ЛЬВІВСЬКИЙ НАЦІОНАЛЬНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
імені Івана Франка

ГЕОЛОГІЧНИЙ ФАКУЛЬТЕТ
ЛЬВІВСЬКИЙ УНІВЕРСИТЕТ

ПРОБЛЕМИ ГЕОЛОГІЇ УКРАЇНИ

Збірник наукових праць

Львів – 2025

УДК 55 (477)

Проблеми геології України. Збірник наукових праць / Відп. ред. С. І. Ціхонь. – Львів, 2025. – 126 с.

ISSN 2078-6212 (Print)
ISSN 2786-6564 (Online)

У збірнику наукових праць наведено статті, які висвітлюють сучасний стан і перспективи розвитку геологічних досліджень України. Охоплено велике коло актуальних питань регіональної геології і тектоніки, палеонтології і стратиграфії, мінералогії і петрографії, геології корисних копалин та інших наукових напрямів геологічних досліджень.

Відповідальність за достовірність, якість наукових матеріалів і за порушення авторських прав відповідальність несуть автори публікацій.

Редакційна колегія: канд. геол. наук, доц. **С. Ціхонь** – головний редактор; д-р геол. наук, проф. **М. Павлунь** – заступник головного редактора; чл.-кор., д-р геол. наук, проф. **Н. Радковець**; канд. геол.- мін. наук, доц. **А. Іваніна**; канд. геол. наук, доц. **І. Шайнога**; канд. геол. наук, доц. **Л. Генералова,** канд. геол. наук, доц. **Г. Гоцанюк,** канд. геол. наук, доц. **Л. Хом'як**.

Docent **S. Tsikhon –** Editor-in-Chief
Professor **M. Pavlun –** Assistant Editor

Адреса редакційної колегії:
Геологічний факультет,
Львівський національний університет
імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4,
Львів, 79005
тел. (032) 2394 732
ел. пошта: paleontlozbirnyk@ukr.net

Editorial Office:
Geological Department
Ivan Franko National University
of Lviv
4, Hrushevsky Str.
Lviv, Ukraine, 79005
tel. (380) (32) 2394 732
e-mail: paleontlozbirnyk@ukr.net

Відповідальний за випуск: Леонід Хом'як

Друкується за ухвалою Вченої ради геологічного факультетуЛьвівського національного університету імені Івана Франка (пр. № 24/9 від 15.09.2025 р.)

© Львівський національний університет імені Івана Франка, 2025

З М І С Т

Гоцанюк Г. І, Спільник Р. Б., Шайнога І. В. ПАМ'ЯТІ ПРОФЕСОРА РОМАНА ЛЕЩУХА – ЗАСНОВНИКА ТА ОРГАНІЗАТОРА ВСЕУКРАЇНСЬКОЇ НАУКОВОЇ КОНФЕРЕНЦІЇ "ПРОБЛЕМИ ГЕОЛОГІЇ УКРАЇНИ" У ЛЬВІВСЬКОМУ НАЦІОНАЛЬНОМУ УНІВЕРСИТЕТІ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА …….	6
Гоцанюк Г. І., Марусяк В. П. ПАМ'ЯТІ ЮРІЯ ЗИНОВІЙОВИЧА КРУПСЬКОГО ……	9
ПАЛЕОНТОЛОГІЯ І СТРАТИГРАФІЯ	
Анфімова Г. В., Гриценко В. П., Радзівілл О. А. ЗБЕРЕЖЕННЯ РЕГІОНАЛЬНИХ КОЛЕКЦІЙ ОПОРНИХ РОЗРІЗІВ В ННПМ НАН УКРАЇНИ ..……..……..……..	11
Гриценко В. П. РОЗРІЗИ ВЕНДУ, ОРДОВИКУ, СИЛУРУ ТА НИЖНЬОГО ДЕВОНУ НА ДНІСТРІ – ДЖЕРЕЛО НОВИХ ПАЛЕОНТОЛОГІЧНИХ ЗНАХІДОК ……...…….……..	14
Наварівська К. О. ПАЛЕОЕКОЛОГІЧНІ АСОЦІАЦІЇ МІКРОФАУНИ ВЕРХНЬОКРЕЙДОВИХ ВІДКЛАДІВ МАРМАРОСЬКОЇ ЗОНИ СКЕЛЬ ……..……	18
*Демандж*ара О., Тузяк Я.* КОЛЕКЦІЯ СКАМ'ЯНІЛОЇ ДЕРЕВИНИ НЕОГЕНУ З ВИННИКІВСЬКОГО ЛІСУ (РОЗТОЧЧЯ, УКРАЇНА) ……..……	23
Ivanina Antonina V. URBAN FOSSILS OF LVIV (UKRAINE) ……	26
ЗАГАЛЬНА І РЕГІОНАЛЬНА ГЕОЛОГІЯ. МЕТОДОЛОГІЯ ГЕОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ	
Павлунь М. М., Гайовський О. В. НЕУПЕРЕДЖЕНИЙ ПОГЛЯД НА ПРОБЛЕМИ ГЕОЛОГІЇ УКРАЇНИ …….	29
Радковець Н. Я., Колтун Ю. В. ВПЛИВ ГЛОБАЛЬНОЇ РАННЬОКРЕЙДЯНОЇ БЕЗКИСНЕВОЇ ПОДІЇ НА ФОРМУВАННЯ ЧОРНОСЛАНЦЕВОЇ ТОВЩІ ПЛАТФОРМНОГО ФУНДАМЕНТУ ПОКУТСЬКО-БУКОВИНСЬКИХ КАРПАТ ……..……	32
Рябоконь Т. С. ПИТАННЯ АКТУАЛІЗАЦІЇ СЕРІЙНИХ ЛЕГЕНД ДЕРЖАВНОЇ ГЕОЛОГІЧНОЇ КАРТИ УКРАЇНИ МАСШТАБУ 1:200 000: ПАЛЕОГЕН ПІВДНЯ УКРАЇНИ …….....	35

