

VISNYK | **ВІСНИК**
OF THE LVIV | **ЛЬВІВСЬКОГО**
UNIVERSITY | **УНІВЕРСИТЕТУ**

Series Geology | **Серія геологічна**

Issue 36 | **Випуск 36**

Scientific journal | Збірник наукових праць

Published 1 issue per year | Виходить 1 раз у рік

Published since 1962 | *Виходить з 1962 р.*

Ivan Franko | Львівський національний
National University of Lviv | університет імені Івана Франка

2022

Друкується за ухвалою Вченої ради
Львівського національного університету
імені Івана Франка.
Протокол № 36/10 від 04.10.2022 р.

Свідоцтво про державну реєстрацію
друкованого засобу масової інформації.
Серія КВ №14609-3580Р від 28.10.2008 р.

Опубліковано наукові статті з актуальних питань геології родовищ корисних копалин, загальної геології та гідрогеології, карстових процесів окремих територій. Наведено опис сучасних методів геофізичних спостережень.

Scientific articles on actual issues of geology of mineral deposits, general geology and hydrogeology, karsts processes of some areas have been published. A description of modern methods of geophysical observations is presented.

Редакційна колегія:

Канд. геол.-мін. наук, доц. *П. К. Волошин* (головний редактор); канд. геол. наук, доц. *Л. В. Генералова*; канд. геол.-мін. наук, проф. *А. Б. Богуцький*; д-р геол. наук *О. М. Гнилко*; д-р геол. наук *К. Г. Григорчук*; д-р геол. наук, проф. *М. М. Павлунь*; д-р геол. наук, проф. *Н. Я. Радковець*; д-р філософії *Збігнєв Франковські* (Польща); канд. геол. наук *Ю. В. Хоха*.

Редакційна рада:

Канд. геол. наук, доц. *Ю. М. Віхоть*; д-р філософії, проф. *Лев Городиський* (США); канд. геол. наук *С. Я. Кріль*; д-р геол. наук, проф. *Ю. З. Крупський*; д-р геол. наук, доц. *Ю. І. Федоришин*; канд. геол. наук, доц. *С. І. Ціхонь*.

Editorial Board:

Associate Professor *P. Voloshyn* – Editor-in-Chief,
Associate Professor *L. Heneralova* – Deputy Editor-in-Chief.

Відповідальний за випуск д-р геол. наук, проф. *Микола Павлунь*

Упорядники: *Ю. Дацюк, Л. Генералова*

Адреса редколегії:

Львівський національний
університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4,
Львів, Україна, 79005
тел.: (38) (032) 272-80-56

Editorial office address:

Ivan Franko National
University of Lviv,
Hrushevskoho Str., 4,
Lviv, Ukraine, 79005
tel.: (38) (032) 272-80-56

Редактор Р. СПРИНЬ

Адреса редакції, видавця і виготовлювача:

Львівський національний університет
імені Івана Франка.
вул. Університетська, 1, Львів, Україна, 79000
Свідоцтво про внесення суб'єкта видавничої справи
до Державного реєстру видавців, виготівників
і розповсюджувачів видавничої продукції.
Серія ДК № 3059 від 13.12.2007 р.

Формат 70×100/16.
Умовн. друк. арк.
Тираж 100 прим. Зам.

© Львівський національний університет
імені Івана Франка, 2022

ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГІЧНІ І КРИТЕРІАЛЬНО-ПОНЯТІЙНІ ПІДҐРУНТЯ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛОГЕНІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Микола Павлунь

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
e-mail: geology.faculty@lnu.edu.ua;
<https://orcid.org/0000-0002-8634-6576>*

Проаналізовано теоретико-методологічне й критеріально-понятійне підґрунтя прогнозно-металогенічних досліджень, а також зміст і методи складання металогенічних і прогнозних карт як найважливішого практичного відображення закономірностей просторово-часового поширення родовищ твердих корисних копалин. Родовища формуються завдяки певним комбінаціям геотектонічних, геохімічних, петрологічних і власне рудоутворювальних процесів. Пізнання інформативного взаємопроникнення й логічної взаємодії саме цих процесів визначає раціональність, надійність і успіх прогнозних досліджень потенційно рудоносних породних комплексів. Металогенічні особливості, а відтак й ознаки (критерії) прояву зруденіння завжди різні на різних етапах геологічної історії земної кори. Тому прогнозно-металогенічні роботи потрібно виконувати з урахуванням винятково реальних, об'єктивно наявних геолого-геохімічних і геофізичних параметрів зруденіння, які можна простежувати, документувати, картувати й цілком або ж максимально об'єктивізувати в процесі складання металогенічних і прогнозних карт. Під час складання таких карт звичайно використовують два підходи – парагенетичний і генетичний.

Ключові слова: металогенія, прогнозування, родовище корисних копалин, рудна формація, металогенічні і прогнозні карти, критерії зруденіння.

Вступ. Металогенічні особливості й ознаки (критерії) прояву зруденіння завжди різні на різних етапах геологічної історії земної кори. Тому прогнозно-металогенічні роботи потрібно виконувати з урахуванням винятково реальних, об'єктивно наявних геолого-геохімічних і геофізичних параметрів зруденіння, які можна простежувати, документувати й картувати. У такий спосіб ми можемо цілком або максимально об'єктивізувати процес складання металогенічних і прогнозних карт. Алгоритми цього описано нижче.

Обґрунтованість поширення й оцінки зруденіння зумовлена, головню, практикою його типізації з метою уникнення ознак децю уявного, суто теоретичного його походження, часто на рівні суб'єктивних оцінок і припущень того чи іншого дослідження. Найголовнішим елементом такої типізації є рудно-формаційний тип зруденіння – уже не уявна, а реально природна кількість родовищ корисної копалини, яка утворилася за дуже подібних геолого-тектонічних умов, має статистично стійкий

набір мінералого-геохімічних, у тім числі “продуктивних”, параметрів з однаковими рисами їхнього дискретно-стадійного і просторово-зонального розвитку. Це реальне структурно-речовинне поняття, тому тільки воно може бути засадничим для прогнозного аналізу зруденіння будь-якого масштабу.

Практичне значення виконаних досліджень зумовлене тим, що розробка й систематика науково-обґрунтованих критеріїв прогносної оцінки території на тверді корисні копалини (а саме вони становлять “хребет” мінерально-сировинної бази України) для вирішення першочергових перспективних площ і удосконалення методології й методів прогнозно-металогенічних досліджень та картографічного відображення на металогенічних і прогнозних картах – це найважливіше наукове завдання сучасного етапу розвитку теоретичної і прикладної геології.

Результати досліджень та їх обговорення. У процесі аналізу металогенічних особливостей великих територій (ділянок земної кори) використовують не тільки геолого-геохімічні дані, спостережувані геологами поблизу поверхні земної кори, а й матеріали геофізичного вивчення її глибинних зон (іноді до 150–200 км). Літолого-структурні й фізико-хімічні закономірності, які зумовлювали головні причини концентрації (або розсіяння) корисних компонентів, визначені певним комбінаторним поєднанням геотектонічних, геохімічних, петрологічних і власне рудоутворювальних процесів [3]. Пізнання інформативного взаємопроникнення й логічної взаємодії саме цих процесів визначає раціональність, надійність і успіх прогнозних досліджень потенційно рудоносних породних комплексів різного масштабу – від регіональних структурно-металогенічних зон, мегаблоків, металогенічних провінцій, областей, рудних басейнів та районів до окремих рудних зон, вузлів, полів, рудних тіл і навіть поодиноких рудних стовпів (бонанців).

Металогенічні особливості, а відтак й ознаки (критерії) прояву зруденіння далеко не завжди однакові на різних етапах геологічної історії формування земної кори, і це теж потрібно відобразити на металогенічних і прогнозних картах. Неоднаковою є переважна більшість геологічних процесів, їхній характер і масштабність (продуктивність) рудогенерувальних систем: вони суттєво еволюціонують упродовж так званих металогенічних циклів. Саме тому в класичній металогенії важливе місце належить таким поняттям, як *археохрон*, *мезохрон*, *неохрон*. До того ж усі матеріали про регіональне чи локальне зруденіння повинні ґрунтуватися на формаційній основі. Саме в такій формі прогнозного аналізу різні генетичні типи родовищ чітко й логічно пов’язані з певними геологічними формаціями: *продуктивними*, *рудогенерувальними* (материнськими) і просто *рудоносними* [2].

Дуже важливою є чітка формалізація понять як термінологічної бази металогенічного прогнозування родовищ корисних копалин. Однак такі терміни, як *закономірність* поширення зруденіння, типи його *зв’язків*, *чинники*, *критерії* тощо (часто вживані дефініції), на жаль, усе ще тлумачать досить вільно. Отже, треба розуміти, що *прогноз* у металогенічному аналізі – це не просто *передбачення*, *випередження знання* апіорі, тобто поза досвідом, а, за визначенням Д. Рундквіста [11], “...складна система наукового аналізу конкретної геологічної ситуації та ґрунтового доведення її потенційної рудоносності з позицій як попереднього досвіду геологічної думки, так і сучасних наукових знань” (переклад наш. – М. П.).

Потрібно також чітко розрізняти поняття *комплексного* (за Ю. Білібіним, регіонального) та *галузевого* (за Ю. Білібіним, спеціального) прогнозування. Характер

причинно-наслідкових зв'язків між цими двома типами прогнозно-металогенічних робіт, логіка їхньої послідовності й порядок рекомендацій різні. Дуже важливим є зміст кожного з трьох етапів “багатоступеневого” розбракування територій під час галузевого прогнозування, масштабність вихідних і підсумкових металогенічних матеріалів (карт, схем) – від так званого оглядового, дрібномасштабного прогнозування до детальнішого й локального.

Щодо геолого-геохімічної діагностики й визначення *закономірних зв'язків* зруденіння, то вкрай важливо наголосити на принциповому значенні *статистично стійкого* (на 90 %) характеру його взаємовідношень (просторово, часово, речовинно, енергетично, зрештою, генетично) з будь-якими геологічними утвореннями (процесами) різного мас-штабу. Потрібно брати до уваги процесуально-причинний сенс *чинника* (лат. *фактора*), який навіть етимологічно не можна розглядати на кількісно-параметричному рівні на кшталт *критерію*, пам'ятаючи в цьому разі про головні чинники ендегенного зруденіння та розділяючи рудоносні чинники на рудопідвідні, рудорозподільчі, рудокалізуювальні, рудоконтролювальні, рудоутворювальні; і саме за такою ієрархією їх треба зображати на прогнозно-металогенічних картах. *Критерій* же (грец. *засіб вирішення будь-якого питання*) як специфічна риса (ознака) можливого зруденіння якісно є поняттям пріоритетно-параметричним, кількісно статистично стійким, ієрархічні системи якого можна впевнено перенести (однак із певними застереженнями щодо необмеженої екстраполяції) на інші площі галузевого прогнозування. Розрізняють і застосовують *прямі* й *непрямі* критерії, що належать до чотирьох класів: *речовинні* (геологічно широкого діапазону – від рудно-формаційних до термобарогеохімічних), *просторові*, *вікові* й *генетичні* (речовинно-енергетичні), а їхній склад і співвідношення знову ж таки різні для різних цілей регіонального й локального прогнозування. Для локального прогнозування дуже важливим є сучасний комплекс інструментально-об'єктивної оцінки локальних критеріїв зруденіння за багатофазовими флюїдними включеннями в мінералах (комплекс термобарогеохімічних критеріїв). Серед них [6, 7] вирізняють *оптимально-температурні*, *термоградієнтні*, *агрегатно-густинні*, *флюїдно-фазові*, *концентраційно-сольові*, *флюїдно-вуглекислотні*, *декрепітаційні* та ін.

Найважливішим є критерій термоградієнтного аналізу палеотемпературних полів процесів рудоутворення, за яким визначають вірогідний ступінь термостатування фізико-хімічної палеосистеми рудоутворення й вертикальний розмах зруденіння (що більший палеотемпературний градієнт $\Delta T/100$ м, то менший розмах зруденіння), коефіцієнт його післярудної ерозії, поширення стовпів багатого зруденіння для Mo-W, Sn, Au, Au-Ag, Pb-Zn, Sb-Hg, флюоритових, п'єзокварцових та інших родовищ [3].

Отже, металогенічне прогнозування – це науково обґрунтоване передбачення вірогідних місць локалізації зруденіння у вигляді промислових родовищ корисних копалин різних типів. Під час комплексного (регіонального) прогнозування аналіз ґрунтується на вивченні історії геологічного розвитку регіону (у тім числі еволюції рудних формацій) та вирізненні груп і рядів рудних формацій, які в заданій геотектонічній структурі можуть бути неповні, отже, пропущені (не знайдені), відтак, можна очікувати на їхнє знаходження [8, 9].

Галузеве ж прогнозування багатоступеневе, спрямоване на наукове розбракування територій з виявленням ієрархічного ряду рудоперспективних площ та оцінювання їхніх перспективних, так званих прогнозних ресурсів з виявленням загальних і специфічних

рис геологічної будови й речовинного складу територій, з особливою увагою на ієрархії рудоконтрольованих чинників у порядку зменшення їхнього значення (вагомості). Основою галузевого прогнозування є уявлення про критерії конкретної корисної копалини. І в цьому випадку потрібно брати до уваги не тільки позитивні, а й негативні критерії, що відображають чинники збереження зруденіння (а це актуальна геолого-економічна проблема), зокрема, розмір ерозійного зрізу рудовмісного блоку, несприятливий для зруденіння розвиток післярудного метаморфізму, тектонічного режиму, інтенсивність післярудної денудації та ін. Тут уже потрібні надійні знання про закономірності геотектонічної позиції родовищ корисних копалин, особливо щодо геолого-структурних і літолого-фаціальних умов поширення руд за стійкого характеру мінерального покладу та закономірної зміни статистично стійких мінеральних парагенезисів руд з часом (стадійність) і в просторі (зональність). Обґрунтованість таких оцінок зруденіння визначена, головню, коректністю його типізації з метою уникнення ознак дещо уявного, суто теоретичного його походження, часто на рівні суб'єктивних оцінок і припущень того чи іншого дослідника. Натомість прогнозно-металогенічні роботи потрібно виконувати з урахуванням винятково реальних, об'єктивно наявних геолого-геохімічних і геофізичних параметрів зруденіння, які геолог може простежувати, документувати й картувати. Найголовніші елементи цієї типізації такі [8, 9]:

1. *Генетичний тип* зруденіння – теоретично досить умовна сукупність продуктів розвитку однотипних у геолого-енергетичному сенсі рудоутворювальних процесів (магматичних, післямагматичних, осадових, метаморфічних).

2. *Геолого-генетичний тип* як складова генетичного типу, що за певної специфіки геологічних умов рудолокалізації має спільні риси морфоструктурної й мінералого-геохімічної спеціалізації (пізньомагматичні родовища титаномагнетитових чи хромітових руд або скарнові родовища заліза, міді тощо).

3. *Геолого-промисловий тип* як складова геолого-генетичного утворення промислових родовищ, на які припадає не менше 1 % світових запасів певної корисної копалини.

4. Нарешті, *рудно-формаційний тип* – уже не уявна, а реально-природна множина родовищ конкретної копалини, що утворилася за дуже подібних геолого-тектонічних умов, має статистично стійкий набір мінералого-геохімічних, у тім числі “продуктивних” парагенезисів з однаковими рисами їхнього дискретно-стадійного і просторово-зонального розвитку. Це реальне *структурно-речовинне поняття*, тому тільки воно, на відміну від попередніх трьох, може бути *засадничим* для прогнозного аналізу будь-якого масштабу.

5. Насамкінець, поняття *рудносна геологічна формація*, з якою просторово або в часі, а іноді й генетично пов'язані родовища корисних копалин. Тут доречною є логічна паралель, що розкриває структурні рівні організації всієї сукупності процесів геологічного прогнозування, коли мінерали є структурованими асоціаціями хімічних елементів, а гірські породи (і руди) – специфічними парагенезисами мінералів, і тоді доходимо висновку, що рудносна геологічна формація є просторовою, віковою або ж генетичною асоціацією гірських порід і руд. Звідси базовим є поділ рудоносних геологічних формацій на власне продуктивні, які самі відіграють роль прямих критеріїв зруденіння, материнські рудогенерувальні, які найчастіше пов'язані з магматичною чи післямагматичною діяльністю різноглибинних осередків речовини, і рудовмісні, до

яких належить більшість осадових, метаморфогенних і накладених гідротермально-метасоматичних формацій. Наголосимо на суттєвому значенні рудогенерувальної формації й, відтак, прогнозує ролі вторинних геологічних формацій останньої групи – пропілітової (Cu, Cu-Fe, Cu-Zn), вторинно-кварцитої (Cu-Mo, Au-Ag, Hg-Sb, корунд, алуніт), аргілізитої (Au-Ag, Zn-Pb, Hg-Sb), березитої (Zn-Pb-Ag, W-Mo-Au), гумбеїтової (Mo, Cu-Mo, U-Mo), серпентинітової (азбест, тальк, Cr-Pt), магнезійно-скарнової (Fe, Co, Cu, Zn-Pb, Mo-W, As), грейзенової й альбітитої (Sn-W, Be-W-Mo-Bi, Mo-W-Be, Li-Be, U), фенітової (Zr-Nb-Ta-U-Th), карбонатитої (Ti-Fe, Zr-Hf-Nb-Ta-Ce, апатит, флогопіт) тощо.

Чітко побачити головні елементи характеру ієрархії прогнозних критеріїв різного масштабу можна на прикладі провідних (типових) рудних формацій різних корисних копалин, тому що саме для них найповніше і найдосконаліше розроблено критеріальні системи, які були сформовані й багаторазово перевірені в процесі прогнозування й освоєння особливо показових і всесвітньо відомих металогенічних провінцій, у тім числі в Україні. Таким вимогам відповідають, скажімо, велетенські родовища смугастої залізородної формації (Криворізький залізородний басейн) у залізистих кварцитах (джеспілітах). Як добре відомо, ця формація належить до метаморфогенної серії класу регіонально-метаморфічних утворень. За М. Страховим, на неї припадає близько 90–92 % світових ресурсів заліза, за оцінкою Джей-Сіменса – близько 10^{12} т руди. Вміст Fe у власне магнетитових рудах таких покладів коливається від 25–40 до 70 %, у гематитових – до 40 %. Руди дуже чисті (мартенівські), без домішок сірки й фосфору, позитивне природне підшихтовування – до 3 % CO_2 , MgO і CaO – 4–5 %, SiO_2 – до 5 %. Руди легко збагачувати електромагнітною сепарацією.

Запаси руд окремих родовищ сягають сотень мільйонів і мільярди тонн (Криворізький залізородний басейн – родовища Саксаганське, Іллічівське тощо). Тут доцільно згадати Центральний Казахстан (Каражал), США (Верхнє Озеро), Канаду (басейн Лабрадор), Бразилію (басейн Мінас-Жерайс), Австралію (Хамерслі), ПАР (Трансвааль).

Серед *регіональних рудоконтролювальних критеріїв* розрізняють такі:

- 1) геохронологічні (докембрійський вік, особливо PR_1);
- 2) геотектонічні (кристалічні щити, кратони);
- 3) метаморфічні породи (зеленосланцева фація).

Локальні критерії:

- 1) структурні підняття кратонів;
- 2) магматичні (метабазити, лептити);
- 3) літолого-фаціальні (тонкорозшаровані суттєво кварцові породи потужністю понад 1 км);
- 4) геофізичні (лінійні магнітні аномалії інтенсивністю $> 10\,000$ γ за довжини 10–110 км).

Практичним втіленням (відображенням) металогенічних закономірностей поширення родовищ корисних копалин є **металогенічні і прогнозні карти**.

Геологічна картографія ґрунтується на всіх досягненнях геологічної науки – без цього геологічні карти залишалися б петрографічними змістовного рівня XVIII ст. і не могли б слугувати геологічною основою господарювання, науки й освіти. Основними є геологічні, стратиграфічні, літолого-петрографічні, тектонічні й металогенічні карти, загальним принципом складання і використання яких є збалансоване дотримання

співвідношення природних геологічних об'єктів та їхнього картографічного зображення, у тім числі з дотриманням максимально можливого рівня його генералізації (якщо його перевершити, то втрачається зміст складання таких карт).

На *металогенічній карті* відображають закономірності утворення й локалізації корисних копалин, металогенічне районування країни чи окремих регіонів, класифікацію металогенічних об'єктів. Іншими словами, ця карта максимально "всотує" результати інтегрованого металогенічного аналізу – про зв'язок розвитку геотектонічних структур земної кори з певною послідовністю проявів різних форм тектонічних рухів, магматизму, метаморфізму, осадоагромадження й формаційних типів родовищ. І тут, як уже зазначено, розрізняють галузевий (спеціальний, пометальний) і регіональний (комплексний) аналіз. У разі галузевого аналізу спочатку синтезують особливості поширення заданого рудноформаційного типу родовищ, визначають чинники його контролю, опісля розробляють критерії вирізнення перспективних площ на кожному ієрархічному рівні, а далі – за принципом їхнього просторового звуження (через застосування відповідних критеріїв на кожному рівні) – виділяють перспективні площі й оцінюють їхні прогнозні ресурси. Під час регіонального аналізу виконують металогенічне районування на структурно-формаційній основі через типізацію головних металогенічних підрозділів – провінцій, зон тощо.

З позиції тектоніки плит головне завдання металогенічного аналізу – виявлення палеогеодинамічних обстановок, ідентифікація їх за сучасними геодинамічними обстановками і, як наслідок, прогнозна оцінка територій. Однак тут завжди бракує геологічної фактології, а головне значення мають геофізичні дані.

Металогенія і спряжений прогноз родовищ ґрунтуються на органічному поєднанні геологічних (у широкому розумінні цього слова) і геохімічних закономірностей поширення та умов утворення промислових рудних концентрацій, основою яких є закон геохімічної диференціації, зонального розподілу металів (хімічних елементів). Головним відображенням результатів металогенічних досліджень та їхнім синтезом, відповідно, є металогенічні і прогнозні карти. Ці карти, крім прямих ознак зруденіння, повинні містити широку цілеспрямовану геохімічну інформацію, яка впливає з конкретно-історичних проявів головного закону зональності та його наслідків на заданій площі й у заданому об'ємі. У цьому разі потрібно переходити від уявлень про потенційну рудоносність до показників справжньої рудоносності через уже відому рудоносність, яку визначено під час проведення спеціальних бурових і гірничих робіт та експлуатації родовищ.

Головні принципи металогенічних і прогнозних карт та методика їхнього складання первинно й найфундаментальніше (це треба визнати) викладені в низці монографічних видань різного часу. Серед найважливіших – "Металлогенические прогнозные карты" (1959); "Основные принципы составления, содержания и условные обозначения металлогенических и прогнозных карт рудных районов" (1963); підсумкове узагальнення "Принципы и методика составления металлогенических и прогнозных карт" за редакцією Є. Шаталова (1965). Це той методологічний фундамент, який сьогодні дає змогу тільки доповнювати, конкретизувати, поглиблювати, виразніше зображати й удосконалювати зміст і дизайн карт, додавати деякі нові штрихи.

Суттєвим елементом металогенічних і прогнозних карт повинні бути вектори знаходження родовищ як відображення тренду зміни відповідних рудоконтрольованих

параметрів, які використовують у порядку послідовного скорочення розміру перспективних площ. Також повинні знайти своє логічне місце показники рівня ерозійного зрізу рудоносних і рудних формацій (питання збереженості зруденіння в сучасному ерозійному зрізі), які обов'язково потрібно поєднувати з гіпсометричним рівнем продуктивності. Доцільно використовувати коефіцієнти рудоносності окремих площ, блоків, продуктивних площ і світ. І, звичайно, треба відображати дані просторово-статистичного аналізу залежності геохімічних показників від геологічної будови території і конкретних геолого-структурних чинників контролю зруденіння – повинномасштабно застосовувати дуже потужний засіб прогнозування.

Теоретичну металогенічну основу геологічного картографування почали формувати від моменту виділення металогенії в самостійну галузь геології, особливо її розвивали у другій половині 1940-х років ХХ ст. К. Сатпаєв, Ю. Білібін, Є. Шаталов, К. Радкевич, О. Семенов, Д. Рундквіст, Я. Белевцев, М. Семененко, Є. Лазаренко та ін.

Чинники утворення родовищ та їхньої локалізації виявляли двома методами: на підставі узагальнення відомостей про приуроченість родовищ до певних поєднань гірських порід (геологічних формацій) і складених ними тектонічних структур, у тім числі магматичних тіл (парагенетичний підхід), і на основі теоретико-емпіричних моделей процесів утворення корисних копалин (генетичний підхід). В еволюції створення металогенічних карт ці два підходи поєднані по-різному. Здебільшого виявлені парагенетичні закономірності згодом знаходили теоретичне обґрунтування в моделях процесів рудогенезу, однак використання того чи іншого підходу різне для родовищ корисних копалин різного генезису.

Парагенетичний підхід використовували ще у ХVІІІ ст. Типовий його результат – виявлення геологічних чинників, які передбачали виникнення і контроль поширення родовищ корисних копалин. Уперше поняття чинників контролю під назвою *геологічні передумови* з'явилося 1934 р. у праці С. Кумпана “Курс разведочного дела” (Гірничий інститут, Ленінград). У 1940 р. ці уявлення значно розширив і конкретизував В. Крейтер, який запропонував низку рудоконтролювальних чинників і розшукових критеріїв зруденіння. Згодом на підставі таких уявлень дослідники-геологи виявили системи чинників різного ступеня спільності, що контролювали локалізацію родовищ корисних копалин. Найповніше зазначені чинники узагальнено в праці [11] за редакцією Д. Рундквіста. Дуже плідним стало застосування термінів *рудна формація* і *геолого-промисловий тип родовищ корисних копалин*, оскільки воно дало змогу найповніше з'ясувати чимало загальних закономірностей поширення корисних копалин, відображених на серії металогенічних карт різного масштабу. Те саме стосується поняття *прогнозно-розшукова модель родовищ* як комплексу рудоконтролювальних чинників і розшукових ознак родовища конкретного типу за конкретних геологічних і ландшафтно-геохімічних умов [4, 5]. Парагенетичний підхід є основою застосування й сучасних комп'ютерних систем прогнозування.

Генетичний підхід найвдаліше розвинений і застосований до осадових корисних копалин, коли виявляють і зображають літолого-фаціальні й палеогеографічні умови осадо- й рудонагромадження, особливо якщо рудоносні товщі є частиною стратиграфічного розрізу й відображають процеси нагромадження осадів.

Класифікацію металогенічних об'єктів більш-менш задовільно розроблено для металевих і деяких неметалевих родовищ. Однак і стосовно них розуміння таксонів

металогенічних об'єктів у різних дослідників різне, а власне їхні визначення часто недостатньо геологічні й не завжди логічні.

Загалом під час металогенічного районування на металогенічних картах виконують типізацію структурно-формаційних і структурно-металогенічних зон складчастих областей, чохла платформ і фундаменту, власне щитів, областей тектономагматичної активізації й серединних масивів; зони типізовані за складом їхніх рудних формацій, етапами і стадіями формування земної кори [4]. Формаційні комплекси поділено на згідні, січні (плутонічні) і метаморфічні. Кольором на таких картах зображають структурно-металогенічні зони зі специфічною рудоносністю, а родовища позначають традиційними геометричними значками (форма значка відображає формаційний тип, розмір значка – розмір родовища, колір – вид сировини). На карту наносять найважливіші рудоконцентрувальні розломи й інші структури, а також головний вид мінералізації структурно-металогенічних зон певного типу, для чого використовують різноманітні символи.

Металогенічні карти створюють для тривалого планування й розробки концепції проведення геологорозвідувальних робіт з метою розширення мінерально-сировинної бази країни, а використовують у процесі розгортання геологорозвідувальних робіт і виробничі геологічні об'єднання, і Кабінет Міністрів, у тім числі України. Їхня найважливіша роль здебільшого організаційно-геологічна: перспективно-освоювальна оцінка мінерально-сировинної бази країни.

Такі карти складено для багатьох регіонів, однак усі вони близькі за змістом і оформленням, зокрема, “Металогенічна карта Карпат” масштабу 1:1 000 000 (1977, за ред. С. Лазаренка), “Металогенічна карта України” (2006, за ред. В. Великанова) та ін. Майже всі металогенічні карти порівняно дрібномасштабні (від 1:500 000 і дрібніші). Однак є зовсім дрібномасштабні (оглядові, зведені) карти масштабу 1:3 000 000 для території всієї земної кори, окремих континентів і держав чи їхніх великих частин, а також великих геотектонічних структур – складчастих областей, платформ, щитів тощо. Водночас складають металогенічні карти середнього (1:200 000–1:100 000) і великого (1:50 000–1:25 000) масштабу: перші – для гірничопромислових рудних районів і вузлів; другі – для відомих перспективних економічних районів або локальних частин важливих гірничорудних територій.

В основі методологічного підходу до складання всіх цих карт є один найважливіший принцип – графічне відображення й виділення на них всіх чинників, які впливали на утворення й локалізацію мінеральних родовищ у тих чи інших структурах земної кори, та, натомість, послаблення всіх інших чинників, які зовсім не впливали або впливали на ці процеси слабо.

Щодо прогнозних карт, то головна відмінність між металогенічними і прогнозними картами полягає в масштабі, проте не тільки. Сьогодні перевагу надають прогнозним картам, оскільки вони, на відміну від металогенічних, відображають висновки про можливі, однак ще не виявлені рудоносні площі й родовища, їхню перспективну оцінку, часто з характеристикою їхніх видів і черговості. Такі карти почали складати ще під час Другої світової війни під керівництвом Д. Щербакова.

Прогнозна карта – це не одна карта, а комплект карт з відповідною пояснювальною запискою. Звичайно, головною картою (фундаментом) тут є металогенічна карта, складена на спеціалізованій геологічній основі, а точніше – на генералізованій структурно-формаційній основі. Головними її елементами є вирізнені рудоносні

формації й рудоконтролювальні структури. Раніше це були, по суті, геологічні карти з металогенічним навантаженням. Однак з часом стало зрозуміло, що досить часто другорядні геологічні об'єкти “забивають” металогенічне навантаження, яке найважливіше, і його складно сприймати. Тому почали складати карти на генералізованій основі з вирізненням (за звичайними геологічними правилами складання й розфарбовування карт) найважливіших рудоконтролювальних і потенційно рудовмісних геологічних елементів. У цьому разі блідшим чи яскравішим (густішим) кольором, відповідно, “пом'якшують” другорядні або “посилюють” пріоритетні рудоносні чи рудоконтролювальні елементи. Такі особливості зображення геологічної основи застосовують для стратифікованих і магматичних утворень. Крім того, генералізація передбачає об'єднання деяких підрозділів, які не мають суттєвого значення для рудоутворення (рудоконтролю). Геологічна основа таких карт чітко відображає рудоконтролювальні розривні структури і плікативні дислокації, особливо зміни елементів залягання осей складок та їхніх шарнірів.

Металогенічне навантаження на таких картах досить просте, однак інформативне. На карту наносять родовища корисних копалин, поділені на великі, середні й дрібні, а також найперспективніші рудопрояви. Розмір родовища відповідає розмірові знаку, характер рудної формації відображено у формі знаку, а провідний вид корисної копалини – кольором (для комплексних родовищ співвідношення елементів відображає розмір відповідного поля). Складають також карти геофізичних і геохімічних аномалій, причому карту геохімічних аномалій часто супроводжують шліховою картою, схемами суміщення сприятливих ознак зруденіння, а вже після цього складають власне прогнозу карту.

Ця карта – головний, завершальний момент досліджень і найважливіший графічний документ, де відображено всі металогенічні уявлення і знання про район досліджень, що є підставою для проектування розшукових і навіть розвідувальних робіт. На ній обов'язково вирізняють черговість проведення робіт на відповідних ділянках, види робіт і малоперспективні території. Отже, прикладне значення прогнозування полягає в тому, щоб за допомогою виявлених (доведених або навіть вірогідних) закономірностей поширення певних типів родовищ корисних копалин науково передбачити їхню наявність у металогенічно-подібних регіонах чи районах. Тут потрібно зважати на те, що, за словами Б. Висоцького [2], найскладніше завдання геологічного дослідження полягає в тому, щоб провести його між Сциллою безмежної індивідуалізації й Харибдою невинуватої ідеологізації (генералізації). Це зауваження цілком стосується й металогенічного аналізу, де “відчуття міри” в дослідженнях має надважливе значення для правильного вибору рішення, сприяє найбільш об'єктивному пізнанню трендів і закономірностей вірогідного поширення родовищ корисних копалин у просторі й часі. Саме це й зображено на прогнозно-металогенічній карті.

За масштабом досліджень і співвідношеннями з геологорозвідувальними роботами розрізняють прогнозування *глобальне, регіональне, дрібно-, середньо-, великомасштабне і локальне*, а за метою й методами прогнозу – *якісне і кількісне*. Якісне прогнозування слугує для виокремлення перспективного об'єкта з загальної множини чи перспективної ділянки на тлі безперспективної площі, а кількісне – це наукове передбачення кількості мінеральної сировини, її вірогідних геолого-економічних параметрів (потужність, протяжність, глибина залягання рудних тіл, вміст корисних компонентів тощо). Особливо важливо, хоча й дуже не просто прогнозувати

розмір родовищ – деталізувати оцінки прогнозних ресурсів за родовищами різного розміру. У такому розумінні теоретичний розподіл ресурсів дає змогу реалізувати метод рангових рядів [1]. Наприклад, у літературі наводять різні емпіричні й теоретичні співвідношення кількості великих (M_v), середніх (M_c) і дрібних (M_d) родовищ – 1 : 7 : 50 [10], 1 : 3 : 10 [12], 1 : 10 : 100 [1], за десятикової градації за класами запасів – великі (в), середні (с), дрібні (д), тобто

$$Q_v : Q_c : Q_d = 100 : 10 : 1,$$

або в узагальненому вигляді

$$n_v : n_c : n_d = Q_v 1 / T Q_c 1 / T Q_d 1 / T,$$

де T – коефіцієнт залежності від типу родовищ [12]. У разі великомасштабного і ще детальнішого прогнозування очікувані розміри оцінюють за певними ознаками – структурним положенням, формаційною належністю, мінеральним складом тощо [13].

Отже, найліпшою й найдоцільнішою формою зображення результатів фактологічних досліджень є відповідні карти, у тім числі з демонстрацією оцінок перспективних рудоносних площ і ступеня їхньої перспективності.

Сучасні металогенічні карти потрібно складати на структурно-формаційній основі; у такому випадку виявлення тих чи інших конкретних геологічних і рудних формацій та їхніх взаємозв'язків сприятиме найбільш об'єктивному металогенічному районуванню територій. Прогнозно-металогенічні карти регіонів доцільно супроводжувати серією допоміжних карт: геохімічних, геофізичних, гідрогеохімічних, шліхових, блокової й розривної тектоніки, глибинної будови та ін. Вони відображатимуть допоміжні геологічні дані, необхідні для з'ясування й конкретизації головних закономірностей і причин розподілу зруденіння. Суттєвою рисою металогенічних і прогнозних карт є те, що їхня геологічна основа “розвантажена” від усіх тих елементів, які безпосередньо не стосуються металогенії, і, навпаки, усі чинники, що зумовлюють рудоутворення, наводять на картах цілком і особливо наочно. Нарешті, усі металогенічні й, особливо, прогнозні карти потрібно супроводжувати розрізами і блок-діаграмами максимально насичених зруденінням рудних районів, які відображатимуть глибинну будову земної кори в межах досліджуваної площі.

Висновки. Усе викладене вище дає підстави для таких висновків.

1. Літолого-структурні й фізико-хімічні закономірності, які зумовлювали концентрацію (або розсіяння) корисних компонентів, визначені певною комбінацією геотектонічних, геохімічних, петрологічних і власне рудоутворювальних процесів. Пізнання взаємопроникнення й логічної взаємодії саме цих процесів визначає раціональність, надійність і успіх прогнозних досліджень.

2. Критерій як специфічна риса (ознака) зруденіння є поняттям парагенетичним, кількісно статистично стійким, його ієрархічні системи можна впевнено “перенести” на інші площі галузевого прогнозування. Розрізняють чотири класи критеріїв: речовинні (від рудно-формаційних до термобарогеохімічних), просторові, вікові та генетичні (речовинно-енергетичні).

3. Під час складання металогенічних карт використовують два підходи: парагенетичний, за якого місця локалізації родовищ визначають на підставі узагальнення відомостей про приуроченість родовищ до певних геологічних формацій і тектонічних структур, та генетичний, що його застосовують до осадових корисних копалин, які є частиною стратиграфічного розрізу й відображають процеси осадонагромадження.

4. Головна відмінність між металогенічними і прогнозними картами полягає в тому, що на прогнозних картах, на відміну від металогенічних, відображають висновки про можливі, однак ще не виявлені рудоносні площі й родовища та їхню перспективну оцінку.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Булкин Г. А. Количественные оценки прогнозирования руд. Москва : Недра, 1984.
2. Высоккий Б. П. Проблемы истории и методологии геологических наук. Москва : Недра, 1977.
3. Козеренко В. Н. Эндогенная металлогения. Москва : Недра, 1981.
4. Кривцов А. И. (отв. ред.). Прогнозно-поисковые комплексы. Москва : ЦНИГРИ, 1983–1989. Вып. 1–3.
5. Кривцов А. И. Прикладная металлогения. Москва : Недра, 1984.
6. Лазько Е. М., Ляхов Ю. В., Пизнюр А. В. Физико-химические основы прогнозирования постмагматического оруденения (по термобарогеохимическим данным). Москва : Недра, 1981.
7. Ляхов Ю. В., Павлунь Н. Н., Пизнюр А. В., Попивняк И. В. Термобарогеохимия золота (прогнозирование, поиски, оценка оруденения). Львов : Свит, 1995.
8. Ляхов Ю. В., Павлунь М. М., Пахнюций Ю. В., Луньов Г. О. Критерії прогнозної оцінки золотоносних територій (теоретичні та методологічні засади). Ч. 1 // Вісн. Львів. ун-ту. Сер геол. 2003. Вип. 17. С. 33–42.
9. Ляхов Ю. В., Павлунь М. М., Пахнюций Ю. В., Луньов Г. О. Критерії прогнозної оцінки золотоносних територій (теоретичні та методологічні засади). Ч. 2 // Вісн. Львів. ун-ту. Сер геол. 2003. Вип. 18. С. 3–16.
10. Овчинников Л. Н. Прикладная геохимия. Москва : Недра, 1990.
11. Рундквист Д. В. (ред.). Критерии прогнозной оценки территорий на твердые полезные ископаемые. Ленинград : Недра, 1978.
12. Рундквист Д. В., Неженский И. А. Количественное прогнозирование и некоторые вопросы теории металлогении // Разведка и охрана недр. 1984. № 7. С. 18–29.
13. Томпсон И. Н. Металлогения рудных районов. Москва : Недра, 1988.

REFERENCES

1. Bulkin G. A. (1984). *Quantitative assessments of ore forecasting*. Moscow : Nedra (in russian).
2. Vysotskiy B. P. (1977). *Problems of history and methodology of geological sciences*. Moscow : Nedra (in russian).
3. Kozerenko V. N. (1981). *Endogenous metallogeny*. Moscow : Nedra (in russian).
4. Krivtsov A. I. (Ed). (1983–1989). *Forecast and search complexes*. Moscow : CRGEI (in russian).
5. Krivtsov A. I. (1984). *Applied metallogeny*. Moscow : Nedra (in russian).
6. Lazko E. M., Liakhov Yu. V., & Pizniur A. V. (1981). *Physical and chemical bases for forecasting postmagmatic mineralization (according to thermobarogeochemical data)*. Moscow : Nedra (in russian).

7. Liakhov Yu. V., Pavlun N. N., Pizniur A. V., & Popivniak I. V. (1995). *Thermobarogeochemistry of gold (forecasting, prospecting, evaluation of mineralization)*. Lvov : Svit (in russian).
8. Liakhov Yu. V., Pavlun M. M., Pakhniushchyi Yu. V., & Luniiov H. O. (2003). Criteria for forecast assessment of gold-bearing areas (theoretical and methodological principles). Part 1. *Visnyk of the Lviv University. Series Geology*, 17, 33–42 (in Ukrainian).
9. Liakhov Yu. V., Pavlun M. M., Pakhniushchyi Yu. V., & Luniiov H. O. (2004). Criteria for forecast assessment of gold-bearing areas (theoretical and methodological principles). Part 2. *Visnyk of the Lviv University. Series Geology*, 18, 3–16 (in Ukrainian).
10. Ovchinnikov L. N. (1990). *Applied geochemistry*. Moscow : Nedra (in russian).
11. Rundkvist D. V. (Ed.). (1978). *Criteria for predictive assessment of territories for solid minerals*. Leningrad : Nedra (in russian).
12. Rundkvist D. V., Nezhenskiy I. A. (1984). Quantitative forecasting and some questions of the theory of metallogeny. *Exploration and protection of earth's interior (Razvedka i ohrana nedr)*, 7, 18–29 (in russian).
13. Tompson I. N. (1988). *Metallogeny of ore regions*. Moscow : Nedra (in russian).

Стаття: надійшла до редакції 16.05.2022
прийнята до друку 20.05.2022

THEORETICAL-METHODOLOGICAL AND CRITERION-CONCEPTUAL BASIS OF FORECASTING-METALLOGENIC RESEARCH

Mykola Pavlyn

*Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevskoho Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005
e-mail: geology.faculty@lnu.edu.ua*

Theoretical-methodological and criterion-conceptual basis of forecasting-metallogenic researches, and also the maintenance and methods of drawing up of metallogenic and forecasting maps as the most important practical reflection of laws of space-time distribution of solid minerals deposits have been analysed.

Deposits are formed due to certain combinations of geotectonic, geochemical, petrological and actually ore-forming processes. Knowledge of informative interpenetration and logical interaction of these processes determines the rationality, reliability and success of predictive research of potentially ore-bearing rock complexes. Metallogenic features, and hence the signs (criteria) of the manifestation of mineralization are always different at different stages of the geological history of the Earth's crust. Therefore, forecasting-metallogenic works should be performed taking into account only real, objectively available geological-geochemical and geophysical parameters of mineralization, which can be traced, documented, mapped and fully or as much as possible objectified in the process of compiling metallogenic and forecast maps.

ДЕФОРМАЦІЙНІ ВЛАСТИВОСТІ МІОЦЕНОВИХ ГЛИН ОКОЛИЦЬ ЛЬВОВА (ЗА ПОКАЗНИКАМИ НАБРЯКАННЯ ТА ЗСІДАННЯ)

Петро Волошин, Надія Кремінь

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
e-mail: petro.woloshyn@gmail.com; nadiya.kremin@lnu.edu.ua*

Розглянуто результати експериментальних досліджень складу, фізичних властивостей та процесів набрякання і зсідання косівських глин околиць м. Львова.

Глини косівської світи займають на території міста великі за площею території. Вони у вигляді майже суцільного покриву шириною 3–5 км простягаються з південного-сходу від вул. Зеленої на північний захід до с. Рясна Руська. Загальна площа, яку займають глини, перевищує 50 км². Глиниста товща перекривається майже суцільним плащем потужністю 6–10 м деградованих лесовидних суглинків та інших генетичних типів відкладів і розташована нижче рівня ґрунтових вод, у зв'язку з чим їхня природна вологість практично не змінюється протягом тривалого часу. Потужність глин коливається від 1–3 до 20–25 м.

На окремих ділянках, зокрема у межах Левандівського виступу Львівського плато (вул. Суботівська, Олесницького, Сяйво тощо), на південно-західних околицях плато (с. Оброшино) та південно-східних схилах Розточчя (вул. Клепарівська у Львові, с. Відники) вони залягають безпосередньо під ґрунтово-рослинним шаром чи малопотужним шаром техногенних ґрунтів у зоні аерації, безпосередньо слугують підґрунтям фундаментів і володіють здатністю до набрякання та зсідання.

Проведеними дослідженнями з'ясовано, що у мінералогічному складі глинистої складової міститься 18,6 % монтморилоніту, 35,1 % кварцу, 17,5 % гідрослюди і 28,8 % польових шпатів. У гранулометричному складі ґрунту переважають частинки розміром до 0,01 мм. Глини мають тверду консистенцію, невисоку природну вологість і щільність. За додаткового зволоження вони набрякають, а за втрати вологи – зазнають зсідання. Абсолютне значення показника вільного набрякання (ϵ_{sw}) ґрунту за умови його зволоження сягає 0,058, що дає підставу зачислити ґрунт до категорії слабконабрякаючих. Величина тиску набрякання пересічно становить 0,48 МПа. Максимальне лінійне зсідання становить 11 %, об'ємне – 18 %. Отримані дані показують, що міоценові глини (косівська світа) околиць міста Львова характеризуються здатністю до набрякання та зсідання за зміни їхньої вологості і потребують детальних інженерно-геологічних досліджень та вжиття спеціальних заходів із забезпечення стійкості будівель і споруд.

Ключові слова: косівська світа, мінералогічний склад, фізичні властивості ґрунтів, деформаційні властивості, набрякання, зсідання.

