”. Останніми роками розшуково-розвідувальним бурінням охоплені Вінківська, Леськівська, Бородівсько-Новосільська, Арданівська, Буштинська, Данилівська, Грушівська, Дібровська та Кам'янська площі. Результатом цих робіт є відкриття лише одного – Дібровського родовища горючого газу (свердловина 22-Солотвино) та припливи горючого газу на Кам'янській площі (свердловина 1). Нині розшуково-розвідувальне буріння провадять на Чорнопотіцькій структурі.

Підготовлені до розшуково-розвідувального буріння Кіблярська і Королівська площі, Округлянська, Південно-Буштинська, Стеблівська та Ліпчанська структури. Перспективними щодо газонасності є Ракошинська, Тисянська, Північно-Добронська й Лучківська складки.

Отже, перспективних об'єктів для розшуків газу не так уже й багато, тому більшу увагу доцільно приділяти нетрадиційним напрямкам розшуків вуглеводнів. На нашу думку, перспективним є продовження грушівської світи в північно-західному напрямі – під ефузивними породами хребта Тупого (меридіональна ділянка Вигорлат-Гутинського пасма), де перетинаються поздовжні і поперечні дислокації.

Для оцінювання перспектив нафтогазонасності порід грушівської світи доцільно звернутись до рекомендації П. Лозиняка та М. Петрашкевича: у середині 90-х років ХХ ст. вчені запропонували для з'ясування перспектив газонасності баденських, сарматських і понт-панонських утворень пробурити параметричну свердловину 1-Городилово (проектна глибина – 4 000 м).

Найбільші перспективи газонасності понт-панону пов'язані з південною частиною Виноградівського блока, обмеженого Королівським та Виноградівським розломами: зафіксовано не тільки максимальні значення потужностей комплексу, але й підтверджено значний вміст пісковиків у розрізі.

Поряд із виявленням Королівським газовим родовищем та наявністю хороших колекторів заслуговують на увагу ділянки південніше Петрово-Велика Паладь-Вербовець, де зафіксовано геохімічні аномалії. Тут рекомендовано виконати детальні сейморозвідувальні роботи, а за їхніми результатами – розшуково-розвідувальне буріння.

Детальні сейморозвідувальні роботи рекомендуємо також виконати поблизу північно-східного моноклінального борту Солотвинської частини прогину (на

ділянці Ліпча–Нанково–Дулово–Угля до Вільхівців). Тут у середині ХХ ст. під час геологічних знімачь закартовано Нанківську антиклінальну складку, яку згодом підтверджено структурно-картувальним бурінням, що супроводжувалось численними нафто- й газопроявами. Виявилось, що складка ускладнена поздовжнім порушенням, а пробурені на південний схід від неї свердловини 16-Тячів та 29-Колодно підтвердили наявність цього порушення, яке розділяє північно-східну прибортову і центральну найбільш опущену частину прогину. Амплітуда скиду перевищує 1 000 м.

Щоб простежити скид у східному й західному напрямках, потрібно виконати детальні сейсморозвідувальні роботи, завдяки яким можна виявити прирозломні антиклінальні складки, а також літологічно й тектонічно екрановані пастки.

ТОЧНІСТЬ ВИЗНАЧЕННЯ ВЛАСТИВОСТЕЙ ПРОСАДНИХ ҐРУНТІВ У ЗОНІ ВПЛИВУ МНОЖИНИ ДЖЕРЕЛ

Т. Мокрицька

*Дніпропетровській національній університет імені Олеся Гончара
49010 м. Дніпропетровськ, просп. Гагаріна, 72*

У методиці статистичного опрацювання даних про властивості інженерно-геологічних елементів немає вимог стосовно необхідності перевірки закону розподілу реєстрованих у процесі виконання експерименту показників. Як статистичну модель прийнято модель випадкової величини.

Застосування кореляційного і регресійного аналізу до опису взаємозв'язків між показниками фізичних і фізико-механічних властивостей ґрунтується на експериментально визначених залежностях про зв'язки між властивостями ґрунту, його станом і генезисом. Поширені моделі, в яких оперують розрахунковими показниками, отриманими внаслідок перетворення прямих, експериментально визначених значень.

За умов багаторічних техногенних впливів змінюються структурно-текстурні особливості, стан, гранулометричний склад ґрунтів. У нормативах не враховані можливі зміни характеру зв'язку між показниками фізичних властивостей ґрунтів, наявними на момент вишукувань, і майбутніми.

На прикладі опрацювання матеріалів типового звіту про інженерно-геологічне вишукування, виконані 2004 р. в центральній частині м. Дніпропетровська, доведено можливість помилок у разі визначення нормативних і розрахункових значень, що перевищують гранично допустимі.

За результатами статистичного опрацювання, яке виконано згідно з діючими стандартами і яке містило перевірку на однорідність і відсутність аномальних значень, всі одиниці масиву (інженерно-геологічні елементи) виявились однорідні. Ці висновки перевірено за допомогою закону розподілу, кореляційного, регресійного, факторного та кластерного видів аналізу.

З'ясовано, що зміна рангу таксономічної одиниці (від частини стратиграфо-генетичного горизонту (кліматоліту) до формації) не відповідає зміні ступеня однорідності середовища. Як наслідок, нормальний закон розподілу за глибиною

властивостей інженерно-геологічного елемента або лесового горизонту витримуються зрідка.

Кореляційний аналіз засвідчив, що значення фізичних властивостей горизонтів, які залягають вище від рівня ґрунтових вод, не залежать як між собою, так і від глибини відбирання проби. Для горизонту, який перебуває у стані повного водонасичення, характерний закономірний розподіл властивостей за глибиною.