Лосів В. М., Яремович М. В. АНАЛІЗ ГЕОЛОГІЧНИХ КАРТ МАСШТАБУ 1 : 200 000 ЗАХІДНОЇ УКРАЇНИ …..	38
Лосів В. М., Яремович М. В. ДО ПИТАННЯ ПРО КРУТОПАДАЮЧІ РОЗРИВНІ ПОРУШЕННЯ У ЗОВНІШНІХ КАРПАТАХ ……..……...……..	44
Олег Гнилко, Мілена Богданова, Ігор Березюк, Роксоляна Кравець ОСОБЛИВОСТІ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗУ ВЕРХНЬОКРЕЙДОВО-ОЛІГОЦЕНОВИХ ФЛІШЕВИХ ВІДКЛАДІВ СКИБОВОГО ПОКРИВУ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ …….	61
Миколайчук О. В., Гордєєв Д. В., Генералова Л. В. ТРУДНОЩІ КОРЕЛЯЦІЇ ГЕОЛОГІЧНИХ КОМПЛЕКСІВ У ПРИКОРДОННИХ ЗОНАХ СУМІЖНИХ КРАЇН ……...	66
Продоус Д. В. ПОРІВНЯЛЬНИЙ АНАЛІЗ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ТРУБОК ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ АНГОЛИ З ТРУБКОЮ КАТОКА ……	69
ГЕОЛОГІЯ КОРИСНИХ КОПАЛИН	
Вергельська Н. В., Головченко Д. М., Скопиченко Є. І. ГЕОЛОГІЧНІ ЧИННИКИ ФОРМУВАННЯ ТА ВУГЛЕНОСНІСТЬ РОДОВИЩ ДНІПРОВСЬКОГО БУРОВУГІЛЬНОГО БАСЕЙНУ ……	71
Віктор Мельничук, Анатолій Капустюк, Михайло Столярець ПЕРСПЕКТИВИ РУДОНОСНИХ ПОЛІВ І РУДОПРОЯВІВ ВОЛИНСЬКОГО МЕТАЛОГЕНІЧНОГО РАЙОНУ НА МІДЬ ……..…	76
Мельничук В. Г., Криницька М. В., Коваль Д. М., Самчук К. В., Столярець М. О. БУРШТИНОНОСНІ ЗОНИ І РАЙОНИ ПРИП`ЯТСЬКОГО ОЛЕГОЦЕНОВОГО БАСЕЙНУ НА ПОЛІССІ ……..…	80
МІНЕРАЛОГІЯ, ПЕТРОГРАФІЯ, ГЕОХІМІЯ	
Попп І. Т., Гаєвська Ю. П. СЕДИМЕНТОЛОГІЧНІ І ЛІТОЛОГО-ФАЦІАЛЬНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ЗОНИ КОНТАКТУ ЕОЦЕНОВИХ І ОЛІГОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ …….	85
Якименко В. В., Огар В. В. ВТОРИННА КАРБОНАТНА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ ТЕРИГЕННИХ ПОРІД НИЖНЬОГО ПЕНСИЛЬВАНІЮ ПІВНІЧНОЇ ПРИБОРТОВОЇ ЗОНИ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ …….	91
Яковенко М. Б., Хоха Ю. В., Павлюк М. І. ГЕОХІМІЯ РУХОМИХ ФОРМ PB, CD, AS, HG У ТОРФОВИЩАХ ЛЬВІВЩИНИ …	94