Постановка проблеми. Будівельне освоєння територій, складених ґрунтами, які характеризуються несприятливими для будівництва і експлуатації споруд властивостями, потребує виконання широкого спектра спеціальних заходів, що забезпечують їхню стійкість. Як показує практика будівництва та експлуатації споруд у

м. Львові, недооцінка цих властивостей часто призводить до суттєвого ушкодження та, нерідко, повної втрати їхньої експлуатаційної придатності.

До таких несприятливих властивостей належать набрякання та зсідання. Ці властивості притаманні, головне, глинам дочетвертинного віку і зумовлені особливостями їхнього мінералогічного складу. Важливу роль тут відіграє присутність у глинах значної кількості мінералів групи монтморилоніту, які завдяки рухомій кристалічній ґратці за умови зволоження суттєво збільшуються в об'ємі – набрякають, а за втрати вологи простежується зворотний процес – зменшення об'єму (зсідання).

Тиск, що виникає за збільшення об'єму ґрунту, може досягати 0,1–1,2 МПа, що цілком достатньо для піднімання споруди і порушення її цілісності. При зсіданні ґрунту відбувається зворотний процес – нерівномірне осідання споруди.

Зміна температурно-вологісного режиму глин може відбуватися як під впливом природних, так і антропогенних чинників. Зокрема, у водозбагачені періоди року вологість ґрунтів суттєво зростає, а в періоди підвищеної температури повітря відбувається інтенсивне випаровування та зменшення вологості, крім того, вологість може зменшуватися й унаслідок “відсмоктування” вологи корінням дерев, розташованих поблизу споруд. Найпоширенішими техногенними чинниками зволоження є аварійні витіки з інженерних мереж, конденсація вологи під штучними покриттями поверхні землі, невпорядкований поверхневий стік атмосферних опадів [3, 9 та ін.].

Аналіз останніх досліджень і публікацій. Проблеми дослідження складу, властивостей набрякаючих ґрунтів та будівельного освоєння складених ними територій висвітлено у чисельних публікаціях вітчизняних та зарубіжних авторів [1–3, 8–10 та ін.]. У них розглядається широке коло питань, пов'язаних із впливом регіональних особливостей, умов формування, гранулометричного, хімічного складу і температури на показники набрякання та зсідання, оцінка механічних властивостей набрякаючих ґрунтів, а також методи обґрунтування стійкості інженерних споруд, збудованих на такого типу ґрунтах. Аналіз наукових публікацій засвідчив, що на показники набрякання та усадки неогенових глин суттєво впливають регіональні особливості, які великою мірою визначають величину показників набрякання та зсідання, тиск набрякання тощо.

Незважаючи на значне поширення косівських глин в околицях м. Львова і суттєву шкоду, якої вони завдають інженерним спорудам, питання вивчення їхнього набрякання та зсідання дотепер залишаються поза увагою як науковців, так і виконавців інженерно-геологічних розвідувань для масового будівництва.

Завдяки нашим дослідженням [2] вперше для Львівського регіону виявлено здатність косівських глин до набрякання та зсідання і вплив цих процесів на стійкість будівель. Ця робота суттєво доповнена новим комплексом даних.

Саме для з'ясування причин активного розвитку деформаційних процесів на одному з будівельних майданчиків із сильно деформованим фундаментом було вивчено склад і властивості глин, які стали об'єктом наших досліджень.

Метою проведених робіт було вивчення складу, фізичних властивостей і показників набрякання та зсідання косівських глин околиць м. Львова.

Для досягнення поставленої мети вирішували такі завдання:

- відбір зразків ґрунту непорушеної структури;
- вивчення мінералогічного та гранулометричного складу, природної вологості, щільності, коефіцієнта пористості, меж пластичності, консистенції, ступеня наповнення пор водою;

- визначення деформацій вільного набрякання і тиску набрякання;
- визначення показників лінійного та об'ємного зсідання.

Виклад основного матеріалу досліджень. Глини косівської світи займають на території м. Львова великі за площею території. Вони у вигляді майже суцільного покриття шириною 3–5 км простягаються з південного-сходу від вул. Зеленої на північний захід до с. Рясна Руська. Загальна площа, яку займають глини, перевищує 50 км². Ці відклади відсутні лише у межах глибоко врізаних долин річок і потоків. Вони повністю розмиті у долині р. Зубри, Сокільницького і Холодновідківського потоків. На 2/3 території, яку займають глини, вони залягають на розмитій поверхні гіпсо-ангідритів тираської світи. Поверхня гіпсів дуже нерівна, у багатьох місцях простежуються давні долини розмиву і розчинення. На окремих ділянках гіпси зовсім відсутні. У місцях розмиву гіпсо-ангідритової товщі глини залягають на пісках, пісковиках і вапняках опільської світи. На невеликих за площею ділянках, головню, у південно-східній частині Львова безпосередньо на розмитій поверхні відкладів верхньої крейди.

У межах Львівського плато глиниста товща перекривається майже суцільним плащем потужністю 6–10 м деградованих лесовидних суглинків. У неглибоких долинах струмків і балок глини покриті річковим і балковим алювієм. У Білогоро-Мальчицькій долині вони залягають під потужною товщею водно-льодовикових і льодовикових відкладів, складених різнозернистими пісками і торфами. На Розточчі глини перекриті шаруватою еолово-делювіальною товщею потужністю 4–8 м. Здебільшого глини залягають нижче рівня ґрунтових вод і зміни їхньої природної вологості у часі практично не відбувається.

Водночас на окремих ділянках, зокрема, у межах Левандівського виступу Львівського плато (вул. Суботівська, Олесницького, Сяйво тощо), на південно-західних околицях плато (с. Оброшино) та південно-східних схилах Розточчя (вул. Клепарівська у Львові, с. Відники) вони залягають безпосередньо під ґрунтово-рослинним шаром чи малопотужною пачкою техногенних ґрунтів у зоні аерації і слугують підґрунтям фундаментів.

Потужність глин змінюється в широкому діапазоні від 1–3 до 20–25 м, зрідка більше. Вона визначається, головню, ступенем розчленування підстильної поверхні. У місцях давніх ерозійних врізів товщина шару суттєво збільшується, а в межах давніх локальних піднять, навпаки, скорочується.

Глиниста товща характеризується підвищеним ступенем неоднорідності. В ній часто простежуються гнізда, лінзи та прошарки піску та бентоніту, уламки пісковіку і вапняку. Іноді трапляються доволі потужні прошарки пісковіку. Глини мають напівтверду, тверду, рідше тугопластичну консистенцію, часто грудкуваті, іноді аргілітоподібні зеленувато- і жовтувато-сірого та темно-сірого кольору, трапляються також відміни шоколадного забарвлення.

Анонсовані у статті дослідження виконано на території с. Оброшино, де виявлено будівлі зі значними ушкодженнями, підґрунтям фундаментів яких слугують саме косівські глини. Подекуди виявлено сильно деформовані фундаменти, на яких ще не завершений процес будівництва.

Зразки глин непорушеної структури для лабораторних досліджень відібрано з шурфа, розташованого поблизу деформованого фундаменту, а геологічний розріз вивчено за допомогою свердловин.

Геоморфологічно це – пологий привододільний схил Львівського плато. У геоструктурному відношенні – південно-західна околиця Східноєвропейської платформи.

Польові та лабораторні етапи робіт виконано з використанням загальноописового методу та стандартизованих методик визначення фізичних і деформаційних властивостей ґрунтів [4, 5, 7].

Макроскопічний опис профілю такий:

	Глибина, м
Ґрунтово-рослинний шар , складений важкими гумусованими суглинками бурувато-сірого та коричнево-бурого кольору з інтенсивною біогенною переробкою (червоточини до 1,0 см у діаметрі та кротовини діаметром до 10,0 см). Перехід у підстильні породи ясний, за зміною кольору.	0,0–1,0

Ґлина , тверда, розбита густою мережею тріщин. Тріщини закриті, по їхніх площинах вона розламується на окремі шматки розміром 1–3 см. Площини тріщин свіжі, без нальоту, блискучі, типу дзеркал ковзання, пов'язані з розвитком деформацій зсідання. У верхній частині шару є плями гумусу, гідроксидів мангану, феруму та оглеєння. У нижній частині шару трапляються дрібні жовта літотамнієвого вапняку. Нижній контакт за зміною літологічного складу породи та кольору.	1,0–4,5
---	---------

З глибини 1,2 м відібрано моноліт № 1, з глибини 2,0 м – моноліт № 2.

Скельний ґрунт – вапняк літотамнієвий, дрібно- та середньожовтовий, на піщаному цементі, тріщинуватий, сірого і жовтувато-сірого кольору. По тріщинах озалізнений.	4,5–6,0 (розкрито)
---	-----------------------

Ґрунтових вод до глибини 6,0 м немає.

Мінералогічний склад глин вивчали рентгенофазовим аналізом. Його результати засвідчили, що у ґрунті наявні: монтморилоніт (18,6 %), кварц (35,1 %), гідролюда (17,5 %), польові шпати (28,8 %). Аналіз виконано інженерами міжкафедральної лабораторії рентгеноструктурного аналізу Львівського національного університету імені Івана Франка Мисяк І. М. та Чоба О. М.

За результатами проведеного гранулометричного аналізу вміст у пробі досліджуваного ґрунту фракцій розміром до 0,01 мм становить 34 % і, згідно з класифікацією В. Фролова (1964), належить до родини невідсортованих алеврито-глинистих порід. Ефективний діаметр становить 0,0028 мм, а коефіцієнт неоднорідності – 21,43. Це свідчить про високий ступінь неоднорідності ґрунту за гранулометричним складом (рис. 1).

Дослідження фізичних властивостей засвідчили, що глини мають: невисоку природну вологість (20–24 %); характеризуються підвищеною щільністю (1,93–1,97 г/см³); високим числом пластичності (0,41–0,45); твердою консистенцією (–0,24– –0,39); низьким коефіцієнтом пористості (0,67–0,76); достатньо високим ступенем наповнення пор водою (0,82–0,87). Середні показники фізичних властивостей наведено у таблиці.

Випробування з визначення характеристик вільного набрякання та набрякання під вертикальним навантаженням виконано за стандартною методикою [5]. Визначення показників вільного набрякання проводили шляхом насичення зразка ґрунту дистильованою водою без додаткового вертикального навантаження. Крім того, оцінено величини набрякання за різних вертикальних навантажень, абсолютне значення яких змінювалося від 0,1 до 0,4 МПа. Графіки зміни деформації набрякання у часі за різних

вертикальних навантажень наведено на рис. 2, графік залежності набрякання від тиску – на рис. 3.

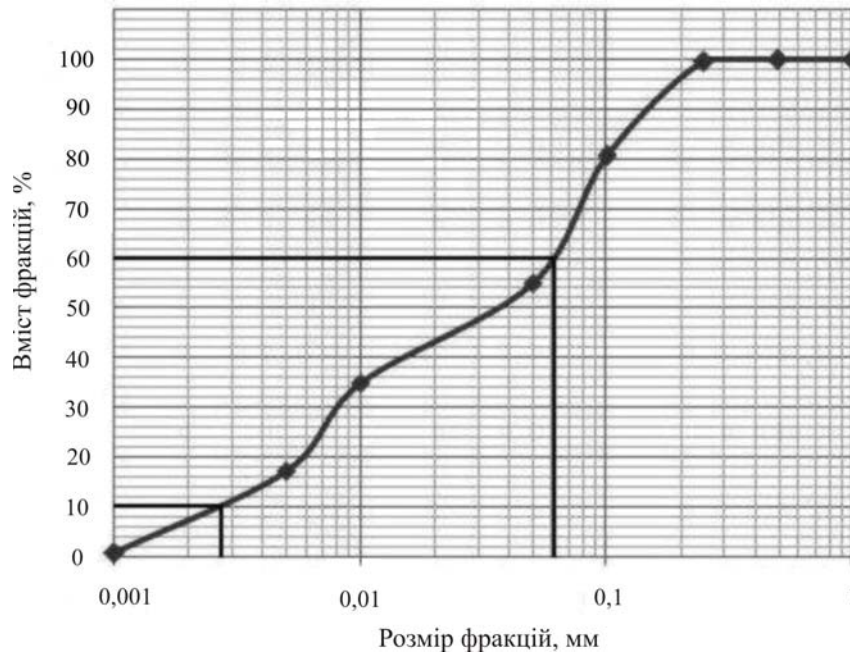


Рис. 1. Кумулятивна крива гранулометричного складу

Fig. 1. Cumulative granulometric curve

Фізичні властивості глин

Моноліт	Природна вологість, W , %	Щільність ґрунту природної вологості, ρ , г/см ³	Щільність скелета ґрунту, ρ_s , г/см ³	Коефіцієнт пористості, e	Число пластичності, I_p , %	Консистенція, I_L	Ступінь наповнення пор водою, S
1	20	1,97	1,64	0,67	45	-0,24	0,82
2	24	1,93	1,56	0,76	41	-0,39	0,87
серед.	22	1,95	1,60	0,72	43	-0,32	0,85

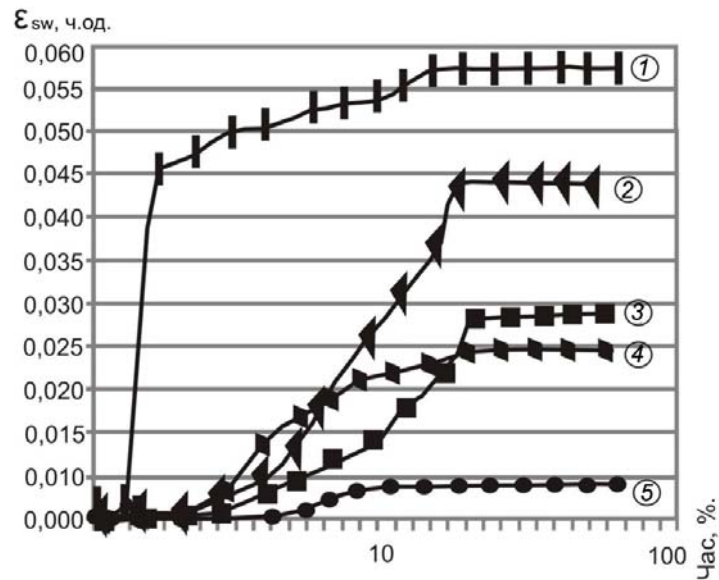


Рис. 2. Графіки зміни деформації набрякання у часі за різних вертикальних навантажень: 1 – вільне набрякання; 2 – за тиску 0,1 МПа; 3 – за тиску 0,2 МПа; 4 – за тиску 0,3 МПа; 5 – за тиску 0,4 МПа

Fig. 2. Graphs of changes in swelling deformation over time at different vertical loads: 1 – free swelling; 2 – at the pressure of 0.1 MPa; 3 – at the pressure of 0.2 MPa; 4 – at the pressure of 0.3 MPa; 5 – at the pressure of 0.4 MPa

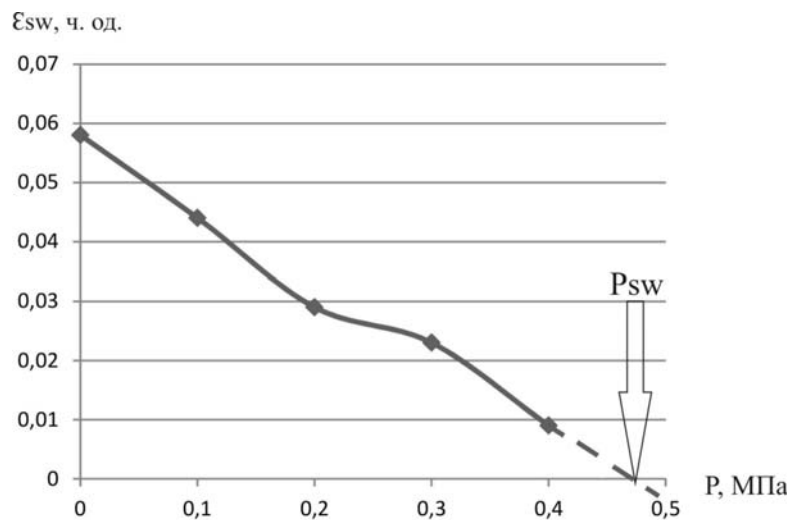


Рис. 3. Залежність деформації набрякання (ϵ_{sw}) досліджуваної глини від тиску (P)

Fig. 3. Dependence of swelling deformation (ϵ_{sw}) of the studied clay on pressure (P)

За критерій умовної стабілізації деформації вільного набрякання та деформації набрякання під навантаженням за кожної величини тиску в компресійних приладах приймали деформацію не більше, ніж 0,01 мм за 16 год. З графіків бачимо, що максимальне значення відносної деформації вільного набрякання сягає 0,058, що характеризує глини як слабконабрякаючі, тиск набрякання становить 0,48 МПа. Вологість вільного набрякання становить 32 %.

Спостереження за зсіданням зразків проводилося в ексихаторі та за кімнатної температури на повітрі. Дослід тривав до умовної стабілізації лінійних і об'ємних деформацій та втрати вологості. Графік залежності об'ємних деформацій від вологості зображено на рис. 4, загальний вигляд зразків після зсідання – на рис. 5.

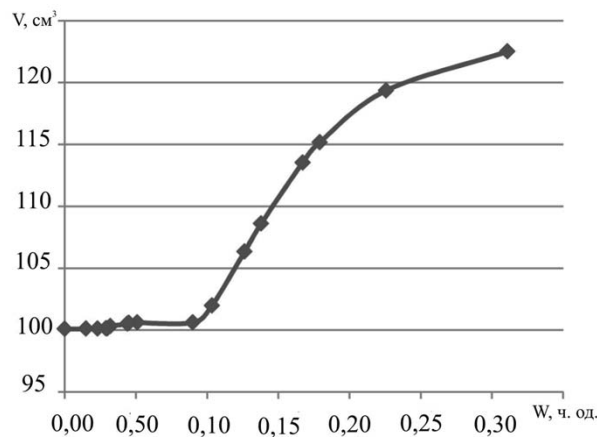


Рис. 4. Залежність об'ємного (V) зсідання від зміни вологості (W)
Fig. 4. Dependence of volume (V) shrinkage on humidity change (W)



Рис. 5. Загальний вигляд зразків після об'ємного зсідання:
1 – зразок з моноліту № 1; 2 – зразок з моноліту № 2

Fig. 5. General view of volume shrinkage: 1 – monolith sample N 1; 2 – monolith sample N 2

За результатами досліджень виявлено, що вологість на межі зсідання для усіх зразків становить близько 10 %.

Опрацювання отриманих результатів досліджень засвідчило, що об'ємне зсідання зразків № 1 і № 2 становило, відповідно, 18 і 17 %. Лінійне зсідання зразка № 1 становило 8 %, зразка № 2 – 11 %.

Висновки. Міоценові глини косівської світи мають широке розповсюдження в околицях м. Львова. Здебільшого їхня покрівля знаходиться на значних глибинах, нижче рівня ґрунтових вод, і в таких умовах здатністю до набрякання і зсідання глини не володіють. Натомість на ділянках, де вони залягають близько до поверхні землі, у зоні аерації, і безпосередньо слугують підґрунтям фундаментів, вони за зміни вологості зазнають набрякання та зсідання і потребують реалізації спеціальних заходів із забезпечення стійкості будівель і споруд.

Здатність глин змінювати об'єм за зміни вологості зумовлена присутністю у їхньому мінералогічному складі монтморилоніту, вміст якого сягає 18,6 %. Тиск набрякання становить 0,48 МПа.

За абсолютним значенням показника вільного набрякання (0,058) глини належать до слабконабрякаючих. Величина лінійного зсідання пересічно становить 10 %, об'ємного – 18 %.

Ураховуючи те, що в околицях м. Львова є ділянки поширення глин, що змінюють свій об'єм за зміни вологості, на їхнє вивчення потрібно звертати особливу увагу під час проведення інженерно-геологічних розвідувальних робіт для будівництва та продовжувати розпочаті комплексні наукові дослідження.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Вовк В. М.* Вплив змінних позитивних температур на набухання ґрунтів південного заходу Східно-Європейської платформи // Регіональні географічні дослідження: Наукові записки КДПУ. Кіровоград, 1999. С. 36–46.
2. *Волошин П. К., Кремень Н. Ю.* Особливості набухання та усадки міоценових глин околиць Львова // Сучасна геологічна наука і практика в дослідженнях студентів і молодих науковців : мат. XII Всеукр. наук.-практ. конф. Кривий Ріг: ВЦ Криворізького нац. у-ту, 2016. С. 60–64.
3. *Джанг Ю. Б.* Процеси набрякання та усадки зволжених гарячою водою ґрунтів при різних ущільнюючих тисках // Вісн. Житомир. інж.-технолог. ун-ту. Технічні науки. 2002. № 4 (23). С. 259–265.
4. ДСТУ Б В.2.1-17:2009. Основи та підвалини будинків і споруд. Ґрунти. Методи лабораторного визначення фізичних властивостей. 2009. 36 с.
5. ДСТУ Б В.2.1-11:2009. Основи та підвалини будинків і споруд. Ґрунти. Методи лабораторного визначення властивостей набухання та усадки. 2009. 25 с.
6. ДСТУ Б В.2.1-2-96 (ГОСТ 25100-95). Ґрунти. Класифікація. Київ : Укрархбудінформ, 1997. 43 с.
7. ДСТУ Б В.2.1-8-2001 (ГОСТ 12071-2000). Ґрунти. Відбирання, упакування, транспортування і зберігання зразків. 2002. 17 с.
8. *Онищенко В. О., Зоценко М. Л., Шлапак Л. С., Зімін О. Л.* Деформації металевого трубопроводу у ґрунтах, що набрякають // Науковий вісник ІФНТУНГ. 2012. № 3(33). С. 143–154.

9. *Сніцар М. О.* Обґрунтування геомеханічної стійкості масиву набухаючих ґрунтів в гідротермальних умовах [Текст] : автореф. дис. канд. техн. наук : 05.15.09 ; Нац. техн. ун-т України Київ. політехн. ін-т ім. Ігоря Сікорського. Київ, 2017. 20 с.
10. *Храпатова І. В.* Урахування набухання ґрунтової основи на НДС системі “основа-фундамент-споруда” в умовах плоскої деформації // Науковий вісник будівництва. 2007. Вип. 40. С. 25–30.

REFERENCES

1. *Vovk V. M.* (1999). The influence of variable positive temperatures on soil swelling in the southwest of the East European platform. *Regional geographic research: Scientific notes of KDPU*. Kirovohrad. 36–46 (in Ukrainian).
2. *Voloshyn P. K., Kremin N. Yu.* (2016). Features swelling and shrinkage Miocene clay outskirts of Lviv. *Suchasna heolohichna nauka i praktyka v doslidzhenniakh studentiv i molodykh naukovtsiv. Materialy XII Vseukrainskoi naukovo-praktychnoi konferentsii*. Kryvyi Rih. VTs Kryvorizkoho natsionalnoho universitetu. 60–64 (in Ukrainian).
3. *Dzhang Yu. B.* (2002). Processes of swelling and shrinkage of soils moistened with hot water at different sealing pressures. *Visnyk of the Zhytomyr Engineering and Technological University. Technical sciences*. No. 4 (23). 259–265 (in Ukrainian).
4. DSTU B V.2.1-17:2009. (2009). Grounds and foundations of houses and buildings. Soils. Methods of laboratory determination of physical properties. 36 p. (in Ukrainian).
5. DSTU B V.2.1-11:2009. (2009). Grounds and foundations of houses and buildings. Soils. Methods of laboratory determination of swelling and shrinkage properties. 25 p. (in Ukrainian).
6. DSTU B V.2.1-2-96 (HOST 25100-95) (1997). Soils. Classification. Kyiv : Ukrarkhbudininform. 43 p. (in Ukrainian).
7. DSTU B V.2.1-8-2001 (HOST 12071-2000). (2002). Soils. Sampling, packaging, transportation and storage of samples. 17 p. (in Ukrainian).
8. *Onyshchenko V. O., Zotsenko M. L., Shlapak L. S., Zimin O. L.* (2012). Deformations of the metal pipeline in soiled soils. *Naukovyi visnyk IFNTUNH*. No. 3(33). 143–154 (in Ukrainian).
9. *Snitsar M. O.* (2017). Grounding of the geomechanical stability of a mass of swelling soils in hydrothermal conditions. *Thesis abstract PhD technical Sciences: 05.15.09; National Technical University of Ukraine “Igor Sikorsky Kyiv Polytechnic Institute”*. Kyiv. 20 p. (in Ukrainian).
10. *Khrapatova I. V.* (2007). Taking into account the swelling of the soil base on the VAT system “basement – foundation – structure” in conditions of plane deformation. *Scientific Bulletin of Construction*. Issue 40. 25–30 (in Ukrainian).

Стаття: надійшла до редакції 16.05.2022
прийнята до друку 20.05.2022

DEFORMATION PROPERTIES OF MIOCENE CLAYS IN THE OUTSKIRTS OF LVIV (AS BASED ON THE INDICATORS OF SWELLING AND SHRINKAGE)

Petro Voloshyn, Nadiya Kremin

*Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevsky Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005
e-mail: petro.voloshyn@gmail.com; nadiya.kremin@lnu.edu.ua*

The results of experimental studies of the composition, physical properties and processes of swelling and shrinkage of Kosiv clays in the outskirts of Lviv are considered.

The clays of the Kosiv suit occupy large areas in the Lviv city. They extend in the form of an almost continuous cover 3–5 km wide from the southeast of Zelena-street to the northwest of the village Riasna-Ruska. The total area occupied by clays exceeds 50 km². The clay layer is covered by an almost continuous mantle with a thickness of 6–10 m of degraded loess and other genetic types of sediments and is below the groundwater level, so their natural humidity does not change for a long time. The thickness of clays varies from 1–3 to 20–25 m.

In some areas, in particular within the Lewandivsky ledge of the Lviv plateau (Subotivska, Olesnytskoho, Syayvo streets, etc.), on the south-western outskirts of the plateau (Obroshyno village) and on the south-eastern slopes of Roztocze (Kleparivska street in Lviv, village of Vidnyky) they lie directly under the soil-vegetative layer or low-power layer of man-made soil, in the aeration zone, directly are the subsoil of the foundations and have the ability to swell and shrink.

Studies have shown that the mineralogical composition of the clay component contains 18.6 % montmorillonite, 35.1 % quartz, 17.5 % hydromica and 28.8 % feldspar. The particle size distribution of the soil is dominated by parts smaller than 0.01 mm. Clays have a firm consistency, low natural humidity and density. With additional moisture, they swell, and when moisture is lost, they shrink. The absolute value of the index of free-swell (ϵ_{sw}) of the soil when it is moistened reaches 0.058, which gives reason to classify the soil as weakly swollen. The value of the swelling pressure is on average 0.48 MPa. The maximum linear shrinkage is 11 %, and volumetric – 18 %. The obtained data show that the Miocene clays (Kosiv suit) of the outskirts of Lviv are characterized by the ability to swell and shrink when their humidity changes and require detailed engineering and geological studies and a number of special measures to ensure the stability of buildings and constructions.

Key words: Kosiv suit, mineralogical composition, physical properties of soils, deformation properties, swelling, shrinkage.

ГЕОЛОГІЯ СУБСІЛЕЗЬКОГО ПОКРИВУ В БАСЕЙНІ Р. РІКА (УКРАЇНСЬКІ ЗОВНІШНІ КАРПАТИ, ГОЛЯТИНСЬКА СТРУКТУРА)

Олег Гнилко

*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,
вул. Наукова, 3а, Львів, Україна, 29060
e-mail: ohnilko@yahoo.com*

Проведене автором детальне геологічне картування показало, що Голятинська структура (район сіл Голятин та Майдан в басейні р. Ріка, Закарпатська обл.) є деструктурованим фрагментом Субсілезького покриву, розташованим у Зовнішніх Карпатах між Сілезьким та Скибовим покривами. В межах цієї структури розвинені нижньокрейдово-олігоценові відклади, розміщені серед олігоценового флішу сусідніх тектонічних одиниць. Стратиграфічний розріз цих відкладів представлений: темним до чорного флішем (шипотська світа, барем-альб); зеленими аргілітами з кременями; червоними та зеленими аргілітами і мергелями (голятинська товща, верхня крейда – палеоцен); зеленкуватим і темним до чорного флішем (сойменська світа, еоцен); чорними аргілітами, кременями і пісковиками (менілітова світа, олігоцен) та сірим флішем з прошарками чорних аргілітів (верецька світа, олігоцен). У фронті однієї з лусок розвинені брили вапняків неясного віку. Голятинська товща за седиментологічними ознаками (типові геміпелагіти), віком та вмістом мікрофауни відповідає венгловецьким мергелям Субсілезької тектонічної одиниці Польських Карпат, а вони є “діагностичною літофацією” цієї одиниці.

Голятинська структура – це, вірогідно, “лінза витискання”, антиклінальне ядро якої складене деформованими нижньокрейдовим флішем та пластичними верхньокрейдовими глинисто-мергелістими утвореннями голятинської товщі. Це витискання, очевидно, відбувалось після утворення покривної структури і зумовлювалось транспресивними (зсув+стиск) рухами, завдяки яким відносно тонкий пластичний Субсілезький покрив був розтягнений на окремі тектонічні лінзи (великі будини?), розміщені між жорстким флішем сусідніх тектонічних покривів. Однією з таких лінз стала Голятинська структура, яка є подібною до транспресивної “квіткової структури” (англ. “flower structure”).

У зоні насування Сілезького/Субсілезького покривів фіксовано меланж пластичного типу, який може свідчити про початкові етапи насувоутворення, які відбувались у водонасичених пластичних осадах.

Ключові слова: Зовнішні Карпати, Субсілезький покрив, Голятинська структура, фліш, меланж.

Вступ. Субсілезький покрив – це один з тектонічних покривів, які становлять складчасто-насувну споруду (ороген) Карпат. Він був виділений як окрема тектонічна одиниця відомим польським геологом Мар’яном Ксьонжкевичем [30]. Ця одиниця (іноді під іншими назвами) тягнеться вузькою перерваною смугою від Чеських до Польських Карпат включно, а її продовження в Україну є дискусійним. Вона приурочена до підшови Сілезького покриву – одного з найкрупніших елементів Західних Зовнішніх Карпат – і насунена або на міоцен Передкарпатського прогину (західна ділянка), або ж – на відклади Скольського (Скибового) покриву (східна ділянка). Головною діагностичною ознакою Субсілезької одиниці є наявність в її

стратиграфчному розрізі характерної верхньокрейдово-еоценової малопотужної “нефлішової” строкатобарвистої мергелистої літофації, розвиненої серед суцільного поля одновікового флішу сусідніх тектонічних одиниць. Цю літофацію у Польських Карпатах називають “венгловецькі мергелі” [32].

У сучасному структурному плані Субсілезька одиниця не є типовим тектонічним покривом – вона трасується на карті окремими відносно невеликими блоками, чи лінзоподібними тілами, сильнодислокованих порід, затиснених між великими Сілезьким та Скибовим покривами. Ці тіла розірвані між собою, вірогідно, внаслідок тектонічного витискання порід за насувних і/чи транспресивних зсувних рухів.

В Українських Карпатах у фронті Сілезького покриву в межах Розлуцької луски (рис. 1) місцями розвинені сильнодислоковані (до тектонічного меланжу) строкаті (червоні і зелені) мергелисті відклади, у яких виявлено [5, 6] верхньокрейдову мікрофауну і які паралелізуються з венгловецькими мергелями. Розлуцьку луску деякі автори вважають можливим аналогом Субсілезького покриву [3, 6, 25, 32]. Вірогідним аналогом Субсілезького покриву є й так звана “Голятинська структура” (Українські Карпати, район сіл Голятин та Майдан в басейні р. Ріка, Закарпатська обл., див. рис. 1) [1, 7, 11], де також розвинені глинисті і мергелисті строкаті відклади з верхньокрейдово-палеоценовою мікрофауною [5, 18].

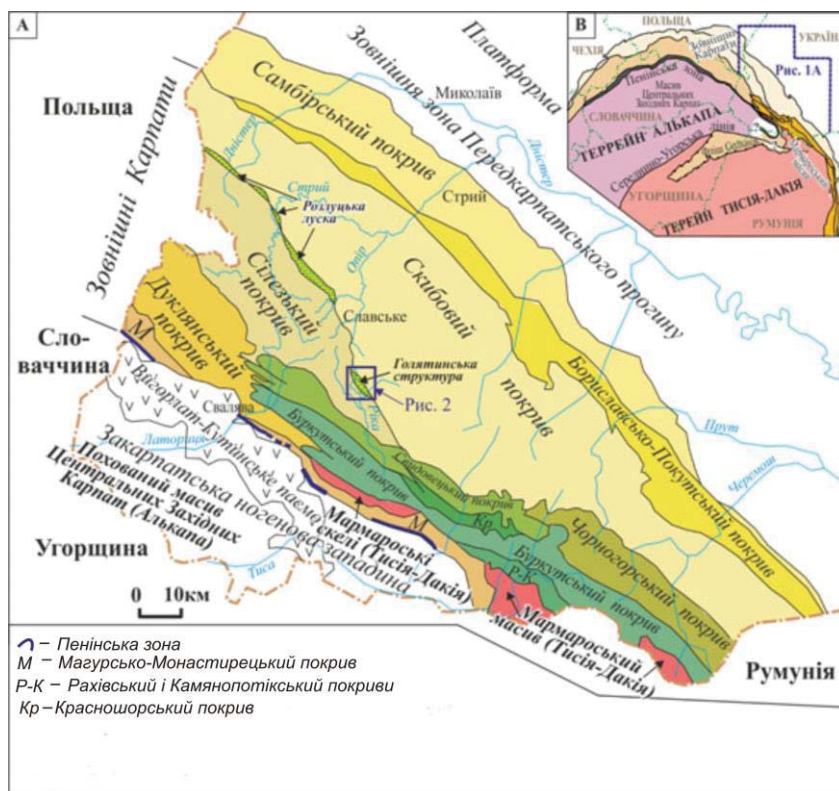


Рис. 1. Тектонічна схема (А) та позиція (В) Українських Карпат і положення Голятинської структури (за [9, 10, 22, 28, 29], зі змінами)

Проте у багатьох публікаціях [16 та ін.], втім числі на опублікованих тектонічних картах [19, 20], міжнародній геологічній карті [23] та Державній геологічній карті України [12–14], Субсілезька одиниця в Українських Карпатах не виділялась і не відображалась.

У межах Субсілезького покриву розміщене нафтове родовище Венглювка, яке експлуатується з кінця XIX ст. і є одним з найбільших у Польських Карпатах, а сам цей покрив вважають перспективною структурою для пошуків вуглеводнів [32]. Очевидно, що простежування та виявлення будови цієї структури в межах України має не лише теоретичне, а й практичне значення.

Мета статті – висвітлити геологію Голятинської структури як фрагмента Субсілезького покриву на основі авторських геолого-картувальних робіт.

Матеріал та метод. Геологічне картування Голятинської структури масштабу 1:50 000, місцями 1:25 000, автор проводив у 2003, 2006 і 2009 рр. під час виконання робіт з геологічного довивчення і підготовки до видання Карпатської серії аркушів Держгеолкарти України та тематичних досліджень ІГГК НАН України. Результати картування опубліковано тільки частково [7, 13]. Дещо спрощений варіант побудованої карти Голятинської структури представлений на рис. 2. Роботи доповнювали літостратиграфічні та седиментологічні дослідження, а також аналіз локальної тектоніки. Ураховували результати аналізу мікрофауни з досліджених відкладів, проведеного Л. Д. Пономарьовою.

Геологічне положення і попередні дослідження. Українські Карпати є частиною Карпатської покривно-складчастої споруди, яка, як і інші орогени, характеризується поперечною зональністю та розділяється на Внутрішні (Центральні) і Зовнішні (Флішові). Головними елементами Внутрішніх Карпат є кристалічні масиви, зокрема Мармароський (див. рис. 1). Зовнішні Карпати складені, головню, крейдово-міоценовим флішем (переважно турбідитами) і, частково, неогеновою моласою, які зірвані зі своєї седиментаційної основи і заповнюють систему тектонічних покривів. Субсілезький покрив є одним з елементів цієї системи. Варто зазначити, що Зовнішньокарпатські покриви дещо відрізняються один від одного як за структурно-тектонічними особливостями, так і за літофаціальними рисами відкладів, що їх заповнюють, а тому ще часто називаються структурно-фаціальними одиницями (зонами). Структурні і фаціальні відмінності могли бути зумовлені особливістю морфології Зовнішньокарпатського седиментаційного палеобасейну, зокрема наявністю в ньому підводних і надводних видовжених піднять (так званих “кордільєр”), які впливали на процеси як седиментації, так і покривоутворення (див. [3, 15, 24], посилання там само).

Насувна структура Карпат почала формуватися в крейдовий період у найбільш внутрішніх ланках орогену і поступово мігрувала до його зовнішніх ділянок, де завершилася в міоцені. Перед фронтом Карпат розвинений Передкарпатський неогеновий прогин (басейн форланду), заповнений міоценовими моласами, нагромадженими на опущеній перед фронтом орогену крайовій частині Західно- та Східноєвропейської платформи [21].

Кристалічні масиви Внутрішніх Карпат належать до терейнів Алькапа та Тися–Дакія (див. рис. 1) (залишків мікроконтинентів в океані Тетис), а Зовнішні (Флішові) Карпати розглядають як ранньокрейдково-неогенову акреційну призму, утворену під час зближення названих терейнів-мікроконтинентів з Євразійським континентом й субдукції підфлішової основи під ці терейни [10, 24, 28, 29].

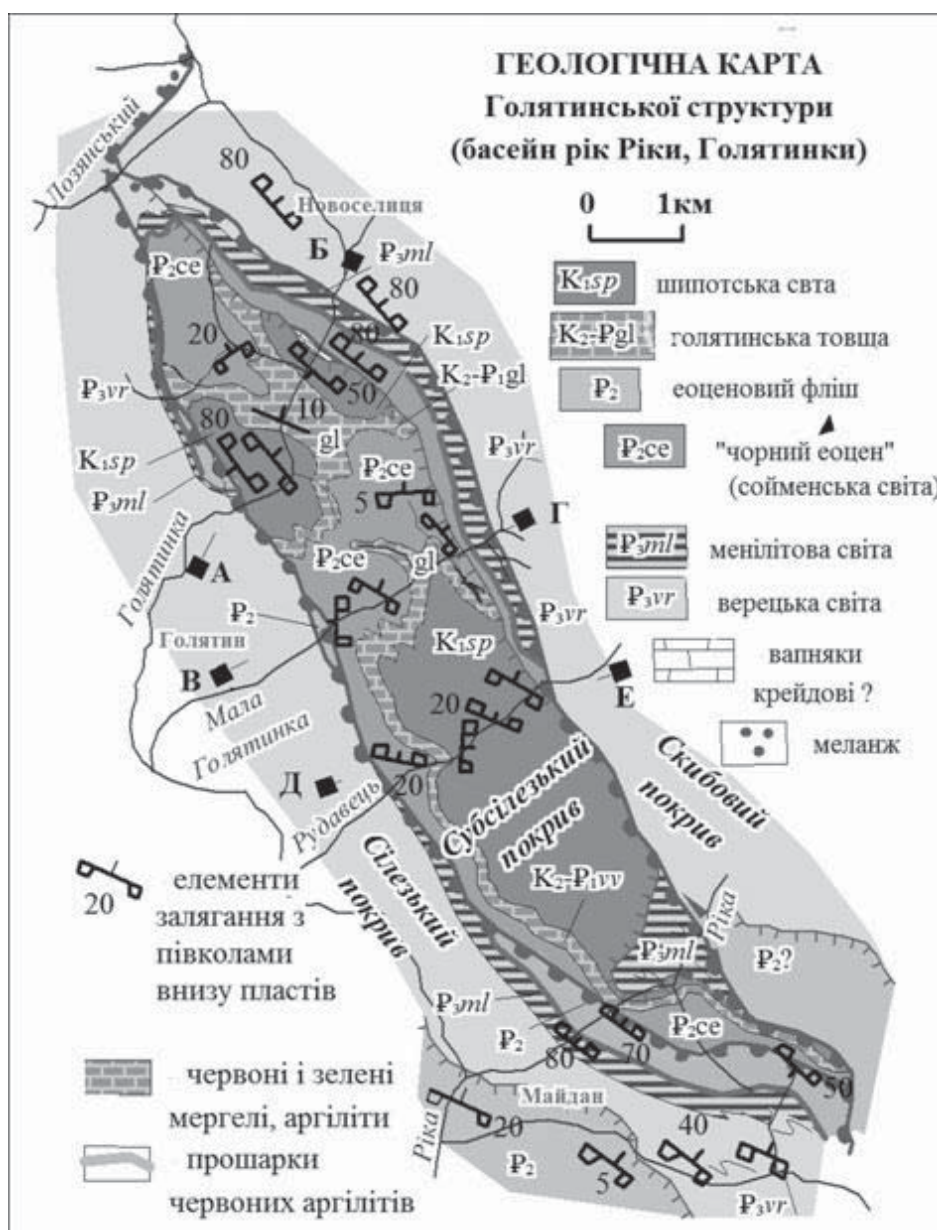


Рис. 2. Геологічна карта Голятинської структури. Склав О. М. Гнилко

Субсілезький покрив, як уже зазначалось, є сильно деструктурований. Він складений інтенсивно деформованими (до тектонічного меланжу) відкладами, які заповнюють окремі порівняно вузькі тектонічні лінзи між великими Сілезьким покривом (в Україні живають також назву Кросненський покрив, чи зону, межі якої

дискусійні (див. [7], посилання там само) та Скольським (в Україні – Скибовим) покривом. У характерних перетинах Субсілезького покриву у суміжних з Україною Польських Карпатах, зокрема у районі нафтового родовища “Венглювка”, стратиграфічний розріз порід цього покриву представлений так (за [32]). Найдавнішими відкладами є барем-альбські чорні сланці (веровіцькі верстви) та альбські псамітові турбідити (льготські верстви). Вище лежать ранньосеноманські зелені кремені (радіолярити) та сеноман-туронські строкаті глинисті сланці, що ще вище змінюються червоними і зеленими мергелями сенону-середнього еоцену (венгловецькі мергелі потужністю до сотень метрів). Мергелі переходять угору в еоценовий тонкоритмічний фліш та горизонт сірих глобігерінових мергелів. Цей горизонт приурочений до межі еоцену-олігоцену. Олігоцен виражений коричнево-чорними бітумінозними сланцями (менілітові верстви), які угору за розрізом переходять у комплекс середньо- і товстошаруватого сірого флішу (кросненські верстви), що завершує стратиграфічну послідовність Субсілезької одиниці.

В Українських Карпатах у басейні р. Ріка стратиграфічний розріз, подібний до вищеописаного, розвинений фрагментами у Голятинській структурі, де, зокрема, виявлено специфічну “нефлішову” літофацію венгловецького типу (верхньокрейдово-палеоценова мергелисто-глиниста строкатокольорова товща [18]) – головну “діагностичну ознаку” Субсілезької одиниці. Як було зазначено, Голятинську структуру уже давно порівнювали з Субсілезькою одиницею [1]. Проте у працях багатьох геологів [3, 5, 6, 17], а також на Державній геологічній карті України м-бу 1:200 000 (аркуш “Хуст”: [12]), Голятинську структуру віднесено до Кросненської (Сілезької) зони. На Державній геологічній карті [12] літофацію венгловецького типу зображено як верхньокрейдово-палеоценову “товщу строкатих мергелів”. На міжнародній геологічній карті [23] Голятинську структуру також віднесено до Сілезької одиниці, а згадану строкатокольорову товщу названо “голятинськими мергелями”. Цю назву для товщі ми вживаємо й у цій статті. Наші картувальні роботи показали, що Голятинська структура чітко приурочена до межі між Сілезьким та Скибовим покривами [7].

Зауважимо, що деякі дослідники [17] взагалі заперечують наявність крейдових відкладів у Голятинській структурі, вважаючи крейдові мікрофосилії перевідкладеними, хоча, урахувавши збережену послідовність пізньокрейдово-палеоценових біостратиграфічних зон (див. нижче), виявлених у (гемі)пелагічних відкладах голятинської товщі [18], процес перевідкладення не є ймовірним.

Результати робіт: будова Голятинської структури. Голятинська структура є тектонічною лінзою Субсілезького покриву (рис. 2, 3; див. рис. 1), яка заповнена нижньокрейдово-олігоценовими відкладами, розвиненими серед олігоценового флішу сусідніх тектонічних одиниць.

Стратиграфічний розріз Голятинської структури розпочинається нижньокрейдовим темним до чорного флішем шипотської світи, який нормально перекритий малопотужною верхньокрейдово-палеоценовою глинисто-мергелистою голятинською товщею. Вище залягають еоценовий темний фліш сойменської світи (так званий “чорний еоцен”) та олігоценові відклади менілітової і верецької (перехідної до кросненської) світ (див. рис. 3). Далі подаємо характеристику цих стратонів, вік їх прийнято за [4].