Кореляційний аналіз властивостей об'єднаної вибіркової сукупності ґрунтів, які належать до однієї формації, свідчить, що показники властивостей закономірно розподілені за розрізом.

Регресійний аналіз між показниками властивостей за об'єднаною вибіркою підтвердив закономірний розподіл вологості за розрізом, зв'язок зі значеннями щільності та щільності частинок.

Перевірка на виконуванисть нормального закону значень абсолютної деформації горизонту в стані природної вологості та повного водонасичення вибіркової сукупності, що відповідає формації, засвідчила, що мінливість показників деформаційних властивостей просадних ґрунтів у зоні аерації забудованої території суттєва і перевищує допустиме значення на початковому ступені тиску і в інтервалі 0,3–0,4 МПа.

Нормальний закон не виконується у розподілі значень модуля деформації горизонту, що залягає нижче від рівня ґрунтових вод.

Відносна похибка як результат оцінювання нормативного значення модуля деформації (як середнього значення) становила 29 %.

НОВІ ЗНАХІДКИ БЕЛЕМНІТІВ В ЮРСЬКИХ ВІДКЛАДАХ ПЕНІНСЬКОЇ ЗОНИ

М. Мураль

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

Унаслідок складної покривної будови Українських Карпат Пенінська зона на їхній території простежується у вигляді окремих виходів. Це лише південно-західне закінчення величезної структури, яка тягнеться більше ніж на 500 км від Віденського басейну через усі Західні Карпати до Румунії на південному сході. Цьому структурно-тектонічному елементу протягом мезозою і кайнозою належала дуже важлива роль у геологічному розвитку Карпат, а також у становленні їхньої сучасної структури.

Пенінська зона розділяла дві області – Зовнішні (Флішові) і Внутрішні Карпати, геологічна історія розвитку яких була різко відмінна.

Численні скельні виходи юрських вапняків є головною характерною ознакою Пенінської зони.

Щодо походження зазначених вапняків серед карпатських дослідників тривалий час точилася жвава дискусія. Було два протилежні погляди: одні геологи трактували скелі як корінні виходи вапняків у ядрах антиклінальних структур, інші – як звичайні тектонічні відторженці, винесені зі значних глибин під час вертикальних рухів.

Нині вже нема жодних сумнівів щодо помилковості трактування скель як ядер антикліналі.

У межах Українських Карпат Пенінська зона представлена фрагментарно – лише південно-східним закінченням. Окремі виходи відслонені в басейнах рік Уж, Латориця, Боржава і повніше, суцільною смугою – у басейні р. Лужанка.

Стратифікація і кореляція відкладів Пенінської зони ґрунтувалися, головню, на літологічних особливостях певних фрагментів розрізів, умовних співвідношеннях між ними і результатах вивчення поодиноких, часто досить розрізнених знахідок викопної фауни.

Зона Скель на теренах України займає важливе положення у Карпатсько-Балканській тектонічній системі, тому від детальності й обґрунтованості розробки стратиграфії відкладів, зокрема юрських, залежить розуміння і вирішення багатьох питань місцевої й регіональної стратиграфії, а також низки загальних міжрегіональних проблем – стратиграфічної кореляції Західних Карпат (Польща, Словаччина) з Південними Карпатами (Румунія) та з'ясування достатньо складної і специфічної мезозойської історії цієї частини Мезотетису.

Важливе корелятивне розташування Українських Карпат між Західними й Південними Карпатами, а також відсутність детального монографічного вивчення однієї з найважливіших для стратиграфічного розчленування юрських відкладів групи палеоорганізмів – белемнітів визначили особливу актуальність проблеми детального палеонтологічного вивчення белемнітів у юрських відкладах Пенінської зони.

Вирішення зазначеної проблеми має також прикладне значення, оскільки в одновікових утвореннях Передкарпатського прогину та інших регіонів Альпійської гірської споруди (у Криму, на Кавказі, в Туркменії) юрські утворення вміщують промислові скупчення нафти і газу.

Під час польових досліджень протягом останніх років ми зібрали колекцію белемнітів, які належать до ортостратиграфічної групи палеоорганізмів, що за ними проводять детальне стратиграфічне розчленування та кореляцію юрських розрізів, а також визначають відносний геологічний вік порід.

Монографічне вивчення белемнітів дало змогу визначити види, характерні для нижнього і верхнього відділів юрської системи: *Holcobelus blainvillet* V o l t z. (аален–нижній байос), *Homalotheuthis subbreviformis* L i s s. (аален), *Salpingoteuthis tubularis* V. et B. (нижній аален), *Homalotheuthis* cf. *breviformis* V o l t z. (верхній тоар–нижній аален), *Mesoteuthis conoidea* O p p. (тоар–нижній аален), *M. grasiliiformis* K o l b. (тоар–нижній аален), *M. cf. slimula* D u m. (тоар–нижній аален), *M. subgrasilis* K o l b., *M. cf. triscissa* J a n. і *Dactyloteuthis meta* B l a i v n. (верхній тоар), *Mesoteuthis tripartita* S c h l o t h. (тоар), *M. oxycona* H e h l. (тоар), *Passaloteuthis* cf. *paxillosus* S c h l o t h. (плінсбах), *P. milleri* P h i l l. (плінсбах), *P. cf. paxillosus* S c h l o t h. (плінсбах).

Отже, виявлені нами белемніти в різних типах порід, часто в тих, де інших решток палеофауни нема, слугують суттєвим доповненням та уточненням стратиграфічної схеми, яку розробили Р. Лешух та Г. Гоцанюк для юрських відкладів Пенінської зони за амонітами.