Yanina Mihunova, Iryna Poberezhska, Larisa Generalova, Anastasiia Pavlenko METABASALTOIDS FROM THE OLISTOSTROM OF THE SOYMUL FORMATION OF UHOLKA COMPLEX (UKRAINIAN CARPATHIANS) ……	98
ЦИФРОВІ ТЕХНОЛОГІЇ В ГЕОЛОГІЇ	
Віхоть Ю. М., Кріль С. Я., Бубняк І. М. ГЕОЛОГІЯ У СМАРТФОНІ: МОБІЛЬНІ ЗАСТОСУНКИ ДЛЯ НАВЧАННЯ ТА ПОЛЬОВИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ……..……..	103
Костюк О. В., Генералов А. В. ПРО ВИКОРИСТАННЯ ОНЛАЙН-НОТАТНИКА GOOGLE KEEP ПІД ЧАС ПРОВЕДЕННЯ ГЕОЛОГІЧНИХ МАРШРУТІВ НАВЧАЛЬНИХ ПРАКТИК СТУДЕНТІВ ……...	106
ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ І ГЕОТУРИЗМ	
Волошин П. К., Марусяк В. П., Бучацька Г. М. ВІДКЛАДИ КОСІВСЬКОЇ СВІТИ ВЕРХНЬОГО БАДЕНІЮ – ВАЖЛИВА СКЛАДОВА ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА ТЕРИТОРІЇ ЛЬВОВА ……..	108
Бучацька Г. М., Дяків В. О. "ЖЕРТОВНІ ЗОНИ" ШЕПТИЦЬКОГО ГІРНИЧО-ПРОМИСЛОВОГО РАЙОНУ ТА ЇХ ВПЛИВ НА ФОРМУВАННЯ ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ УМОВ ТЕРИТОРІЇ ……...	111
Дяків В., Хевпа З. СТАДІЙНІСТЬ КАРСТОВОГО ПРОВАЛОУТВОРЕННЯ У МОДЕЛІ ПІДРІЗАННЯ ЦІЛИКІВ ТА ФОРМУВАННЯ ПОСТМАЙНІНГОВОГО ЛАНДШАФТУ В МЕЖАХ РУДНИКА № 2 СТЕБНИЦЬКОГО ГХП «ПОЛІМІНЕРАЛ» ……	114
Іваніна А. В., Ніколенко В. С. ГЕОТРЕЙЛИ ЛЬВОВОМ: ХАРАКТЕРИСТИКА, ЗАСАДИ МЕНЕДЖМЕНТУ ……..	118
Холоденко В. С. ПРЕЗЕНТАЦІЯ НАВЧАЛЬНОГО ПОСІБНИКА «ОЦІНКА ЕКОЛОГІЧНОГО СТАНУ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА» ……	123

ПАМ'ЯТІ ПРОФЕСОРА РОМАНА ЛЕЩУХА – ЗАСНОВНИКА ТА ОРГАНІЗАТОРА ВСЕУКРАЇНСЬКОЇ НАУКОВОЇ КОНФЕРЕНЦІЇ "ПРОБЛЕМИ ГЕОЛОГІЇ УКРАЇНИ" У ЛЬВІВСЬКОМУ НАЦІОНАЛЬНОМУ УНІВЕРСИТЕТІ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА

Гоцанюк Г. І, Спільник Р. Б., Шайнога І. В.

Львівський національний університет імені Івана Франка
halina.hotsanyuk@lnu.edu.ua, Roman.Spilnyk@lnu.edu.ua , ihor.shaynoha@lnu.edu.ua

13 березня 2025 року на 82-му році життя відійшов у вічність видатний український вчений-палеонтолог Роман Йосипович Лещух – доктор геолого-мінералогічних наук, професор, багаторічний завідувач кафедри історичної геології і палеонтології (1996–2019 рр.), екс-декан геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка (1998–2003 рр.), ексчлен спецрад: Д 26.162.01 інституту геологічних наук НАН України, Д 35.051.04 для захисту докторських і кандидатських дисертацій., вчених рад: геологічного факультету ЛНУ ім. Івана Франка, тощо.

Протягом багатьох років Роман Йосипович активно працював у складі багатьох наукових спільнот: стратиграфічної комісії Національного комітету КБГА, спеціалізованої вченої ради геологічного факультету, Вченої ради Інституту геологічних наук НАН України (м. Київ), ради Українського палеонтологічного товариства, Мезозойської комісії Національного стратиграфічного комітету України. Він був також багаторічним відповідальним редактором фахового наукового видання «Палеонтологічний збірник», членом редколегії «Вісника Львівського університету» (серія геологічна), активним учасником Наукового товариства імені Тараса Шевченка, членом Спілки геологів України тощо.