Шипотська світа (барем-альб). Нижня частина (підсвіта) світи (пот. до 150 м) відслонюється по потоку Рудавець у ядрі антиклінальної складки (див. рис. 2). Це

темно-сірі до чорних, місцями зеленуваті аргіліти, які чергуються з прошарками тонко-, рідше середньозаруватих “склистих” алевролітів та дрібнозернистих суттєво кварцових пісковиків. Вони належать до геміпелегітів та дрібнозернистих турбідитів. Відклади зіставляються з венгловецькими верствами (див. [32] і текст вище) Субсілезького покриву Польських Карпат.

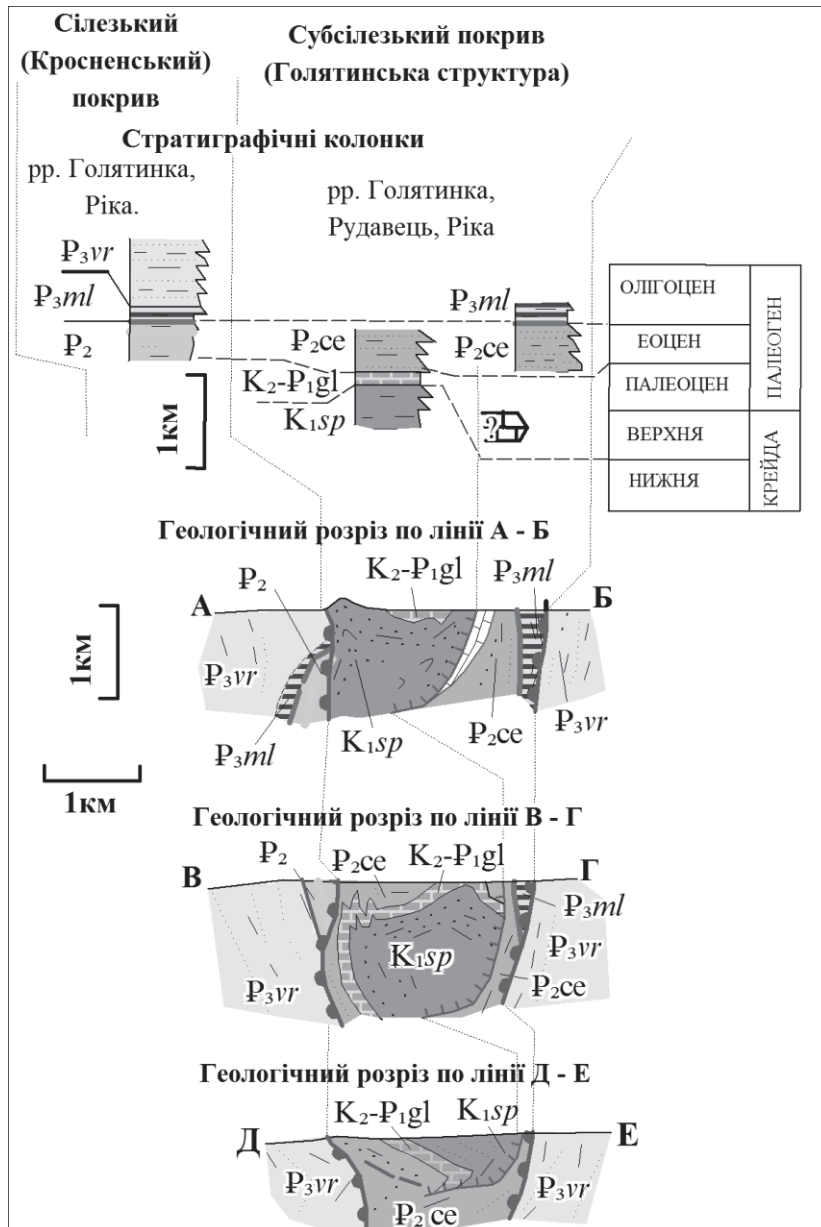


Рис. 3. Стратиграфічні колонки і геологічні розрізи Голятинської структури по лініях А–Б, В–Г та Д–Г (положення ліній див. на рис. 2). Склав О. М. Гнилко

Верхня частина (підсвіта) шипотської світи (потужністю 250 м) представлена (потіки Голятинка, Рудавець, р. Ріка: див. рис. 2, 3) середньо- і товсторитмічним чергуванням темно-сірих дрібнозернистих “склистих” кварцових пісковиків, алевролітів, темно-сірих, чорних, рідше зелених тонкошаруватих аргілітів. Вона характеризується усіма текстурними елементами послідовності Боума (T_{abcde}) та інтерпретується як продукт “класичної” турбідитової та геміпелагічної седиментації. Пісковики у горішній частині світи, місцями, світло-сірі і масивні, “цукроподібні”, вони утворюють пласти потужністю до кількох метрів і, вірогідно, є відкладами зернових потоків (англ. *grain-flows*). Верхня частина шипотської світи за віком і седиментологічними ознаками відповідає льготським верствам (див. [32]) Польських Карпат.

Вище залягає пачка (потужністю ~ 10 м) зелених шаруватих аргілітів з прошарком (10 см) ясно-зелених кременів (радіоляритів?). Вона відслонена біля гирла правого притоку р. Голятинка нижче с. Новоселиця (див. рис. 2, 3; рис. 4), де згідно перекрита Голятинською товщею. Цю пачку дослідники відносять до верхів шипотської світи [3, 5, 6], хоча, можливо, її варто розглядати як окремих стратон.



Рис. 4. Відслонення контакту нижньокрейдового флішу шипотської світи та строкатокольорових аргілітів і мергелів голятинської товщі. Правий берег р. Голятинка нижче с. Новоселиця, Закарпатська обл. Фото В. О. Ващенко

Голятинська товща (верхня крейда-палеоцен) представлена червоними і зеленими аргілітами, мергелями, вапнистими аргілітами (потужністю близько 100 м). Відкладам

притаманні гомогенні чи шаруваті текстури, вони є типовими літифікованими продуктами (гемі)пелагічної седиментації. Характерно, що червоний і зелений колір у породах розміщений плямисто і переходить один в одний без видимої закономірності, що може бути наслідком міграції водних розчинів за літифікаційних процесів. Стратиграфічно вище лежить еоценовий фліш.

Голятинська товща характеризується багатим та різноманітним вмістом асоціацій форамініфер, які дали можливість Л. Д. Пономарьовій [18] виділити в ній біостратиграфічні зони **Uvigerinammina jankoi** (турон), **Spiroplectinella costata** (коньяк-ранній сантон), **Caudammina gigantea** (пізній сантон-ранній кампан), **Rzehakina inclusa** (пізній кампан-маастрихт), **Rzehakina fissentomata** (палеоцен). Їх розріз, на думку Л. Д. Пономарьової, можна віднести до розряду еталонних у Зовнішніх Карпатах, оскільки власне тут простежується змикання та послідовність верхньокрейд-палеоценових біостратиграфічних зон у повному об'ємі. Товща (як за седиментологічними ознаками, так і за віком та вмістом мікрофауни) відповідає, як уже було зазначено, венгловецьким мергелям Субсілезької тектонічної одиниці Польських Карпат [11].

Пачка вапняків (верхня крейда?). У фронтальній частині насуву південної луски Голятинської структури (див. рис. 2), на лісовому схилі правого берегу р. Голятинка в 400 м нижче автомобільного мосту через р. Голятинку на південній окраїні с. Новоселиця, наявні декілька невеликих виходів вапняків, контакти яких з навколишніми утвореннями задерновані. Це середньшаруваті пелітоморфні і піскуваті темно- і світло-сірі вапняки, вапнисті пісковики з прошарками (0,1 м) чорних аргілітів і темних алевролітів. Пласти (потужністю до 0,5 м) різнозернистих вапнистих пісковиків характеризуються масивними і пудинговими текстурами з включеннями (до перших сантиметрів) дрібнозернистих кварцових пісковиків. Ця вапнякова пачка має видиму потужність до 10–12 м. Фауни в ній не знайдено. Попередні дослідники [2] вважали цю пачку фаціальним аналогом строкатих верхньокрейдових голятинських мергелів.

Сойменська світа ("чорний еоцен") – темний фліш з прошарками чорних аргілітів (подібний до шипотської світи) згідно перекриває голятинську товщу. Згідний контакт відслонений по потоку Рудавець у 2 350 м від гирла потоку (див. рис. 2, 3). Тут у переверненому заляганні безпосередньо на голятинських мергелях лежить шар (потужністю 3 м) масивних пісковиків (імовірно, грейнітів). З мергелів під пісковиками Л. Д. Пономарьова (усне повідомлення) визначила палеоценову та сенонську мікрофауну. Над шаром масивних пісковиків розвинений середньоритмічний фліш – власне "чорний еоцен" – чергування світло-сірих і темних різнозернистих пісковиків (шари потужністю до 1 м) з чорними і зеленими тонколамінованими аргілітами. Ритмічним відкладам притаманні текстури Боума типу T_{bcde} , T_{abc} , вони інтерпретуються як тонко-середньозернисті турбідити. Деякі пласти (пот. 0,5–1 м) серед турбідитів складені відкладами грязекам'яних потоків – хаотичною глинисто-піскуватою масою з необкатаними уламками (до перших см) перевідкладеного флішу. Загалом подібні класти флішу трапляються і в нижніх частинах деяких турбідитних пластів.

Світа вінчається горизонтом глобігерінових мергелів (шешорський горизонт, за О. С. Вяловим (див. [4]), світло-сірих мергелів (потужністю ~ 1 м)), який виходить на поверхню по р. Голятинка у 180 м нижче мосту на південній околиці с. Новоселиця. Горизонт регіонально поширений у Карпатах і приурочений до межі еоцену-олігоцену. Загальна потужність товщі "чорного еоцену" ~ 400 м.

Дещо інший різновид еоцену – тонко- і середньоритмічний строкатокольоровий фліш відслонюється на південний захід від Голятинської структури, місцями (басейни потоків Голятинка та Мала Голятинка, лівий берег р. Ріка) безпосередньо (проте по тектонічних контактах) прилягаючи до неї (див. рис. 2, 3). У цьому фліші наявні прошарки червоних аргілітів. На нашу думку, цей фліш належить уже до Сілезького покриву. Вірогідно, знайдена в цих червоних аргілітах еоценова мікрофауна давала підстави дослідникам [17] відносити усі червонокольорові утворення Голятинської структури (в тім числі голятинську товщу) до палеоцену.

Менілітова та верецька світи (олігоцен). На шешорському горизонті згідно лежать (відслонення по р. Голятинка нижче с. Новоселиця, див. рис. 2, 3) чорні аргіліти “підкременевого” горизонту та тонкошаруваті чорні силіцити “нижньокременевого” горизонту нижньої частини менілітової світи (пот. до перших десятків метрів). Над ними розміщена основна частина менілітової світи (до 100 м), представлена чорними тонколамінованими геміпелагічними невапнистими аргілітами та пластами (до 1–1,5 м) масивних і скісношаруватих різнозернистих пісковиків. Останні відносим до грейнітів та різнозернистих турбідитів. У верхній частині менілітових утворень з’являється все більше проверстків сірих вапнистих аргілітів, що свідчить про перехід до верецької світи (перехідного стратону від чорної менілітової світи до сірого кросненського флішу). Менілітово-верецькі олігоцені відклади завершують стратиграфічний розріз Голятинської структури.

Голятинська структура загалом має антикліналеподібну будову (див. рис. 2), проте не є простою антиклінальною складкою, як це іноді трактували попередні дослідники [2, 17]. Породи, що її складають, місцями є сильно дислокованими, зім’ятими в дрібні складки, розбиті розривами, які важко зафіксувати. На думку авторів Державної геологічної карти України м-бу 1:200 000 [13], Голятинська структура нагадує “діапір”, що протинає ядро антикліналі. Ймовірно, це “лінза витискання”, антиклінальне ядро якої складене сильнодеформованими нижньокрейдовими флішовими відкладами шипотської світи та пластичними верхньокрейдовими глинисто-мергелистими утвореннями голятинської товщі. Важливо зазначити, що під час маршрутних спостережень часто фіксуються аномальні субвертикальні контакти різновікових комплексів порід, такі контакти є характерним результатом зсувних переміщень. Загалом Голятинська структура є подібною до транспресивної “квіткової структури” (англ. *flower structure*).

На північно-західному закінченні лінзи Субсілезького покриву (Голятинської структури), в зоні насуву Сілезького/Сілезького покривів на Скибову тектонічну одиницю, відслонений тектонічний меланж пластичного типу, розвинений по сірому олігоценовому фліші кросненської світи (рис. 5). Тут, у потоку Лозянський (див. рис. 2), розвинені хаотичні утворення типу “блоки+матрикс”, складені деструктурованим сірим флішем олігоценової кросненської світи. Матрикс представлений сірою алевро-глинистою пластичною масою з флюїдальною текстурою, дрібними складками течії, а блоки/кластоліти (розміром до 1–2 м) – міцними, іноді розтрісканими, різнозернистих сірими поліміктовими пісковиками. Дислокації у матриксі мають вигляд пластичних – тут немає крихких брекчій, глинки тертя, кліважу, тріщинуватості, роздрібненості порід. Складається враження, що осади зазнавали деформації ще в нелітифікованому чи слабколітифікованому стані – за наявності вже “твердих” пісковиків та ще “м’яких”

водонасичених глин. Цей меланж подібний до олістостроми, проте відрізняється відсутністю седиментаційних текстур у матриці.



Рис. 5. Меланж пластичного типу з блоками жорстких пісковиків та пластичним глинистим матриксом, розвинений по олігоценових відкладах.

Потік Лозянський, р. Голятинка вище с. Новоселиця, Закарпатська обл.

Фото О. М. Гнилка

Такий меланж пластичного типу ми раніше описували як розвинений уздовж поверхні насування Сілезького покриву від Голятинської структури на північний захід до басейну р. Орява у Львівській області [7]. Зазначимо, що цей меланж латерально змінюється меланжем крихкого типу (з розвитком чорних тектонічних брекчій, прокварцьованих катаклазитів тощо), що може свідчити про зміну характеру деформації у часі – від пластичної деформації слабколітифікованих осадів та їх поступової літифікації до крихкої деформації катакластичного типу уже літифікованих порід [8].

Дискусія: палеогеографічні/палеотектонічні реконструкції.
Зовнішньокарпатський флішовий седиментаційний палеобасейн, у якому накопичувались переважно турбідитові відклади, що пізніше склали Зовнішні Карпати, був частиною океану Тетис, розміщеною між пасивною окраїною Євразійського континенту й активними окраїнами мікроконтинентів (терейнів) Алькапа і Тися-Дакія [10, 22, 26, 28, 29, посилання там само]. Морфологія дна цього басейну була складною й не остаточно ясною, тут працями багатьох дослідників реконструйовано заглиблені ділянки, де накопичувався глибоководний фліш, та видовжені підняття, які у геологічній карпатській літературі здавна відомі під назвою “кордільєр” (див. [3, 6, 15,

24, 31, 32, 34]). Одним з таких піднять було Субсілезьке, залишками якого вважається Субсілезький покрив у Західних Карпатах [24, 31, 34, посилання там само] (рис. 6).

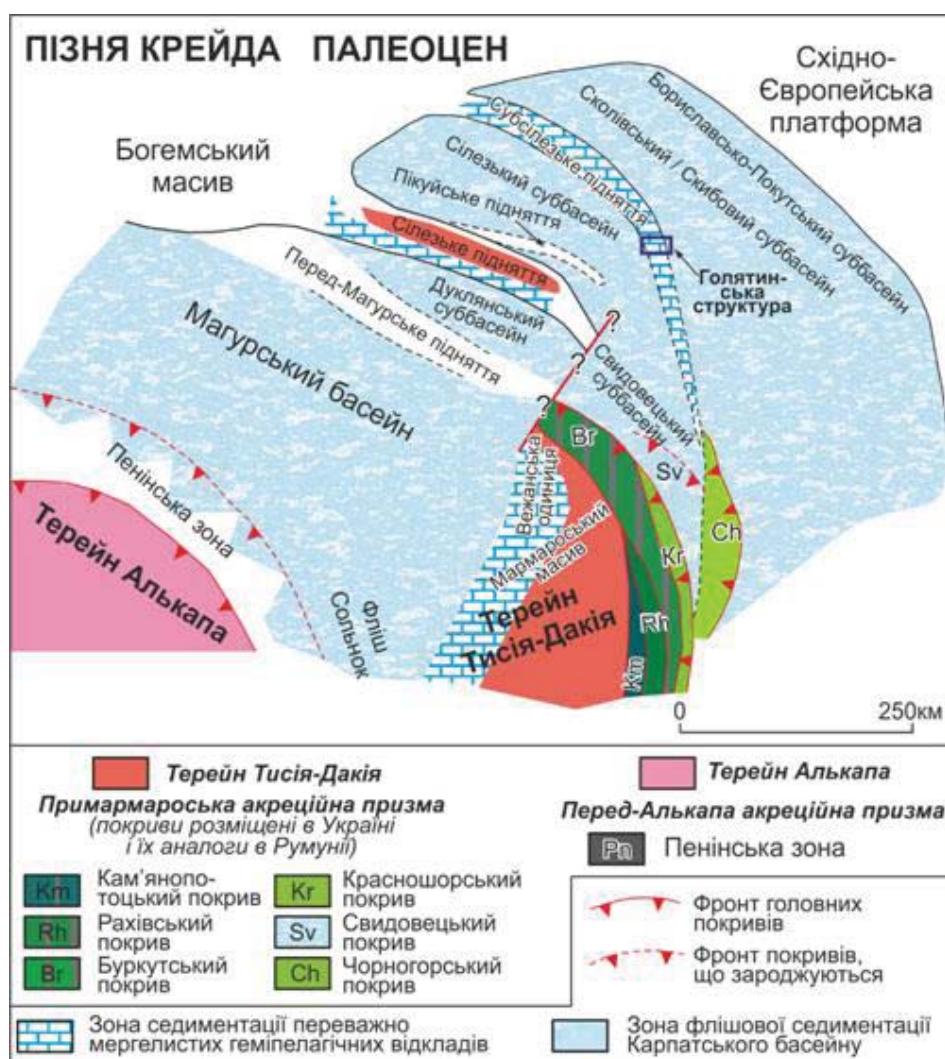


Рис. 6. Палінспастична реконструкція Карпат, складена з урахуванням матеріалів [10, 24–29, 32, 34], та позиція району седиментації відкладів Голятинської структури

Тонка континентальна і/чи океанічна кора Зовнішньокарпатського палеобасейну в крейді-неогені зазнавала субдукції під мікроконтинентальні терейни Алькапа і Тися-Дакія, що зумовлювало формування акреційних призм (внутрішніх флішових покривів) на активних окраїнах цих терейнів [10, 28, 29, 31, посилання там само]. Процес субдукції також викликав як зростання видовжених піднять (“кордільєр”) у

седиментаційному басейні при вигинах літосферної плити перед субдукційною зоною на деякій віддалі від неї (англ. *fore-bulge*) [27], так й опускання цих підняття при насуванні на них акреційної призми безпосередньо перед субдукційною зоною [24, 31, посилання там само].

Палеобатиметричні реконструкції Польських Зовнішніх Карпат [34], розроблені переважно на основі аналізу палеоекології дрібних форамініфер, показують таке. Субсілезьке підводне підняття (див. рис. 6) існувало з пізньої крейди по середній еоцен і фіксується мергелистими осадами (венгловецькі мергелі). В Субсілезькій одиниці глибини седиментаційного басейну в кінці ранньої крейди та на початку пізньої крейди були значними і нижчими CCD (рівня компенсації розчинення кальциту, нижня батіаль-абісаль), в пізній крейди досягли рівня значно вищого за CCD і в палеогені опустились до CCD [35]. В пізньому еоцені-олігоцені тут накопичувались флішові відклади, практично аналогічні до відкладів сусідніх тектонічних одиниць. Отже, Субсілезьке підводне підняття, де осаджувались мергелисті геміпелагіти, існувало в пізній крейди-середньому еоцені між глибоководними Сілезьким і Скольським (Скибовим) суббасейнами, в яких у цей час нагромаджувались переважно турбідитові відклади поблизу або нижче CCD. У ранній крейди, як і в кінці еоцену та олігоцені в межах Сілезької, Субсілезької та Скольської одиниць, відбувалась подібна флішова седиментація, вказуючи на відсутність Субсілезького підняття у Зовнішньокарпатському флішовому басейні в той час.

Схожа ситуація існувала й для відкладів Українських Карпат. У кінці ранньої крейди на більшій частині Зовнішньокарпатського басейну, в тім числі в Сілезько-Субсілезько-Скибовій його ділянці, накопичувались чорні, збагачені органікою, мули та псамітові турбідити (шипотська, спаська світи) на глибинах нижче CCD [33]. Фонові, збагачені органікою, глинисті утворення свідчать про погану аерацію морського дна, що може бути пов'язано або з частковою ізоляцією басейну, або з глобальними безкисневими подіями.

На початку пізньої крейди циркуляція придонних, збагачених киснем, течій значно покращилась, мабуть, унаслідок глобального підйому рівня океану, і в сеномані-туроні, майже на всій території Зовнішньокарпатського басейну, накопичувались збагачені окисним залізом зелені і червоні (гемі)пелагічні мули (строкаті аргіліти яловецької світи). Пізніше, внаслідок конвергенції мікроконтинентів Тетису з Євразією і загальним стиском основи Зовнішньокарпатського басейну, в ньому почали зростати окремі підняття, зокрема Субсілезьке [24, 32, 34, посилання там само] (див. рис. 6). Це спричинило відмінності седиментації у різних суббасейнах. Малопотужні (до 100 м) червоні і зелені глинисті та мергелисті (гемі)пелагічні утворення (голятинська товща) осаджувались протягом пізньої крейди-еоцену на Субсілезькому піднятті, водночас на сусідніх заглиблених ділянках Зовнішньокарпатського палеобасейну (Скибовий та Сілезький суббасейни) в сеноні-палеоцені нагромаджувались потужні турбідитові товщі (стрийська світа та її аналоги).

В еоцені, внаслідок опускання Субсілезького підняття, седиментація стала більш одноманітною, і на території Сілезької, Субсілезької та Скибової одиниць накопичувались переважно турбідитові відклади. Опускання цього підняття, як і інших кордільєр у Зовнішньокарпатському басейні, могло бути спричинене поступовим насуванням на них акреційних призм (внутрішніх флішових покривів – див. [10]), що розвивались на активних окраїнах терейнів Алькапа та Тися-Дакія [24, 27, 31, 32].

Наприкінці еоцену відбулася важлива подія – загальне обміління флішового басейну від абісально-батіальних (крейда-еоцен) до середньоверхньобатіально-субліторальних (кінець еоцену-міоцен) глибин, унаслідок чого в умовах середньої–верхньої батіалі почали накопичуватися малопотужні, збагачені планктонними форамініферами, карбонатні мули шешорського горизонту (глобігерінових мергелів). Значне підняття дна седиментаційного басейну наприкінці еоцену могло бути спричинене конседиментаційними тектонічними рухами, які поступово, протягом олігоцену-міоцену призвели до завершення формування насувної споруди Карпатського орогену, в тім числі до утворення Сілезького та Субсілезького покривів [10, 21, 25].

За покривних рухів, водонасичені турбідитові відклади спочатку зривались зі своєї основи, формуючи насувні зони. В зонах зриву, де існували (характерні для акреційних призм) аномально високі тиски порових вод, міг локально формуватись меланж пластичного типу та проявлялись діапїризм. Вірогідно, зафіксовані зони пластичного меланжу в насувних зонах Сілезького/Субсілезького покривів фіксують перший етап покривоутворення – зрив з основи слаболітифікованих осадів і початок їх насування. Тектонічні процеси сприяли витисненню води з осадів та їхній літифікації. Пізніший етап призвів до формування крихких тектонітів унаслідок деформації жорстких літифікованих відкладів.

Очевидно, уже після утворення покривної структури, лінза стосовно пластичних порід Субсілезького покриву була витиснена між Сілезьким і Скибовим покривами, складеними більш жорстким флішем. Мабуть, це витискання супроводжувалось транспресивними (зсув+стиск) рухами, завдяки яким відносно тонкий Субсілезький покрив був розтягнений на окремі тектонічні лінзи (великі будини?), однією з яких стала Голятинська структура.

Висновки. Голятинська структура розміщена в районі сіл Голятин та Майдан в басейні р. Ріка (Закарпатська обл.), є деструктурованим фрагментом Субсілезького покриву, розташованим у Зовнішніх Карпатах між Сілезьким та Скибовим покривами. Вона складена нижньокрейдово-олігоценовими відкладами, розвиненими серед олігоценового флішу сусідніх тектонічних одиниць. Її стратиграфічний розріз представлений такими стратонами.

- *Шипотська світа (барем-альб)* представлена в нижній частині (до 150 м) переважно чорними глинистими геміпелагітами, а у верхній (250 м) – суттєво кварцовими турбідитами.
- Пачка (потужністю ~ 10 м) зелених аргілітів з прошарком (10 см) зелених кременів (радіоляритів?).
- *Голятинська товща (верхня крейда-палеоцен)* (потужністю близько 100 м) представлена (гемі)пелагітами: червоними і зеленими аргілітами, мергелями, вапнистими аргілітами, в яких Л. Д. Пономарьова [18] виділила послідовність біостратиграфічних зон *Uvigerinammina jankoi* (турон), *Spiroplectinella costata* (коньяк-ранній сантон), *Caudammina gigantea* (пізній сантон-ранній кампан), *Rzehakina inclusa* (пізній кампан-маастрихт), *Rzehakina fissistomata* (палеоцен). Товща за седиментологічними ознаками, віком та вмістом мікрофауни відповідає венгловещьким мергелям Субсілезької тектонічної одиниці Польських Карпат.
- *Пачка вапняків (верхня крейда?)* розвинена у фронтальній частині насуву південної луски Голятинської структури. Це пачка (до 12 м) пелітоморфних і піскуватих

вапняків з прошарками аргілітів і алевролітів. Фауни у ній не знайдено та їх стратиграфічне положення залишається неясним.

- *Сойменська світа* (“чорний еоцен”) – тонко- і середньоритмічні турбідити з прошарками чорних геміпелегітів (аргілітів), у верхах розрізу якої розвинений горизонт глобігерінових мергелів (потужністю ~ 1 м). Загальна потужність світи ~ 400 м.
- *Менілітова та верецька світи (олігоцен)* – переважно чорні аргіліти з прошарками пісковиків та з кремнистим горизонтом у низах розрізу. У верхах їх розрізу з’являється все більше проверстків сірих аргілітів.

Голятинська структура – це, ймовірно, “лінза витискання”, антиклінальне ядро якої складене деформованим нижньокрейдовим флішем та пластичними верхньокрейдовими глинисто-мергелистими утвореннями голятинської товщі. Це витискання, очевидно, відбувалось уже після утворення покривної структури: лінза відносно пластичних порід Субсілезького покриву була видавлена між Сілезьким і Скибовим покривами, складеними більш жорстким флішем. Воно зумовлювалось транспресивними (зсув+стиск) рухами, завдяки яким відносно тонкий Субсілезький покрив був розтягнений на окремі тектонічні лінзи (великі будини?), однією з яких стала Голятинська структура, яка є подібною до транспресивної “квіткової структури” (англ. *flower structure*).

У зоні насування Сілезького/Субсілезького покривів фіксується меланж пластичного типу, який може свідчити про початкові етапи насувоутворення, що відбувались у водонасичених пластичних осадах.

Перспективи подальших досліджень пов’язані із комплексним вивченням біоти, стратиграфічним, седиментологічним та структурним аналізом утворень, розвинених у межах Голятинської структури, що дасть можливість деталізувати та доповнити наші знання про потенційно нафтогазоносний Сілезький покрив, як і загалом про геологію та басейнову еволюцію Карпат.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Бызова С. Л., Беэр М. А.* Основные особенности тектоники Советской части флишевых Карпат // Геотектоника. 1974. № 6. С. 82–94.
2. *Буров В. С., Бызова С. Л., Вялов О. С.* и др. Путеводитель тектонической, стратиграфической и седиментологической экскурсий XI Конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации : Вялов О. С., Даныш В. В., Кульчицкий Я. О. (ред.). Киев : Наук. думка, 1977. 116 с.
3. *Вялов О. С., Гавура С. П., Даныш В. В., Лещух Р. Й., Пономарева Л. Д.* и др. История геологического развития Украинских Карпат : Вялов О.С. (ред.). Киев : Наук, думка, 1981. 180 с.
4. *Вялов О. С., Гавура С. П., Даныш В. В., Лещух Р. Й., Пономарева Л. Д.* та ін. Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат : Пастернак С. И. (ред.). Киев : Наук. думка, 1988. 204 с.
5. *Габинет М. П., Кульчицкий Я. О., Матковский О. И.* Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат : Кульчицкий Я. О. (ред.). Львов, 1976. Т. 1. 200 с.
6. Геологическое строение и горючие ископаемые Украинских Карпат : Глушко В. В., Круглов С. С. (ред.). Москва : Недра, 1971. 389 с.

7. Гнилко О. М. Про північно-східну границю Кросненської тектонічної зони в Українських Карпатах. Геологія і геохімія горючих копалин. 2010. № 2 (151). С. 44–57.
8. Гнилко О. М. Принципи виділення, характерні особливості, типізація та походження олістостром і меланжів Українських Карпат // Вісник Львівського державного університету. Серія “Геологія”. 2011. Вип. 25. С. 20–35.
9. Гнилко О. М. Структури латерального витискання в Карпатах // Геодинаміка. 2017. № 1. С. 16–25. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.01.018>
10. Гнилко О. М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреційна призма // Геодинаміка. 2012. № 1 (12). С. 67–78.
11. Гнилко О. М., Пономарьова Л. Д. Голятинська структура Українських Карпат – аналог Субсілезької структурно-фаціальній одиниці Польських Карпат // Проблеми геології та нафтогазоносності Карпат : тези доп. Міжнар. наук. конф. до 100-річчя від дня народження чл.-кор. НАН України М. Р. Ладигенського та 55-річчя Ін-ту геології і геохімії горюч. копалин НАН України (Львів, 26–28 вересня 2006 р.). Львів, 2006. С. 58–61.
12. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші М-34-XXXVI (Хуст), L-34-VI (Бая-Маре). Карпатська серія. Геологічна карта дочетвертинних утворень / Б. В. Мацьків. Київ : УкрДГРІ, 2009. 1 лист.
13. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші М-34-XXXVI (Хуст), L-34-VI (Бая-Маре), М-35-XXXI (Надвірна), L-35-I (Вишеу-Де-Сус). Карпатська серія. Пояснювальна записка / Мацьків Б. В., Пукач Б. Д., Воробканич В. М. [та ін.]. Київ : УкрДГРІ, 2009. 188 с.
14. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000. Карпатська серія. Аркуш “Сніна” / Кузовенко В. В. (ред.). Київ, 2003.
15. Круглов С. С., Смирнов С. Е., Спитковская С. М. и др. Геодинамика Карпат : Глушко В. В., Круглова С. С. (ред.). Киев : Наук. думка, 1985. 136 с.
16. Крупський Ю. З., Куровець І. М., Сеньковський Ю. М. та ін. Нетрадиційні джерела вуглеводнів України : монографія. Кн. 2. Західний нафтогазоносний регіон Київ : Ніка-Центр, 2014. 400 с.
17. Кузовенко В. В., Шлапінський В. Є., Михайловський І. З. Про вік порід, що складають ядерну частину Голятинської антикліналі // Біостратиграфічні критерії розчленування та кореляції відкладів фанерозою України : зб. наук. праць ІГН НАН України. Київ : ІГН НАН України, 2005. С. 111–113.
18. Пономарьова Л. Д. Форамініфери крейдових відкладів Голятинської структури // Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи : зб. наук. праць ІГН НАН України. Київ, 2007. С. 192–194.
19. Тектоническая карта Украинских Карпат масштаба 1 : 200 000 : Глушко В. В., Круглов С. С. (ред.). Киев : Мингео УССР, 1986.
20. Тектонічна карта України. Пояснювальна записка / Круглов С. С., Арсірій Ю. О., Веліканов В. Я. [та ін.]. Київ : УкрДГРІ, 2007. Ч. 1. 96 с.
21. Третяк К. Р., Максимчук В. Ю., Кутас Р. І. та ін. Сучасна геодинаміка і геофізичні поля Карпат та суміжних територій. Львів : Вид-во. Львів. політехніки, 2015. 420 с.
22. Csontos L., Vörös A. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Elsevier, 2004. No. 210. P. 1–56.

23. *Jankowski L., Kopciowski R., Rylko W.* et al. Geological map of the Outer Carpathians; Borderlands of Poland, Ukraine and Slovakia, 1:200 000. Warsaw : Polish Geological Institute, 2004.
24. *Golonka J., Waškowska A. & Ślęczka A.* The Western Outer Carpathians: Origin and evolution // *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*. 2019. No. 170 (3–4). P. 229–254. DOI: 10.1127/zdgg/2019/0193
25. *Hnylko O., Hnylko S.* Geological environments forming the Eocene black-shale formation of the Silesian Nappe (Ukrainian Carpathians) // *Geodynamics*. 2019. No. 1(26). P. 61–68. <https://doi.org/10.23939/jgd2019.01.060>
26. *Hnylko S., Hnylko O.* Foraminiferal stratigraphy and palaeobathymetry of Paleocene-lowermost Oligocene deposits (Vezhany and Monastyrets nappes, Ukrainian Carpathians) // *Geological Quarterly*. 2016. Vol. 60 (1). P. 75–103. <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1247>
27. *Hnylko O., Hnylko S., Heneralova L., Tsar M.* An Oligocene olistostrome with exotic clasts in the Silesian Nappe (Outer Ukrainian Carpathians, Uzh River Basin) // *Geological Quarterly*. 2021. Vol. 65. No. 4. P. 3–20. Doi: 10.7306/gq.1616
28. *Kováč M., Márton E., Oszczypko N.* et al. Neogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas // *Global and Planetary Change*. 2017. No. 155. P. 133–154. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.07.004>
29. *Kováč M., Plašienka D., Soták J.* et al. Paleogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas // *Global and Planetary Change*. 2016. No. 140. P. 9–27. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.03.007>
30. *Książkiewicz M.* Explanation to the General Geological Map of Poland, 1:50 000, sheet Wadowice (in Polish) ; Państwowy Instytut Geologiczny. 1951. 283 p.
31. *Oszczypko N.* Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland) // *Geological Quarterly*. 2006. No. 50 (1). P. 169–194.
32. Carpathian and their foreland: Geology and hydrocarbon resources: Picha F. J. and Golonka J. (eds.) // *AAPG Memory*. 2005. Vol. 84.
33. *Ponomaryova L. D., Gnylko O. M.* Foraminifera and sedimentary paleoenvironment of the Lower Cretaceous Black Shale formation (Ukrainian Carpathians) // *Mineralia Slovaca*. 1997. No. 4–5 (29). P. 333.
34. *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i Pienińskiego pasa skałkowego* : Oszczypko N. Uchman A. & Malata E. (red.). Kraków : Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, 2006. 199 s.
35. *Waškowska-Oliwa A.* The Paleocene assemblages of agglutinated foraminifera from deep-water basinal sediments of the Carpathians (Subsilesian Unit, Poland): biostratigraphical remarks : Waškowska-Oliwa A., Kaminski M. A. & Coccioni R. (eds) // *Proceedings of the Seventh International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Grzybowski Foundation Special Publication. 2008. P. 13.

REFERENCES

1. *Byzova S. L., Beer M. A.* Osnovnyye osobennosti tektoniki Sovetskoy hasti flishevykh Karpat // *Geotektonika*. 1974. No. 6. P. 82–94.

2. *Burov V. S., Byzova S. L., Vyalov O. S. et al.* Putievoditel tektonicheskoy, stratigraficheskoy i sedimentologicheskoy ekskursiy XI Kongressa Karpato-Balkanskoy geologicheskoy assotsiatsii: red. Vyalova O. S., Danysha V. V., Kulchitskogo Ya. O. Kyiv : Nauk. dumka, 1977. 116 s.
3. *Vyalov O. S.* Istoriya geologicheskogo razvitiya Ukrainskikh Karpat. Kyiv : Nauk. dumka, 1981. 180 s.
4. *Vyalov O. S.* Stratotipy melovykh i paleogenovykh otlozheniy Ukrainskikh Karpat. Kyiv : Nauk. dumka, 1988. 204 s.
5. *Gabinet M. P., Kulchitskiy Ya. O., Matkovskiy O. I.* Geologiya i polyeznye iskopayemye Ukrainskikh Karpat. Ch. II ; red. Kulchitskiy Ya. O. Kyiv : Vyshcha shkola, 1976. 200 s.
6. Geologicheskoye stroyeniye i goryuchiye iskopayemye Ukrainskikh Karpat ; Glushko V. V., Kruglov S. S. (red.). Moskva : Nedra, 1971. 389 s.
7. *Hnylko O. M.* Pro pivnichno-skhidnu hranytsiu Krosnenskoj tektonichnoy zony v Ukrainskykh Karpatakh // Heolohiia i heokhimiia horiuchykh kopalyn. 2010. No. 2(151). S. 44–57.
8. *Hnylko O. M.* Pryntsypy vydilennia, kharakterni osoblyvosti, typizatsiia ta pokhodzhenia olistostrom i melanzhiv Ukrainskykh Karpat // Visnyk Lvivskoho derzhavnoho universytetu. Seriia "Heolohiia". 2011. Vyp. 25. S. 20–35.
9. *Hnylko O. M.* Struktury lateralnoho vytyskannia v Karpatakh // Heodynamika. 2017. No. 1. S. 16–25. <https://doi.org/10.23939/jgd2017.01.018>
10. *Hnylko O. M.* Tektonichne raionuvannia Karpat u svitli tereinovoi tektoniky. Stattia 2. Flishovi Karpaty – davnia akreysiina pryзма // Heodynamika. 2012. No. 12. S. 67–78.
11. *Hnylko O. M., Ponomarova L. D.* Holiatynska struktura ukrainskykh Karpat – analog Subsilezkoj struktarno-fatsialnoi odyntysi Polskykh Karpat // Problemy heolohii ta naftohazonosnosti Karpat : tezy dop. Mizhnar. nauk. konf. do 100-richchia vid dnia narodzhennia chl.-kor. NAN Ukrainy M. R. Ladyzhenskoho ta 55-richchia In-tu heolohii i heokhimiia horiuch. kopalyn NAN Ukrainy (Lviv, 26–28 veres. 2006 r.). Lviv, 2006. S. 58–61.
12. Derzhavna heolohichna karta Ukrainy masshtabu 1:200 000, arkushi M-34-XXXVI (Chust), L-34-VI (Baia Mare). Karpatska seriia. Heolohichna karta dochetvertynnykh utvoren / B. V. Matskiv. Kyiv : UkrDHRI, 2009. 1 lyst.
13. Derzhavna heolohichna karta Ukrainy masshtabu 1:200 000, arkushi M 34 XXXVI (Khust), L 34 VI (Baia-Mare), M 35 XXXI (Nadvirna), L 35 I (Visheu-De-Sus). Karpatska seriia. Poiasniuvalna zapyska / Matskiv B. V., Pukach B. D., Vorobkanych V. M. et al. Kyiv : UkrDHRI, 2009. 188 s.
14. Derzhavna heolohichna karta Ukrainy masshtabu 1:200 000. Karpatska seriia. Kuzovenko V. V. (red.). Kyiv : Derzhavna heolohichna sluzhba, 2003.
15. *Kruhlov S. S., Smirnov S. E., Spitkovskaya S. M. et al.* Geodynamyka Karpat ; pod red. V. V. Glushko, S. S. Kruglova. Kyiv : Nauk. dumka, 1985. 136 s.
16. *Krupskiy Yu. Z., Kurovets I. M., Senkovskiy Yu. M. et al.* Netradytsiini dzherela vuhlevodniv Ukrainy: monohrafiia. Kn. 2. Zakhidnyi naftohazonosnyi rehion. Kyiv : Nika-Tsentr, 2014. 400 s.
17. *Kuzovenko V. V., Shlapinskiy V. Ye., Mykhailovskiy I. Z.* Pro vik porid, shcho skladaiut yadernu chastynu // Biostratyhrafichni kryterii rozchlenuvannia ta koreliatsii vidkladiv

- fanerozoïu Ukrainy : zb. nauk. prats IHN NAN Ukrainy. Kyiv : IHN NAN Ukrainy, 2005. S. 111–113.
18. *Ponomarova L. D.* Foraminifery kreidovykh vidkladiv Holiatynskoi struktury // Paleontolohichni doslidzhennia v Ukraini: istoriia, suchasnyi stan ta perspektyvy : zb. nauk. prats IHN NAN Ukrainy. Kyiv, 2007. S. 192–194.
 19. Tektonicheskaya karta Ukrainiskikh Karpat masshtaba 1 : 200 000 / Burov V. S., Vishnyakov I. B., Vul M. A. et al ; pod red. Glushko V. V., Kruglov S. S. Kiyv : Mingeo USSR, 1986.
 20. Tektonichna karta Ukrainy. Poiasniuvalna zapyska. Chastyna 1 / Kruhlov S. S., Arsirii Yu. O., Velikanov V. Ya. et al. Kyiv : UkrDHRI, 2007. 96 s.
 21. *Tretiak K. R., Maksymchuk V. Yu., Kutas R. I.* et al. Suchasna heodynamika i heofizychni polia Karpat ta sumizhnykh terytorii. Lviv : Vyd-vo. Lviv. politekhniki, 2015. 420 s.
 22. *Csontos L., Vörös A.* Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. Elsevier, 2004. No. 210. P. 1–56.
 23. Geological map of the Outer Carpathians; Borderlands of Poland, Ukraine and Slovakia, 1:200 000 / Jankowski L., Kopciowski R., Rylko W. [et al.]. Warsaw : Polish Geological Institute, 2004.
 24. *Golonka J., Waškowska A., Ślaczka A.* The Western Outer Carpathians: Origin and evolution // Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften. 2019. No. 170 (3–4). P. 229–254. DOI: 10.1127/zdgg/2019/0193
 25. *Hnylko O., Hnylko S.* Geological environments forming the Eocene black-shale formation of the Silesian Nappe (Ukrainian Carpathians) // Geodynamics. 2019. No. 1(26). P. 61–68. <https://doi.org/10.23939/jgd2019.01.060>
 26. *Hnylko S., Hnylko O.* Foraminiferal stratigraphy and palaeobathymetry of Paleocene-lowermost Oligocene deposits (Vezhany and Monastyrets nappes, Ukrainian Carpathians) // Geological Quarterly. 2016. Vol. 60 (1). P. 75–103. <http://dx.doi.org/10.7306/gq.1247>
 27. *Hnylko O., Hnylko S., Heneralova L., Tsar M.* An Oligocene olistostrome with exotic clasts in the Silesian Nappe (Outer Ukrainian Carpathians, Uzh River Basin) // Geological Quarterly. 2021. Vol. 65. No. 4. P. 3–20. Doi: 10.7306/gq.1616
 28. *Kováč M., Márton E., Oszczypko N.* Neogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas // Global and Planetary Change. 2017. No. 155. P. 133–154. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.07.004>.
 29. *Kováč M., Plašienka D., Soták J.* Paleogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas // Global and Planetary Change. 2016. No. 140. P. 9–27. doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.03.007.
 30. *Książkiewicz M.* Explanation to the General Geological Map of Poland, 1:50 000, sheet Wadowice (in Polish) // Państwowy Instytut Geologiczny. 1951. 283 p.
 31. *Oszczypko N.* Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland) // Geological Quarterly. 2006. No. 50 (1). P. 169–194.
 32. *Picha F. J.* Carpathian and their foreland: Geology and hydrocarbon resources // AAPG Memory. 2005. Vol. 84.

33. *Ponomaryova L. D., Gnylko O. M.* Foraminifera and sedimentary paleoenvironment of the Lower Cretaceous Black Shale formation (Ukrainian Carpathians) // *Mineralia Slovaca*. 1997. No. 4. 5 (29). P. 333.
34. *Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i Pienińskiego pasa skałkowego / Oszczytko N., Golonka J., Krobicki M. [et al.] ; red. Oszczytko N. Uchman A. & Malata E.* Kraków : Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, 2006. 199 s.
35. *Waškowska-Oliwa A.* The Paleocene assemblages of agglutinated foraminifera from deep-water basinal sediments of the Carpathians (Subsilesian Unit, Poland): biostratigraphical remarks ; *Waškowska-Oliwa A., Kaminski M. A. & Coccioni R. (eds.) // Proceedings of the Seventh International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation Special Publication.* 2008. P. 13.

Стаття: надійшла до редакції 16.05.2022

прийнята до друку 20.05.2022

GEOLOGY OF THE SUB-SILESIA NAPPE IN THE RIKA RIVER BASIN (UKRAINIAN CARPATHIANS, HOLYATYN STRUCTURE)

Oleh Hnylko

*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals
of National Academy of Sciences of Ukraine,
Naukova Str., 3a, Lviv, Ukraine, 29060
e-mail: ohnilko@yahoo.com*

The author's detailed geological mapping works suggest that the Holyatyn Structure (located near the villages of Holyatyn and Maidan in the Rika River basin, Ukrainian Carpathians, Transcarpathian administrative region) is a destructured fragment of the Sub-Silesian Nappe located in the Outer Carpathians between the Silesian and Skyba nappes. Within this structure, Lower Cretaceous–Oligocene deposits are developed among the Oligocene flysch of neighboring tectonic units. The stratigraphic succession of these deposits is represented by: dark to black flysch (Shypot Formation, Barremian–Albian); green shales with cherts; red and green shales and marls (Holyatyn Beds, Upper Cretaceous–Paleocene); greenish and dark to black flysch (Soimy Formation, Eocene); black shales, cherts and sandstones (Menilite Formation, Oligocene) and gray flysch with layers of black shales (Verets or Transitional Formation, Oligocene). The limestone blocks (unknown age) is developed in front of the thrust-sheet. According to sedimentological features (typical hemipelagites), age and microfauna content, the Holyatyn Beds correspond to the Weglowka Marls of the Subsilesian Unit in the Polish Carpathians, while the Weglowka Marls are a “diagnostic lithofacies” for the Subsilesian Unit.