Роман Йосипович Лещух народився 23 червня 1943 року на етнічних українських землях Надсяння – у селі Вільшани, поблизу міста Перемишль (нині територія Польщі). Наприкінці 1945 року його родина, була депортована до села Нараїв на Тернопільщині і згодом – до села Свірж Львівської області, де Роман Йосипович здобув середню освіту. Опісля вступив на геологічний факультет Львівського державного університету імені Івана Франка. Ще студентом, у 1963 році, він проходив виробничу практику в Карпатській геологічній експедиції, де і зародився його інтерес до геології регіону. Результати перших досліджень, виконаних під час маршрутів у гірських районах, лягли в основу студентської наукової роботи. Переддипломну практику Роман Лещух проходив за Полярним колом – в околицях Чаунської губи. У 1966 році закінчив університет з кваліфікацією інженера-геолога.

Професор Роман Лещух зі студентських років виявляв активну громадянську позицію, поділяючи ідеї свободи та національного самоусвідомлення разом із представниками українського шістдесятницького руху, серед яких були В'ячеслав Чорновіл, Ірина та Ігор Калинці, Михайло Горинь, Олена Антонів та інші.

Починаючи з 1970 року науковий шлях Романа Йосиповича був пов'язаний з Інститутом геології і геохімії горючих копалин НАН України, де пройшов від аспіранта до провідного наукового співробітника та завідувача лабораторії стратиграфії провінцій горючих копалин. У 1976 році під керівництвом академіка О.С. Вялова Роман Йосипович успішно захистив кандидатську дисертацію, а в 1991 році за сукупністю опублікованих праць йому було присуджено науковий ступінь доктора геолого-мінералогічних наук (дисертація: *«Молюски і біостратиграфія нижньої крейди півдня і заходу України»*) [5].

З 1995 року Роман Йосипович за сумісництвом розпочинає викладацьку діяльність на геологічному факультеті Львівського університету ім. І. Франка, а 01.01.1996 року призначений в.о. зав. ка-

федрою історичної геології і палеонтології та 22.05.1997 року обраний на посаду завідувача, яку очолював 23 роки. 1998 – 2003 р. декан геологічного факультету Львівського державного університету імені Івана Франка. За час керування факультетом професору Роману Лещуху вдалося його розширити: відкрити дві нові кафедри – екологічної та інженерної геології і гідроекології (1999 р.), фізики Землі (2000 р.) та спеціальність «Екологія геологічного та суміжних середовищ» на відділенні «Прикладна екологія» в Природничому коледжі Університету, лабораторії «Палеонтологічних досліджень» (згодом перейменована «Статиграфія нафтогазоносних провінцій»). Слід зазначити і створення лабораторії польових еколого-геологічних досліджень геологічного факультету та базу практик в с. Верхнє Синьовидне (передача від ІГГГК НАН України, 2000 р.)

В університеті Роман Йосипович активно розширював свої наукові інтереси та напрями досліджень: геологію, палеонтологію, біостратиграфію мезо- та кайнозойських відкладів, нафтогазоносність Карпатського та Причорноморсько-Кримського регіонів. Наукові результати опубліковані у понад 320 працях, серед них 8 монографій: *«Нижньокрейдові амоніти Українських Карпат»* (1982), *«Ранньокрейдова фауна Рівнинного Криму і Північного Причорномор'я»* (1987), *«Нижня крейда заходу і півдня України»* (1992), *«Юрські відклади півдня України»* (1999, у співавторстві), *«Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України»* (2013, у співавторстві), *«Мезозойські відклади Південно-Західної України і прилеглого шельфу»* (2020, у співавторстві) і 2 навчальні посібники *«Стратиграфія»* (2002) та *«Геологічна практика на Поділлі і в Українських Карпатах»* (2004).

Професор Роман Лещух продовжуючи традиції львівських геологів А. Горецького, С. Пастернака, О. Вялова, Я. Кульчицького і зумів сформувати потужну палеонтологічну школу у Львівському університеті, яка й сьогодні залишається важливою складовою геологічної науки в Україні. Під його науковим керівництвом були підготовлені та успішно захищені вісім кандидатських дисертацій зі спеціальності 04.00.09 – палеонтологія і стратиграфія: Г. Гоцанюк (2004), І. Шайнога (2004), А. Данилів (2009), Я. Тузяк (2010), І. Мар'яш (2013), О. Старжинський (2013), З. Хевпа (2018), Я. Курепа (2018) [5]. Професор також підготував десятки висококваліфікованих фахівців – бакалаврів, спеціалістів і магістрів, багато з яких сьогодні працюють у провідних наукових і виробничих установах України та за кордоном. Роман Йосипович багаторазово був рецензентом, опонентом та консультантом у науковців України.

Роман Йосипович був активним учасником багатьох наукових заходів як міжнародних так і всеукраїнських: конгресів, з'їздів, конференцій, семінарів, тощо. Саме це і сприяло у 2010 року ініціювати, започаткувати та організувати за підтримки тоді колективу кафедри історичної геології і палеонтології на геологічному факультеті Львівського університету першої Всеукраїнської наукової конференції «Біостратиграфічні, літологічні та палеогеографічні критерії прогнозу і розшуків корисних копалин», яка в подальшому іменована – «Проблеми геології України». Практика показує, що цей вже XVI щорічний захід традиційно об'єднує численну аудиторію науковців з різних геологічних інституцій та дає імпульс для розвитку нових дослідницьких ідей. Вже традиційно ця конференція об'єднує науковців, викладачів, студентів закладів вищої освіти України та науковців профільних інституцій і присвячена широкому спектру актуальних геологічних досліджень: від палеонтології, тафономії, палеоекології, біостратиграфії фанерозою – до вивчення закономірностей формування родовищ корисних копалин, геологічної освіти та збереження геологічної спадщини і за результатами роботи друкують збірник матеріалів конференції (рис. 2.), за 16 років було опубліковано біля 500 тез, які впродовж останніх трьох років відносяться до статей, що належать до категорії інші видання України. Ця конференція щорічно відбувається у рамках святкування Дня Львівського університету та часто приурочена до важливих пам'ятних дат у геологічній спільноті.

Роман Лещух вклав багато зусиль та праці у розвиток Палеонтологічного музею в університеті. в В 2002 р. будучи науковим куратором цього музею ініціював перейменування Геологічного в Палеонтологічний музей у відповідності до тематики та організовує його територіальне відокремлення як наукового підрозділу. Це сприяло стати музею вагомим науково-освітнім осередком, а його унікальні колекції в 2022 році заслужено отримали статус національного надбання України (підготовила ком-

плект документів – колишня аспірантка і учениця Романа Йосиповича, завідувачка музеєм Ярина Тузяк).

Вагомий внесок Романа Йосиповича – і як головного редактора «Палеонтологічного збірника» – єдиного в Україні фахового видання в галузі палеонтології. Його зусилля дозволили відновити періодичність випусків, забезпечити наукову якість і підтримати авторів з різних куточків України та світу. Зараз це видання належить до категорії В фахових видань України.

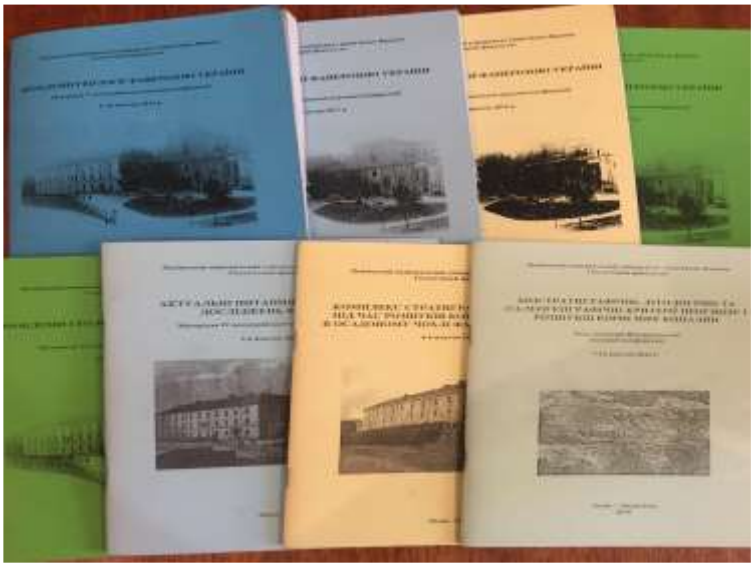


Рис. 2 Хронологічна зміна тез матеріалів Всеукраїнської наукової конференції “Проблеми геології України”

Професор Роман Йосипович Лещух був удостоєний багатьох відзнак за багаторічну сумлінну працю на науковій і освітній ниві. Зокрема, у 2018 році ректор Львівського національного університету імені Івана Франка, професор Володимир Мельник, вручив йому подяку за вагомі здобутки у науково-педагогічній діяльності. У 2019 році з нагоди професійного свята – Дня геолога – професора Р. Лещуха було відзначено почесною нагородою голови Львівської обласної державної адміністрації за визначні наукові досягнення та внесок у розвиток геології України. Міністр освіти і науки України Оксен Лісовий наказом № 1512 від 13.12.23 року удостоїв професора Романа Лещука високої нагороди призначивши довічну державну стипендію видатним діячам науки з грудня 2023 року.

Світла та вічна пам’ять про професора Романа Йосиповича Лещуха збережеться у серцях родини, колег, учнів та науковій спільноті як про визначного вченого, педагога та організатора геологічної науки в Україні.