The Holyatyn Structure is probably an “extruded lens”, the anticline core of which is composed of deformed Lower Cretaceous flysch and ductile Upper Cretaceous clay-marly Holyatyn Beds. This extrusion apparently occurred after nappe structure forming and was caused by transpressive movements. In result, the relatively thin and ductile Subsilesian Nappe was stretched into separate tectonic lenses (large boudins ?) placed between the rigid flysch of neighboring tectonic nappes. One such lens is the Holyatyn Structure, which is similar to the transpressive “flower structure”.

ТУРБІДИТИ В СЕРЕДНЬОПАЛЕОЦЕНОВИХ СТРОКАТОКОЛІРНИХ УТВОРЕННЯХ СКИБОВОГО ПОКРИВУ МЕЖИРІЧЧЯ ОПОРУ ТА СВІЧИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Лариса Генералова, Олександр Костюк, Антон Генералов

Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. М. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
larysa.heneralova@lnu.edu.ua;
oleksandr.kostyuk@lnu.edu.ua;
avheneralov@ukr.net

Досліджено розрізи середньопалеоценового строкатоколірного яремчанського горизонту в скибах Парашка, Сколівській, Орівській Скибового тектонічного покриву, які характеризуються ритмічно-циклічним перешаруванням зеленкувато-сірих алевропсамітових і алевропелітових турбідитів та вишнево-червоних геміпелагітів і пелагітів. Зрідка трапляються перевістки алевритових контуритів. Ритмостратиграфічне вивчення яремчанського горизонту дає змогу зачислити його до секвенції першого порядку, яка містить секвенції вищих (другого і третього) порядків. У будові розрізів яремчанського горизонту беруть участь теригенні та карбонатні турбідити. Для турбідитних секвенцій, як теригенного так і карбонатного складу, характерні елементи текстур А. Боума T_{dce} . Проте є теригенні шари, які мають неупорядковану текстуру з інтервалами (знизу догори) блюцелоподібної (тарільчастої) шаруватості, які містять трубки зневоднення, конволютну шаруватість з гравітаційними внутрішньшаровими деформаціями. Ці шари мають несортовану, різнозернисту пудінгову структуру. Нижній контакт є ерозійним, верхній – рівний з прихованими слідами розмиву. Ці шари паралелізуються за механізмом утворення з відкладеннями флюїдизованих (та/або розжижених) потоків, що виникають на кінцевій стадії турбідних течій. Вивчення петрографічних рис петротипів турбідитних секвенцій дає змогу виокремити хлїдоліти (паттуми, мікстоліти), які за речовинним складом уламків належать граувакам. У них вміст цементу становить не менше 10–25 % і свідчить про турбулентний потоковий характер глинисто-піщаної маси, з якої сформувались відклади. Серед граувак окрему групу займають уламкові карбонатні породи – калькареніт-кальцилютитові турбідити (скиба Парашка, р. Орява). Вони утворилися під час перевідкладання шельфового карбонатного матеріалу та/або матеріалу внутрішньоокеанських піднять до глибоководного седиментаційного басейну континентального підніжжя, який на момент їх акумуляції мав глибини вище CCD. За виявленими літодинамічними типами середньопалеоценового яремчанського горизонту та їх інтерпретацією формування яремчанського горизонту відбувалось у підніжжі континентального схилу пасивної окраїни Євразії на межі глибоководної рівнини Зовнішньокарпатського флішового палеобасейну під час тимчасової стабілізації тектонічного режиму. Континентальне підніжжя пульсаційно змінювало свої батиметричні параметри завдяки конвергентним подіям між Євразією та мікроконтинентами океану Тетіс, які контролювали періодичне насування та формування флішових покривних одиниць акреційних призм на активних околицях.

Ключові слова: Флішові Карпати, Скибовий покрив, скиби Парашка, Сколівська, Орів-

ська, строкатоколірний яремчанський горизонт, турбідити.

Вступ. Виявлення індикаторів тектонічних і геодинамічних обстановок, які відтворюють процеси седиментації палеобасейнів та сприяють реконструкції геодинамічних обстановок їх формування, є актуальним напрямом сучасних досліджень. Дослідники вирішують зворотнє завдання: за літодинамічними типами, які є складовими індикаційних рядів літостратиграфічних і формаційних розрізів, відтворюють геодинамічні особливості розвитку території досліджень певного хронологічного рівня. Крейдово-еоценові строкатоколірні горизонти, поширені в Східних Українських Карпатах, останнім часом привертають увагу дослідників як фонові відклади Зовнішньокарпатського палеобасейну осадонакопичення. Особливості їх будови обумовлені ритмічно-циклічним чергуванням зеленкувато-сірих і вишнево-червоних аргілітів, алевролітів та дрібнозернистих пісковиків. У строкатоколірних утвореннях неодноразово трапляються переривчасто-ланцюжкові й лінзоподібні чорно-бурі залізоманганові аутигенні мінеральні утворення. Виконані дослідження строкатоколірних горизонтів не дають достатньо вичерпної інформації про речовинні характеристики петротипів, з яких вони складені. Проте петрографічні, літологічні, седиментологічні та інші риси строкатоколірних порід містять діагностичні ознаки щодо особливостей будови їх розрізів, поширення, палеодинамічні і палеографічні події, пов'язані з їх утворенням.

У Скибовому покриві поширений середньопалеоценовий яремчанський строкатоколірний горизонт, який маркує межу між сенон-палеоценовим сірим флішем стрийської світи та верхньопалеоценовими пісковиками ямненської світи і розвинений у її підосві.

Мета статті – вивчити особливості розрізів середньопалеоценового яремчанського горизонту в північно-західній частині Скибового тектонічного покриву та визначити риси палеогеодинамічного і палеогеографічного режиму їх становлення. Для здійснення мети виконано такі завдання: схарактеризовано літо- та ритмостратиграфічні особливості розрізів яремчанського горизонту, вивчено структурно-текстурні риси та склад петротипів теригенних порід секвенцій (циклітів) горизонту, виокремлено та проаналізовано літодинамічні типи турбідитів, визначено палеофаціальні (седиментологічні) умови становлення утворень, зокрема турбідитів, горизонту та вплив на них геодинамічних процесів Карпатського флішового палеобасейну в середньопалеоценовий час.

Огляд попередніх досліджень. Палеоценовий вік строкатоколірних утворень яремчанського горизонту, діагностований знахідками форамініфер, та геологічне положення в північно-східній частині Скибового покриву висвітлено в праці Я. О. Кульчицького та Хлопоніна, 1957 [13]. Доведено, що ямненські пісковики поширені не всюди в межах покриву і на північному заході Скибового покриву вони заміщуються різноритмічним флішем битковських шарів [3, 22] або палеоцен-еоценовою витвицькою світою [3, 8, 22]. У стратотиповому розрізі (р. Прут, м. Яремче, Івано-Франківська обл.) яремчанський горизонт містить нанопланктон середнього палеоцену, тоді як ямненські пісковики характеризуються нанопланктоном пізнього палеоцену [1, 2]. Риси будови розрізів яремчанського горизонту, вивчення речовинних, зокрема петрографічних та геохімічних характеристик його порід, седиментологічних ознак літотипів можна зустріти у працях Л. В. Генералової та О. В. Костюка [11], О. М. Гнилко [6, 8], А. С. Пилипчука [17]. Дослідженням регіональних питань геології

Східних Карпат і Передкарпаття займалися учені різних науково-дослідних установ. Серед них насамперед варто відмітити О. С. Вялова (1949, 1961), М. А. Вуля (1977), М. П. Габінета (1977), Я. О. Кульчицького (1977), О. І. Матковського (1977). Великий внесок у вирішення регіональних і локальних проблем Карпат зробив С. С. Круглов (Круглов, 1985).

Матеріали. Розрізи яремчанського горизонту у тилкових частинах скиби Парашка, Сколівської та Орівської ми вивчали у природних відслоненнях р. Орява (притока р. Опір) та р. Сукіль (притока р. Свіча). Дослідження проводили кафедра загальної та історичної геології і палеонтології та кафедра мінералогії, петрографії і геохімії в рамках тематичних науково-дослідних робіт. Важливим методичним підґрунтям досліджень були схеми стратиграфічного розчленування території робіт відповідно до геологічних карт району [5, 10], описів стратотипових розрізів світ [22] та стратиграфічних схем [3, 4].

Методика. Згідно з актуалістичним та порівняльно-історичним методами пізнання геологічних процесів під час вивчення розрізів яремчанського горизонту використовували седиментологічний аналіз. Він дав можливість у природних відслоненнях вивчати структурно-текстурні ознаки досліджуваних порід та ідентифікувати процеси їх транспортування й акумуляції, а отже, виділяти літодинамічні типи, що належать певним глибоководним фаціям середньопалеоценового Карпатського флішового палеобасейну. Відповідно до методик, викладених у працях [6, 15, 16, 25–27, 29, 32], для глибоководних океанічних обстановок типовими є відклади з субвертикальних седиментаційних потоків (пелагіти і геміпелагіти); з гравітаційних потоків мас розжижених осадів (гравітати : турбідити, грейнити, дебрити, відклади флюїдизованих та розжижених потоків); з придонних течій (контурити). У відкладах яремчанського горизонту до половини потужності розрізів належить гравітатам.

При ритмостратиграфічному дослідженні ми враховували, що геологічні тіла знаходяться у певній ієрархічній взаємозалежності, тобто елементарні тіла (в нашому випадку, секвенції (цикліти)) складають більш складні й великі тіла, утворюючи ієрархічні, зокрема вертикальні, ряди. У межах таких рядів прийнято вважати, що елементарні тіла (секвенції, цикліти) є найбільш високопорядковими і в той же час самими низькоранговими, а великі геологічні тіла відносять до низькопорядкових і водночас до високорангових.

У лабораторних умовах ми вивчали структурні риси уламкових порід, що є турбідитами, аналізували їх гранулометричний склад, форму та ступінь сортованості теригенних петротипів порід (турбідитів) яремчанського горизонту. За використання петрографічного аналізу вивчено склад каркасу та цементу псамітових і алевритових відмін петротипів. Результати опрацьовано на класифікаційних діаграмах [12, 19, 21, 23, 24].

Геологічне положення району досліджень. Дослідження охоплюють територію Долинського району Івано-Франківської області та терени Стрийського району Львівської області, у межах Скибового тектонічного покриву (рис.1). Район робіт знаходиться в середній течії межиріччя Опір та Свіча, де з південного заходу на північний схід простежуються скиби: Зелем'янка, Парашка, Сколівська і Орівська та ін. Вивчені розрізи яремчанського горизонту локалізуються в межах тилової частини скиб Парашка (р. Орява), Сколівська, Орівська (р. Сукіль). Вони добре розпізнаються за

середньо-тонкоритмічно-циклічним перешаруванням зеленкувато-сірих і вишнево-червоних порід флішових секвенцій, представлених аргілітами, алевролітами і пісковиками. Потужність елементарних секвенцій коливається від 0,01–0,05 до 0,15–0,23 м.

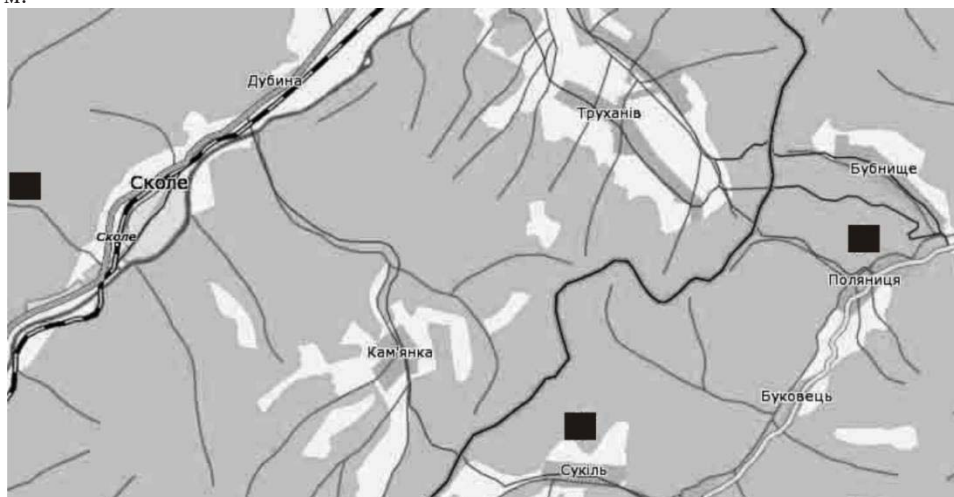


Рис. 1. Локації розрізів яремчанського горизонту в межиріччі Опір–Сукіль

Результати. Вихідний матеріал. Яремчанський горизонт локалізується у підшві ямненської світи. Він залягає згідно на стрийській світі і перекритий масивними і товстошаруватими світло-сірими, жовтуватими пісковиками з елементами турбідитів секвенції А. Боума T_{ab} , T_{abc} . У пісковиках іноді трапляються лінзи гравійних жорствяників або дрібноуламкових конгломератобрекчій.

Седиментологічний аналіз розрізів яремчанського горизонту. У розрізі р. Орява, с. Коростів (скиба Парашки), потужність яремчанського горизонту становить близько 40 м. Описаний детальний розріз має потужність 6,34 м.

У низах фрагмента літостратиграфічного розрізу яремчанського горизонту на середньо- і тонкоритмічному фліші стрийської світи залягають зеленкувато-сірі дрібно-середньозернисті турбідити (з потужністю секвенцій – 0,15–0,20 м) з елементами А. Боума T_{abcde} та T_{bcde} . На них залягають (інтервал II, 0,53 м) дрібно-тонкоритмічні псамітоаргілітові турбідити з текстурами T_{bcde} з прошарками дрібнозернистих глинисто-алевритових алевроглинистих турбідитів з текстурами T_{cde} (0,03–0,04 м) та вишнево-червоних геміпелагітів (потужністю перші см). Вони перекриваються середньозернистими псамітовими турбідитами з текстурами T_{bcde} , T_{abcde} (в інтервалі III, 0,43 м). У підшві елементу секвенцій турбідитів T_a наявні механогліфи, представлені жолобковими знаками та слідами волочіння. В покрівлі секвенцій зеленкувато-сірі аргіліти перекриті блакитно-сірими, темно-сірими, іноді вишнево-червоними аргілітами. Вони мають паралельно шаруваті, або гомогенні текстури, що дає змогу інтерпретувати їх як геміпелагіти та пелагіти. Інтервал IV (0,46 м) нарощує розріз зеленкувато-сірими дрібно-тонкошаруватими алевроаргілітовими турбідитами (з потужністю секвенцій 0,06–0,08 м), які перешаровуються з вишнево-червоними алевро-

аргілітовими контуритами (?) та пелітовими геміпелагітами. Вище в інтервалі V (>110 м) простежуються світло-сірі, блакитно-сірі карбонатні (вапнисті) та зеленкувато-сірі теригенно-карбонатні турбідити, які перешаровуються з фоновими зеленкувато-сірими та, значно рідше, вишнево-червоними аргілітами пелагітів. Потужність секвенцій турбідитів коливається в межах 0,1–0,25 м. Для шарів секвенцій карбонатних турбідитів характерна виражена різка ерозійна основа, яка вирізняється зміною забарвлення і розміру кластичного матеріалу ввєрх за розрізом згідно з послідовністю текстур А. Боума T_{abcde} , T_{bcde} . Це, переважно, – калькареніт-кальцилотитові турбідити. Базальні шари містять слабо обточені кластити жорстви, гравію, гравійного піску, піску, алевритів, аргілітів, несортованої глини. Уламки представлені теригенними породами, вапняками, аргілітами, кварцем, польовим шпатом, іноді трапляються червоні та зелені філіти. З них карбонатні уламки (за візуального вивчення) можуть становити не менше 50 %. Верхній контакт секвенцій має сліди біотурбації та містить сліди іхнофацій нерейтів (*Nereites*). Нірки заповнені глинистим матеріалом, який є темнішим, ніж тло вмісної породи. В інтервалі трапляються секвенції псаміто-алевритових турбідитів T_{cd} , які не мають покрівлі і характеризуються хвилястою і субгоризонтальною текстурою.

Під час мікроскопічного вивчення уламкового матеріалу базальних елементів секвенцій карбонатних турбідитів виявлено, що є різновиди з переважанням вапняків (до 80 %). Кластитовий матеріал, представлений вапняками, належить різним генетичним групам. Серед них є пелітоморфні, черепашкові, коралові, водоростеві. Значне місце належить органогенному детриту, фрагментам і цілим черепашкам доволі крупних форамініфер, які, ймовірно, потрапили під час транспортування.

Інтервал VI (0,43 м) характеризується середньозернистими псамітовими турбідитами з текстур А. Боума T_{abcde} , T_{bcd} . Межі секвенцій маркуються тонкими прошарками вишнево-червоних пелагітів з ознаками залізо-манганової мінералізації. Вище в інтервалі VII (0,51 м) простежується перешарування зеленкувато-сірих дрібно-тонкошаруватих алевро-аргілітових турбідитів з текстурами T_{cde} та T_{de} (потужність секвенцій 0,10–0,12 м) та вишнево-червоних геміпелігітів і пелагітів. На них залягають утворення інтервалу VIII (0,43 м), що представлені середньозернистими псамітовими турбідитами, та інтервалу IX (0,55 м), які характеризуються чергуванням зеленкувато-сірих алевро-аргілітових турбідитів і вишнево-червоних геміпелагітів. Вище в розрізі бере участь інтервал X (0,49 м), який характеризується середньозернистими псамітовими турбідитами та інтервал XI (0,87 м), виражений перешаруванням зеленкувато-сірих алевроаргілітових турбідитів і вишнево-червоних геміпелагітів.

Аналіз ритмічності розрізу яремчанського горизонту поблизу с. Коростів дає змогу зазначити, що в його будові, крім елементарних секвенцій (найменшого рангу і найбільшого порядку), виокремлюються секвенції другого рангу (6–7 секвенцій) та третього рангу (2–3 секвенції) (рис. 2).

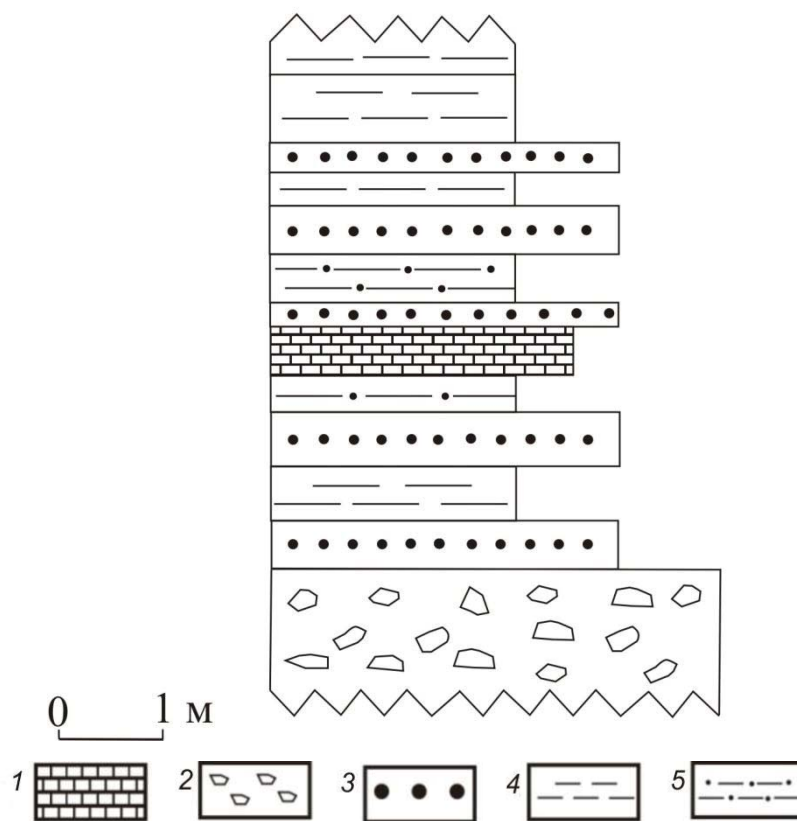


Рис. 2. Седиментологічний розріз яремчанського горизонту р. Орява с. Коростів. Умовні позначення: 1 – карбонатні турбідити; 2 – дебрити стрійської світи; 3 – теригенні турбідити; 4 – строкатоколірні геміпелагіти і пелагіти; 5 – алевроаргілітові турбідити

Вивчено лігостратиграфічний розріз яремчанського горизонту по р. Сукіль с. Полянця (Орівська скиба), потужність має 3,98–4,12 м. Розріз починається (знизу догори) з інтервалу I (0,87 м), у будові якого беруть участь секвенції середньо-дрібнозернистих турбідитів з елементами А. Боума T_{abcde} . Нижній елемент T_a з розмивом залягає на підстеляючих утвореннях. Для нього характерні як масивні, так і стратифікована й градуїовано-стратифікована текстури послідовності Д. Лау (D. Lowe) $R_2S_1S_2$ та різнозерниста, дрібнопсефіто-псамітова з елементами алевропелітової структура. Вище (інтервал II, потужність 0,24 м) домінують зеленкувато-сірі турбідити з класичною послідовністю секвенції А. Боума (A. Bouma) T_{abcde} . Межі секвенцій просторово підкреслені малопотужними шарами вишнево-червоних геміпелагітів і пелагітів. Вони поступово починають домінувати в інтервалі III (0,47 м), який представлений чергуванням середньо-дрібнозернистих піщаних турбідитів з текстурами T_{bcde} з прошарками дрібнозернистих глинисто-алевритових алеврито-глинистих турбідитів (0,03–0,04 м) з текстурами А. Боума T_{de} і Д. Стоу (D. Stow) T_{0123} . Вишнево-

дрібні псефіти та псаміти, часто різнозернисті, з елементами текстур Д. Лау S_2S_3 . Вони нарощуються малопотужними псамітами і алевритами (перші см) з текстурами А. Боума T_{bcde} , які беруть участь у декількох дрібнозернистих секвенціях вищих порядків. Між секвенціями спостерігаються тонкошаруваті вишнево-червоні аргілітові пелагіти. Вище простежується інтервал III (0,60 м) з типовими дистальними глинисто-алевролітовими турбідитами T_{cde}, T_{bcde} . На ньому – інтервал IV (потужністю 0,25 м), в якому секвенція знизу догори представлена зеленкувато-сірими пісковиками (0,15–0,18 м), алевролітами, аргілітами з текстурами Боума T_{abcde} . Далі розріз нарощується тонкоритмічним чергуванням (інтервал V потужністю 0,25 м) зеленкувато-сірих алевролітів і алевритистих аргілітів (0,03–0,04 м) з текстурами турбідитів T_{de} і вишнево-червоних аргілітів (0,05–0,06 м) з гомогенної текстури геміпелагітів. Наступний інтервал VI (0,20 м) представлений перешаруванням вишнево-червоних і зелених аргілітів з горизонтальними і масивними гомогенними текстурами, що характерно для утворень фонові седиментації. Детальне обстеження інтервалу дає змогу виокремити червоний шар алевропсамітових конуритів (до 0,05 м), у якому наявні слабо виражені скісношаруваті текстури, що охоплюють увесь переріз шару та має різкі межі поверхонь нашарування. Інтервал VI перекривається декількома (трьома) секвенціями (інтервал VII, загальна потужність 0,17 м) зеленкувато-сірих дрібнозернистих теригенних турбідитів з T_{bcde} . За мікроскопічної діагностики в пісковиках та алевролітах зафіксовано елементи упорядкованості та сортованості градаційної текстури. В підшві секвенцій фіксуються поверхні розмиву. Секвенції розмежовані тонкими шарами вишнево-червоних пелагітів. На утвореннях інтервалу VII залягає пачка (інтервал VIII, 0,23 м) тонкоритмічних вишнево-червоних і зелених геміпелагітів, які перешаровуються з зеленкувато-сірими тонкозернистими алевритистими турбідитами T_{de} . Вище – інтервал IX (0,52 м) із декількох зеленкувато-сірих дрібнозернистих секвенцій (потужністю 0,08–0,12 м) з T_{abcde} та T_{bcde} . У підшві секвенцій слабовиражений 3–7 мм елемент T_a несе позитивні знаки язичкових механогліфів з елементами напрямку транспортуючих палеопотоків по азимуту 200–220 °. Між секвенціями – вишнево-червоні паралельно-шаруваті пелітові пелагіти. Вони деінде розшаровані малопотужними декількаміліметровими прошарками та лінзами утворень залізоманганової мінералізації. Вище – (інтервал X, 0,15 м) тонкоритмічне чергування фонових алевропелітових вишнево-червоних, іноді чорних, пелагітів і зелених геміпелагітів з зеленкувато-сірими тонкозернистими алевритистими турбідитами T_{cde} , T_{de} .

Детальний пошаровий літостратиграфічний аналіз розрізів строкатоколірного яремчанського горизонту дає змогу виділити елементарні секвенції та їхні угруповання другого та третього рангів. Потужність елементарних (високого порядку) циклітів коливається від перших см до 0,15–0,25 м. Потужність секвенцій другого рангу становить 0,8–1,2 м. Потужність секвенцій третього рангу коливається в межах 1,6–2,7–3,2 м. Відповідно, описані розрізи (або їх фрагменти) належать четвертому рангу або першому порядку.

Межі секвенцій, представлені зеленкувато-сірими дрібнопсамітовими і алевро-аргілітовими турбідитами, розділені вишнево-червоними алевропелітовими геміпелагітами, пелагітами, іноді конуритами. У підшві секвенцій наявні сліди розмиву. Нижній елемент секвенцій T_a часто починається різнозернистим погано сортованим пісковиком.

Петрографічні особливості теригенних порід секвенцій турбідитів яремчанського горизонту. Візуальне опрацювання літостратиграфічних і седиментологічних рис яремчанського горизонту і характеру його ритмічності привернуло нашу увагу щодо детального вивчення шліфів уламкових порід нижніх елементів секвенцій яремчанського горизонту. Серед різнозернистих (псамітових та дрібнопсефіто-псамітово-алевритових) порід ретельно досліджено декілька петротипів, а саме: світло-сірі пісковики, виявлені у розрізі р. Оряви та зеленкувато-сірі пісковики, алевроліти, аргіліти з басейну р. Сукіль.

Зеленкувато-сірі пісковики р. Сукіль характеризуються слабковираженою градаційною, масивною, іноді горизонтальною, текстурами. Уламки мають розмір від 0,03 до 2,7 мм. Обточеність уламків не перевищує 2 балів за п'ятибальною шкалою окатаності. Пісковики погано сортовані. В них уламковій складовій належить 73 % об'єму породи, решта 27 % припадає на цемент. За мінералого-петрографічним складом кластитової частини пісковика на гірські породи (літоїди) припадає 45 %, мінералам (польові шпати – 5 %, кварц – 12 %) належить 17 %; фауністичні рештки становлять 11 %. Серед уламків порід (літоїдів) визначено кварцити, зелені та червоно-фіолетові метаморфічні сланці, фтаніти, пісковики, кременисті алевроліти, аргіліти, мергелі, органогенні вапняки. Залишки фауни представлені переважно жорствяними кластитами багряних водоростей, зрідка крупними форамініферами, фрагментами голкошкірих організмів тощо. Цемент глинисто-кременистий, базального типу цементації, іноді з хлоритом.

Серед зеленкувато-сірих пісковиків часто трапляються різнозернисті паттумні (хлیدолітові [19]) середньозернисті або алевропелітові з жорствою поліміктові відміни. Вони погано відсортовані і містять неокатаний матеріал. Уламки представлені переважно кварцом, плагіоклазом, К-На польовим шпатом; виявлено також уламки порід (літоїди): осадових (кременистих, теригенних) і кварцитів. Цемент у таких пісковиках за речовинним складом – глинисто-кременистий з хлоритом, за типом цементації – поровий до базального, дуже міцний (рис. 4). У цих пісковиках трапляється дрібна вкрапленість рудних мінералів (пірит, халькопірит). На класифікаційній діаграмі піщаних порід, за складом уламків (В. Д. Шутов, 1967 р. з доповненнями В. Н. Шванова, 1987 [21, 23, 24]), досліджені породи потрапляють у поля граувак та аркозо-граувак (кварцові грауваки, полевошпатові грауваки).

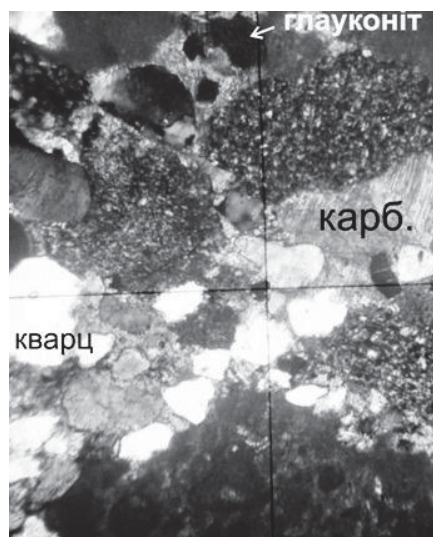


Рис. 4. Грауваки турбідитів яремчанського горизонту р. Сукель.
Мінерали: кварц, карб. – карбонати, глауконіт, літоїди. Нік. \times 36. 120^x

Світло-сірі, зеленкувато-сірі карбонатні та теригенно-карбонатні пісковики (розріз р. Опір) характеризуються масивною, неясноградаційною текстурою та нерівномірно зернистою структурою. Розмір уламків коливається в широких межах від кластолітів пелитової до дрібнопсефітової жорствяної розмірності. Розмір переважаючої фракції пісковиків від 0,5 до 2,5 мм становить у середньому до 50–60 % об'єму каркасу пісковиків. Решта уламків характеризується розмірами 0,01–0,5 мм. Співвідношення уламкових компонентів та цементу в породах може бути виражено як 7:3. Уламкові компоненти, головню, складені біогенними вапняками, у яких виявлено багряні водорості, скелетні частини організмів та біогенний детрит. Під час мікроскопічного вивчення залишки водоростей мають непрозорі, внаслідок вуглефікації, фігури з характерним рисунком. У них добре проглядається сітчаста будова, а комірці тканини водоростей мають чотирикутну форму і розташовані правильними рядами. Загалом у складі водоростей переважає дрібнозернистий форменний кальцит, що, власне, утворює мікроводоростеві структури. Біогенні рештки мають добру збереженість. Їх розмір – 0,5–1,2 мм за товщини стінок скелетних елементів викопних організмів до 0,01–0,02 мм. У шліфах, за особливостями морфології розрізів уламків вапняків, які характеризуються градчасто-стільниковими формами, що підкреслені тонкими перегородками з інтенсивно перекристалізованого мікрокристалічного кальциту, виявлено скелетні частини коралів. Крім уламків вапняків, у каркасі пісковиків відмічено добре обкатані зерна кварцу розміром 0,2–0,5 мм та глауконіт. Цемент породи глинисто-кальцитовий порового, крустіфікаційного та базального типів цементації. Складається враження, що в будові породи до 85 % кальциту. Схарактеризована порода є уламковим вапняком (grainstone, Р. Данхема). За генезисом, який виражений у структурно-текстурних рисах, описана порода є карбонатним турбідитом.

Серед досліджених уламкових порід поширені зеленкувато-сірі *дрібнозернисті алевронісковики*. Текстури порід тонкошаруваті горизонтальні або масивні. Каркас порід представлений помітно окатаними уламками гірських порід, кварцу. Трапляються спікули губок, заміщені халцедоном, карбонатні фауністичні рештки дрібних форамініфер та крупніші уламки інших карбонатних організмів. Аутигенний матеріал представлений глауконітом, який нерівномірно розподілений у породі. Його вміст не перевищує 2–3 %. У пісковиках також наявні рудні мінерали (переважно пірит), які формують невеликі скупчення дрібних зерен. Цемент, зазвичай, поровий, слюдисто-кременистий або глинисто-кременистий, на окремих ділянках глинисто-карбонатний. На класифікаційній діаграмі породи потрапляють в поле літоїдно-кварцових та/або граувакових (рис. 5) пісковиків [12, 21, 23, 24].

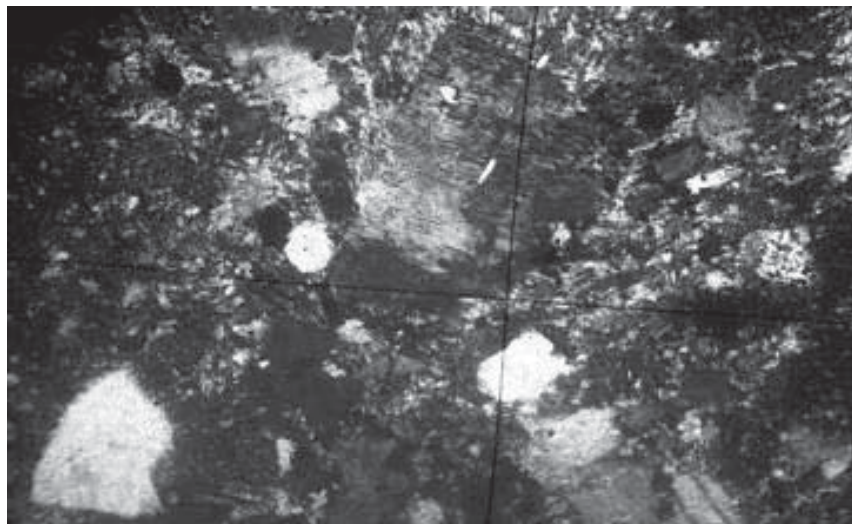


Рис. 5. Пісковики погано сортований різнозернистий алевритистий, грауваковий. Серед уламкового матеріалу трапляються кварц, К-Na польовий шпат, уламки порід. Аутигенний мінерал представлений глауконітом. Цемент глинисто-кременистий, базальний р. Сукіль. Фото шліфа. Ніколі \times 36. 136^x

Алевроліти є одними з головних компонентів розрізу яремчанського горизонту, вони представлені декількома різновидами. Їх структура змінюється від пеліто-алевритової дрібно-середньозернистої алевритової або різнозернистої до псаміто-алевритової або крупнозернистої алевритової, добревідсортованої і конформнозернистої. Серед уламків домінує кварц, значно менше – уламків гірських порід (переважно осадових). У дрібнозернистих відмінах трапляється слюда (мусковіт?), дуже мало польових шпатів. Отже, склад алевролітів змінюється від кварцових і літоїдно-кварцових до граувакових [12, 21, 23, 24]. Цемент переважно кремнисто-глинистий, іноді глинисто-карбонатний, порового та плівкового типів цементації. У середньо-крупнозернистих алевритових різновидах постійно трапляється фауна у вигляді халцедонових спікул губок та дрібних карбонатних форамініфер декількох видів. Характерною рисою алевролітів є наявність у них дрібної вкрапленості

сульфідів Fe та Cu, яка нерівномірно поширена в породі, інколи утворює лінзовидні чи округлі мінеральні виділення, або виповнює мікротріщини. Довкола таких виділень помітне утворення вторинних мінералів макроскопічно яскраво-зеленого кольору, найвірогідніше малахіту. Він, в окремих випадках, може складати суцільні крупні мінеральні об'єкти. В породах трапляються макротріщини, виповнені вторинним карбонатом і кварцом потужністю від 0,5 до 1 см.

Верхні елементи секвенцій турбідитів представлені алевропелітами і аргілітами. Вони трапляються рідше, ніж алевроліти, у турбідитних секвенціях яремчанського горизонту. Аргіліти мають пелітові, менше алевропелітові, структури. Детальне мікроскопічне вивчення дає змогу виокремити прошарок з базальними алевритами, що містить елементи градаційної та хвилястої шаруватості (T₀), за Д. Стоу (D. Stow). Цей прошарок догори перекривається елементом секвенції, представленим аргілітами зі слабовираженою конволютною (T₁) та горизонтальною (T₃) мікротекстурами. Аргіліти складаються з майже ізотропного каолініту з домішками гідрослюди і хлоритів. Викликає велике зацікавлення значний вміст у аргілітах пілуватого рудного матеріалу, який подібний до описаного в алевролітах.

Обговорення результатів. Отримані дані вивчення розрізів дають змогу деталізувати седиментологічні риси і обстановки осадо накопичення строкатоколірних відкладів яремчанського горизонту. З огляду на стратиграфічні матеріали стрийської і ямненської світ, яремчанський горизонт знаходиться у підшві останньої. Він представлений ритмічно-циклічним перешаруванням вишнево-червоних та зеленкувато-сірих пелагітів і геміпелагітів з зеленкувато-сірими алевропсамітовими дистальними турбідитами.

Виявлені нами та іншими дослідниками [6, 8, 9] літодинамічні (генетичні) типи утворень яремчанських порід дають підстави говорити про те, що фонові відклади середньопалеоценового (зеландійського) басейну представлені вишнево-червоними і зеленкувато-сірими горизонтально шаруватими або гомогенними алевропелітовими пелагітами та геміпелагітами. Іноді вони перешаровуються з добре відсортованими лінзовидношаруватими або слабо скісно шаруватими алевро-дрібнопсамітовими контуритами. Вишнево-червоний колір порід є наслідком доброї аерації дна придонними, збагаченими киснем, течіями. Унаслідок цього органічні рештки, що містяться в осадах, встигають повністю окислитись, і залізо, що є в осаді, переходить в оксидні форми. На межах зеленкувато-сірих турбідитів з вишнево-червоними або зеленими геміпелагітів відмічаються утворення залізної, манганової або сульфідної мінералізації.

Фонові вишнево-червоні та зеленкувато-сірі аргіліти схарактеризовані аглютинованими бентосними форамініферами з кременистою черепашкою. У геміпелагітах яремчанського горизонту та у прошарках пелітових порід серед ямненських пісковиків р. Орява (лівої притоки р. Опір) і р. Зелем'янка (правої притоки р. Опір) виділено асоціацію, складену видами, які належать до родів *Caudammia*, *Annectina*, *Saccammia*, *Rhabdammina*, *Rzehakina*, *Trochamminoides*, яка свідчить про глибини батіалі-абісали близьких та нижче рівня кальцитової компенсації (CCD) [2].

Ритмостратиграфічне, літостратиграфічне та літодинамічне вивчення яремчанського горизонту сприяли виділенню у його розрізі секвенцій відкладів різних порядків (і рангів). До першого порядку (високого рангу) потрібно віднести секвенцію власне усього яремчанського горизонту (середній палеоцен), який свідчить про зміну

тектонічного режиму між епохами верхньокрейдового-ранньопалеоценового (стрийська світа) і пізньопалеоценового (ямненська світа) часів відзначених накопиченням відкладів високогустинних середньо-грубозернистих турбідитів та грейнитів (турбідитних і зернових потоків) (наші дані та усне повідомлення С. Гнилко).

Чергування вишнево-червоних і зеленкувато-сірих геміпелігитів й пелігитів з дрібнозернистими алевропсамітовими турбідитами формують цикліти (секвенції) нижнього (третього) рангу потужністю до 0,5 м. У їхній будові розпізнаються секвенції другого і першого рангів (високих порядків) потужністю 0,15–0,2 м. Варто зазначити, що для турбідитів, які утворюють секвенції третього (другого, а подекуди першого) рангу, характерні елементи текстур А. Боума T_{cde}, T_{bcde} . Детальний аналіз секвенцій сприяє кореляції елементи текстур А. Боума з елементами секвенцій Д. Лау (для нижніх інтервалів) та Д. Стоу (для верхніх інтервалів). Часто турбідитні шари несуть ерозійну підшву з ієрогліфами. Вони нарощуються та перекриваються фоновими геміпелігитами і пелігитами.

Наявність у яремчанському горизонті турбідитних секвенцій різних рангових (і порядкових) груп, дає можливість зробити реставрацію режимів їх утворення. Утворення турбідитів більшість дослідників пов'язують з тектонічними підводними землетрусами [14]. Формування елементарних секвенцій (високих порядків) відбувалось завдяки сходженню малопотужних турбідитних потоків за дрібних пульсаційних коливних рухів невеликої амплітуди у басейн седиментації. Серія елементарних секвенцій (мезоцикли) виникла за рухів більшої амплітуди, на тлі якої розвивались коливні рухи невеликої амплітуди. Серія мезоциклів (макроцикли) завдячує коливним рухам великої амплітуди. В цілому особливості літодинамічних типів турбідитів яремчанського горизонту відзначають тектонічне затишшя, на фоні якого час від часу відбувались середньо- та малоамплітудні тектонічні рухи, наслідком яких було сходження дрібнозернистих турбідитних потоків. Проте дрібнозернисті турбідити чергувались з фоновими геміпелігитами, бентосна фауна яких звертає увагу на палеоглибини акваторії седиментогенезу нижче CCD [2].

Загальний характер розрізів яремчанського горизонту свідчить про поглиблення середньопалеоценового палеобасейну осадо накопичення. Про це констатують дані щодо вмісту карбонатної складової у флішових породах стрийської світи (сантон–дат): у відкладах сантонського віку вона становить 50–65 %, а в породах данського віку – 2–7 % [4, 20]. При цьому варто зауважити, що фонові геміпелігити і пелігити яремчанського горизонту некарбонатні. За седиментологічним аналізом фонові утворення горизонту, вірогідно, формувались в умовах міжруслових (міжканьйонних) фацій нижніх частин схилу материкового схилу, підніжжя материкового схилу, або перехідних зонах до абісальної рівнини. У стратиграфічному аспекті палеогеографічні і палеотектонічні відмінності в розрізі утворень території досліджень виражені у зміні літофацій русичанської (пізня крейда-даній) серії на карпійську (середній палеоцен-еоцен) серію [3].

Детальний аналіз структурно-текстурних і речовинних особливостей турбідитів яремчанського горизонту дав змогу відмітити, що у нижніх елементах секвенцій А. Боума простежуються дві групи текстур – упорядковані та неупорядковані. Для упорядкованих текстур характерне градаційне, невиразно горизонтальне, неясно скісне розташування кластичного матеріалу. Для неупорядкованих текстур наявні масивний, хаотичний, пудінговий, неупорядкований, неорієнтований характер розміщення

складових частин породи. Структура нижніх інтервалів секвенцій турбідитів яремчанського горизонту є алевропсамітовою, алевритовою, різнозернистою з розміром уламків від пелітової до псамітової або навіть дрібнопсефітової розмірності. Часто співвідношення складових каркасу, представлених пелітовим, алевритовим, псамітовим (і дрібнопсефітовим) матеріалом, відповідає пропорції 1:1:1. За мікроскопічного вивчення петротипів нижніх елементів секвенцій турбідитів горизонту діагностується низький ступінь обточеності уламків каркасу. За речовинним складом кластогенного матеріалу нижніх елементів очевидно, що він розподіляється на теригенний і карбонатний (вапняковий, біогенний). Отже, зважаючи на те, що петротипи порід є елементами секвенції А. Боума, варто зазначити, що в розрізі яремчанського горизонту беруть участь як теригенні, так і карбонатні турбідити (зокрема калькареніт-кальцилотитові). Калькареніт-кальцилотитові турбідити яремчанського горизонту трапляються у борту р. Орява скиби Парашка. Для них типові текстурні елементи секвенції А. Боума, показані для медіальних і дрібнозернистих турбідитів, та секвенції Д. Стоу.

Візуальне та петрографічне вивчення породних рис нижніх елементів секвенцій карбонатних турбідитів допомагає виокремити для них типові риси. Структура породи вивчених різновидів має ознаки, що характеризують її як різнозернисту несортовану погано обкатану, текстура слабо структурована, в долішніх елементах – масивна, в горішніх – конволютна, субгоризонтальна. Інтервал T_c є потужнішим, ніж у алевропсамітових теригенних турбідитах горизонту (що загалом типове для карбонатних турбідитів), власне, у ньому добре проявлене деформування пластичних елементів шару з утворенням неправильних форм дрібної дисгармонічної асиметричної складчастості, іноді по типу завихріння та складного закручування. Зазвичай такі дрібні складки (утворені турбулентною течією, що виникає у слабколітфікованих осадах, які рухаються по пологому схилу) нахилені у бік переміщення осаду. Азимут падіння осевих поверхонь дрібних конволютних складок 20–45 °.