1. *Білоніжка П., Матковський О., Павлунь М., Сливко Є., Іваніна А.* Геологічний факультет Львівського національного університету імені Івана Франка (1945–2020). Довідково-інформаційне видання. Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. І. Франка, 2020. 208 с.
2. *Білоніжка П., Матковський О., Павлунь М., Сливко Є.* Геологічний факультет Львівського національного університету імені Івана Франка (1945-2010). Довідково-інформаційне видання. Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. І. Франка, 2010. 518 с.
3. *Гоцанюк Г., Іваніна А., Шайнога І.* Роман Лещух – засновник та організатор всеукраїнської наукової конференції – Проблеми геології України у Львівському національному університеті імені Івана Франка (до 80-річчя від дня народження). *Проблеми геології України* : збірник наук. праць за матер. XIV Всеукраїнської наук. конф. (5-6 жовтня 2023 року, Львів) / Відп. ред. М. М. Павлунь. Львів, 2023. С. 6-8.
4. *Г. Гоцанюк, І. Шайнога, А. Данилів, О. Старжинський, І. Мар’яш, Я. Курепа, З. Хевпа.* Лещух Роман Йосипович (до 75-річчя від дня народження). *Палеонтологічний збірник*. 2018. № 50. С. 80-83.
5. *Гоцанюк Г., Шайнога І.* Науково-педагогічні досягнення професора Романа Лещуха (до 80-річчя від дня народження). *Палеонтологічний збірник*. 2023. №55. С. 113–119.

6. *Волошиновська О. І., Гоцанюк Г. І., Лещух Р. Й., Іваніна А. В.* Палеонтологія у Львівському національному університеті імені І. Франка (80 років кафедрі історичної геології та палеонтології). *Проблеми стратиграфії фанерозою України*. Київ, 2004. С. 268–271.
7. *Лещух Р. Й., Іваніна А. В., Гоцанюк Г. І. Шайнога І. В., Тузяк Я. М.* та ін. Кафедра історичної геології та палеонтології. Довідково-інформаційне видання. Львів : Видавничий центр ЛНУ ім. І. Франка, 2006. 68 с.
8. Encyclopedia. Львівський національний університет імені Івана Франка. Довідкове видання: в 2 т. Т. ІІ: Л-Я. Львів: ЛНУ ім. Івана Франка, 2014. 764 с. +224 вкл.

ПАМ'ЯТІ ЮРІЯ ЗИНОВІЙОВИЧА КРУПСЬКОГО

Гоцанюк Г. І., Марусяк В. П.

Львівський національний університет імені Івана Франка
halina.hotsanyuk@lnu.edu.ua; valentyna.marusyak@lnu.edu.ua

28 вересня 2025 року на 84-му році життя відійшов у вічність видатний український вчений у галузі нафтогазової геології професор кафедри екологічної та інженерної геології і гідрогеології Львівського національного університету імені Івана Франка Юрій Зиновійович Крупський доктор геологічних наук, академік Української нафтогазової академії та дійсний член Наукового товариства ім. Т. Шевченка, члена вченої ради ІГГГК НАН України, вченої ради геологічного факультету ЛНУ ім. І. Франка, члена громадської організації Експертна рада ВАК «Укргазвидобування НАК Нафтогаз України» та члена редколегій фахових журналів (зокрема, «Палеонтологічного збірника» та матеріалів конференції «Проблеми геології України»), експерта ДКЗ, головного наукового консультанта у видобувній компанії ТОВ «Західнадрасервіс».

Юрій Зиновійович народився 1 червня 1941 р. в с. Вовче (тепер Самбірський район Львівської області) у священичій родині. Батька закатували НКВС у червні 1941 р. (реабілітований 2009 р.), мати померла 1951 р. Дитячі роки проходили в мальовничих Карпатах, де 1957 р. із золотою медаллю закінчив місцеву школу та вступив у Львівський політехнічний інститут на нафтовий факультет за спеціальністю "Геологія і розвідка нафтових та газових родовищ". Здобувши кваліфікацію інженера-геолога, і розпочав кар'єру в польових і бурових організаціях — від оператора й геолога до старшого геолога Пасічнянської контори буріння та Надвірнянського управління бурових робіт. У 1970–1980-х роках він обіймав провідні посади в організаціях, пов'язаних з глибоким бурінням та розвідкою родовищ, що дало йому унікальний практичний досвід у відкритті і вивченні нафтових і газових покладів [3].

Наукова творчість професора Юрія Крупського вирізнялася системним підходом до геодинаміки, літосферних плит та перспектив нафтогазоносності регіонів Карпат і Волино-Поділля. У 1973 році він захистив кандидатську дисертацію на тему «Глибинна геологічна будова і перспективи нафтогазоносності Передкарпатського прогину», а в 2000 році — докторську дисертацію «Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського і Волино-Подільського регіонів України». Його науковий доробок налічує близько 230 праць, чотири одноособові монографії та кілька навчальних посібників, серед яких — «Геологія та екологія видобутку нафти і газу» та «Глобальні екологічні проблеми Землі та їх моніторинг».

Практична діяльність Юрія Зиновійовича мала помітні результати: він брав участь у відкритті та розвідці численних родовищ Західного нафтогазоносного регіону України, а також у розробці

чотирьох глибоких газоконденсатних родовищ у районі Уренгойського родовища (Росія). Протягом 1986–1990 років він долучався до експертної роботи в країнах-учасницях Ради економічної взаємодопомоги, а також активно представляв українську науку на міжнародних конференціях і форумах.

Юрій Зиновійович обіймав посади головного геолога та консультанта ДП "Західукргеологія" НАК "Надра України" та головним науковим співробітником ДП НДІ "Науканафтогаз" НАК "Нафтогаз України". За сумісництвом протягом 2001–2011 рр. викладав на геологічному факультеті Львівського національного університету ім. І. Франка, з 2014 р. – професор кафедри в нашому університеті. Колеги та студенти пам'ятають його як послідовного, доброзичливого й вимогливого наставника, для якого критерій правильності наукової теорії — її застосування на практиці.

Учений досліджував геологічну будову та перспективи нафтогазоносності Західного нафтогазоносного регіону України та прилеглих регіонів Польщі, Словаччини, Угорщини і Румунії, розробляв теорію літосферних плит для пояснення геодинамічного розвитку та тектонічної будови Західного та Південного регіонів та глобальні екологічні проблеми Землі. Науковий доробок Юрія Зиновійовича викладено в близько 230 наукових працях, серед яких чотири одноособові монографії, два навчальні посібники: "Геологія та екологія видобутку нафти і газу" і "Глобальні екологічні проблеми Землі та їх моніторинг", а також співавтор ще чотирьох монографій.

Юрій Зиновійович брав участь у відкритті та розвідці багатьох родовищ нафти і газу в Західному нафтогазоносному регіоні України. Протягом 1986–1990 рр. долучався до роботи експертів із геологорозвідувальних робіт країн-учасниць Ради економічної взаємодопомоги. Учасник багатьох міжнародних конференцій і бізнес-нарад (Австрія, Великобританія, Канада, Польща, Румунія, Сербія, США та Японія).

За сумлінну працю та вагомі досягнення вченого неодноразово відзначали державними та галузевими нагородами: знаками «Ветеран праці», «Відмінник розвідки надр», почесними званнями і медалями, а також відзнаками громадських організацій — зокрема почесною медаллю «За заслуги» І ступеня від «Спілки геологів України».

Залишивши по собі значну наукову спадщину, Юрій Зиновійович Крупський назавжди увійшов до історії української геології як учений-практик і педагог. Його ідеї, праці й учні продовжать працювати на розвиток геологічної науки і видобувної галузі України. Висловлюємо щирі співчуття рідним, колегам і всім, хто знав і шанував Юрія Зиновійовича. Світла та вічна пам'ять визначного вченого, педагога та практика геологічної науки в Україні!

9. *Білоніжка П., Матковський О., Павлунь М., Сливко Є., Іваніна А.* Геологічний факультет Львівського національного університету імені Івана Франка (1945–2020). Довідково-інформаційне видання. Львів : Видавничий центр ЛНУ ім. І. Франка, 2020. 208 с.
10. *М. Павлунь,Г. Гоцанюк, В.Марусяк* Крупський Юрій Зиновійович (до 80-річчя з дня народження). *Вісник Львівського університету. Серія геологічна.* 2021. Вип. 35. С. 127–130. DOI: https://doi.org/10.30970/vgl.35.10.
11. Encyclopedia. Львівський національний університет імені Івана Франка. Довідкове видання: в 2 т. Т. ІІ: Л-Я. Львів: ЛНУ ім. Івана Франка, 2014. 764 с. +224 вкл.

ПАЛЕОНТОЛОГІЯ І СТРАТИГРАФІЯ

ЗБЕРЕЖЕННЯ РЕГІОНАЛЬНИХ КОЛЕКЦІЙ ОПОРНИХ РОЗРІЗІВ В ННПМ НАН УКРАЇНИ

Анфімова Г. В., Гриценко В. П., Радзівілл О. А.

Національний науково-природничий музей НАН України
anfimova77@ukr.net, favosites@ukr.net, stishovit@gmail.com

Історично склалося, що зберігання кам'яного матеріалу та його подання в експозиції відділу геології Національного науково-природничого музею НАН України (ННПМ НАНУ) організовано за розділами науки (загальні геологічні процеси, мінералогія, петрографія, корисні копалини, історична геологія та ін.) та згідно з генетичним та хронологічним принципами. Проте, більш глибокому і всебічному сприйняттю і пізнанню георізноманіття території України, повноті відображення всіх аспектів її геологічної будови сприяє *регіональний принцип* подання інформації. Він передбачає, по-перше, систематизацію геологічної інформації, що зберігається в музеї, по геоструктурним районам згідно до схеми геолого-географічного районування. Така інформація дотепер є розпорошеною і важкодоступною як для сприйняття і пізнання пересічними відвідувачами, так і для організації роботи дослідників з нею.