Виконано класифікування петротипів нижніх неупорядкованих елементів секвенцій теригенних турбідитів яремчанського горизонту. За діаграмами піщано-алеверито-глинистих порід такі змішені породи належать до хлидоліту [19], паттуму [18], мікстоліту [21]. Ми можемо доповнити, що обов'язковими рисами їх є наявність двох різнорідних складових (каркас і матрикс), незакономірне розміщення уламків у породі (матриксі), несортованість за гранулометричним складом, необкатаність кластитів каркасу, змішаність несортованого різноуламкового матеріалу поза залежністю від їх складу та походження, хаотична (масивна) неупорядкована текстура. За класифікаційними діаграмами піщаних порід за складом уламків [13, 19, 21, 23, 24] петротипи теригенних турбідитів потрапляють у поля граувак (кварцові грауваки, польошпат-кварцові, польовошпатові грауваки, аркозо-грауваки), поліміктових пісковиків та уламкових вапняків. Мікроскопічні дослідження граувак яремчанського горизонту показують, що за співвідношенням каркасу і цементу часто серед граувак є такі, які мають базальний, поровий типи цементації. Наявність граувак в елементі T_a та T_b секвенцій яремчанських турбідитів із суттєвим вмістом матриксу (до 15–25 %) є показником квазірідинної суміші або течії глинисто-піщаної маси. Загалом неупорядковані і несортовані алевропсаміти свідчать про гідродинамічні режими турбулентного типу, значні швидкості транспортування і акумуляції, нетривалий шлях переміщення.

Нижні елементи секвенцій карбонатних турбідитів характеризуються різнозернистою дрібнопсефіто-псаміто-алевритовою структурою, масивною текстурою. Кількість карбонатного цементу у петротипах коливається від 5 до 15–20 %. Серед аутигенних мінералів є глауконіт. Кластичний матеріал петротипів переважно представлений неокатаними уламками різних генетичних типів карбонатних порід. Серед уламків каркасу наявна незначна домішка зерен кварцю. Отже, петротип уламкових карбонатів за будовою подібний до хлидолітів теригенних турбідитів.

Із проведених досліджень яремчанського горизонту можна зробити висновок, що хлидоліти, як петротип, становлять нижні елементи секвенції А. Боума, у деяких випадках елемент S_3 або S_2 секвенції Д. Лоу. Для секвенцій, які містять хлидоліти типові, крім неструктурованості і неупорядкованості, – інші текстурні риси. В верхах розрізу секвенції теригенних та карбонатних алевропсамітових турбідитів яремчанського горизонту серед особливих текстурних рис відмічено наявність блюдцеподібних або чашеподібних текстур (dish structure) та флюїдних каналів, трубок обезвожування (fluid escape, “pipes”). Сукупність названих структурно-текстурних особливостей і речовинних ознак дає змогу зауважити, що секвенції з такими рисами є типовими для утворень, які формуються з розжижених та/або флюїдизованих потоків. Отже, у будові дистальних турбідитів яремчанського горизонту виокремлюються не лише літодинамічні типи теригенних і карбонатних модельних та дрібнозернистих турбідитів, а і утворень розжижених та/або флюїдизованих потоків.

Відмічені ознаки схиляють нас до думки, що хлидоліти є породними різновидами літодинамічних типів турбідитів. Вони часто трапляються як у теригенних турбідитах, так і в карбонатних турбідитах. У процесі сходження каламутних потоків, елементами якого був кластичний матеріал хлидолітів вивчених розрізів, він рухався гідродинамічними турбулентними течіями під дією сил гравітації. Дослідження показали, що каламутний турбідитний уламковий (мулистий) потік за умов збільшення крутизни нахилів схилів може розпадатися на дві частини [30, 32, 33]. Верхня частина належить при цьому суспензійній турбідитній хмарі (з яких формуються шаруваті елементи T_{bcd}), нижня частина потоку формує базальний текучий шар уламків (T_a) [32, 33].

Під час гравітаційного переміщення матеріалу з мілких на великі глибини басейну седиментації турбідитні потоки зазнають епізодичних впливів тектонічних і геодинамічних явищ: землетрусів, критичних швидкостей перемещення і транспортування осадового матеріалу, опору осадів граничній зсувній швидкості потоку, зміни кута схилу тощо. Під час цих явищ уламковий осадовий матеріал, який переноситься потоком, набуває тиксотропних властивостей. Зокрема, сейсмічні поштовхи сприяють утворенню високого порового тиску, що порушує метастабільність структури потоку і приводить до швидкої седиментації, яка відбувається в межах хвилин–перших годин на відстанях переносу першої сотні метрів. Унаслідок цього потік миттєво зупиняється (від підшови до покрівлі). Потоки цього типу (флюїдизовані/розріджені) часто є кінцевою стадією відкладів осаду з турбідитних течій різної, а не лише алевропсамітової та алевропелітової, щільності [16, 32]. Відомо, що для відкладів флюїдизованих (та розріджених) потоків типовими є текстурні елементи (знизу догори): текстури навантаження, погана сортованість, блюдцеподібні текстури, трубки обезвожування, конволютна текстура та інші внутрішньощарові гравітаційні деформації.

Зупинимось на утворенні карбонатних турбідитів яремчанського горизонту. Наявність карбонатних турбідитів дає змогу відмітити, що в межах шельфу пасивної околиці Східно-Європейської платформи в певні періоди середньопалеоценової історії розвивались шельфові басейни (карбонатні платформи) з карбонатною седиментацією. Швидкість занурення шельфу була незначною (інакше осад встигав би закріпитися на мілководді), отже, осадовий матеріал виносили течії на континентальний схил і до його підніжжя. В той же час підніжжя континентального схилу зазнавало пульсації внаслідок термальної і тектонічної контракції, проте на момент формування карбонатних турбідитних осадів яремчанського горизонту воно перебувало на глибинах вище рівня CCD. Шельф палеобасейну, відповідно, просувався в бік відкритого морського басейну, що сприяло інтенсивному нарощуванню потужності проградацийної призми осадів [14, 28, 31]. Ще одним варіантом наявності карбонатних турбідитів у розрізах горизонту, вірогідно, потрібно вважати наявність окремих піднять у межах рівнин яремчанського палеобасейну. В підніжжі таких піднять могли осаджуватись вище критичної глибини карбонатної компенсації утворення карбонатних турбідитів.

У розрізах яремчанського горизонту відмічаємо наявність як теригенних, так і карбонатних турбідитів. Зрозуміло, що карбонатні турбідити утворюються в зоні впливу карбонатної платформи або ізольованих океанських піднять, тоді як теригенні турбідити мають локалізовану область, яка, вірогідно, є прив'язаною до крупного палеобасейну. Численими спостереженнями виявлено [14, 28, 31], що теригенні турбідити формуються за низького рівня моря, яке викликає імпульси збільшення ерозії і, як наслідок, надходження теригенного матеріалу до підніжжя континентального схилу до другого рівня седиментації. Переважання карбонатного матеріалу у карбонатних турбідитах (відповідно, карбонатних систем) свідчить про те, що осадовий матеріал був принесений з сусідньої платформи або окремих піднять підводних рівнин поблизу континентального схилу (Кеннет, 1987) під час високого стояння рівня моря. Характер осадо накопичення в середньопалеоценових розрізах яремчанського горизонту Зовнішньокарпатського басейну контролювався змінами рівня моря, які відбувалися під впливом регіональної синседиментаційної тектоніки. Проте, за можливості, варто брати до уваги ймовірний вплив глобальних змін глибини карбонатної компенсації (ГКК), (carbonate compensatson depth, CCD) та глобальних подієвих явищ на межі крейди і палеогену.

Під час вивчення розрізів яремчанського горизонту увагу дослідників привернуло піщано-глинисте відношення [14], яке представляє кореляцію потужностей псамітових турбідитів (епізодичних подієвих утворень) і продуктів нормальної (фонові) пелагічної седиментації (пелагітів, геміпелагітів). Піщано-глинисте співвідношення розрізів яремчанського горизонту свідчить про значний об'єм секвенції піщаних турбідитів, а отже, про значну долю уламкового піщаного матеріалу у загальній масі цієї частини конуса виносу. Відповідно до тектоно-седиментаційних моделей пасивних околиць континентів, таке явище є поширеним та вивченим у підводних конусах виносу [14], які типові для зрілої стадії океанів. Аналіз цього співвідношення дає змогу конкретизувати палеоокеанографічні обстановки акумуляції яремчанського горизонту.

Відомо, що у світовій геологічній літературі турбідитні відклади розшифровуються відповідно до моделі глибоководного (підводного) конуса виносу (ПКВ), фену. Згідно з тектоно-седиментаційною моделлю підводного конуса виносу [14, 32] виділяють три гіпсометричні рівні підводних каналів (нижній, середній, верхній

фени). В межах ПКВ розвивається суспензійно-потоківий тип седиментогенезу [14]. Специфіка цього типу полягає в тому, що енергоємність каламутних потоків нижнього фену настільки значна, що вони транзитом проходять середній фен. При цьому більшість піщаного матеріалу розвантажується у язиках нижнього фену, або на прилеглій абісальній рівнині [14,16]. У нижніх фенах їх порівнюють з фаціями підводних долин-русел, у той час як у верхніх фенах вони, на думку дослідників, можуть відповідати міжрусловим фаціям [6, 8, 14, 16].

Феномен розвантаження піщаного матеріалу у нижньому фені ми пояснюємо так. В палеоцені-еоцені в південно-східній частині Зовнішньокарпатського басейну перед фронтом Тисії-Дакії нагромаджувались потужні псамітові товщі новоутвореного жолобу Примармароської призми. В північно-східному напрямку жолоб Примармароської призми змінювався континентальним підніжжям та схилом пасивної окраїни Євразії (більша частина Скибової одиниці та Бориславсько-Покутський басейн) [7, 8, 9]. Саме тут, в основі розрізів верхньопалеоценових псамітових середньо- і грубозернистих турбідитів і греїнітів, фіксуються середньопалеоценові тонкоритмічні турбідити і геміпелагіти яремчанського горизонту.

Під час колізійних процесів між мікроконтинентальним терейном Тисії-Дакії й окраїною Євразії (завдяки розвитку акреційної призми) формується покривно-насувна споруда, що росте швидче, ніж руйнується. Отже, змінюються реологічні властивості підкорового субокеанічного субстрату, що забезпечує активізацію піднасуву континентальної Євразійської плити і ріст напружень стискання в зоні контакту плит та ізостатичну компенсацію цього процесу внаслідок прогинання літосфери Зовнішньокарпатського палеобасейну під вагою осадів, що нагромадились. При цьому більшість теригенної зависі осідає на шельфовій зоні і лише за переповнення седиментаційних пасток скидається у вигляді щільного потоку по каньону на нижні гіпсометричні рівні в зону середнього і нижнього фенів. Лише найпотужніші потоки досягають нижнього рівня. Проте в інтервалах між потоками на континентальному схилі і біля його підніжжя йде накопичення пелагічних відкладів, тому піщані турбідити нижнього фену завжди чергуються з тонкими прошарками пелагітів, а доля піщаних турбідитів зростає в напрямі дистальних частин підводних конусів виносу [14]. Причому в інтервалах між сходженням каламутних потоків йде акумуляція фонових пелагічних мулів, турбідити нижнього фену розшаровуються тонкими глинистими прошарками. Басейн седиментації мав пульсаційний характер, що привело до ритмічно-циклічного чергування зеленкувато-сірих турбідитів (в умовах відновного середовища) та вишнево-червоних геміпелагітів (в умовах окисного середовища). Такий механізм використано для пояснення формування строкатоколірних глин верхньої крейди Атлантичного океану [15]. В геодинамічному сенсі яремчанський горизонт маркує середньопалеоценове затухання тектонічної активності регіону між двома епізодами її активності (сенон-данським і танетським) в процесі розвитку і формування Зовнішньокарпатської акреційної призми, що нарощувала внутрішню призму і розвивалась за зближення терейнів Алькапа та Тисія-Дакія, з одного боку, і Євразійским континентом – з іншого.

Порівнюючи утворення розрізів яремчанського горизонту з осадами сучасних океанів, здається, що вони подібні на осади абісальної рівнини приконтинентальних океанічних басейнів. Згідно з розробленими моделями для фацій рівнинних басейнів відомо, що для них характерна велика кількість геміпелагітів і пелагітів, які

перешаровуються з дрібнозернистими турбідитами. Піщано-глинисте співвідношення розрізів яремчанського горизонту демонструє його утворення в нижній частині континентального схилу яке, очевидно, по латералі заміщувалось (на південний захід та захід-північний захід у сучасних координатах) умовами глибоководного басейну підніжжя материкового схилу та абісальної рівнини.

Описовий і генетичний підходи, використані у виконаних дослідженнях, сприяли отриманню інформації про динамічні процеси, зафіксовані у параметрах порід яремчанського горизонту. Елементи секвенції А. Боума T_{dce} інтерпретуються як відклади з залишкового каламутного потоку невисокої щільності (елементи T_{dc}) та осадонакопичення з суспензії у вигляді масивного аргіліту (елемент T_e).

У деяких розрізах виявлено елемент T_a секвенції А. Боума. Він корелюється з інтервалами Д. Лау (1982), що відкладаються у фазу каламутної течії з зависі помірної (S_2) та низькою (S_3) щільністю. Сам Д. Лау говорить тільки про інтервал (S_3), проте ми погоджуємось з тими дослідниками [32] турбідитних течій, які вважають, що кожна хвиля седиментації характеризується підвищенням нестабільності регіону, де вони проявляються, і має прискорення швидкості потоку і седиментогенезу з нього, тому елементи різних стадій турбідитних течій можуть накладатися або зміщуватись.

Виокремлення секвенцій А. Боума дали змогу вивчити вертикальні перерізи турбідитних фацій як відкладів гравітаційного потоку у визначеному місці його шляху. Виявлення утворень розжигених або/та флюїдизованих потоків відкриває перед дослідниками перспективи щодо об'єднання їх з утвореннями секвенцій А. Боума в один фаціальний масив утворень певного (одного) гравітаційного потоку в інтервалі визначеного часу. Своєю чергою, це дає змогу для латеральних фаціальних узагальнень, які можуть показувати, як змінюються умови турбідитного потоку у просторі завдяки його трансформаціям.

Утворення яремчанського горизонту представлені геміпелагітами та пелагітами з псамоалевритовими і алевропсамітовими турбідитами. Вони, за порівняння з осадами сучасних океанів, ймовірно, сформовані в зоні континентального підніжжя на межі з глибоководною рівниною палеобасейну.

Наукова новизна. Проаналізовано структурно-текстурні особливості літодинамічних типів розрізів середньопалеоценового яремчанського горизонту, виконано їх седиментологічний аналіз, вивчено петрографічні риси теригенних і карбонатних петротипів секвенцій турбідитів, схарактеризовано седиментологічні, тектонічні, геодинамічні процеси становлення яремчанського утворення у середньопалеоценовий час, знайдено їх місце у розвитку геодинамічних подій Зовнішньокарпатського палеобасейну.

Практична значущість. Результати дослідження сприятимуть кращому розумінню геологічної будови Скибової зони Українських Карпат, матимуть значення для палеогеографічних палеотектонічних (палеогеодинамічних) побудов. В емпіричному сенсі дослідження сприятимуть вивченню геологічних тіл, перспективних на вуглеводні.

Висновки. Досліджено розрізи середньопалеоценового строкатоколірного яремчанського горизонту в скибах Парашка, Сколівській, Орівській Скибового тектонічного покриву, які характеризуються ритмічно-циклічним перешаруванням зеленкувато-сірих алевропсамітових і алевропелітових турбідитів та вишнево-червоних геміпелагітів і пелагітів. Зрідка трапляються проверстки алевритових контуритів.

Ритмостратиграфічне вивчення яремчанського горизонту дає змогу зачислити його до секвенції першого порядку (високого, четвертого рангу), яка містить секвенції вищих (другого й третього) порядків (рангів). У будові розрізів яремчанського горизонту беруть участь теригенні та карбонатні турбідити. Для елементарних турбідитних секвенцій, як теригенного, так і карбонатного складу, характерні елементи текстур А. Боума T_{dec} . Проте є теригенні шари, які характеризуються невпорядкованою текстурою з інтервалами (знизу догори) блюдеподібної (тарільчастої) шаруватості, що містять трубки зневоднення, конволютну шаруватість з гравітаційними внутрішньшаровими деформаціями. Ці шари мають несортовану, різнозернисту пудінгову структуру. Нижній контакт є ерозійним, верхній – рівний з прихованими слідами розмиву. Ці шари паралелізуються за механізмом утворення з відкладеннями флюїдизованих (та/або розжижених) потоків, що виникають на кінцевій стадії різнощільних турбідитних течій.

Вивчення петрографічних рис петротипів турбідитних секвенцій дає змогу виокремити хлїдоліти (паттуми, мікстоліти), які за речовинним складом уламків належать граувакам. У них вміст цементу становить не менше 10–25 % і свідчить про турбулентний потоковий характер глинисто-піщаної маси, з якої відбувалось осадження. Серед граувак окрему групу займають уламкові карбонатні породи – калькареніт-кальцилютитові турбідити (скиба Парашки, р. Орява). Вони утворилися за перевідкладення шельфового карбонатного матеріалу та/або матеріалу внутрішньоокеанських піднять до глибоководного седиментаційного басейну континентального підніжжя, яке на момент їх акумуляції мав глибини вище CCD. Не виключається вірогідний вплив глобальних подієвих явищ, які розвивались на межі крейди і палеогену.

За виявленими літодинамічними типами середньопалеоценового горизонту та їх інтерпретацією формування яремчанського горизонту відбувалось у підніжжі континентального схилу пасивної окраїни Євразії на межі глибоководної рівнини Зовнішньокарпатського флішового палеобасейну під час тимчасової стабілізації тектонічного режиму. Континентальне підніжжя пульсаційно змінювало свої батиметричні параметри завдяки конвергентним подіям між Євразією та мікроконтинентами океану Тетіс, субдукції основи Карпатського флішового басейну під Тисію-Дакію та скальпуванню осадів з його основи. Ці події контролювали періодичне насування та конседиментаційне нарощування знизу нових флішових покривних одиниць давньої акреційної призми на активній околиці Тисії-Дакії [8, 9].

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Андреева-Григорович А. С.* Зональная стратиграфия палеогена юга СССР по фитопланктону (диноцисты и нанопланктон) : автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук : 04.00.09. Киев, 1991. 47 с.
2. *Андреева-Григорович А., Маслун Н., Гнилко С., Гнилко О.* Про вік і умови седиментації горизонтів строкатих аргілітів у палеоцен-еоценових відкладах Українських Карпат // Проблеми геології фанерозою України : матеріали V Всеукр. наук. конф. (8–14 жовтня 2014 р.). Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2014. С. 3–6.
3. *Вялов О. С., Гавура С. П., Даныш В. В., Лещух Р. Й., Пономарева Л. Д., Романив А. М., Царненко П. Н., Циж І. Т.* История геологического развития Украинских Карпат. Киев : Наук, думка, 1981. 180 с.

4. *Габинет М. П., Кульчицкий Я. О., Матковский О. И.* Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат : Кульчицкий Я. О. (ред.). Львов, 1976. Т. 1. 200 с.
5. Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов масштаба 1 : 200 000 / под. ред. В. А. Шакина. Киев : Мингео УССР, 1976. 6 л.
6. *Гнилко О. М.* Про седиментаційні процеси формування флішевих відкладів Українських Карпат // зб. наук. праць Ін-ту геологічних наук НАН України. Київ, 2010. Вип. 3. С. 32–37.
7. *Гнилко О. М.* Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреційна призма // Геодинаміка. 2012. №1 (12). С. 67–78.
8. *Гнилко О. М.* Геологічна будова та еволюція Українських Карпат : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня д-ра геол. наук : спец. 04.00.01 “загальна та регіональна геологія”. Львів, 2016. 46 с.
9. *Гнилко О. М., Генералова Л. В.* Тектоно-седиментационное развитие Предмармарошской аккреционной призмы Украинских Флишевых Карпат // Вестник Санкт-Петербургского университета. 2014. Сер. 7. Вып. 2.– С. 5–23.
10. *Досин Г. Д.* Геологическая карта СССР. Масштаб 1 : 200 000. Серия Карпатская. М-34-XXX / Министерство геологии СССР, 1963. 1 л.
11. *Костюк О. В., Генералова Л. В., Богданова М. И., Хом'як Л. М.* Речовинні особливості мідистих верхньокрейдово-соєнових відкладів Скибових Карпат та їхня структурна позиція // Наукові праці Донецького НТУ. Сер. «Гірничо-геол.» Донецьк, 2008. Вип. 8 (136). С. 125–130.
12. *Крашенинников Г. Ф.* Основные принципы классификации осадочных пород и современных осадков // Генезис и классификация осадочных пород. Международный геологический конгресс, XXIII сессия. Москва, 1968. С. 7–16.
13. *Кульчицкий Я. О., Хлопонин К. Л.* О возрасте яремчанских песчаников (Вост. Карпаты) // Геология нефти. 1957. № 9. С. 31–35.
14. Литогеодинамика и минерагения осадочных бассейнов : Щеглов А. Д. (ред.). Санкт-Петербург : Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. 480 с.
15. *Мурдмаа И. О.* Фации океанов. Москва : Наука, 1987. 303 с.
16. Обстановки осадконакопления и фации : в 2 т. Т. 2 / [Рединг Х. Г., Коллинсон Дж. Д., Аален Ф. А. и др.] ; под. ред. Х. Рединга ; пер. с англ. Москва : Мир, 1990. 384 с.
17. *Пилипчук А. С.* Литологические особенности и условия образования пестроцветных обложений палеоцена Скибовой зоны Карпат // Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР. Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1972. С. 101–110.
18. *Попов В. И.* Геологические условия формирования кайнозойских моласс Ферганы. Ташкент : Государственное издательство научно-технической и социально-экономической литературы Узбекской ССР, 1940. 96 с.
19. *Пустовалов Л. В.* Петрография осадочных пород. Москва–Ленинград : Гостоптехиздат, 1940. Т. 1. 476 с. ; Т. 2. 420 с.
20. *Рудницька Т., Ціж Н.* Нові дані з літології відкладів стрійської світи Скибової зони Українських Карпат // Геологія і геохімія горючих копалин. 2012. № 1–2 (158–159). С. 61–67.
21. Систематика и классификации осадочных пород и их аналогов : Шванов В. Н. (ред.). Санкт-Петербург : Недра, 1998. 352 с.

22. Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат : Вялова О. С. (ред.). Киев : Наук. думка, 1988. 204 с.
23. Шванов В.Н. Петрография песчаных пород (компонентный состав, систематика и описание минеральных видов). Ленинград : Недра, 1987. 269 с.
24. Шутов В. Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. 86–103 с.
25. Bouma A. H. Sedimentology of some Flysch deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation. Elsevier, Amsterdam, 1962. 168 p.
26. Einsele G. Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget. Berlin: Springer Verlag, 1992. 615 p.
27. Lowe D.R. Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents // J. Sediment. Pet., 1982. Vol. 52. P. 279–297. <https://doi.org/10.1306/212F7F31-2B24-11D7-8648000102C1865D>
28. Mukherjee A., Bhattacharya H. N. Mixed siliciclastic–carbonate debrite–turbidite deposits in Paleoproterozoic Aravalli Supergroup, Zawar, Rajasthan, India: Implications on the Aravalli Basin evolution // J. Earth Syst. Sci. 2021. Vol. 130 :177. P. 1–16. Indian Academy of Sciences. <https://doi.org/10.1007/s12040-021-01681-4>
29. Posamentier H. W., Walker R. G. Deep-Water Turbidites and Submarine Fans Facies Models Revisited : Posamentier H. W. (ed.) // SEPM Special Publication. 2006. No. 84. 122 p. <https://doi.org/10.2110/pec.06.84.0399>
30. Sanders J. E., Middleton G. V. Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related re-sedimentation mechanisms: Sanders J. E. (ed.). Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation // SEPM Special Publications. 1965. No. 12. P.192–219. <https://doi.org/10.2110/pec.65.08.0192>
31. Swart R. The Brandberg West Formation – a Late Proterozoic carbonate turbidite? // Commun. geol. Surv. S. W. Africa Namibia. 1987. No. 3. P. 23–27. https://mme.gov.na/files/publications/4a6_Swart_Brandberg%20West%20Fm.pdf
32. Tinteri R., Civa A., Laporta M., Piazza A. Turbidites and turbidity currents. Chapter 17. In Regional Geology and Tectonics (Second Edition). Vol. 1: Principles of Geologic Analysis. 2020. P. 441–479 . <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-64134-2.00016-X>
33. Yang T. Cao Y., Friis H., Liu K., Wang Y. Origin and evolution processes of hybrid event beds in the Lower Cretaceous of the Lingshan Island, Eastern China // Australian Journal of Earth Sciences. 2018. Vol. 65. No. 4. P. 517–534. DOI: 10.1080/08120099.2018.1433236

REFERENCES

1. Andreieva-Hryhorovych A. S. (1991). Zonal stratigraphy of the Paleogene of the south of the USSR according to phytoplankton (dinocysts and nanoplankton) : author. dis. ... dr. geol.-min. sciences : 04.00.09. Kyiv, 47 p. (in russian).
2. Andreieva-Hryhorovych A., Maslun N., Hnylko S., Hnylko O. (2014). On the age and conditions of sedimentation of horizons of variegated argillites in the Paleocene-Eocene deposits of the Ukrainian Carpathians // *Problems of Phanerozoic Geology of Ukraine: Materials V*

- All-Ukrainian. sciences. conf.* (October 8–14, 2014). Lviv : LNU named after Ivan Franko. P. 3–6 (in Ukrainian).
3. Vyalov O. S., Havura S. P., Danysh V. V., Leshchukh R. Y., Ponomareva L. D., Romanov A. M., Tsarnenko P. N., Tsyzh I. T. (1981). History geological development of the Ukrainian Carpathians. Kyiv : Nauk. Dumka, 1981. 180 p. (in russian).
 4. Habynt M. P., Kulchitskyi Ya. O., Matkovskiy O. Y. (1976). Geology and minerals of the Ukrainian Carpathians. Lviv. Vol. 1. 200 p. (in russian).
 5. Geological map of the Ukrainian Carpathians and adjacent depressions at a scale of 1: 200,000 (1976). Under. ed. V. A. Shakyn. Kyiv : Mingeo USSR. 6 p. (in russian).
 6. Hnylko O. M. (2010). On sedimentation processes of formation of flysch deposits of the Ukrainian Carpathians. *Coll. Science. Proceedings of the Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine*. Kyiv. Issue. 3. P. 32–37 (in Ukrainian).
 7. Hnylko O. M. (2012). Tectonic zoning of the Carpathians in the light of terrain tectonics. Article 2. Flisch Carpathians – an ancient accretion prism. *Geodynamics*. No. (12). P. 67–78 (in Ukrainian).
 8. Hnylko O. M. (2016). Geological structure and evolution of the Ukrainian Carpathians: author's ref. dis. for science. degree of doctor of geol. Science: special. 04.00.01 "General and regional geology". Lviv, 2016. 46 p. (in Ukrainian).
 9. Hnylko O. M. Heneralova L. V. (2014). Tectono-sedimentation development of the Predmarmarosh accretion prism of the Ukrainian Flishev Carpathians. *Bulletin of St. Petersburg University*. Ser.7. Iss. 2. P. 5–23 (in Ukrainian).
 10. Dosin H. D. (1963). Geological map of the USSR. Scale 1: 200 000. Carpathian series. M-34-XXX / Ministry of Geology of the USSR. 1 p. (in russian).
 11. Kostyuk O. V. Heneralova L. V., Bogdanova M. I., Khomiak L. M. (2008). Substantive features of copper-bearing Upper Cretaceous-Eocene deposits of the Skibo Carpathians and their structural position. *Scientific works of Donetsk NTU. Ser "Mining Geologist"*. Donetsk. Issue. 8 (136). P. 125–130 (in Ukrainian).
 12. Krashenninikov G. F. (1968). Basic principles for the classification of sedimentary rocks and recent sediments. *Genesis and classification of sedimentary rocks. International Geological Congress, XXIII session*. Moscow. P. 7–16 (in russian).
 13. Kulchitskyi Ya. O., Khloponyn K. L. (1957). On the age of Yaremche sandstones (Eastern Carpathians). *Geology of oil*. No. 9. P. 31–35 (in russian).
 14. Baskov E. A., Belenytskaia H. A., Romanovskiy S. Y. et al. (1998). Lithogeodynamics and mineralogy of sedimentary basins. ed. A. D. Shehlov. SPb : Izd-vo VSEGEI. 480 p. (in russian).
 15. Murdmaa Y. O. (1987). Facies of the oceans. Moscow : Science. 303 p. (in russian).
 16. Reding H. G., Collinson J. D., Aalen F. A. et al. (1990). Sedimentary environments and facies in 2 vols. Vol. 2. under. ed. H. Reading ; per. from English. Moscow : Mir. 384 p. (in russian).
 17. Pylypchuk A. S. (1972). Lithological features and conditions for the formation of variegated deposits of the Paleocene Skibova zone of the Carpathians. *New data on geology and oil and gas potential of the Ukrainian SSR*. Lvov : LNU named after Ivan Franko. P. 101–110 (in russian).
 18. Popov V. I. (1940). Geological conditions for the formation of the Cenozoic molasses of Fergana. Tashkent: State publishing house of scientific, technical and socio-economic literature of the Uzbek SSR. 96 p. (in russian).

19. Pustovalov L. V. (1940). Petrography of sedimentary rocks. Moscow–Leningrad : Gostoptekhizdat. Vol. 1. 476 p.; Vol. 2. 420 p. (in russian).
20. Rudnytska T., Tsyzh N. (2012). New data on the lithology of the Stryi deposits of the Skib zone of the Ukrainian Carpathians. *Geology and geochemistry of combustible minerals*. No. 1–2 (158–159). P. 61–67. (in Ukrainian).
21. Shvanov V. N., Frolov V. T., Sergeeva E. I. etc. (1998). Systematics and classification of sedimentary rocks and their analogues. SPb. : Nedra. 352 p. (in russian).
22. Vyalov O. S., Havura S. P., Danysh V. V. etc. (1988). Stratotypes of the Cretaceous and Paleogene deposits of the Ukrainian Carpathians. Kyiv : Nauk. dumka. 204 p. (in russian).
23. Shvanov V. N. (1987). Petrography of sandy rocks (component composition, systematics and description of mineral species. Leningrad : Nedra. 269 p. (in russian).
24. Shutov V. D. (1967). Classification of sandstones. *Lithology and minerals*. No. 5. 86–103 p. (in russian).
25. Bouma A. H. (1962). Sedimentology of some Flysch deposits. *A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Amsterdam : Elsevier. 168 p.
26. Einsele G. (1992). Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget. Berlin : Springer Verlag. 615 p.
27. Lowe D. R. (1982). Sediment gravity flows; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *J. Sediment. Pet.* Vol. 52. P. 279–297. <https://doi.org/10.1306/212F7F31-2B24-11D7-8648000102C1865D>
28. Mukherjee A. Bhattacharya H. N. (2021). Mixed siliciclastic–carbonate debrite–turbidite deposits in Paleoproterozoic Aravalli Supergroup, Zawar, Rajasthan, India: Implications on the Aravalli Basin evolution. *J. Earth Syst. Sci.* 2021. Vol. 130:177. P. 1–16. Indian Academy of Sciences. <https://doi.org/10.1007/s12040-021-01681-4>
29. Posamentier H. W., Walker R. G. (2006). Deep-Water Turbidites and Submarine Fans Facies Models Revisited. Ed. : H. W. Posamentier. SEPM Special Publication. No. 84. 122 p. <https://doi.org/10.2110/pec.06.84.0399>
30. Sanders J. E. (1965). Primary sedimentary structures formed by turbidity currents and related resedimentation mechanisms. Ed. : G. V. Middleton: *Primary Sedimentary Structures and Their Hydrodynamic Interpretation*. SEPM Special Publications. No. 12. P. 192–219. <https://doi.org/10.2110/pec.65.08.0192>
31. Swart R. (1987). The Brandberg West Formation – a Late Proterozoic carbonate turbidite? *Communs geol. Surv. S. W. Africa Namibia*. No. 3. P. 23–27. https://mme.gov.na/files/publications/4a6_Swart_Brandberg%20West%20Fm.pdf
32. Tinterri R., Civa A., Laporta M., Piazza A. (2020). Turbidites and turbidity currents. Chapter 17. In *Regional Geology and Tectonics* (Second Edition). Vol. 1: *Principles of Geologic Analysis*. 441–479 p. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-64134-2.00016-X>
33. Yang T., Cao Y., Friis H., Liu K., Wang Y. Origin and evolution processes of hybrid event beds in the Lower Cretaceous of the Lingshan Island, Eastern China. *Australian Journal of Earth Sciences*. 2018. Vol. 65. No. 4. P. 517–534. DOI: 10.1080/08120099.2018.1433236

Стаття: надійшла до редакції 16.05.2022
прийнята до друку 20.05.2022

**TURBIDITES IN THE MIDDLE PALEOCENE VARIEGATED FORMATIONS
OF THE SKYBA NAPPE BETWEEN THE RIVERS OPIR AND SVICHA
OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS**

Larysa Heneralova, Oleksandr Kostyuk, Anton Heneralov

*Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevskogo Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005
larysa.heneralova@lnu.edu.ua;
oleksandr.kostyuk@lnu.edu.ua;
avheneralov@ukr.net*

The paper presents the results of the study of sections of the Middle Paleocene variegated the Yaremche horizon in the skybas of Parashka, Skolivska, Orivska Skiba tectonic nappe. The work is based on the results of geological observations between the rivers Opir and Svicha and laboratory studies. The Yaremche horizon is characterized by rhythmic-cyclic interlayering of greenish-gray siltsammitic and siltpelitic turbidites and cherry-red hemipelagites and pelagites. The purpose of the paper is to study the features of horizon sections and to establish the features of paleogeodynamic and paleogeographic modes of their formation. Rhythmostratigraphic study of the Yaremche horizon, allows it to be included in the sequence of the first order, which contains sequences of higher, second and third orders. Terrigenous and carbonate turbidites take part in the construction of sections of the Yaremche horizon. For turbidite sequences, both terrigenous and carbonate composition, are characterized by elements of textures A. Bouma *Tdce*. However, there are terrigenous layers that have a disordered texture with intervals (bottom up) of dish (plate) structure, which contain fluide escape “pipes”, convoluted limination with gravitational intralayer deformations (in flat top). These layers have an unsorted, multi-grained, pudding structure. The lower contact is erosive, the upper – smooth with hidden traces of erosion. These layers are parallelized by the mechanism of formation with deposits of fluidized (and/or liquefied) flows that occur at the final stage of turbidity currents. The study of petrographic features of petrotypes of turbidite sequences makes it possible to isolate chlidolites (pat-tums, mixstolites), which belong to greywackes in terms of the material composition of the fragments. The content of cement in them is not less than 10–25 % and indicates the turbulent flow nature of the clay-sand mass from which the deposits were formed. Among the greywackes, a separate group is occupied by fragmentary carbonate rocks – calcarenite-calcillite turbidites (Parashka skyba, Oryava river). They were formed during the redeposition of shelf carbonate material and/or intra-oceanic uplift material to the deep-water sedimentary basin of the continental shelf, which at the time of their accumulation had depths above the CCD. The formation of the Yaremche horizon took place at the foot of the continental slope of the passive outskirts of Eurasia, on the border of the deep-water plain of the External Carpathian flysch paleobasin during the temporary stabilization of the tectonic regime. The continental foothills pulsatingly changed their bathymetric parameters, due to convergent events between Eurasia and the microcontinents of the Tethys Ocean. They controlled the periodic approach and formation of flysch nappe units of accretion prisms on the active continental margin. The scientific results of the study will contribute to a better understanding of the geological structure of the Skiba zone of the Ukrainian Carpathians. The practical results of the study will contribute to the study of geological bodies promising for hydrocarbons.

Key words: Flysch Carpathians, Skiba nappe, skybas of Parashka, Skolivska, Orivska variegated the Yaremche horizon, turbidites.

КОНСТРУКЦІЇ НАФТОГАЗОВИХ СВЕРДЛОВИН ТА ЇХНІЙ ВПЛИВ НА РЕЗУЛЬТАТИ БУРІННЯ

Юрій Крупський, Валентина Марусяк

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
e-mail: jkrupskij@i.ua;
marusyak_v@ukr.net*

Визначено поняття «свердловина». Як приклад, наведено конструкцію нафтогазових свердловин у Закарпатському прогині, пояснено, які обсадні труби і для чого потрібно опускати та на яку глибину для отримання позитивного результату. Наведено схему обладнання гирла нафтогазових свердловин фонтанною арматурою. У другій частині статті наведено необхідні конструкції проєктних свердловин, які забезпечать якісні результати їх буріння у різних геологічних умовах. На родовищах з простою геологічною будовою конструкція свердловин може бути простою, з кондуктором, на невелику глибину і експлуатаційною колоною до перекриття продуктивного горизонту. На родовищах, які перекриті відкладами не під час буріння, конструкція потребує високої густини промивної рідини, ці відклади треба перекрити проміжною колоною та подальшим бурінням у продуктивних горизонтах і на рідинах з малою густиною. Багатоколонні конструкції застосовують при складних геологічних умовах і великих глибинах свердловин.

Ключові слова: свердловина, конструкція свердловин, цементування, обладнання гирла, фонтанна арматура, герметизуюче обладнання.

Свердловина – гірничавиробка у товщі гірських порід, яка має круглий переріз, глибину від кількох метрів до кількох кілометрів і діаметр порядку 10–50 см [1].

Під *конструкцією свердловини* розуміють перекриття відкритого стовбура свердловини сталевими трубами (колонами), їх діаметр та глибини опускання [2].

Свердловину розпочинають бурити із найбільшого необхідного діаметра і бурять до потрібної глибини, потім цю пробурену частину обсаджують сталевими трубами дещо меншого діаметра, ніж діаметр долота, і цементують для жорсткого і герметичного з'єднання труб із стінками свердловини. Подальше буріння продовжують долотом дещо меншого діаметра, ніж діаметр опущених і зацементованих труб попередньої колони, і бурять до визначеної глибини, а стовбур знову обсаджують трубами і цементують тощо. Тому зі збільшенням глибини діаметр обсадних труб зменшується і в плані конструкція свердловини має вигляд концентричних кіл, діаметр яких зменшується до центру.

Основне призначення конструкції свердловини – якісна безаварійна провідка її до проєктної глибини, якісне розкриття і випробування продуктивних горизонтів, максимально можливе забезпечення охорони надр і геологічного середовища. Тому вибір конструкції свердловини та її реалізація є надзвичайно важливі і відповідальні етапи проєктування і будівництва свердловини.

На рис. 1 наведено конструкцію пошукової свердловини в Закарпатському прогині.

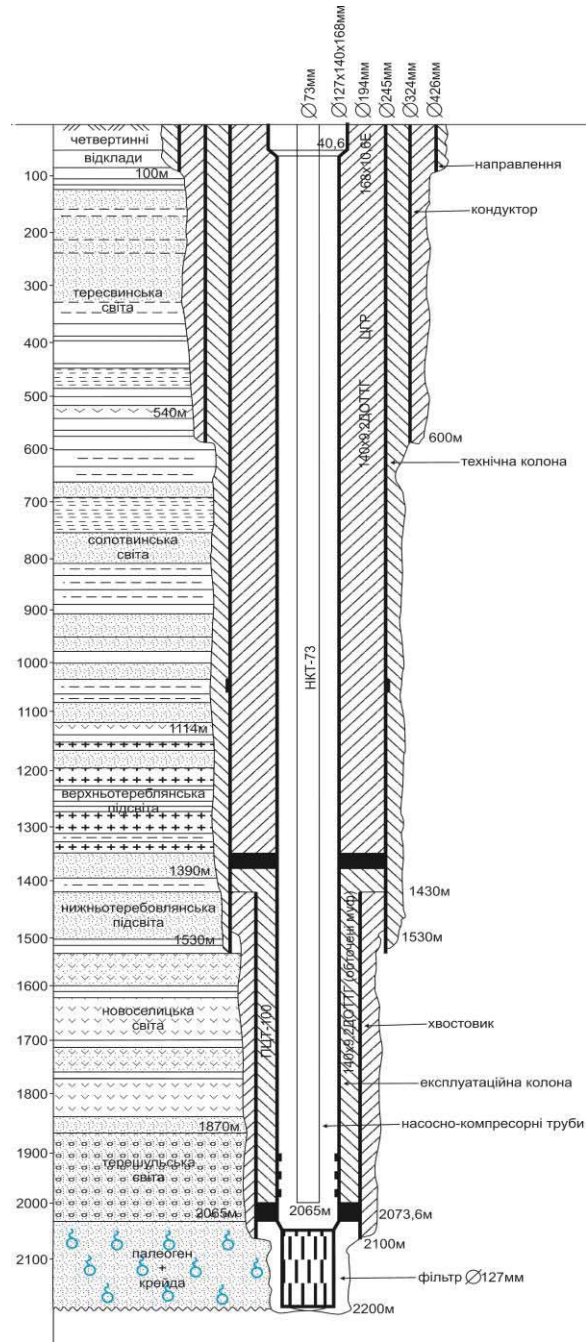


Рис. 1. Конструкція пошукової свердловини в Закарпатському прогині

Першу колону труб, так зване «спрямування», діаметром 426 мм опускають до глибини 100 м і цементують до устя з метою повного перекриття четвертинних відкладів і верхніх водоносних горизонтів.

Другу колону труб, так званий «кондуктор», діаметром 324 мм опускають до глибини 600 м і цементують до устя з метою перекриття схильних до осипань та обвалів порід, можливих водоносних горизонтів та недопущення можливих газопроявлень із горизонтів, які розкриватимуться нижче, тому на усті свердловини на цю колону встановлюють герметизуюче обладнання – превентор.

Першу технічну колону діаметром 245 мм опускають до глибини 1 530 м з цими ж завданнями, що і кондуктор, але додатково ще з перекриттям соленосних відкладів, які можуть викликати значні ускладнення під час подальшого буріння. На гирлі колону обв'язують з кондуктором і встановлюють превентор. Хвостовик діаметром 194 мм опускають в інтервал 1 430–2 065 м до покрівлі продуктивного горизонту з тими ж завданнями, що попередні колони, але з новим надзвичайно важливим завданням – якісного розкриття продуктивного горизонту, що може бути забезпечено якісними промивальними рідинами відповідної густини, а це можливо тоді, коли весь пробурений інтервал буде обсаджений трубами. Хвостовик цементують на всю довжину. Експлуатаційну колону діаметром 127–140–148 мм опускають до вибою свердловини 2200 м з метою перекриття продуктивного горизонту і видобутку вуглеводнів. Навпроти продуктивного горизонту встановлюють фільтр для з'єднання колекторів продуктивного пласта зі стовбуром свердловини, однак, здебільшого, для цієї мети застосовують перфорацію (простріл) експлуатаційної колони. Фільтр експлуатаційної колони не цементують. Низ кожної із колон обладнують направляючим пристроєм, так званим башмаком, трубою з отворами для цементування, зворотними клапанами для недопущення перетоків промивальної рідини із затрубного простору всередину колони, пристроями для цементування. Щоб труби колони не були зім'яті зовнішнім тиском, усередину колони періодично потрібно заливати промивальну рідину. Гирло свердловини обладнують колонною головою.

Для підйому продукції (нафта, газ) із продуктивного пласта на поверхню і для заглушування свердловини в неї опускають насосно-компресорні труби (НКТ) діаметром 73 мм. Глибина їхнього спуску, зазвичай, до покрівлі продуктивного горизонту, у нашому випадку – 2 065 м.

У процесі буріння, для недопущення неконтрольованих викидів нафти і газу, гирло свердловини обладнують «превентором». Він може бути плашковим або обертовим. Перший може герметизувати гирла, коли воно відкрите, або тоді, коли в свердловині знаходиться бурильний інструмент, однак під час обертання бурильного інструмента устя загерметизувати неможливо. Обертаний превентор може виконувати герметизацію устя й під час буріння.

Після закінчення свердловини поглибленням та опусканням експлуатаційної колони для випробування і видобутку вуглеводнів гирло свердловини обладнують фонтанною арматурою, один з видів якої показаний на рис. 2.

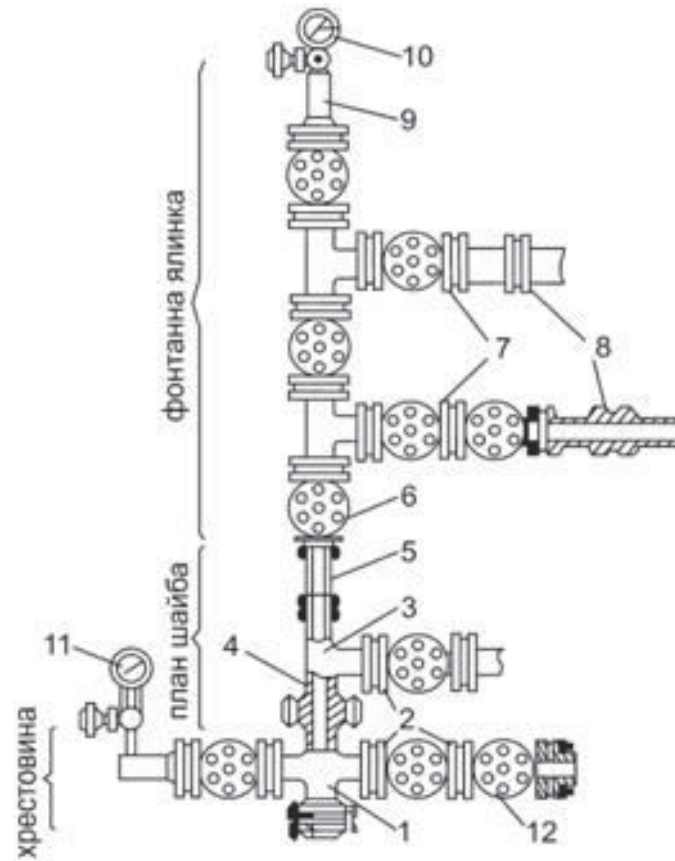


Рис. 2. Схема фонтанної арматури (1 – хрестовина; 2 – фланцеві з'єднання; 3 – трійник; 4 – планшайба; 5 – патрубок; 6, 7, 12 – засувки; 8 – штуцер; 9 – лубрикатор; 10, 11 – манометри)

Нижня частина фонтанної арматури називається хрестовиною. Її встановлюють на колонну головку, якою обладнаний верх експлуатаційної колони. В колонній головці є виводи, які контролюють затрубний простір між кондуктором і технічною колоною, між технічною та експлуатаційною колонами. Хрестовина контролює простір між експлуатаційною колоною і насосно-компресорними трубами, так званий «затрубний» простір. На хрестовину встановлюють так звану планшайбу з підвішеними до неї насосно-компресорними трубами. Планшайба контролює простір всередині НКТ, тобто простір, по якому під час роботи свердловини рухаються вуглеводні, так званий «трубний», або «буферний» простір.

На планшайбу встановлюють верхню частину фонтанної арматури, так звану «ялинку», з одним або двома відводами (струнами), де встановлені штуцери (шайби з каліброваними отворами) для замірів дебіту. Відводи під'єднуються до нафто- або газопроводів.

Для надійності технічних та експлуатаційних колон повинні бути правильно розраховані і вибрані глибини опускання, марки сталі, які б забезпечували недопущення зім'яття труб під дією зовнішнього тиску, або їхній порив під дією внутрішніх тисків. Усі колони повинні бути опресовані, попередньо кожна труба до опускання в свердловину, а потім вся колона труб після опускання і цементування. Експлуатаційну колону додатково перевіряють на герметичність не тільки створенням тиску всередині колони, а й на відсутність припливу із пластів шляхом її опорожнення та простежування за рівнем рідини всередині колони. Якщо рівень підніметься – це свідчить про негерметичність колони.

Усі колони в свердловинах, у яких очікують приплив газу, повинні бути зацементовані до устя свердловин. У нафтових свердловинах дозволяється піднімання цементу за колоною на 200 м вище башмака попередньої колони. Різьбові з'єднання колон повинні бути добре загерметизовані спеціальними змазками, або стрічкою ФУМ. Якість цементування, висота піднімання цементу за колонами перевіряють за допомогою геофізичних досліджень (заміри термометрії, акустичним каратажом і радіоактивним гамма і нейтронно-гамма методами).

Цементування колон може значно погіршити колекторські властивості продуктивного пласта. Пов'язано це з тим, що густина якісного цементного розчину повинна бути $1\,850\text{ кг/м}^3$, тому тиск, який створюється стовпом такого розчину, може значно перевищувати тиск у продуктивному пласті і зацементувати колектор. Відомі випадки, коли після цементування колон із продуктивних пластів не отримували ніякої продукції. Для недопущення подібних явищ застосовують облепшені цементи, або різні наповнювачі, або розраховують таку висоту піднімання цементу, щоб тиск, створений його вагою, був не більший від тиску, який створювала промивальна рідина. Для цього колони цементують секціями, застосовуючи спеціальні цементувальні муфти, або опускають і цементують обсадні труби окремими секціями.

Нижче наведено приклади застосування раціональних конструкцій свердловин для різних геологічних умов.

На рис. 3 показано профіль через верхню частину Рудківського родовища.

Ураховуючи незначну глибину і невеликі пластові тиски, проєктні свердловини 302, 304 можна бурити по одноколонній конструкції, тобто повинна бути викопана шахта, опущене направлення до перекриття четвертинних відкладів 25 м, кондуктор 245 мм до глибини 100 м і експлуатаційна колона діаметром 146 мм до глибини 800 м. Колона і кондуктор повинні бути зацементовані до гирла свердловини тому, що очікується продукція газу.

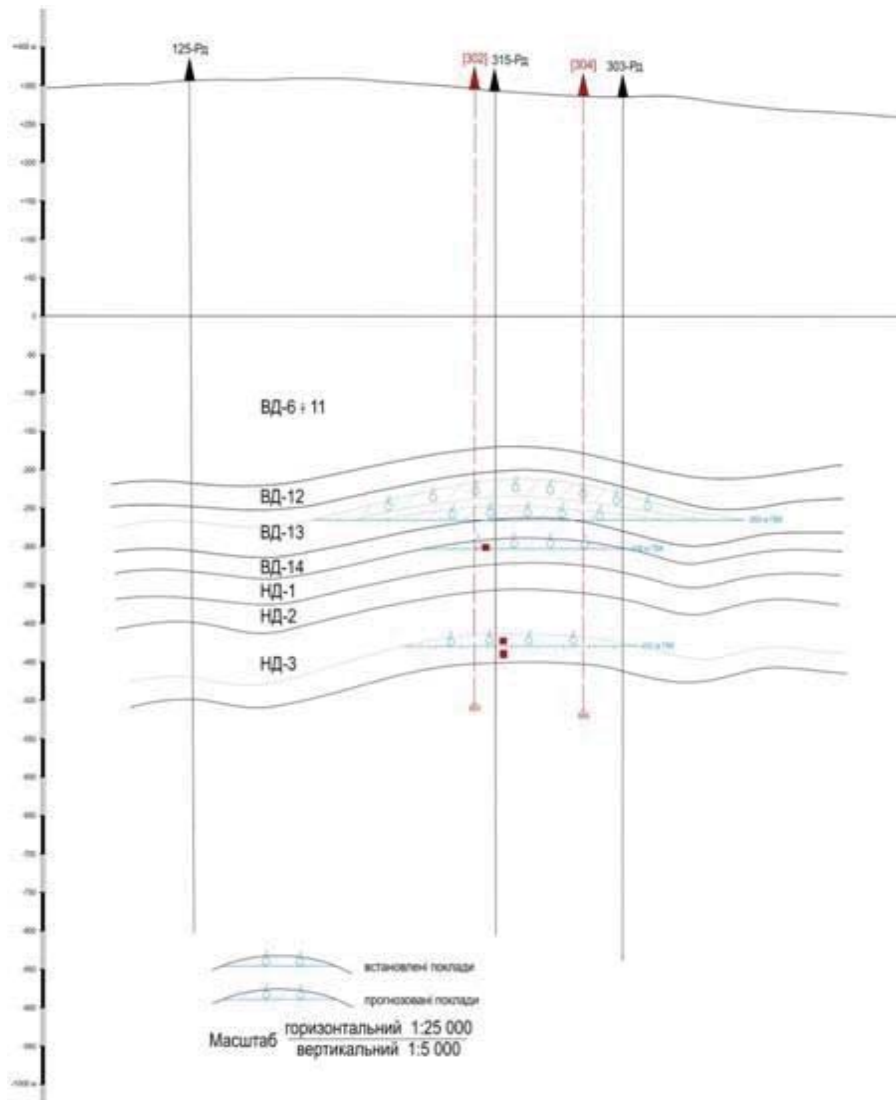


Рис. 3. Геологічний профіль через верхню частину Рудківського родовища

На рис. 4 показано сейсмогеологічний розріз через Північно-Богородчанську площу.

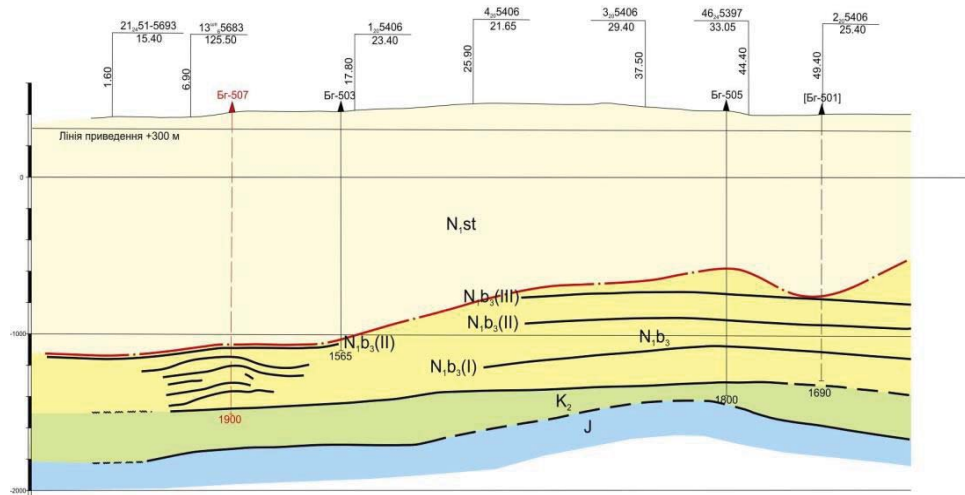


Рис. 4. Північні Богородчани. Сейсмогеологічний розріз по профілю 7₂₀5406

Перспективною тут є так звана Ділівська структура у лівій частині профілю. Зверху структура перекрита відкладами Стебницького насуву. Ці відклади складені солями і моласами, схильними до обвалів, тому їх потрібно перекрити колонами для недопущення обвалів. Під час буріння для запобігання цього потрібна висока густина промивної рідини, а продуктивні відклади Ділівської структури потребують буріння на низьких густинах промивних рідин. Тому конструкція проектної свердловини Бг-507 повинна включати спуск кондуктора діаметром 324 мм на глибину 100 м і проміжної колони діаметром 245 мм до перекриття відкладів насуву на глибину 1 050 м. Експлуатаційну колону діаметром 146 мм опускають на глибину 1 900 м і цементують до гирла свердловини, оскільки очікують приплив газу.

На рис. 5 показано розріз через Нижньо-Битківську складку, виконаний Західноукраїнською нафтогазорозвідувальною експедицією (ЗУГРЕ).

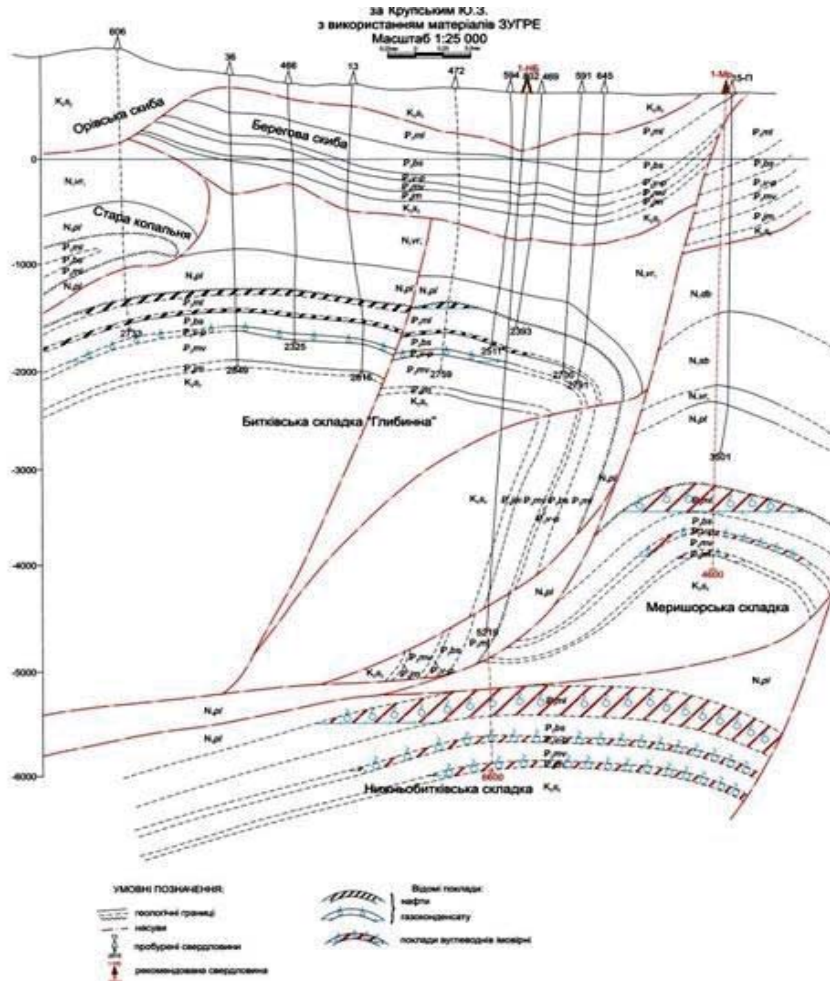


Рис. 5. Нижньо-Битківська складка. Сейсмогеологічний профіль

Розріз цієї площі дуже складний. Під час буріння свердловина повинна пройти відклади палеогену Берегової скиби, воротищенської світи неогену, поляницької світи неогену, палеогенові продуктивні відклади Битківської Глибинної складки і підворот цієї складки і ввійти в очікувані продуктивні відклади Нижньо-Битківської складки з можливими високими пластовими тисками. Тому конструкція буде дуже складною. Вона повинна передбачити спуск кондуктора діаметром 425 мм на глибину 500 м, 324 мм першої технічної колони до глибини 2 500 м для перекриття вироблених продуктивних відкладів палеогену Битківської Глибинної складки, другої проміжної 245 мм колони до глибини до 5 000 м і спуск 146 мм експлуатаційної колони до проектної глибини 6 600 м. Усі колони цементують до гирла.

Розглянувши конструкції свердловин, стає зрозумілою висока вартість буріння, хоча це тільки одна складова всієї ціни. У вартість ще входять ціни на промивні рідини, монтаж-демонтаж верстатів, підготовка майданчиків до буріння і їх рекультивация,

утилізація шламів, вартість бурових верстатів, оплата праці, оцінка впливу на довкілля (ОВД). Тому надзвичайно важливим є правильний вибір місця положення свердловини для отримання позитивного результату буріння.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Павлюх Й., Павлюх О. Практичний словник-довідник нафтогазової промисловості. 2017. 556 с.
2. Крупський Ю. З. Геологія та екологія видобутку нафти і газу : навч. посібник. Львів : Вид. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2010. 212 с.

REFERENCES

1. Pavliukh Y., Pavliukh O. Praktychnyi slovnyk-dovidnyk naftohazovoi promyslovosti. 2017. 556 p.
2. Krupskiy Yu. Z. Neolohiia ta ekolohiia vydobutku nafty i hazu : navchalnyi posibnyk. Lviv : Vydavnychi tsestr LNU im. I. Franka, 2010. 212 p.

*Стаття: надійшла до редакції 16.05.2022
прийнята до друку 20.05.2022*

DESIGNS OF OIL-AND-GAS WELLS AND THEIR INFLUENCE ON THE DRILLING RESULTS

Yurii Krupskiy, Valentyna Marusiak

*Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevskiy Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005
e-mail: jkrupskyj@i.ua;
marusyak_v@ukr.net*

The definition of the term “well” is provided in the article. The design of an oil-and-gas well in the Transcarpathian depression is given as an example; the article contains explanations on which casing strings should be sunk, for what reason and how deep it should be done in order to get a positive result. This article demonstrates a scheme of equipping oil-and-gas wellheads with Christmas trees. Essential designs of project wells that ensure high-quality drilling results under different geological conditions are shown in the article’s second part. The wells’ design on the territory of deposits with simple geological structure may be unsophisticated and include a conductor casing at a shallow depth and a flow string before overlaying of a payout bed. The deposits overlaid by sediments not during drilling require high density of drilling fluid; those sediments should be overlaid by a liner and continue to be drilled till payout beds and using fluids with low density. Multiple casing string designs are used under complex geological conditions and in case of extremely deep wells.

Key words: well, well design, cementing, wellhead equipping, Christmas tree, pressurizing equipment.

ЕВОЛЮЦІЯ ТА САМООРГАНІЗАЦІЯ КАРСТОВИХ ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ СИСТЕМ СОЛЯНИХ РОДОВИЩ КАРПАТСЬКОГО РЕГІОНУ

Василь Дяків

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
e-mail: dyakivw@yahoo.com*

З'ясовано, що гідрогеологічні системи в умовах техногенно-зміненого геологічного середовища соляних родовищ Карпатського регіону (Стебницького, Калуш-Голинського, Солотвинського) проявляються як типові дисипативні системи, здатні до еволюції та самоорганізації. Еволюція карстових гідрогеологічних систем полягає у їхньому зародженні, пов'язаним із початком водопритоків у гірничі виробки карстових вод, послідовному зростанні їхньої агресивності та дебету, активізації карстопровальних явищ, підрізання ціликів у шахтах та бортів у кар'єрах, самоізоляції виходів легкорозчинних мінералів та пригнічення техногенно-активізованого карсту, аж до припинення за повного затоплення соленосних відкладів. Самоорганізація карстових гідрогеологічних систем відбувається шляхом циклічної зміни чотирьох стадій: 1) вилуговування легкорозчинних мінералів в агресивному середовищі; 2) вивільнення важкорозчинних та нерозчинних компонентів; 3) пригнічення вилуговування внаслідок тимчасового блокування легкорозчинних мінералів протекторним прошарком вивільненого нерозчинного залишку теригенних та важкорозчинних мінералів; 4) ерозійно-корозійної дезінтеграції протекторного прошарку із циклічним переходом до стадії 1. Встановлені закономірності еволюції та самоорганізації карстових гідрогеологічних систем дають можливість прогнозувати стан гірничих масивів, порушених видобувними роботами та соляним карстом, а також пропонувати науково-обґрунтовані варіанти вирішення геоекологічних проблем.

Ключові слова: карстова гідрогеологічна система, Стебницьке, Калуш-Голинське, Солотвинське родовища, Карпатський регіон, соляний карст, техногенна активізація, ефект самотампонування, оцінка, аналіз, прогноз.

Постановка проблеми. Надзвичайно важливим чинником, який дає можливість безпечно розробляти соляні родовища, є сприятливість гідрогеологічних умов: природна захищеність соляних покладів водотривкими товщами, їх цілісність, непорушність, відсутність потужного джерела живлення надсолевих підземних вод та багато інших. За сприятливих гідрогеологічних умов соляні родовища можна безпечно проходити гірничі виробки у соленосних відкладах, розробляти та видобувати із надр розвідані запаси. Водночас наявність чи раптова поява навіть найменших водопритоків недосичених за вмістом солей призводить до розвитку техногенно-активізованого соляного карсту та початку функціонування карстових гідрогеологічних систем, які еволюціонують та самоорганізуються із часом.

Як відбувається еволюція та самоорганізація, послідовність та чергування динамічних та статичних стадій, має надзвичайно важливе значення для розуміння процесів розвитку соляного карсту, прогнозу стійкості гірничих масивів та реалізації інших практичних завдань. Визначені та спостережувані емпіричні факти, геологічні процеси, їхні морфологічні прояви документувались останні 20 років у межах Солотвинського, Стебницького і Калуш-Голинського родовищ та дають змогу запропонувати цілісну модель еволюції та самоорганізації карстових гідрогеологічних систем.

Огляд літературних даних. Приклади еволюції та самоорганізації карстових гідрогеологічних систем соляних родовищ Карпатського регіону, процеси та явища, що відбуваються за умови руху підземних вод по соляних породах, їх вилуговування та самоізоляція у різних умовах детально описано у публікаціях В. О. Дяківа, А. М. Гайдіна, Х. М. Цар [1–3].

Теоретичні аспекти еволюції та самоорганізації складних динамічних систем, дуже добре описані на прикладі дисипативних структур, які подібні до спостережуваних процесів та явищ, уперше описав І. Пригожин [4, 5] як відкриті нелінійні системи, які є далекими від стану термодинамічної рівноваги, завдяки розсіянню енергії, одержуваної ззовні. За І. Пригожином [4, 5], дисипативні системи виникають тоді, коли первинні стійкі структури потрапляють у нерівноважне середовище, зазнають суттєвих змін в умовах, далеких від термодинамічної рівноваги, доходять до точки невизначеності (біфуркації), де є вибір між подальшою деградацією та повним знищенням, з одного боку, та самоорганізацією за рахунок внутрішніх резервів, радикальною перебудовою внутрішньої будови з утворенням більш складної впорядкованої структури з метою “виживання” у несприятливих умовах.

Мета статті. Цілісна характеристика еволюції та самоорганізації карстових гідрогеологічних систем у межах карпатського регіону на прикладі розроблених Солотвинського, Стебницького та Калуш-Голинського родовищ кам'яних та калійних солей.

Виклад основного матеріалу. У Карпатському регіоні серед неогенових молас розвідані десятки родовищ кам'яної солі та калійно-магнієвих руд сульфатного та хлоридно-сульфатного складу, хлоридно-натрієвих розсолів, гіпсо-ангідритів, самородної сірки, які розроблялись десятки і сотні років та в межах яких зафіксовано прояви техногенно-активізованого карсту (рис. 1). Розглядаючи техногенно-активізований карст лише соленосних відкладів, варто зазначити, що їх специфічною особливістю у Карпатському регіоні є різноманітність мінерального складу: від майже мономінерального соляного купола Солотвинського родовища, складеного галітом з мізерними вмістами інших мінералів, у тім числі глинистих, до полімінеральних руд Стебницького та Калуш-Голинського родовищ, складених галітом, каїнітом, лангбейнітом, полігалітом, епсомітом, кізеритом, сільвіном, шенітом, багатьма іншими соляними мінералами, із вмістом теригенних та глинистих мінералів (кварцу, гідролюди, хлориту) до 17 %. Наявність глинистих мінералів у соляних відкладах, з одного боку, суттєво ускладнює технології збагачення, а з іншого – в умовах техногенно-активізованого карсту – є важливим чинником його пригнічення, що дає підстави розглядати цей процес з позицій синергетики та самоорганізації дисипативних систем.

Із визначення карсту як екзогенного геологічного процесу розчинення гірських порід, які містять водорозчинні мінерали, що призводить до утворення порожнин та їх деформацій і, як наслідок, до характерного карстового рельєфу, найважливішими

передумовами розвитку соляного карсту є наявність у геологічному розрізі соляних мінералів, відкритий доступ до них підземних вод та винесення продуктів розчинення в умовах нерівноважного стану.

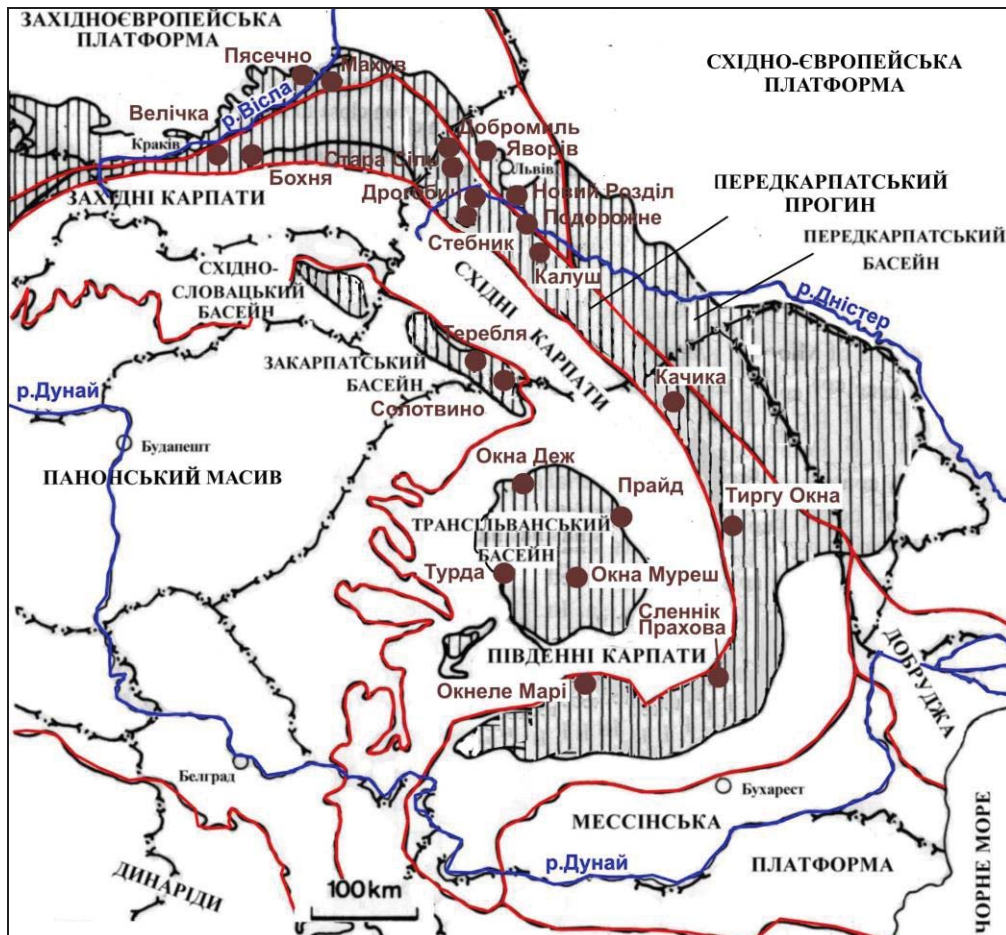


Рис.1. Поширеність неогенових молас у Карпатському регіоні та локалізація найбільших розроблюваних родовищ кам'яної солі та калійно-магнієвих руд сульфатного та хлоридно-сульфатного складу, хлоридно-натрієвих розсолів, гіпсо-ангідритів, самородної сірки, в межах яких зафіксовано прояви техногенно-активізованого карсту

Соляно-глинисті відклади в природних умовах зазвичай перебувають у рівноважному стані. Перехід у нерівноважний стан відбувається за тектонічних рухів, ерозійного розмиву перекриваючих відкладів, потраплянні соляно-глинистих відкладів у зону активного водообміну. Характерною ознакою соляно-глинистих відкладів у таких умовах є утворення мірабіліт-глазеритової, шеїніт-мірабілітової, гіпсово-глинистої шапки (Стебницьке та Калуш-Голинське родовище) та глинистого «палагу» (на Солотвинському родовищі) потужністю від 1–2 до 5–10 і більше метрів.

Формування цих елювіальних утворень відбувається внаслідок дії на соляно-глинисті мінеральні асоціації прісних вод або солоних розчинів, під впливом яких певний геологічний час проходить гідрометаморфізація осадових відкладів. Наслідком гідрометаморфізації соляно-глинистих відкладів є те, що легкорозчинні солі виносяться, а слабкорозчинні у воді мінерали, мінеральні новоутворення (гіпс, шейніт, мірабіліт) та нерозчинний залишок глинистих мінералів накопичується як залишковий продукт.

Зазвичай елювіальні «шапки» є надзвичайно важливими водотривами, які розвивають зверху вниз, до рівня проникнення агресивних вод та припинення їх руху у вигляді соляного дзеркала розсолів. Верхні горизонти елювіальних «шапок», виходячи на денну поверхню чи у зону активізації екзогенних геодинамічних процесів, зазнають денудації, наслідком чого може бути порушення гідроізоляції легкорозчинних солей. За таких умов соляно-глинисті відклади одночасно карстуються у напрямі розвантаження природних розсолів соляного дзеркала та самоізолюються за умови акумулювання слабкорозчинних соляних мінералів та нерозчинних глинистих осадів.

Іншою передумовою розвитку чи пригнічення соляного карсту у соляно-глинистих відкладах печери (шахти) чи кар'єру є рух підземних вод стосовно місць їх залягання та кут нахилу поверхні вилюговування до потоку агресивних вод (рис. 2).

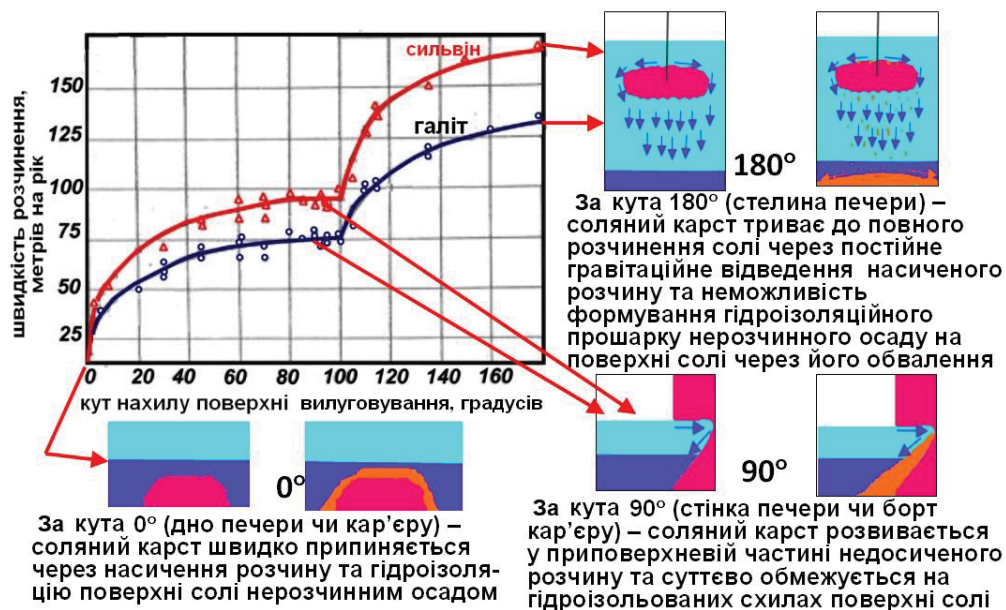


Рис. 2. Схема залежності швидкості розчинення сильвініту і галіту від нахилу поверхні розчинення при 25 °С, фізико-хімічного пригнічення карстового процесу насиченим розчином чи гідроізоляційного пригнічення за формування гідроізоляційного прошарку

Такий процес дуже добре описано на прикладі дисипативних систем. Уперше дисипативні структури описав І. Пригожин [4, 5] як відкриті нелінійні системи, які є далекими від стану термодинамічної рівноваги, завдяки розсіянню енергії, одержуваної ззовні. Дисипативні системи виникають тоді, коли первинні стійкі структури потрапляють у нерівноважне середовище, зазнають суттєвих змін в умовах, далеких від

термодинамічної рівноваги, доходять до точки невизначеності (біфуркації), де є вибір між подальшою деградацією та повним знищенням, з одного боку, та самоорганізацією за рахунок внутрішніх резервів, радикальною перебудовою внутрішньої будови з утворенням більш складної впорядкованої структури з метою “виживання” у несприятливих умовах.

Самоорганізація у точці біфуркації може розпочатись лише за умови різнонаправленості потоків енергії та речовини, наявності внутрішніх резервів та еволюції середовища. Водночас однонаправленість речовинно-енергетичних потоків, відсутність внутрішніх резервів та ознак еволюції середовища може призводити до остаточної деградації, коли в закритих системах немає рушійної сили самоорганізації (прагнення системи до мінімуму вільної енергії) – зупинити деградацію та хаос. Якщо еволюція середовища мінімізує ентропію (нерівноважні умови), відбувається самоорганізація динамічних систем, які називають дисипативними. До дисипативних систем належать просторові, тимчасові або просторово-часові структури, які можуть виникати далеко від рівноваги в нелінійній області, перейти в стан геохімічної рівноваги тільки шляхом стрибка (внаслідок нерівноважного фазового переходу), які, обмінюючись речовиною та енергією із середовищем, є структурно стійкими.

Як показали багаторічні комплексні польові та експериментальні дослідження розроблюваних соляних родовищ Карпатського регіону [1, 2, 3], динамічні системи соляно-глинистих мінеральних асоціацій в умовах агресивних середовищ є типовими дисипативними структурами, які, з одного боку, деградують, руйнуються, у яких настає хаос та дезінтеграція, а з іншого – у них виникають стабільні утворення, які підтримують стійкість у межах карстових каналів у гідрогеологічній системі рудника № 2 Стебницького родовища (рис. 3) чи, змінюючи напрямок підземного потоку, на прикладі Солотвинського родовища (рис. 4, 5).

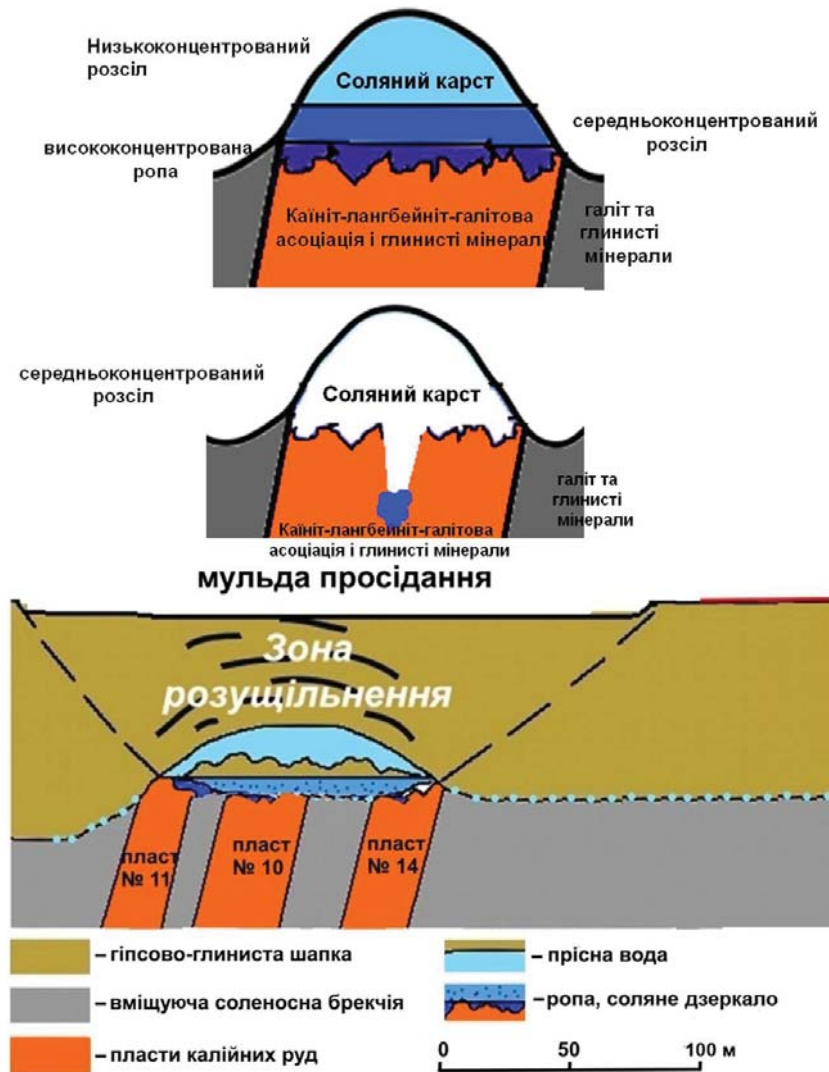


Рис. 3. Особливості руху підземних вод та розвитку закритого соляного карсту у напірному та безнапірному режимах карстової гідрогеологічної системи Стебницького родовища

Згідно із запропонованою принциповою схемою карстової гідрогеологічної системи Солотвинського родовища кам'яної солі, до осушення майже усіх Солотвинських соляних озер у районі Затону ці водойми, разом із водоприпливом на водозбірну площу, були зоною живлення карстової гідрогеологічної системи у періоди активізації карсту: звідси вода текла по зоні транзиту – карстовому каналу, локалізованому на рівні ерозійного зрізу неогенових відкладів північного краю Солотвинського соляного купола, який був гідравлічно відокремлений від провалу шахти № 7 та розвантажувався у провалі Чорний Мочар (рис. 4).

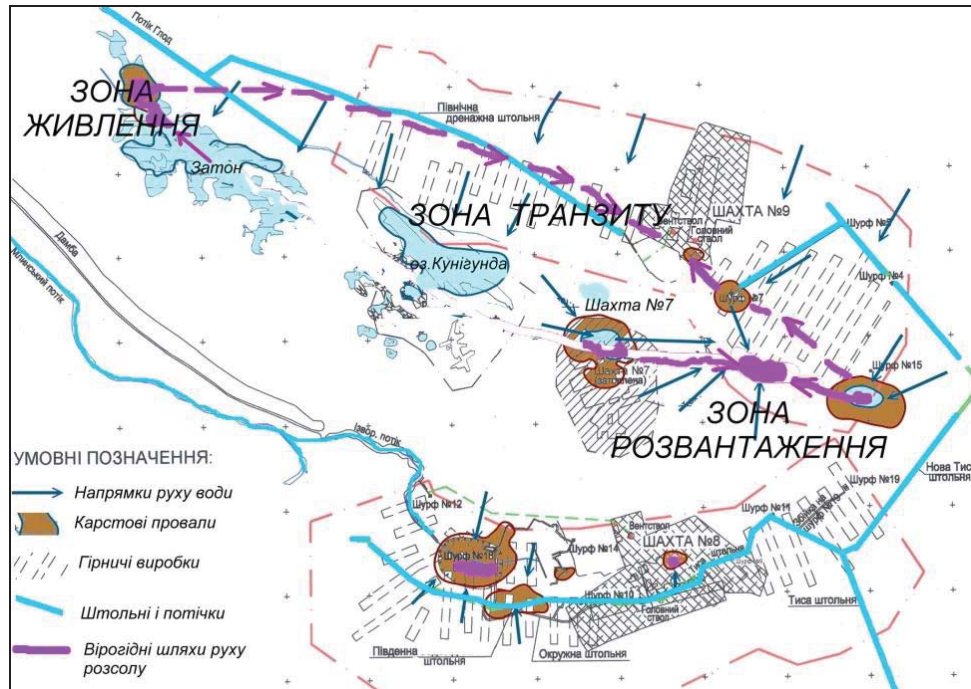


Рис. 4. Принципова схема функціонування карстової гідрогеологічної системи Солотвинського родовища кам'яної солі до осушення майже усіх Солотвинських соляних озер у районі Затону і повного затоплення шахти № 9 та розташування на ній зон живлення (Солотвинські соляні озера), транзиту (карстовий канал на рівні ерозійного зрізу неогенових відкладів по північному краю соляного купола) та розвантаження (провал Чорний Мочар і затоплювана шахта № 9)

Після припинення осушення шахти № 9, її повного затоплення, почалось заповнення карстових порожнин та відновлення статичних рівнів підземних вод, що спричинило інверсію локалізації зон живлення та розвантаження, коли на водозбірній площі провалу Чорний Мочар сформувалось озеро і надлишки його вод та вод із водозбірної площі шахти № 8 інфільтраційно розвантажувались у існуючий карстовий канал у зоні транзиту та розвантажувались у протилежному напрямку, у Солотвинські соляні озера, в районі Затону, знову їх наповнюючи, але вже опрісненою водою (рис. 5).

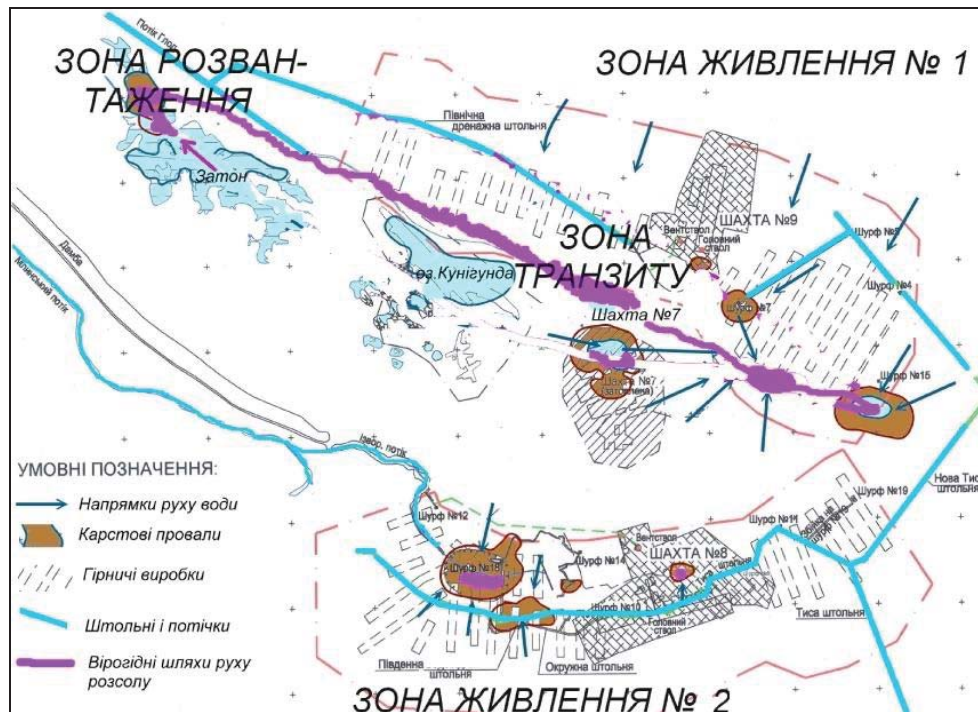


Рис. 5. Принципова схема функціонування карстової гідрогеологічної системи Солотвинського родовища кам'яної солі після повного затоплення шахти № 9 та розташування на ній зон живлення (водозбірні площі провалу Чорний Мочар та затопленої шахти № 8), транзити (карстовий канал на рівні ерозійного зрізу неогенових відкладів по північному краю соляного купола) та розвантаження (Солотвинські соляні озера)

Ці характеристики, за визначенням, є головними ознаками дисипативних систем. Унаслідок природної самоорганізації у таких системах можуть виникати стійкі структури, які існують за умови постійної дисипації, тобто втрати системою енергії. Таке визначення дисипативної системи свідчить про самоорганізацію як один з головних шляхів еволюції геохімічно-нестійких утворень – соляно-глинистих мінеральних асоціацій в умовах агресивних середовищ, ознаками якої є:

1) випадкова поведінка в точці біфуркації: від продовження хаосу (карстового процесу) до первинного спонтанного впорядкування (самоізоляції соляних відкладів); неможливість передбачити, в якому напрямі розвиватиметься система, чи залишиться стан хаотичним або вона перейде на новий рівень впорядкованості;

2) наявність декількох (як мінімум двох) різнонаправлених градієнтних потоків (первинного агресивного, що еволюціонує у вторинний низхідний підвищеної мінералізації, дифузійного, конвективного, седиментаційного, гідратаційного, дегідратаційного, елізійного, кристалізаційного), у полі яких формується стійкий примежовий гідроізоляційний прошарок (рис. 6);

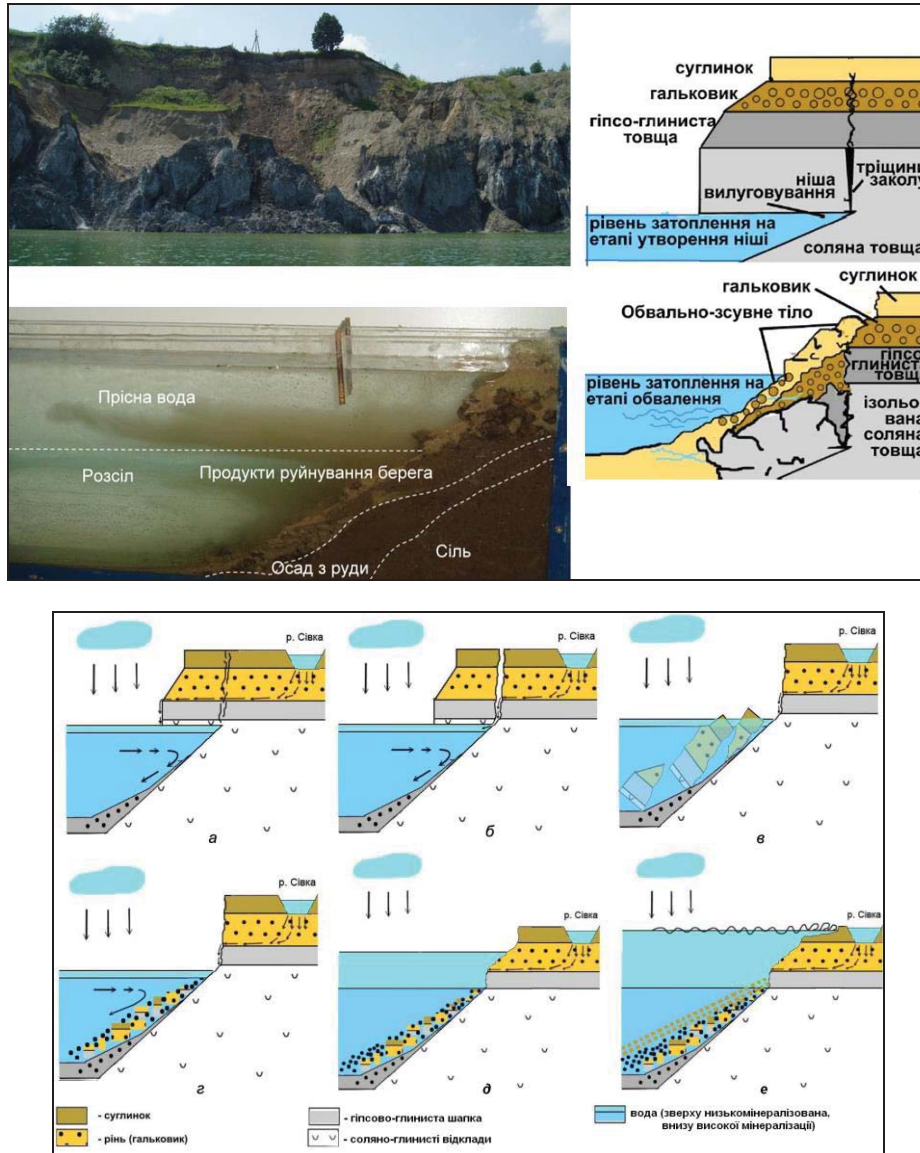


Рис. 6. Механізм формування стійкого гідроізолюючого прошарку соляно-глинистих відкладів на прикладі затоплення Домбровського кар'єру

3) кооперативна поведінка дизінтегрованих елементів системи на мікро- та макрорівні у процесі первинного спонтанного впорядкування: пептизація, коагуляція, фрагментація, седиментація, крупно-уламкове армування, гравітаційне сортування, формування кута стійкого відкосу, самоущільнення, кристалізація, цементація та ін.;

4) просторово-часова циклічність: зміна стадії вилугування легкорозчинних мінералів в агресивному середовищі на стадію вивільнення важкорозчинних та

нерозчинних компонентів, які тимчасово блокують дезінтеграцію і підтримують динамічну рівновагу, та стадію її порушення;

5) наявність чіткої об'ємної межі між дезінтегрованими елементами та впорядкованими структурами, яка різко блокує дезінтеграційні процеси, є важливим буфером та протектором від агресивного впливу на непорушені компоненти (рис. 6);

6) складність структури зв'язків між непорушеними компонентами, первинними впорядкованими структурами, потоками агресивного середовища, його рушійними силами, які можуть призводити до часткової втрати стійкості (рис. 6);

7) невідворотне "заліковування" порушеної об'ємної межі внаслідок часткової втрати стійкості у «згасаючому» режимі до відновлення порушеної динамічної рівноваги (рис. 3);

8) випадковість морфології новоутворених структур відповідно до принципу Кюрі, згідно з яким симетрія середовища визначає симетрію впорядкованих структур;

9) кінцева асиметричність та пірамідальність об'ємної межі між дезінтегрованими елементами та впорядкованими структурами, з широкою основою та звуженою вершиною, що забезпечують локалізованість та фізико-хімічну обмеженість зони дезінтеграції, стійке підживлення та просторово-часову стійкість дисипативних систем.

Для різних типів дисипативних систем обґрунтовано механізми дії та ефективність впливу мінералогічних протекторів на пригнічення техногенно-активізованого карсту, самоізоляцію солевмісних відходів та водорозчинних відкладів, демінералізацію розсолів, самоочистку повітря підземної атмосфери соляних шахт. У таких системах наявність глинистих мінералів, їх сорбційні та інші властивості значною мірою визначають динаміку проявів ефектів тампонування, соляно-глинистої та гіпсово-глинистої цементації, інгібування чи прискорення карстового процесу, гідроізолюваності геологічного середовища, захищеності підземних та поверхневих вод від різного ступеня мінералізованих розсолів.

Розроблено модель зворотного циклічного зв'язку функціонування дисипативних систем та їхньої еволюції у консервативні системи, яка є універсальною для кожного з об'єктів активізації техногенного карсту, та самоорганізації і еволюції дисипативних систем геохімічно-нестійких утворень – соляно-глинистих мінеральних асоціацій в умовах агресивних середовищ. З'ясовано, що для кожного окремого випадку: затоплювані соляні кар'єри та шахти, відкриті для атмосферних опадів, хвостосховища та солевідвали, підземний простір провітрюваних соляних копалень притаманні свої відмінності, які проявляються у механізмах дії та ефективності мінералогічних чи геохімічних протекторів на пригнічення техногенно-активізованого карсту, самоізоляції солевмісних відходів та водорозчинних відкладів, демінералізації розсолів. У дисипативних системах наявність глинистих мінералів, їх катіоно-обмінні, сорбційні та інші властивості значною мірою визначають динаміку проявів ефектів тампонування, соляно-глинистої цементації, інгібування чи прискорення карстового процесу, гідроізолюваності геологічного середовища, захищеності підземних та поверхневих вод від різного ступеня мінералізованих розсолів (рис. 7).

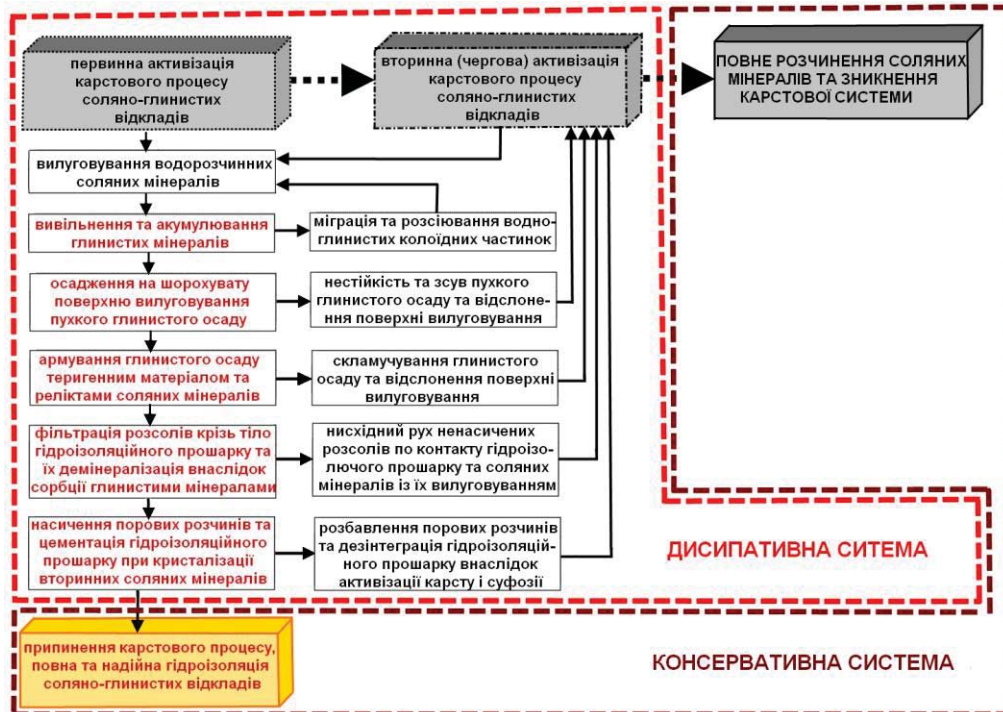


Рис. 7. Модель зворотного циклічного зв'язку функціонування дисипативних систем та їхньої еволюції у консервативні гідрогеологічні системи внаслідок активізації техногенного карсту

Висновки. За результатами проведених досліджень можна зробити такі висновки:

1. З'ясовано, що соляно-глинисті мінеральні асоціації в умовах техногенно-зміненого геологічного середовища соляних родовищ Карпатського регіону еволюціонують та самоорганізуються в умовах руху підземних вод, проявляються як карстові гідрогеологічні системи – дисипативні структури, що функціонують за принципом циклічного зворотного зв'язку процесів вилугування, акумулювання гідроізолюючого осаду, що пригнічує розчинення та його дезінтеграцію. У таких системах відбувається циклічна зміна стадії вилугування легкорозчинних мінералів в агресивному середовищі на стадію вивільнення важкорозчинних та нерозчинних компонентів, які блокують дезінтеграцію і підтримують динамічну рівновагу, та на стадію її порушення.

2. Розроблено моделі зворотного циклічного зв'язку функціонування дисипативних систем та їхньої еволюції у консервативні гідрогеологічні системи, яка є універсальною для кожного з об'єктів активізації техногенного карсту та самоорганізації і еволюції дисипативних систем геохімічно-нестійких утворень – соляно-глинистих мінеральних асоціацій в умовах агресивних середовищ. Виявлено, що для кожного окремого випадку – затоплювані соляні Домбровський кар'єр у Калуші та шахти у Стебнику та Солотвино, а також відкриті для атмосферних опадів хвостосховища та солевідвали – притаманні свої відмінності, які проявляються у механізмах дії та ефективності мінералогічних чи геохімічних протекторів на

пригнічення техногенно-активізованого карсту, самоізоляції солевмісних водорозчинних відкладів, демінералізації розсолів. У дисипативних системах наявність глинистих мінералів, їх катіоно-обмінні, сорбційні та інші властивості значною мірою визначають динаміку проявів ефектів тампонування, соляно-глинистої цементації, інгібування чи прискорення карстового процесу,

3. Обґрунтовано механізм та специфіку розвитку ніші вилуговування, визначено роль протекторних та прискорюючих чинників техногенно-активізованого карсту на підставі лабораторних та польових експериментів. Уперше обґрунтовано новий механізм просторово-часової мінливості зон живлення, транзиту, розвантаження вод та прискореного розвитку техногенно-активізованого карсту в умовах гірничо-зміненої гідрогеологічної системи Солотвинського соляного купола. Мінливі у часі і просторі потоки карстових вод пов'язують усі гірничі об'єкти (шахти № 7–9, дренажні штольні та шурфи, колишнє підземне сховище нафтопродуктів, соляні озера) в єдину гідрогеологічну систему. Незважаючи на те, що прискорений механізм розвитку техногенно-активізованого карсту функціонує у разі дефіциту мінералогічних протекторів у соленосній формації, його інтенсивність різко зменшується в умовах екзогенного пригнічення механічно-змішаними парастеричними (однопросторовими) мінеральними соляно-глинистими асоціаціями у приконтатовій зоні соляного купола.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Дяків В. Експериментальне моделювання дезінтеграції галопелітових мінеральних асоціацій при затопленні рудника № 2 Стебницького ДГХП “Полімінерал” // Вісник Волин. ун-ту. 2007. Вип. 2. Ч. 2. С. 285–291.
2. Гайдін А. М., Дяків В. О. Умови формування прісноводної товщі в озері на місці соляного кар'єру : зб. наук. праць Волин. нац. ун-ту ім. Лесі Українки. Природа Західного Полісся та прилеглих територій. № 7. Луцьк, 2010. С. 50–64.
3. Дяків В., Цар Х. Модель вилуговування, закарстовування та самоізоляції легкорозчинних солей з приповерхневих соляно-глинистих відкладів хвостосховищ і солевідвалів калійних родовищ Передкарпаття // Мінералогічний збірник Львівського університету. 2010. № 60. Вип. 2. С.136–147.
4. Николіс Г., Пригожин И. Самоорганизация в неравновесных системах: От диссипативных структур к упорядоченности через флуктуации. Москва: Мир, 1979. 512 с.
5. Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. Новый диалог человека с природой. Москва : Прогресс, 1986. 432 с.

EVOLUTION AND SELF-ORGANIZATION OF KARSTS HYDROGEOLOGICAL SYSTEMS OF SALT DEPOSITS OF THE CARPATHIAN REGION

Vasyl Dyakiv

*Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevsky Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005
e-mail: dyakivw@yahoo.com*

It has been established that hydrogeological systems in the conditions of the technologically altered geological environment of the salt deposits of the Carpathian region (Stebnytskyi, Kalush-Holinskyi, Sototvynskyi) behave as typical dissipative systems capable of evolution and self-organization. The evolution of karst hydrogeological systems consists in their genesis associated with the beginning of inflows of karst waters into mining productions, the successive growth of their aggressiveness and flow, the activation of karst collapse phenomena, undercutting of walls in mines and sides in quarries, self-isolation of exits of easily soluble minerals and suppression of man-made activated karst, up to complete cessation when salt-snow deposits are completely flooded. Self-organization of karst hydrogeological systems occurs through a cyclic change of four stages: 1) leaching of easily soluble minerals in an aggressive environment; 2) release of poorly soluble and insoluble components; 3) inhibition of leaching due to temporary blocking of easily soluble minerals by a protective layer of the released insoluble residue of terrigenous and poorly soluble minerals; 4) erosion-corrosion disintegration of the protective layer with a cyclical transition to stage 1. The established regularities of the evolution and self-organization of karst hydrogeological systems make it possible to predict the state of mining massifs disturbed by mining operations and salt karst, as well as to propose scientifically based solutions geoecological problems.

Key words: karst hydrogeological system, Stebnyk, Kalush-Glolynsk, Sototvy deposits, Carpathian salt karst region, man-made activation, self-buffering effect, assessment, analysis, forecast.

ЧИННИКИ КАТАСТРОФІЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ ЛІНІЙНОЇ ЕРОЗІЇ ТА ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНІ ПРОБЛЕМИ ЕКСПЛУАТАЦІЇ СОНЯЧНИХ ЕЛЕКТРОСТАНЦІЙ, ПОБУДОВАНИХ НА СХИЛАХ І ЗОНАХ ВПЛИВУ ГІРНИЧО-ХІМІЧНИХ ПІДПРИЄМСТВ

Михайло Яремович¹, Василь Дяків², Ельвіра Джумеля³

¹ТзОВ НВП «Геол-тех»,

вул. Левицького, 2, Львів, Україна, 79000

e-mail: mishayaremovich@gmail.com;

²Львівський національний університет імені Івана Франка,

вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005

e-mail: dyakivw@yahoo.com;

³ НУ «Львівська політехніка»,

вул. Карпінського, 2, Львів, Україна, 79000

e-mail: elviradzhumelia@gmail.com

Подано результати моніторингових досліджень за станом сонячних електростанцій у зонах впливу гірничо-хімічних підприємств. Досвід будівництва та експлуатації цих об'єктів показав, що порівняно з іншими локаціями, на територіях із нестійкими ґрунтами можуть бути проявлені специфічні ефекти «парасолі», концентрування зливових опадів, активізації ерозійних процесів та зміни інженерно-геологічних умов ґрунтів під час експлуатації сонячних електростанцій, побудованих у зонах впливу гірничо-хімічних підприємств. Описані ефекти можуть бути характерними не лише для описаних територій порушених земель, а й для будь-яких ерозійно нестійких ландшафтів, у яких сонячні панелі будуть як концентратори зливових опадів, що активно сприяють розвитку процесів приповерхневої лінійної ерозії, особливо в умовах неврегульованого водовідведення та недотримання норм протиерозійного захисту.

Ключові слова: інженерно-геологічні умови, сонячні електростанції, оцінка, аналіз, прогноз.

Вступ. Відповідно до цілей Паризької кліматичної угоди – підписаного та ратифікованого документа в рамках Рамкової конвенції ООН про зміну клімату (UNFCCC) щодо регулювання заходів зі зменшення викидів діоксиду вуглецю – у світі простежується стійка тенденція до розвитку відновлюваних джерел енергії (ВДЕ) та поступового заміщення традиційної генерації. Отримання енергії з відновлюваних джерел є глобальним енергетичним та екологічним трендом, за яким майбутнє, і вони вже сьогодні є економічно вигідними. Більше того, технології не стоять на місці, і

сонячні панелі постійно вдосконалюються, стаючи дешевшими, довговічними та ефективнішими. За деякими прогнозами у найближчі десятиліття ефективність сонячних панелей може стати дійсно революційною, наблизившись до 50 %.

Сприятливі економічні умови розвитку ВДЕ сприяють пошуку інвесторами територій, придатних до проектування та будівництва сонячних електростанцій. Серед вимог до таких територій є цільове призначення земель, серед яких перевагу мають терени поза межами населених пунктів, землі несільськогосподарського призначення із підведеною енергетичною інфраструктурою – лінії електропередач, трансформаторні підстанції, наявність споживачів електроенергії, об'єктів енергетики, які б могли підтримувати енергетичний баланс у випадку нестабільної роботи ВДЕ та ін.

Виклад основного матеріалу. У наш час саме до таких земель належать території у зонах впливу гірничо-хімічних підприємств. Зокрема, у зоні впливу колишнього Яворівського ДГХП «Сірка», нині ДП «Екотрансенерго», розташовані три потужні електростанції на північно-східному борту колишнього Яворівського сірчаного кар'єру поблизу с. Цетуля площею 40 га, а також на зовнішніх відвалах Окілки (у південно-західній частині Яворівського озера) площею 120 га та Шоти (у південно-східній частині цієї водойми) площею 175 га [1, 2] (рис. 1).

Сонячна електростанція на північному березі оз. Яворівське поблизу с. Цетуля площею 40 га



Сонячна електростанція на відвалі "Шоти" площею 175 га

Сонячна електростанція на відвалі "Окілки" площею 120 га

Рис. 1. Розташування потужних сонячних електростанцій у зоні впливу колишнього Яворівського ДГХП «Сірка» площею 40 га (північний берег оз. Яворівське); 120 га – на відвалі Окілки; 175 га – на відвалі Шоти (південний захід і південний схід цієї водойми)

У зоні впливу Роздільського ДГХП «Сірка» зведено дві сонячні електростанції на двох гідровідвалах № 1 площею 35 га та № 2 площею 37 га (рис. 2).

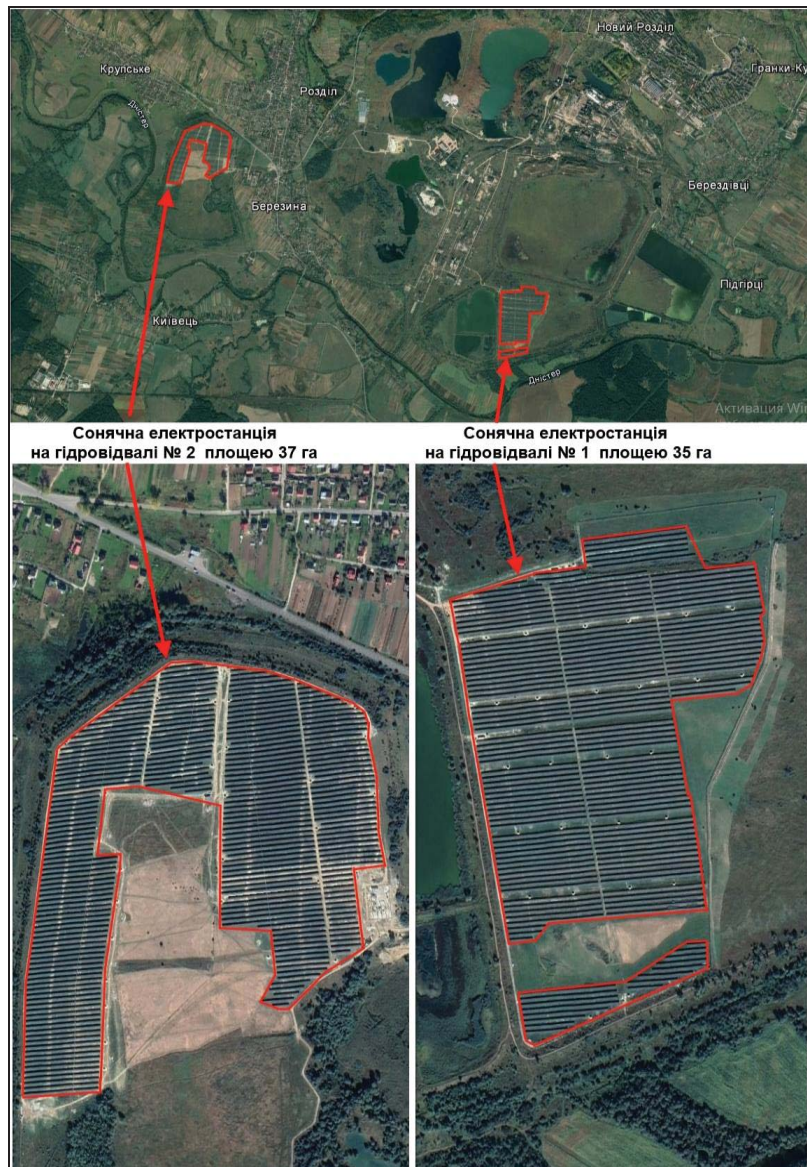


Рис. 2. Розташування потужних сонячних електростанцій у зоні впливу Роздільського ДГХП «Сірка» площею 35 га (гідровідвал № 1) та 37 га (гідровідвал № 2)

Як бачимо із наведених даних на прикладі територій у зонах впливу гірничо-хімічних підприємств, в Україні останнім часом простежується стрімке збільшення площі покриття сонячними панелями, зростання встановлених потужностей сонячних електростанцій, насамперед завдяки головному економічного стимулюючого інструменту – системи «зелених тарифів», які затверджені з прив'язкою до Євро, які є гарантованими державою до 2030 року.

Водночас під час проектування, будівництва та експлуатації сонячних електростанцій варто брати й до уваги не лише інженерно-геологічні умови до початку виконання таких робіт, а й деякі ефекти, які як описані у літературі [3, 4], так і вперше ми простежували.

Сонячні електростанції складаються з масивів прямокутних панелей, встановлених на неглибоких заглиблених фундаментах, які нахилені до Сонця під фіксованим або регульованим кутом, із південною експозицією (у північній півкулі), для забезпечення оптимальної потужності. Важливо зазначити, що один модуль, підданий впливу Сонця, поводитиметься по-різному стосовно модуля, який є частиною ланцюга, з'єданого через інші компоненти. Тому важливим є оптимальне розташування, залежно від рельєфу, кількості опадів та ґрунтів, які впливають на генерацію, коли поверхню не вирівняно належно або панелі встановлено не на тому самому рівні чи інших причин, особливо в ранкові та вечірні години.

Такі масиви панелей на великих площах зазвичай розташовують рядами, які й формують, власне, сонячні електростанції чи сонячні ферми різних розмірів та форм, що можуть охоплювати досить значні площі, які у випадку вищезгаданих гірничо-хімічних підприємств становлять від 35 до 175 га. Деякі з них можуть бути розташовані на відвальних породах (зовнішні відвали у зоні впливу колишнього Яворівського ДГХП «Сірка») та наливних ґрунтах (гідровідвали та хвостосховища у зоні впливу Роздільського ДГХП «Сірка»). До обов'язкових складових крупних сонячних електростанцій належать під'їзні шляхи, електричні кабелі та електронне комутаційне обладнання.

Специфічною особливістю сонячних панелей є те, що вони є непроникними для води й у періоди опадів проявляють ефекти «парасолі», затінення, концентрування зливових опадів, активізації ерозійних процесів та зміни інженерно-геологічних умов ґрунтів.

Ефект «парасолі» полягає у тому, що ґрунтовий покрив під сонячними панелями захищений від потрапляння атмосферних опадів (рис. 3).



Рис. 3. Ефект «парасолі» сонячних панелей – атмосферні опади не звожують під ними ґрунт

Ефект «парасолі» дуже подібний до **ефекту затінення**, коли ґрунтовий покрив під сонячними панелями певний період часу захищений від інсоляції (рис. 4).



Рис. 4. Ефект затінення – порушення під сонячними панелями інсоляції ґрунтового покриву

Ефект концентрування зливових опадів полягає у тому, що сонячні панелі на своїй поверхні накопичують досить значні об'єми атмосферних опадів, коли розрізнені краплі та їхні агрегації, різні за розмірами та формою, в умовах нахилу, під дією гравітації, стікають донизу (рис. 4), а за їхньої значної інтенсивності сприяють посиленому концентрованому стоку у ґрунт (рис. 5).



Рис. 5. Ефект концентрування зливових опадів на поверхні сонячних панелей, що полягає у накопиченні розрізнених крапель та їхньому акумулюванні у різні за розмірами та формою збільшення агрегації, які в умовах нахилу, під дією гравітації, стікають донизу



Рис. 6. Напрямки концентрованого стоку зливових атмосферних опадів у ґрунт

Зазвичай сонячні панелі встановлюють так, щоб зливі води потрапляли безпосередньо у захищений від ерозійного розмиву ґрунт – задернований, добре дренований ґрунтовий масив, щоб стимулювати інфільтрацію та запобігти ерозійному розмиву. Однак у багатьох випадках цього не вдається зробити, особливо на нестійких, ерозійно-піддатливих ґрунтових масивах та техногенних ґрунтах, а також, як наслідок, проявляються задокументовані прояви ефекту активізації ерозійних процесів.

Ефект активізації ерозійних процесів полягає у точковому, приповерхневому лінійному та глибокому ярковому розмиві ґрунтів зливовими опадами, що концентровано стікають із сонячних панелей (рис. 7–9).



Рис. 7. Прояви точкового ерозійного розмиву концентрованими стоками зливових атмосферних опадів із сонячних панелей

Важливо наголосити, що такі прояви можуть бути характерними не лише для описаних територій порушених земель у зонах впливу гірничо-хімічних підприємств, а й по суті для будь-яких ерозійно нестійких ландшафтів, у яких сонячні панелі будуть як концентратори зливових опадів, що активно сприяють розвитку процесів приповерхневої лінійної ерозії, особливо в умовах неврегульованого водовідведення та недотримання норм протиерозійного захисту. Отже, зі збільшенням кількості опадів та концентрування їхнього поверхневого стоку від сонячних панелей зростає інтенсивність приповерхневої лінійної ерозії (рис. 8).



Рис. 8. Зростання інтенсивності приповерхневої лінійної ерозії від ледь заглибленої (вгорі) до досить заглибленої (внизу)

Головною умовою зародження і розвитку такого роду проявів приповерхневої лінійної ерозії є наявність контуру живлення – концентрованого зливого стоку із сонячних панелей – та можливість безперешкодного винесення за межі ерозійного врізу розмитого матеріалу. Іншими словами, гідравлічний напір водного потоку повинен бути настільки потужним та мати такі швидкості руху, за яких не лише буде винесений уламковий матеріал, а й відбуватиметься поглиблення тальвігу. Саме це забезпечує динамічний розвиток лінійної ерозії та її поглиблення за глибокого яркового розмиву ґрунтового масиву, в межах якого інстальовано сонячні панелі, іноді до досить значної глибини (рис. 9).



Рис. 9. Прояв глибокого яркового розмиву ґрунтового масиву, в межах якого інстальовано сонячні панелі, іноді до досить значної глибини

Ефект змін інженерно-геологічних умов полягає у тому, що за умов глибокого яркового розмиву ґрунтового масиву, в межах якого інстальовано сонячні панелі, після інтенсивних опадів можуть виникати аварійні ситуації, які призводять до радикальної зміни рельєфу під фундаментами, утворення водоройн специфічних форм та різних розмірів, що зумовлює втрату опорними несучої здатності (рис. 10).



Рис. 10. Ефект змін інженерно-геологічних умов за умов глибокого яркового розмиву ґрунтового масиву, що призводить до радикальної зміни рельєфу під фундаментами, утворення водоройн специфічних форм та різних розмірів, зумовлює втрату опорними несучої здатності

Висновки. Отримані результати досліджень дають можливість зробити такі висновки:

1. Території гірничо-хімічних підприємств на ділянках схилів бортів кар'єрів, поширення відвальних порід (зовнішні відвали у зоні впливу колишнього Яворівського ДГХП «Сірка») та намивних ґрунтів (гідровідвали та хвостосховища у зоні впливу Роздільського ДГХП «Сірка»), які розташовані поза межами населених пунктів, є землями несільськогосподарського призначення із підведеною енергетичною інфраструктурою – лінії електропередач, трансформаторні підстанції є сприятливими для облаштування об'єктів відновлюваної енергетики. Вже сьогодні тут працюють п'ять досить крупних сонячних електростанцій, які займають площі від 35 до 175 га.

2. Досвід будівництва та експлуатації у таких умовах сонячних електростанцій показав, що, порівняно з іншими локаціями, на територіях із нестійкими ґрунтами можуть бути проявлені специфічні ефекти «парасолі», концентрування зливових опадів, активізації ерозійних процесів та зміни інженерно-геологічних умов ґрунтів за експлуатації сонячних електростанцій, побудованих у зонах впливу гірничо-хімічних підприємств. Важливо наголосити, що такі прояви можуть бути характерними не лише для описаних територій порушених земель у зонах впливу гірничо-хімічних підприємств, а й по суті для будь-яких ерозійно нестійких ландшафтів, у яких сонячні панелі слугуватимуть концентраторами зливових опадів, що активно сприяють розвитку процесів приповерхневої лінійної ерозії, особливо в умовах неврегульованого водовідведення та недотримання норм протиерозійного захисту.

3. Описані ефекти варто брати до уваги розробникам вихідних даних до проектування сонячних електростанцій, організаціям, які займаються інженерно-геологічними вишукуваннями під об'єкти відновлюваної енергетики, а також проектантам заходів протиерозійного захисту.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. *Dyakiv V., Pohrebennyk V., Mitryasova O., Shybanova A., Yaremowych M.* Actual state and prospects of using the territory of the Rozdil mining and chemical enterprise “Sirka” for the construction of renewable energy facilities // In book: *Climate change & sustainable development: new challenges of the century*. Ed. by Olena Mitryasova, Piotr Koszelnik. Mykolaiv–Rzeszow, 2021. P. 76–92.

2. *Dyakiv V., Pohrebennyk V., Mitryasova O., Shybanova A., Yaremowych M.* Prospects for the Development of Solar Energy in Ukraine // *Proceedings of the International Forum on Climate Change and Sustainable Development: New Challenges of the Century*. September 9–11, 2021. In terms of the Visegrad Project #22110149 Petro Mohyla Black Sea National University. Mykolaiv. P. 21.

3. *Barnard T., Agnaou M., Barbis J.* Two Dimensional Modeling to Simulate Stormwater Flows at Photovoltaic Solar Energy Sites // *Journal of Water Management Modeling*. 2017. Vol. 25. P. 1–9. <https://doi.org/10.14796/JWMM.C428>

4. *Elamri Y., Cheviron B., Mange A., Dejean C., Liron F., Belaud G.* Rain concentration and sheltering effect of solar panels on cultivated plots // *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 2018. Vol. 22. P. 1285–1298. <https://doi.org/10.5194/hess-22-1285-2018>

*Стаття: надійшла до редакції 16.05.2022
прийнята до друку 20.05.2022*

FACTORS OF CATASTROPHIC ACTIVATION OF LINEAR EROSION AND ENGINEERING AND GEOLOGICAL PROBLEMS OF OPERATION SOLAR POWER PLANTS BUILT ON THE SLOPES AND ZONES OF INFLUENCE OF MINING AND CHEMICAL ENTERPRISES

Mykhailo Yaremovych¹, Vasyi Dyakiv², Elvira Jumelya³

¹ TzOV NVP "Geol-tech",
Levytskogo Str., 2, Lviv, Ukraine, 79000
e-mail: mishayaremovich@gmail.com;

²Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevsky Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005
e-mail: dyakivw@yahoo.com;

³ Lviv Polytechnic National University,
Karpinsky Str., 2, Lviv, Ukraine, 79000
e-mail: elviradzhumelia@gmail.com

The results of monitoring studies on the state of solar power plants in the zones of influence of mining and chemical enterprises are presented. The experience of construction and operation of these facilities has shown that, in comparison with other locations, specific "umbrella" effects can be manifested in areas with unstable soils, concentration of heavy rainfall, activation of erosion processes and changes in the engineering and geological conditions of soils at operation of solar power plants built in the zones of influence of mining and chemical enterprises. The described effects may be characteristic, not only for the described territories of disturbed lands, but also for any erosionally unstable landscapes, in which solar panels will act as rainwater concentrators that actively contribute to the development of near-surface linear erosion processes, especially in conditions of unregulated drainage and non-compliance with anti-erosion protection norms.

Key words: engineering and geological conditions, solar power plants, assessment, analysis, forecast.

ЗАСТОСУВАННЯ БЕЗПІЛОТНИХ ЛІТАЛЬНИХ АПАРАТІВ (UAV) ДЛЯ ГЕОФІЗИЧНИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ

Юрій Віхоть¹, Ігор Бубняк², Соломія Кріль¹, Віталій Фурман¹

¹Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005

e-mail: yuvik@ukr.net; solia_kr@ukr.net; fourman@i.ua;

²Національний університет “Львівська політехніка”,
вул. Карпінського, 6, Львів, Україна, 79013

e-mail: ihor.m.bubniak@lpnu.ua

Проаналізовано можливості та способи застосування безпілотних літальних апаратів (БПЛА) для геофізичних досліджень. БПЛА стають потужним інструментом для геофізичних досліджень у важкодоступних ділянках і там, де потрібно дуже швидко зробити спостереження і заміри певних параметрів фізичних полів.

Головна мета статті – показати способи використання безпілотних літальних апаратів під час вивчення геофізичних полів, виявити основні переваги і недоліки з використанням різних видів безпілотних літальних апаратів та можливостей застосування певних датчиків для тих чи інших геофізичних спостережень.

БПЛА здатні інтегрувати геофізичні датчики, стають потужним та ефективним інструментом для незначних за об’ємом геофізичних спостережень, або вже для підготовки детальніших і дорожчих геофізичних досліджень фізичних полів Землі, що сприяють вивченню глибинної будови досліджуваного району або виявленню локальних аномалій.

Отримання просторових та геофізичних даних із безпілотних літальних апаратів з використанням датчиків у комплексі з сучасним програмним забезпеченням та програмними модулями дає можливість швидко та ефективно опрацювати дані та отримувати результати геофізичних спостережень у вигляді якісного графічного матеріалу, хмар точок для аналізу у інших спеціалізованих програмах.

Ключові слова: безпілотний літальний апарат (БПЛА), дрон, квадрокоптер, геофізика, геофізичні датчики.

Вступ. В останні десятиліття безпілотні літальні апарати (БПЛА, або англ. UAV) є досить широко затребуваними і популярними практично в усіх сферах людської діяльності, включаючи і науки про Землю. БПЛА, або дрони, коптери, квадрокоптери, гексакоптери, є літальними апаратами, що управляються дистанційно, або запрограмовані певним способом. Вони стають популярними інструментами для отримання просторових даних для різних аналізів та моделювання в геофізиці, геології та інших пов’язаних з нею наук геологічного профілю, екологічному та геологічному моніторингу тощо [1].

Мета статті – продемонструвати можливості та способи застосування безпілотних літальних апаратів для проведення геофізичних спостережень, виявити їх переваги та недоліки порівняно з класичними геофізичними дослідженнями.

Виклад основного матеріалу. Конфігурації дронів, безпілотних літальних апаратів безперервно змінюються та еволюціонують упродовж останніх років відповідно до потреб та цілей. Однак Європейська асоціація безпілотних систем (EUROUVS) запропонувала класифікацію як еталонну для міжнародної спільноти БПЛА зі складанням універсального каталогу категорій БПЛА та аббревіатур. Дрони на основі таких параметрів, як їхнього розміру, висоти польоту, витривалості та можливостей, поділяють на декілька різних груп та різних класифікацій [1–3].

Швидкий розвиток технології БПЛА допоміг ширше використовувати їх як платформи дистанційного зондування та доповнення до супутникових та пілотованих систем дистанційного зондування. БПЛА з'явилися як портативні, масштабовані платформи візуалізації з високою роздільною здатністю, які доповнюють супутникові знімки, що можуть мати прогалини в спостереженнях через атмосферні явища та обмежене покриття в певному регіоні. БПЛА також стали ефективним інструментом для дистанційного зондування в районах, недоступних для звичайних пілотованих літальних платформ через логістичні та людські обмеження.

Використання БПЛА у геологічних, геофізичних дослідженнях та проведення різноманітних моніторингів небезпечних процесів має великий прогрес, користується великою популярністю і дає хороший результат. Актуальність і переваги проведення таких досліджень із застосуванням дронів у галузях, пов'язаних з науками про Землю з кожними десятиліттями, зростає. Для прикладу, під час геологічного картування та спостережень чимало ділянок є важкодоступними, тому застосування дронів спрощує та пришвидшує такі дослідження. БПЛА уможливають віддалене розташування датчика та автоматичне передавання інформації.

Серед основних причин застосування дронів є економічність, точність і можливість роботи у важкодоступних місцях. БПЛА оснащене найсучаснішими камерами і тому цілком придатне для ведення моніторингу за певними процесами (геологічними, гідрогеологічними, інженерними, інженерно-геологічними, змінами властивостей навколишнього середовища) на віддалі. Вартість використання літаків та гелікоптерів для локального великомасштабного знімання є досить висока, тому, як альтернативним рішенням, є використання безпілотних літальних апаратів з різними сенсорами та датчиками для спостережень.

Сучасні геофізичні дослідження вимагають перед початком дослідження параметрів фізичних полів опрацювати геологічні карти і виділити ділянки, необхідні для подальших геофізичних спостережень. Сучасні технології створення різних видів карт ґрунтуються саме на використанні матеріалів цифрового аерознімання, яке теж може бути отримане з літальних апаратів з використанням різних датчиків та сенсорів.

Для фіксації геологічних процесів та геофізичних спостережень використовують побудову детальної цифрової карти, на яку потім наноситимуть дані, отримані за допомогою датчиків або спеціальних камер, що встановлюються на БПЛА. На ділянках з проявом небезпечних геологічних процесів – осувів, завалів, затоплення ділянок, карстових процесів та інших – геофізичні спостереження можливі завдяки використанню тільки дронів, які, крім того, ще й дадуть можливість виявити масштаби і рівень небезпечних процесів та виявити ризики. Наприклад, аеромоніторинг (рівень забруднення повітря) можна виконувати завдяки управлінню БПЛА на висоті до 500 м і в радіусі півтора кілометра. Точність результатів забезпечується передовими технологіями вимірювань та відповідними датчиками. За допомогою зображень,

отриманих безпілотними літальними апаратами, оснащеними портативними радіометрами-дозиметрами для радіаційного контролю забруднення, дають можливість виявити території з підвищеними значеннями, які реєструватимуться за звуковим, або вібросигналом, який можна зафіксувати за допомогою камери на дроні.

Геофізичні спостереження за допомогою БПЛА можливі завдяки використанню датчиків та відповідного програмного забезпечення. Донедавна для геофізичного вивчення ділянок з утрудненим доступом найпоширенішим методом були аеромагнітні дослідження, які проводили переважно зі спеціалізованих літаків і вертольотів. Проте зараз їх виконують за допомогою безпілотних літальних апаратів, або дронів. Їх використання під час регіональних геофізичних досліджень, дорозвідування корисних копалин й картування дає змогу виконувати набагато ширший спектр завдань.

Головною передумовою застосування дронів у геофізичних спостереженнях є те, що роботи з використанням БПЛА не є настільки затратні і є можливість проведення повторного спостереження на проблемних ділянках, а також виконання додаткових видів геофізичних спостережень в один час за наявності відповідних геофізичних датчиків.

На борту безпілотних літальних апаратів можуть бути закріплені як і власні цифрові камери, так і додаткові геофізичні датчики. Завдяки витривалості сучасних безпілотних літальних апаратів до них можна прикріпити різні за розміром геофізичні датчики (магнітні, електромагнітні, інфрачервоні, радіолокатори, природні датчики гамма-випромінювання тощо). Навіть до дрона, наприклад, Phantom 4, ознайомившись з технічними характеристиками, можна прикріпити датчики невеликої ваги завдяки зручності конструкції (рис.1) і зробити потрібні геофізичні спостереження. На більш потужний Дрон DJI Matrice 300 RTK теж можна на платформу закріпити, але вже важчий датчик, камеру, додаткові сенсори (рис. 2).



Рис. 1. Дрон Phantom 4 Pro (джерело: <https://unsplash.com/>), на платформу якого можна закріпити геофізичний датчик



Рис. 2. Дрон DJI Matrice 300 RTK (джерело: <https://www.dji.com/matrice-300>)

Геофізики іноземних компаній активно виконують картографування на основі дронів та використовують різні геофізичні датчики, встановлені на дронах або безпілотних літальних апаратах, залежно від ваги датчика [4–6], для геофізичних досліджень уже протягом останніх десятиліть. Великої уваги заслуговують, наприклад, портативні магнітометри Sensys [7]. MagDrone R3 – ультрапортативний комплект для магнітометра, який можна прикріпити за допомогою спеціального кріплення до будь-якого БПЛА або дрона, вантажопідйомністю понад 1 кг (рис. 3).



Рис. 3. Ультрапортативний комплект магнітометра MagDrone R3 для дронів DJI (дрон DJI Matrice 300 RTK) [7]

Безпілотний аерогеофізичний комплекс MagDrone R3 на базі DJI Matrice 300 RTK, прикріплений з допомогою спеціального з'єднання, дає можливість робити знімання та контроль, тобто виконувати розвідку, моніторинг на малих висотах і реєструвати

магнітне поле навіть на недоступних, затоплених ділянках. Час польоту дрона DJI Matrice 300 RTK з таким датчиком сягає 35–40 хв. Використання цього дрона у комплексі з датчиком має й інше дуже практичне значення. Застосування такого комплексу дає змогу картувати трубопроводи, а також його можна використовувати для моніторингу та виявлення замінованих ділянок за принципом виявлення магнітних аномалій, що зараз, у час російської агресії проти України, є теж досить актуальним.

Наукова новизна та практичне значення. Використання геофізичних датчиків на борту БПЛА або дронів дає можливість провести демонстраційне обстеження, наприклад, родовищ, кар'єрів, затоплених ділянок тощо. Геофізичне спостереження за допомогою дронів або БПЛА з певними датчиками стає популярною в розвідці корисних копалин, сприяє нашому розумінню можливостей та обмежень візуалізації на базі безпілотних літальних апаратів. Отже, маючи відповідний дрон і певний геофізичний датчик чи сенсор, можна виконати будь-яке поставлене завдання з визначення параметрів геофізичних полів для певної ділянки.

Програмне забезпечення дронів та безпілотних комплексів допомагає ідентифікувати поточні дані, вирізати, фільтрувати та компенсувати необроблені дані, генерувати попередній перегляд та експортувати дані у різні формати для подальшої обробки записаних значень у програмних забезпеченнях MAGNETO, GEOSOFT, інструментах GIS. Отримання геофізичних даних із безпілотних літальних апаратів та закріплених датчиків у комплексі з сучасним програмним забезпеченням допомагає швидко та ефективно опрацьовувати дані та отримувати результати геофізичних спостережень у вигляді якісного графічного матеріалу, хмар точок для аналізу у інших спеціалізованих програмах.

Серед переваг є й незначні недоліки у застосуванні дронів для геофізичних спостережень. Серед основних недоліків – обмеження виконання досліджень протягом усього року, зміна погоди, пориви вітру, дощ, вологість і т.д., тобто обмеженість у часі досліджень, явища природи, крім того, поганий GPS-сигнал, якщо літати, наприклад, по заданому маршруту, отримання дозволів на політ, збільшення витрати батареї та зменшення відстані досліджень через вагу закріплених датчиків, дороговизна геофізичних датчиків та спеціального програмного забезпечення. Проте, незважаючи на незначні недоліки, частина з яких з часом зменшується завдяки еволюції, витривалості дронів і доступності або появи маленьких геофізичних датчиків та недорогого універсального програмного забезпечення, безпілотні літальні апарати стають потужним інструментом швидкого та не настільки затратного отримання даних геофізичних спостережень.

Висновки. Швидкий розвиток технології безпілотних літальних апаратів дав можливість ширше використовувати безпілотні літальні апарати та дрони, здатні інтегрувати геофізичні датчики, такі як магнітні, електромагнітні, інфрачервоні, радіолокатори, природні датчики гамма-випромінювання для будь-якого виду геофізичних спостережень. Технології БПЛА мають кілька переваг перед традиційними геофізичними спостереженнями – роздільна здатність, стійкість, вартість, швидкість – тому, навіть не зважаючи на деякі недоліки, це сприятиме розвитку та розширеному застосуванню безпілотних літальних апаратів або дронів для геофізичних вимірювань під час пошукових робіт і, відповідно, виконанню геологічної розвідки, дослідження параметрів фізичних полів Землі, моніторингу геологічних та геофізичних процесів.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ/REFERENCES

1. AA.VV. The Future of Unmanned Aerial Vehicles in Europe, Civilian and Military Market Outlook. 2013–2021. 2012. P. 209.
2. Gupta S. G., Ghonge M. M., Jawandhiya P. M. Review of Unmanned Aircraft System (UAS) // International Journal of Advanced Research in Computer Engineering & Technology. 2013. Vol. 2. No. 4. P. 1646–1658.
3. Singhal G., Bansod B., Mathew L. Unmanned aerial vehicle classification applications and challenges: A review // Preprints. 2018. 2018110601.
4. Hatch M. Environmental geophysics: Using drones to create base maps // Preview. 2016. Vol. 185. P. 31–32.
5. Hatch M. Environmental geophysics: Developments in miniaturisation technology // Preview. 2017. Vol. 189. P. 32–33.
6. Gavazzi B., Le Maire P., Munsch M., Dechamp A. Fluxgate vector magnetometers: A multisensor device for ground, UAV, and airborne magnetic surveys // The Leading Edge. 2016. Vol. 35. No. 9. P. 795–797.
7. SENSYS. Magnetometer & Survey Solutions. [Online]. Available: <https://sensysmagnetometer.com/products>

*Стаття: надійшла до редакції 15.02.2022
прийнята до друку 15.03.2022*

USING UNMANNED AERIAL VEHICLES (UAV) FOR GEOPHYSICAL OBSERVATIONS

Yuriy Vikhot¹, Ihor Bubniak², Solomiia Kril¹, Vitaly Fourman¹

¹Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevskoho Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005
e-mail: yuvik@ukr.net; solia_kr@ukr.net; fourman@i.ua;

²Lviv Polytechnic National University,
Karpinskoho Str., 6, Lviv, Ukraine, 79013
ibubniak@yahoo.com

The article demonstrates the possibilities of using various types of unmanned aerial vehicles (UAVs) for geophysical research. UAVs are becoming a powerful tool for high-speed geophysical research in hard-to-reach areas for quick observation and measurements of certain parameters of physical fields.

UAVs, capable of integrating geophysical sensors, become a powerful and effective tool for preparation of more detailed and more expensive geophysical observations of the Earth's physical fields for the study of the deep structure and detection of local anomalies.

Obtaining spatial and geophysical data from unmanned aerial vehicles using sensors in combination with modern software and software modules allows to quickly and efficiently process data and obtain results of geophysical observations in the form of high-quality graphic material, point clouds, etc. in other specialized software.

Key words: Unmanned Aerial Vehicle (UAV), Drone, quadrocopter, geophysics, geophysical sensors.

GEOTECHNICAL PROPERTIES OF UPPER GEOLOGICAL LAYER BY MEANS OF EXPRESS MICROTREMOR STUDY

Datsyuk Yuriy

Ivan Franko National University of Lviv,
Hrushevskoho Str., 4, Lviv, Ukraine, 79005
e-mail: yuriy.datsyuk@lnu.edu.ua

The statistical evaluation of the H/V ratio of microseismic oscillations for determining the geotechnical properties of upper geological layer is proposed. Measurements have been carried out for different types of grounds and a good agreement of the results with its values of shear wave velocity is demonstrated. The proposed method is based on the usage of ultralow noise density 3-axis MEMS accelerometer, thus making the equipment very small and portable.

Key words: MEMS sensors, accelerometers, microtremor, seismicity, seismic microzonation, Nakamura method.

In the conditions of urbanized areas and in the presence of dense urban development, ordinary seismic observations must be carried out with greater details and depth. These problems stimulate the development of geophysical methods in recent decades for studying the geotechnical properties of a lower cost and higher productivity of measuring procedures. Among the available set of geophysical and, first of all, seismic methods, the Nakamura method (H/V) [1–2] is widely used in world practice, which allows using three-component registration of microseismic ground vibrations (microtremors) to obtain the amplitude-frequency characteristic of section and evaluate its geotechnical parameters, Fig. 1.

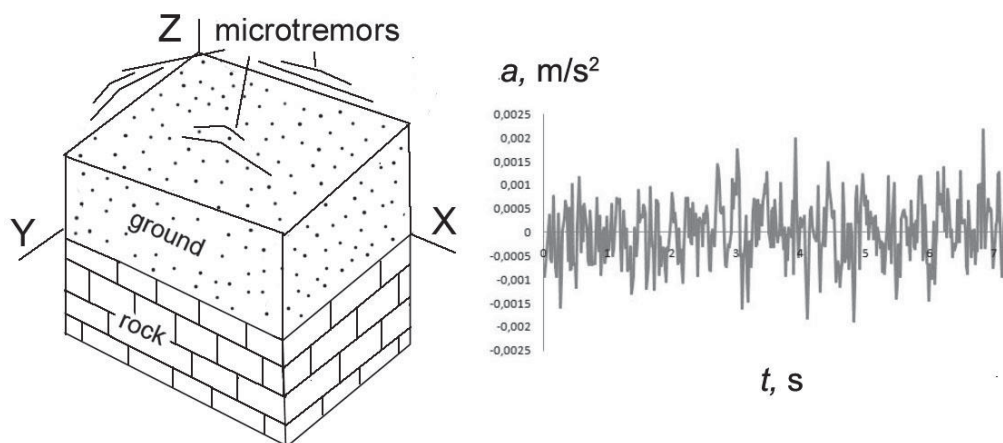


Fig. 1. Three-component registration of microtremors of the upper geological layers (left) and time fragment of the recording of acceleration component of ground vibrations (right)

The analysis of field measurements includes the acquisition of vibration spectra by means of Fourier transformation thus obtaining the ratio of horizontal to vertical microseismic components H/V depending on the frequency of oscillation. Nakamura's method allows modeling the 1-D vertical section of grounds in the format of shear wave velocities from the obtained H/V spectrum and further analysis of the geotechnical parameters of the stratified soil layer.

Nakamura, in his studies at many different sites, showed that in the soft soil the horizontal movement is greater than the vertical one. On the other hand, on firm ground, the horizontal and vertical movements are similar both in terms of maximum value and waveform. That is, the harder the soil, the smaller the value of H/V and closer to 1 (one). Very often, the determination of the peak value of the maximum value of H/V is sufficient for calculating the local seismicity of soils.

The H/V ratio at resonant frequencies of soil vibrations allows determining its mechanical properties. On the other hand, it is possible not to record and analyze the entire H/V spectrum, which takes a long time (about 2 hours), but to estimate the H/V ratio based on the static characteristics of the H and V signals in a much shorter period of time. The basis of our assumption is the calculation of the root square of deviations of each component of the microseismic signal, and not the analysis of the signal spectrum. The components of the standard deviation of the signal are defined by the following expressions:

$$\sigma_x = \sqrt{\frac{\sum (A_{xi} - M_x)^2}{N}}, \sigma_y = \sqrt{\frac{\sum (A_{yi} - M_y)^2}{N}}, \sigma_z = \sqrt{\frac{\sum (A_{zi} - M_z)^2}{N}}$$

where M_x, M_y, M_z – average values of three components of soil microoscillations; A_{xi}, A_{yi}, A_{zi} – values of three components of soil microoscillations. At the same time, even in the absence of microseismic fluctuations, the sigmas will not be zero, but will be determined by the temperature noise of the sensors and other technical reasons. Let's define "zero" fluctuations $\sigma_{x0}, \sigma_{y0}, \sigma_{z0}$ which are obtained when ground is fully calm, i.e. when any vibration is absence.

If the sensor is affected by forces of a different nature, i.e., random forces determined by the sensor itself and the signals of microseismic vibrations, then the statistical dispersion will be the sum of the dispersions of the zero signal of the seismic sensor and the signal from microseismic vibrations. Therefore, the dispersion of microseismic signals $\Delta\sigma_x^2, \Delta\sigma_y^2, \Delta\sigma_z^2$ will be the difference between the total and "zero" records:

$$\Delta\sigma_x^2 = \sigma_x^2 - \sigma_{x0}^2, \Delta\sigma_y^2 = \sigma_y^2 - \sigma_{y0}^2, \Delta\sigma_z^2 = \sigma_z^2 - \sigma_{z0}^2.$$

Horizontal and vertical components of microseism is determined as follows:

$$\Delta\sigma_H = (\Delta\sigma_x^2 + \Delta\sigma_y^2)^{1/2}, \Delta\sigma_V = (\Delta\sigma_z^2)^{1/2}.$$

Thus, to obtain the values of root square of deviations of microseismic oscillations, it is sufficient to carry out a short-term (5–10 min) measurement of microseismic oscillation signals and a simultaneous calculation of the statistical dispersions of these signals.

To test the proposed method of assessing the geotechnical properties of the grounds based on the $\Delta\sigma_H/\Delta\sigma_V$ ratio, we have used the method of recording microseisms with the ADXL355 MEMS sensor [3–5]. In recent years, significant progress has been made in the

development of sensitive and compact acceleration sensors based on MEMS technology (micromechanical systems). Such sensors have already found their application in the operation of seismic stations and recording of microseisms. All these factors lead to the need to use advances in vibration recording technologies in microseismic research.

Areas with soils of known geotechnical characteristics were selected as observation polygons. These landfills are areas in the vicinity of the city of Lviv, which in the geological section in the upper part contain soils with known characteristics: peat, loam, marl, sandstone and limestone with a depth of 8–15 m. The areas with peat and loam are located in the vicinity of the city Dublyany, marl – in the quarry near Bohdanivska str., sandstones and limestones – within the educational geological training polygon of Medova Pechera, Fig. 2.

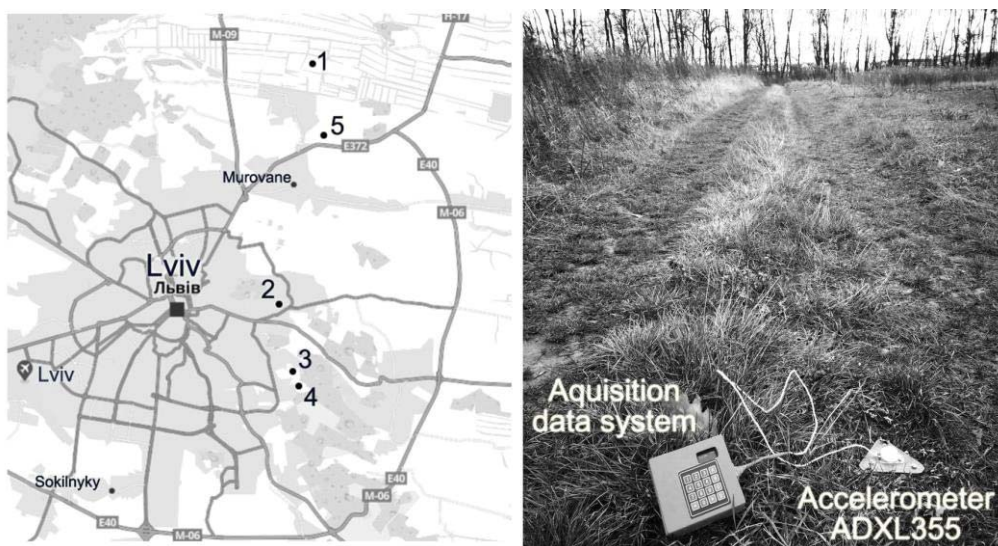


Fig. 2. The map with the marked points of express registration of microseismic vibrations (on the left); MEMS accelerometer ADXL355 and equipment for recording microseismic oscillations (right)

Each of the five recording points was observed for 10 min. A necessary condition for recording is the presence of sources of microseismic vibrations – highways, industrial plants. If there were no such sources of microseisms nearby, then vibrations were created by walking, stomping near the observation point in a radius of no closer than 5 m. Zero vibrations were recorded once at night on a concrete floor at the long distance from man-made vibrations.

Sediment type, observed values of $\Delta\sigma_H/\Delta\sigma_V$ and shear wave velocity

Point	Sediment type	$\Delta\sigma_H/\Delta\sigma_V$	V_s , m/s
1	Peat	3.1	90–120
2	Marl	1.2	800–1500
3	Sandstone	1.1	1200–1800
4	Limestone	1.5	1200–2000
5	Loam	1.7	200–300

Table shows the results of observations for 5 points. From the obtained results, a general regularity is observed – the harder the soil the smaller the value of $\Delta\sigma_H/\Delta\sigma_V$. For example, for peat this value is equal to 3.1, and for sandstone – 1.1. In general, these values agree well with Nakamura's method, in which the harder the soil, the lower the H/V ratio. In the H/V method, the ratio at resonant frequencies is taken. In our method the $\Delta\sigma_H/\Delta\sigma_V$ ratio is averaged for whole spectrum. Fig. 3 shows the dependence of the velocity of the shear seismic wave on the values of $\Delta\sigma_H/\Delta\sigma_V$. Dotted line indicates the area of possible values of velocity of mentioned types of grounds. This dotted area can be considered as correlation cloud of V_s vs $\Delta\sigma_H/\Delta\sigma_V$.

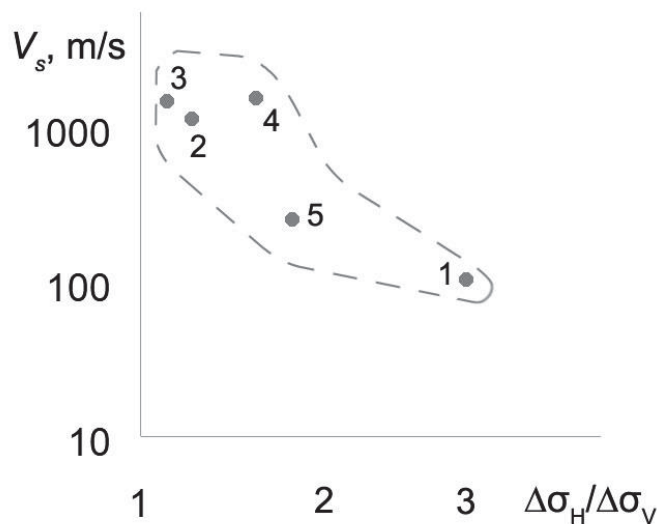


Fig. 3. Correlation between $\Delta\sigma_H/\Delta\sigma_V$ and the values of the velocities of shear seismic waves for grounds of different hardness. The range of possible velocities V_s is circled with a dotted line

Conclusions

Based on the results of the study of short-term (10 min) recordings of microseismic vibrations in areas with grounds of different mechanical properties using a three-component MEMS sensor, the following conclusions were made:

1. Calculation of the average deviation of signals of microseismic vibrations allows estimating the ratio $\Delta\sigma_H/\Delta\sigma_V$ as a simpler case of Nakamura's method (H/V method).
2. Express analysis of geotechnical properties of grounds and rocks is to calculate the ratio $\Delta\sigma_H/\Delta\sigma_V$, which serves as an approximate estimate of the mechanical properties of grounds and rocks.
3. Since shear seismic waves are characteristics of seismic properties of grounds, $\Delta\sigma_H/\Delta\sigma_V$ can be used to calculate the change in local seismicity of grounds.

REFERENCES

1. Nakamura Y. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // Quarterly Report of the Railway Technical Research Institute. 1989. Vol. 30. No. 1. P. 25–30.
2. Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications // Proc. XII World Conf. Earthquake Engineering. New Zealand, 2000. No. 2656. 8 p.
3. Jihua Fu, Zhitao Li, Hao Meng, Jianjun Wang, Xinjian Shan. Performance Evaluation of Low-Cost Seismic Sensors for Dense Earthquake Early Warning: 2018–2019 Field Testing in Southwest China // *Sensors*. 2019, 19(9), p.1999.
4. Y. Datsyuk and B. Kuplovskiy. "Use of MEMS Accelerometer ADXL355 in Microtremor Surveys" IEEE 12th International Conference on Electronics and Information Technologies (ELIT), 2021, p. 23–26. DOI: 10.1109/ELIT53502.2021.9501105
5. Fulawka K., Mertuszka P., Szumny M., Stolecki L., Szczerbiński K. Application of MEMS-Based Accelerometers for Near-Field Monitoring of Blasting-Induced Seismicity. *Minerals*. 2022; 12(5):533. doi.org/10.3390/min12050533

Стаття: надійшла до редакції 15.06.2022
прийнята до друку 20.06.2022

Геотехнічні властивості верхнього геологічного шару за даними коротких мікросейсмічних досліджень

Юрій Дацюк

*Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна, 79005
e-mail: yuriy.datsyuk@lnu.edu.ua*

У статті запропоновано проводити статистичну оцінку співвідношення нетривалих мікросейсмічних коливань H/V для визначення геотехнічних властивостей ґрунтів. Проведено вимірювання для різних типів ґрунтів і вказано на добру узгодженість результатів з характеристикою ґрунтів за значенням швидкості поперечної сейсмічної хвилі. Запропонований метод базується на використанні MEMS акселерометра з ультранизьким рівнем шумів і високою чутливістю. Обладнання з сенсорами MEMS є легким і портативним.

ДО 70-РІЧЧЯ ВІД ДНЯ НАРОДЖЕННЯ МИКОЛИ МИКОЛАЙОВИЧА ПАВЛУНЯ



Микола Миколайович Павлунь – доктор геологічних наук, професор, декан геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка, академік АН вищої школи України, дійсний член Українського мінералогічного товариства та Наукового товариства імені Шевченка, заслужений працівник освіти України, багаторічний головний редактор Вісника Львівського університету. Серія геологічна.

У 2015 р. під час урочистої академії, вітаючи разом з ректором Університету, членом-кореспондентом НАН України професором В. П. Мельником випускників геологічного факультету, в актовій залі ЛНУ імені Івана Франка декан геологічного факультету М. М. Павлунь сказав:

“Побуває думка, що існує три природничі науки: астрономія – наука про Всесвіт, геологія – наука про Землю як частину Всесвіту і біологія – наука про все живе на планеті, а решта – лише методи пізнання. Втім, варто зазначити, що геологія – це та наука, яка має найбільше предметів і об’єктів досліджень. Результати геологічних досліджень посідають важливе місце в сучасному житті та мають практичне застосування. Саме геологія, образно кажучи, дає ключ до прогнозування родовищ і розвідки та підрахунку й оцінки запасів мінеральної сировини на родовищах різноманітних видів, без яких не може існувати та розвиватися людське суспільство”.

Майбутній геолог народився 18 грудня 1952 р. у м. Берестечку Волинської області. У 1970 р. після закінчення середньої школи, в якій він відмінно навчався, Микола Павлунь вступив до Львівського державного університету (ЛДУ) імені Івана Франка на геологічний факультет. У студентські роки талановитий студент захопився

науковою працею, що вплинуло на його вибір подальшого місця роботи. Після блискучого захисту дипломної роботи керівництво факультету рекомендувало молодого спеціаліста М. Павлуня в науково-дослідний сектор (НДС) ЛДУ імені Івана Франка для виконання, разом з доцентом, кандидатом геолого-минералогічних наук Ю. П. Дорошенком, договірної теми щодо вивчення молібден-вольфрамових родовищ грейзенового типу рідкіснометалевої металогенічної провінції Центрального Казахстану в контексті львівської наукової школи ТБГХ. В процесі реалізації робіт молодий учений опанував та комплексно застосував методи польового топогеологічного картування (вивчення речовинного складу, рудної зональності, текстурно-структурних особливостей і вікових співвідношень руд, мікроскопічну діагностику плоскополірованих пластинок і аншлифів, мінералого-парагенетичний аналіз), онтогенії і кристаломорфології мінералів руд (топаз, пірит, флюорит). Отримані матеріали стали підґрунтям для успішного захисту у 1981 р. М. М. Павлуном кандидатської дисертації на тему “Особенности генезиса Акчатауского вольфрамового месторождения в Центральном Казахстане (по включениям в минералах)”, яку він виконав під науковим керівництвом професора Є. М. Лазька.

У 1982 р. розпочалась педагогічна діяльність М. М. Павлуня спочатку як асистента, 1986 р. – доцента кафедри методів розшуків і розвідки родовищ корисних копалин, 1996–2016 рр. – завідувача кафедри корисних копалин і геоєкології (згодом кафедри геології корисних копалин). З 1991 р. він виконував обов’язки першого заступника проректора з наукової роботи, начальника науково-дослідної частини Львівського університету, а в інтервалі 1992–1998 рр. обіймав посаду проректора з наукової роботи. У 2005 р. Миколі Миколайовичу присвоєно вчене звання професора. У 2004 р. його обрано деканом геологічного факультету ЛНУ імені Івана Франка, який очолює донині.

Педагогічне навантаження Миколи Миколайовича складалось з курсів і спецкурсів, які він постійно удосконалював і розвивав: “Основи термобарогеохімії”, “Геологія корисних копалин”, “Методи вивчення родовищ і прикладна термобарогеохімія”, “Економіка, планування і організація геологорозвідувальних робіт”, “Економіка мінеральної сировини”. Останнім часом Микола Миколайович викладає чимало фундаментальних дисциплін за напрямом спеціальності “Науки про Землю”, зокрема, “Розшуки і розвідка родовищ корисних копалин”, “Металогенія”, “Ендогенні рудні формації”, “Економічна геологія”, “Металогенія докембрію”. Він керував і керує дипломними і магістерськими роботами та проектами, польовою практикою з буріння, організовує та наставляє студентів третього й четвертого курсів щодо проходження та збору матеріалів під час виробничих практик.

Попри завантаженість педагогічною та адміністративною роботою Микола Миколайович не перериває наукової праці. Наукова діяльність ученого, спрямована на узагальнення великого обсягу матеріалу з металогенії і ТБГХ рудних формацій, завершилась написанням докторської дисертації «Фізико-хімічні умови і зональність розвитку молібден-вольфрамових і золоторудних формацій (за результатами термобарогеохімічних досліджень)», яка була вдало захищена 2003 р.

З 1991 р., після отримання Україною незалежності, М. М. Павлунь разом з іншими фахівцями починає займатися вивченням золоторудних родовищ Українського щита (УЩ) та його фанерозойського облямування в контексті Державної програми «Золото надр України». Водночас творчий колектив спеціалістів, до складу яких входить

Микола Миколайович, працює над написанням і підготовкою до друку інструкції та монографії «Термобарогеохімія золота» з проблем теорії процесів золотоутворення і прикладного її застосування на родовищах золота різних геолого-генетичних та формаційних типів, яка вийшла друком 1995 р. У 2004 р. побачила світ монографія «Геолого-генетична типізація золоторудних родовищ України» як певний підсумок реалізації державної програми «Золото надр України». У цій праці відображено значну частину дисертаційних досліджень М. М. Павлуня, де вперше обґрунтовано позицію формування і розвитку принципово нової галузі сучасного рудно-формаційного і металогенічного аналізу – ТБГХ моделювання, діагностики і прогнозування ендегенних рудних формацій. У 2019 р. вийшла друком «Термобарогеохімія в Україні» (Матковський та ін., 2019), яка всебічно схарактеризувала внесок українських учених у розвиток ТБГХ. У цій праці наголошено, що у Львівському університеті зародилась, сформувалась, активно розвивалась і продовжує своє становлення нині всесвітньовідома термобарогеохімічна школа професора М. П. Єрмакова. М. П. Єрмаков та його учні вивели ТБГХ на рівень науки, яка поєднала наукові інтереси сучасної геології, петрології, мінералогії, геохімії і теорії рудогенезу. Наукова геологічна спільнота сприйняла термобарогеохімічні дослідження як якісно нове й потужне джерело генетичної інформації про фізико-хімічні процеси, які відбуваються під час мінерало- і рудогенезу, та є важливою складовою вчення про родовища корисних копалин. М. М. Павлуня сьогодні на тернистому, проте вдячному шляху фундаментальних здобутків ТБГХ є беззаперечно провідним спеціалістом.

Багатогранне вивчення Миколою Миколайовичем термобарогеохімічних ознак та параметрів флюїдного режиму мінералоутворення золоторудних родовищ УЩ дало змогу вченому розглянути особливості фізико-хімічного перебігу процесів їх формування і виявити, що вони мають метаморфогенно-гідротермальну природу.

З 1994–1999 рр. Микола Миколайович виконує обов'язки наукового куратора відділу прогнозно-економічної оцінки мінеральної сировини Інституту геології та мінералогії золота, кольорових металів і алмазів України, який діє при геологічному факультеті ЛНУ імені Івана Франка.

У 2011–2020 рр. наукова діяльність М. М. Павлуня багатогранно реалізовувалась у процесі виконання держбюджетних і госпдоговірних науково-дослідних тем.

Одночасно зі зміною наукової і науково-організаційної діяльності зростає широчінь професійних інтересів ювіляра. Серед методологічних питань циклу геологічних наук Микола Миколайович багато уваги приділяє напрямку «геоекологія». Зокрема, вчений разом із колегами обґрунтував доцільність виділення наукового напрямку «антропогенна геологія», мета якого полягає у всебічному вивченні властивостей, будови, складу порід і закономірностей розвитку природно-антропогенних (природно-техногенних) геологічних систем.

Глибоке знання історії і методології науки спонукало М. М. Павлуня бути автором і співавтором багатьох праць, присвячених окремим етапам історії розвитку геології і діяльності видатних її представників, та очолювати організаційні заходи щодо урочистостей та пам'ятних академій на їхню честь, які проводили на геологічному факультеті.

Науково-організаційна робота та участь у науково-навчальних заходах має для Миколи Миколайовича різноаспектну спрямованість, орієнтовану на висвітлення і примноження здобутків геологічного факультету. За його авторства та участю

підготовлено та видано три довідково-інформаційні видання з історії геологічного факультету ЛНУ імені Івана Франка (2008, 2010, 2020).

За керівництва Миколи Миколайовича (голови, співголови або члена оргкомітету) на факультеті проведено чимало наукових форумів різного рівня. Зокрема, організовано і проведено три ювілейні всеукраїнські та міжнародні наукові конференції з питань сучасної геологічної освіти і науки (до 60-, 65-, 70-річчя від часу заснування геологічного факультету).

М. М. Павлуня брав участь і виступав з доповідями на різних наукових форумах українського, всесоюзного і міжнародного рівнів, де представляв українську геологічну науку. Згадаємо про деякі з них.

У травні 1999 р. М. М. Павлуня у складі української державної групи спеціалістів (А. О. Сіворонов, О. Б. Бобров) за керівництва голови Державної служби геології України Д. С. Гурського взяв участь у Північному симпозіумі по мінеральних ресурсах Gold'99 Trondheim: "Докембрійське золото на Феноскандинавському та Українському щитах та у суміжних областях" (Precambrian gold in the Fennoscandian and Ukrainian Shields and related areas). Учасників наради запросили на родовище Cu–Au Айттик (район Джелліваре, північ Швеції), де вони приєдналися до предметного обговорення питань щодо складу і генезису руд та відвідали золотозбагачувальну фабрику, на якій делегація ознайомилась з новітніми технологіями вилучення рудних компонентів.

У 2010 р. пам'ятним для М. М. Павлуня, О. І. Матковського, А. О. Сіворонова, Ю. П. Дорошенка стало відрядження в Монголію на запрошення випускників факультету і особисто президента Монголії Ц. Елбегдоржа. Під час поїздки було відвідано розташоване в південній частині пустелі Гобі родовище Оюу Толгой, яке було відкрито за участю випускника геологічного факультету ЛДУ (1991), нині віцепрезидента компанії Т. Монхбата.

У 2011 р. під час міжнародної наукової конференції "Геологические процессы в обстановках субдукции, колизии и скольжения литосферных плит" (м. Владивосток) М. М. Павлуня разом з професорами О. І. Матковським і А. О. Сівороновим ознайомились з великим обсягом фундаментальних досліджень й комплексним підходом до вирішення складних геологічних проблем Тихоокеанського поясу, отримали нові уявлення про будову регіону, геодинамічні і металогенічні індикатори акреційних окраїн. У цьому ж році з нагоди відзначення 350-річного ювілею ЛНУ імені Івана Франка на геологічному факультеті за ініціативи Миколи Миколайовича проведено науково-практичний семінар на цю саму тему, представлено наукову доповідь академіка О. І. Ханчука, колишнього випускника геологічного факультету. Семінаром зацікавились студенти, співробітники факультету та геологічна спільнота західних областей України.

У 2012 р. М. М. Павлуня взяв участь у науковій конференції «Такий різний світ мінералогії» в Національному науково-природничому музею НАН України (Київ, 2012). Конференція відкрила чимало заходів, присвячених 100-річчю від дня народження академіка Є. К. Лазаренка – засновника і першого декана геологічного факультету та ректора Львівського державного університету, якими він був 12 років.

Серед інших конференцій, де Микола Миколайович був членом оргкомітету та доповідачем, потрібно згадати IV, V, VI (Трускавець, 2017, 2018, 2019) та VII (Львів, 2021) міжнародні науково-практичні конференції "Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування". З названих заходів за масштабністю і значущістю

вирізняється IV конференція, присвячена 100-річчю Геологічної служби України і 25-річчю Державної комісії України по запасах корисних копалин. Дотичною до названої конференції є наукова конференція «Геологія і корисні копалини України» до 100-річного ювілею НАН України і Державної геологічної служби та надр України.

За керівництва Миколи Миколайовича геологічний факультет та ЛНУ імені Івана Франка покращив всеукраїнські і міжнародні зв'язки. Активнішою стала співпраця співробітників факультету з Ягеллонським університетом (м. Краків), геологічним факультетом Варшавського університету, Геологічним інститутом АН Словаччини. У 2015 р. підписані угода про співпрацю між ЛНУ імені Івана Франка та Краківським науково-технічним університетом імені С. Сташіца (Academia Gorniczo-Hutnicza, AGN), а також угода між геологічним факультетом ЛНУ імені Івана Франка та факультетом геології, геофізики та охорони довкілля AGN. Угода стосується підготовки фахівців і розвитку партнерства в головних напрямках прикладних наукових досліджень у геологічній галузі.

У 2017 р. за ініціативи ректора Університету В. П. Мельника і декана геологічного факультету М. М. Павлуня відбулась зустріч у дзеркальній залі ЛНУ імені Івана Франка з директором ПАТ “Укргазвидобування” М. А. Фірманом. У 2018 р. підписано угоду про співпрацю між ЛНУ імені Івана Франка та ПАТ “Укргазвидобування”, яка має на меті збільшувати потенціал галузі та залучати до роботи кваліфікованих спеціалістів.

Варто відмітити багаторічну безперервну працю М. М. Павлуня у період з 2004 по 2021 р. як головного редактора наукового видання “Вісник Львівського університету. Серія геологічна”, заступника головного редактора “Мінералогічного збірника”, заступника голови Західного наукового центру та члена редколегії журналу «Обрії науки» Академії наук Вищої школи України. Як член комісії з делімітації кордонів МЗС України виконував геологічне обґрунтування належності острова Зміїний до території України. Він працював у складі Всеукраїнського оргкомітету “Сім чудес України”. Член та згодом заступник голови навчально-методичної комісії МОНМС за напрямом “Геологія” М. М. Павлуня брав конструктивну участь у її діяльності. Значну роботу він виконував і виконує як член наукової експертної ради МОНМС України “Технології видобутку корисних копалин” та ради з природничих наук. М. М. Павлуня – член підкомісії МОН України з навчально-методичної роботи спеціальності 103 – “Науки про Землю”, експерт наукової комісії МОН України “Науки про Землю”, член експертної ради МОН проектів з геології.

За його керівництва завершені і завершують кандидатські дисертації випускники аспірантури. Він є членом спеціалізованих учених рад із захисту дисертацій у ЛНУ імені Івана Франка та інших установ. Тривалий час (до 2018 р.) М. М. Павлуня систематично працював головою спецради факультету із захисту докторських та кандидатських дисертацій за трьома спеціальностями (04.00.01 – загальна та регіональна геологія, 04.00.11 – геологія металевих і неметалевих корисних копалин, 04.00.20 – мінералогія, кристалографія). Його часто запрошують для офіційного опонування кандидатських і докторських дисертацій, оскільки високий рівень знань і широке коло наукових питань, якими він займається, дає можливість йому критично оцінити дисертаційну роботу з різних галузей геології.

Микола Миколайович як багаторічний президент Львівського наукового геологічного товариства та як академік АН Вищої школи України є керівником її Львівського осередку і заступником голови Західного наукового центру Академії наук

Вищої школи України. М. М. Павлуць – дійсний член геологічної комісії Наукового товариства імені Шевченка (НТШ). На науковій сесії НТШ у 2009 р. він виступив з програмною доповіддю “Сировинно-ресурсний потенціал України”.

Микола Миколайович є членом Вченої ради ЛНУ імені Івана Франка та головою вченої ради геологічного факультету.

Підсумовуючи науковий доробок М. М. Павлуня, зазначимо, що він опублікував близько 400 наукових праць, статей, наукових звітів, трьох монографій, чотирьох підручників, двох навчальних посібників. Серед підручників наведемо: “Основи вчення про геологічні формації” (2010), “Геологія корисних копалин. Ч. 1. Рудогенез” (2012), “Розшуки і розвідка родовищ корисних копалин” (2013), “Геологія корисних копалин. Ч. 2. Екзогенні та метаморфогенні процеси рудоутворення” (2019). Навчальний посібник “Ринок банківських металів” (2012) має гриф Міністерства освіти і науки, молоді та спорту України. Навчальний посібник “Гіпогенна зональність постмагматичного (пневматоліто-гідротермального) зруденіння” вийшов друком 2021 р. Микола Павлуць підготував і опублікував 20 навчально-методичних розробок з різних курсів і спецкурсів, серед яких збірники змістових модулів і тестових завдань у контексті Болонського процесу. Ці праці є реалізацією важливих нині міждисциплінарних програм геологічної освіти, яка стратегічно та економічно забезпечує кадрами геологорозвідувальну галузь, оскільки без забезпечення мінерально-сировинною базою не може існувати і розвиватись українська промисловість та людський соціум.

Декан М. М. Павлуць докладно зусиль для покращення життєдіяльності факультету, зростання його престижу та популяризує факультет на різноманітних заходах.

За ініціативи і підтримки Миколи Миколайовича на факультеті завершуються роботи з капітального ремонту Мінералогічного музею імені академіка Є. К. Лазаренка і Палеонтологічного музею. Нещодавно (25 травня 2022) колекція Палеонтологічного музею набула статусу національного надбання України.

Професор М. М. Павлуць чимало сил доклав для створення Музею формацій. Музей винятковий з науково-методичного та навчально-дидактичного погляду, адже подібної змістовної добірки генотипних штуфів (зразків) руд різноманітних рудних формацій немає ні в країнах пострадянського простору, ні в Європі.

Протягом каденцій на посаді декана геологічного факультету М. М. Павлуць займався і продовжує докладати зусиль щодо впорядкування навчальних планів, адаптування їх до Болонського навчального процесу за освітньо-професійними програмами.

М. М. Павлуць удосконалює зміст і форму проведення навчальних геологічних та екологічних практик. Об'єктом його постійної уваги є польова лабораторія еколого-геологічних досліджень у смт Верхнє Синьовиднє – підрозділ геологічного факультету.

Микола Миколайович очолює активну організаційну і профорієнтаційну роботу геологічного факультету, спрямовану на укладання угод про співпрацю між ЛНУ імені Івана Франка та різними установами, серед яких Інститут геології Київського національного університету імені Тараса Шевченка, Львівська геологорозвідувальна експедиція ДП “Західургеологія”, Карпатське відділення Інституту геофізики імені С. І. Субботіна НАН України, Західно-Українська геофізична розвідувальна експедиція, товариство з обмеженою відповідальністю “Гео-Тех” (Львів), Державний

природознавчий музей НАН України, Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львівський регіональний центр з гідрометеорології, Науково-дослідний інститут нафтогазової промисловості Національної акціонерної компанії “Нафтогаз Україна”, Дрогобицький фаховий коледж нафти і газу, Регіональний ландшафтний парк “Знесіння”, Колінковецька школа (ЗНЗ I–III ступ.) Хотинського району Чернівецької області та ін.



Монографії, підручники, навчальні посібники,
довідково-інформаційні видання за авторства
та співавторства М. М. Павлуня

Науковий внесок Миколи Миколайовича в розвиток львівської термобарогеохімічної школи професора М. П. Єрмакова та школи геології і металогенії докембрію Є. М. Лазька, що є визнаними в Україні і світі, педагогічна й організаторська діяльність високо оцінено державою. За багаторічну сумлінну працю та вагомі здобутки у науково-педагогічній діяльності М. М. Павлуня відзначено нагородами, відзнаками та подяками, серед яких Пам’ятний знак імені А. І. Лутугіна “За заслуги в розвідці надр”

Держгеослужби України (2005), медаль В. І. Лучицького Держгеослужби України (2007), медаль Президента Монголії “800 років Великій Монголії” за підготовку національних кадрів – геологів для Монголії (2011), Указом Президента України присвоєне звання “Заслужений працівник освіти України” (2018), до 100-річчя НАН України Президією НАН України нагороджений ювілейною Почесною грамотою за досягнення у вирішенні найважливіших наукових і науково-технічних проблем (2018), нагороджений Подякою Львівської обласної ради з нагоди Дня геолога (2019), Львівською обласною державною адміністрацією та Львівською обласною радою нагороджений дипломом лауреата обласної премії відомим ученим і знаним фахівцем за значні досягнення в галузі науки (2018), відзначений Подякою міського голови м. Львова за високий професіоналізм і багаторічну сумлінну науково-практичну працю з нагоди 360-річчя від дня заснування ЛНУ імені Івана Франка (2021), удостоєний ювілейної медалі 350-річчя Львівського університету, у 2012 та 2020 рр. нагороджений грамотами ректора Університету за друге місце найкращого підручника “Геологія корисних копалин” (Ч. 1) та “Екзогенні та метаморфогенні процеси рудоутворення” (Ч. 2), у 2017 р. нагороджений грамотою ЛНУ імені Івана Франка за багаторічну сумлінну працю, значний внесок у розбудову геологічного факультету та університету, у 2019 р. став дійсним членом Наукового товариства імені Тараса Шевченка з врученням відповідного диплому.

Інформацію про М. М. Павлуна включено до довідкового видання (1992–2010), яке об’єднує провідних фахівців університетської ланки науки Академії наук Вищої школи України (Довідник, 1992–2010.). Про вченого є сторінка у «Вільній енциклопедії» Вікіпедії. Статтю про М. М. Павлуна можна знайти у другому томі “Encyclopedia. Львівський національний університет імені Івана Франка” (2014, с. 246).

Микола Миколайович – відомий і провідний учений у галузі геології корисних копалин, металогенії і ТБГХ постмагматичних рудних формацій і педагог вищої школи – відрізняється своєю добротою, простотою, доступністю, людяністю. Його люблять і поважають не лише на факультеті, а й в університеті та в геологічних колах України і зарубіжжя. Він завжди веселий, усміхнений, любить жартувати, розповідати цікаві, часто фантастичні історії. З ним приємно спілкуватись і подорожувати. У нього багато колег і друзів, студенти його люблять і поважають за цікаві лекції, змістовну роботу і щирість.

Микола Миколайович добрий і чуйний сім’янин. Разом з дружиною Валентиною Володимирівною (економістом за фахом) виростили достойного сина Андрія Миколайовича.

Своє 70-річчя М. М. Павлуна зустрічає у розквіті творчих сил, багатьох задумів і планів, реалізуючи повноцінне і змістовне життя талановитого вченого, педагога, здібного організатора навчального процесу і наукової роботи, патріота та громадянина.

Колектив ЛНУ імені Івана Франка, геологічний факультет, редколегія “Вісника ЛНУ. Серія геологічна” колеги й друзі щиро і сердечно вітають Миколу Миколайовича Павлуна зі славним ювілеєм, зичать доброго здоров’я і довголіття в достатку й любові рідних та близьких, здійснення творчих задумів і нових звершень в ім’я гідного майбутнього української геологічної науки та України.

З роси і з води, Ювіляре!

Галина Гоцанюк, Сергій Ціхонь, Лариса Генералова,

**ВИПУСКНИКИ ГЕОЛОГІЧНОГО ФАКУЛЬТЕТУ
ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ
ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА**

2022 рік

Денне навчання

**Спеціальність 103 “Науки про
Землю”**

Бакалавр

1. Винник Артур Ігорович
2. Гілка Анастасія Русланівна
3. Гірний Андрій Романович
4. Давидович Максим Ігорович
5. Демид Мар’ян Анійович
6. Дубчук Михайло Тарасович
7. Зай Антон Валерійович
8. Кенейз Аліна Вікторівна
9. Козловський Ростислав Віталійович
10. Костишин Олександра Іванівна
11. Лущик Віталій Михайлович
12. Моняк Андріана Василівна
13. Соломеннікова Валерія Денисівна

10. Костишин Олександра Іванівна
11. Лущик Віталій Михайлович
12. Моняк Андріана Василівна
13. Соломеннікова Валерія Денисівна

Спеціальність 101 Екологія Спеціалізація “Екологічний менеджмент і геотуризм”

Бакалавр

1. Винник Артур Ігорович
2. Гілка Анастасія Русланівна
3. Гірний Андрій Романович
4. Давидович Максим Ігорович
5. Демид Мар’ян Андрійович
6. Дубчук Михайло Тарасович
7. Зай Антон Валерійович
8. Кенейз Аліна Вікторівна
9. Козловський Ростислав Віталійович

ЗМІСТ

<i>Микола Павлунь</i> ТЕОРЕТИКО-МЕТОДОЛОГІЧНІ І КРИТЕРІАЛЬНО-ПОНЯТІЙНІ ПІДРУНТЯ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛОГЕНІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ	3
<i>Петро Волошин, Надія Кремінь</i> ДЕФОРМАЦІЙНІ ВЛАСТИВОСТІ МІОЦЕНОВИХ ГЛИН ОКОЛИЦЬ ЛЬВОВА (ЗА ПОКАЗНИКАМИ НАБРЯКАННЯ ТА ЗСІДАННЯ)	15
<i>Олег Гнилко</i> ГЕОЛОГІЯ СУБСІЛЕЗЬКОГО ПОКРИВУ В БАСЕЙНІ Р. РІКА (УКРАЇНСЬКІ ЗОВНІШНІ КАРПАТИ, ГОЛЯТИНСЬКА СТРУКТУРА)	25
<i>Лариса Генералова, Олександр Костюк, Антон Генералов</i> ТУРБІДИТИ В СЕРЕДНЬОПАЛЕОЦЕНОВИХ СТРОКАТОКОЛІРНИХ УТВОРЕННЯХ СКИБОВОГО ПОКРИВУ МЕЖИРІЧЧЯ ОПОРУ ТА СВІЧІ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ	44
<i>Юрій Крупський, Валентина Марусяк</i> КОНСТРУКЦІЇ НАФТОГАЗОВИХ СВЕРДЛЮВИН ТА ЇХНІЙ ВПЛИВ НА РЕЗУЛЬТАТИ БУРІННЯ	68
<i>Василь Дяків</i> ЕВОЛЮЦІЯ ТА САМООРГАНІЗАЦІЯ КАРСТОВИХ ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ СИСТЕМ СОЛЯНИХ РОДОВИЩ КАРПАТСЬКОГО РЕГІОНУ	77
<i>Михайло Яремович, Василь Дяків, Ельвіра Джумеля</i> ЧИННИКИ КАТАСТРОФІЧНОЇ АКТИВІЗАЦІЇ ЛІНІЙНОЇ ЕРОЗІЇ ТА ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНІ ПРОБЛЕМИ ЕКСПЛУАТАЦІЇ СОНЯЧНИХ ЕЛЕКТРОСТАНЦІЙ, ПОБУДОВАНИХ НА СХИЛАХ І ЗОНАХ ВПЛИВУ ГІРНИЧО-ХІМІЧНИХ ПІДПРИЄМСТВ	90
<i>Юрій Віхоть, Ігор Бубняк, Соломія Кріль, Віталій Фурман</i> ЗАСТОСУВАННЯ БЕЗПЛОТНИХ ЛІТАЛЬНИХ АПАРАТІВ (UAV) ДЛЯ ГЕОФІЗИЧНИХ СПОСТЕРЕЖЕНЬ	100
<i>Datsyuk Yuriy</i> GEOTECHNICAL PROPERTIES OF UPPER GEOLOGICAL LAYER BY MEANS OF EXPRESS MICROTREMOR STUDY	106
ДО 70-РІЧЧЯ ВІД ДНЯ НАРОДЖЕННЯ МИКОЛИ МИКОЛАЙОВИЧА ПАВЛУНЯ	111
ВИПУСКНИКИ ГЕОЛОГІЧНОГО ФАКУЛЬТЕТУ ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬ- НОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА, 2022 РІК	119

CONTENT

<i>Mykola Pavlyn</i> THEORETICAL-METHODOLOGICAL AND CRITERION-CONCEPTUAL BASIS OF FORECASTING-METALLOGENIC RESEARCH	3
<i>Petro Voloshyn, Nadiya Kremin</i> DEFORMATION PROPERTIES OF MIOCENE CLAYS IN THE OUTSKIRTS OF LVIV (AS BASED ON THE INDICATORS OF SWELLING AND SHRINKAGE)	15
<i>Oleh Hnylko</i> GEOLOGY OF THE SUB-SILESIA NAPPE IN THE RIKA RIVER BASIN (UKRAINIAN CARPATHIANS, HOLYATYN STRUCTURE)	25
<i>Larysa Heneralova, Oleksandr Kostyuk, Anton Heneralov</i> TURBIDITES IN THE MIDDLE PALEOCENE VARIEGATED FORMATIONS OF THE SKYBA NAPPE BETWEEN THE RIVERS OPIR AND SVICHA OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS	44
<i>Yurii Krupskiy, Valentyna Marusiak</i> DESIGNS OF OIL-AND-GAS WELLS AND THEIR INFLUENCE ON THE DRILLING RESULTS	68
<i>Vasyl Dyakiv</i> EVOLUTION AND SELF-ORGANIZATION OF KARSTS HYDROGEOLOGICAL SYSTEMS OF SALT DEPOSITS OF THE CARPATHIAN REGION	77
<i>Mykhailo Yaremovich, Vasyl Dyakiv, Elvira Jumelya</i> FACTORS OF CATASTROPHIC ACTIVATION OF LINEAR EROSION AND ENGINEERING AND GEOLOGICAL PROBLEMS OF OPERATION SOLAR POWER PLANTS BUILT ON THE SLOPES AND ZONES OF INFLUENCE OF MINING AND CHEMICAL ENTERPRISES	90
<i>Yuriy Vikhot, Ihor Bubniak, Solomiia Kril, Vitaly Fourman</i> USING UNMANNED AERIAL VEHICLES (UAV) FOR GEOPHYSICAL OBSERVATIONS	100
<i>Datsyuk Yuriy</i> GEOTECHNICAL PROPERTIES OF UPPER GEOLOGICAL LAYER BY MEANS OF EXPRESS MICROTREMOR STUDY	106
TO THE 70TH ANNIVERSARY OF PAVLUN MYKOLA MYKOLAYOVYCH	111
GRADUATES OF GEOLOGICAL FACULTY OF IVAN FRANKO NATIONAL UNIVESITY OF LVIV, YEAR OF 2022	119