Узагальнюючи досвід музеїв, які реалізували у себе регіональний принцип подання матеріалу, можна зробити висновок, що для стратифікованих утворень головна роль відведена формуванню регіональних колекцій еталонних розрізів. Згідно з затвердженими регіональними схемами стратиграфічного поділу території, для кожного стратиграфічного підрозділу регіональної та місцевої стратиграфічної шкали формується колекція літологічних зразків, викопних решток. Особливість комплектування геологічної інформації по кожному розрізу полягає в невід'ємності в поданні кам'яного матеріалу, інтерпретаційної графіки (стратиграфічні схеми, колонки, карти, зображення тощо), тексту. Слід прагнути до нерозривності в репрезентації літологічних зразків, характерної для них фауни, корисних копалин.

Формування еталонних колекцій стратотипів розпочато в 70-і рр. XX століття, хоча ідея збереження еталонних геологічних об'єктів на базі музеїв висловлювалася і раніше. В одному з архівних документів, датованому 1924 р., аналізується стан геологічних музеїв в країні і, зокрема, зазначається, що «гостро необхідно зберігати речові оригінали «голотипи» в палеонтології, профілі і розрізи в геології». Ідею про створення еталонних колекцій стратотипів розвиває відомий малаколог В. М. Шиманський. Він, зокрема, відмічає, що в разі знищення стратотипу такі колекції частково заповнюють його втрату. У виданні, присвяченому 50-річчю Інституту геологічних наук (ІГН) АН УРСР (1976 р.), в якості перспективного напрямку розвитку Геологічного музею були зазначені створення відділів регіональної геології України та стратотипічних розрізів.

Під час Дністровської експедиції ІГН АН УРСР, організованої в 1978 р., було детально вивчено опорні розрізи венду, нижнього – середнього палеозою та мезо-кайнозою Подільського Придністров'я в зоні затоплення його водами Могилів-Подільської ГЕС, створено еталонні літологічну та палеонтологічну колекції. За результатами проведених робіт складено звіт [1], в якому, зокрема, описано методику відбору літологічних проб та викопних решток для створення еталонних колекцій. Було сформовано колекції літологічних зразків (657 одиниць зберігання) з стратотипових розрізів світ. Відбір взірців відбувався поінтервально, з усіх різновидів порід розрізу. Серед літологічної частини колекції наявні зразки, що містять контакти порід, границі, включення, взірці на зразок «тверде дно», базальні прошарки, типи ерозійних поверхонь, породи з вираженими текстурними або іншими особливостями. Наразі літологічні колекції зберігаються за №№ 1970 – 1978. Викопні рослинні рештки відібрано з усіх флористичних горизонтів. Рештки фауни – з усіх виявлених місцезнаходжень. За №№ 1982 – 1993 зберігаються колекції викопних решток (600

одиниць зберігання) верхнього докембрію – нижнього девону з розрізів зони затоплення долини Дністра водосховищем. Вони представлені брахіоподами, трилобітами, ругозами, геліолітидами, табулятами, строматопоратами, наутилоідеями, гастроподами, пелециподами, кріноідеями, остракодами, рослинними рештками. Частина цих колекцій до теперішнього часу перебуває в стані робочих. Кількість відслонень (стратотипів), поданих в зібранні сягає 25.

В процесі виконання робіт за бюджетною темою «Створення регіональної літотеки рифей-фанерозойських відкладів Волино-Поділля и Криму на базі колекцій Геологічного музею ННПМ НАНУ» (2012-2016 рр.) було розроблено стратегію збереження еталонних розрізів на базі музею, що включає: 1) створення і супровід регіональної бази даних, формування файлових архівів фотографій об'єктів, відеоматеріалів, інтерпретаційної графіки; 2) формування регіональної літологічної і палеонтологічної колекцій з еталонних розрізів; 3) подання і популяризацію стратотипів і опорних розрізів засобами музейної експозиції.

За результатами польових робіт 2011-2013 рр. сформовано регіональну колекцію еталонних розрізів мезозою Гірського Криму (зберігається за № 2520). Основними принципами формування колекційного фонду еталонних розрізів виступили: відбір основних літолого-петрографічних типів порід, що становлять розріз, з прив'язкою до частин розрізу; відбір з еталонних розрізів взірців, що становлять особливий геологічний інтерес (контакти між породами, новоутворення та включення, ефектні мінерали тощо); 100% GPS-прив'язка та фотофіксація зразків колекції; супровід кожного зразка дублетним матеріалом; відбір викопних решток флори і фауни з прив'язкою до розрізу. Створена колекція включає 858 предметів, які репрезентують 30 світ и 26 товщ мезозою Гірського Криму. Збори викопної фауни містять 275 предметів, серед яких наявні рештки 10 з 81 стратонів, що виділено в Гірському Криму. У систематичному відношенні в зборах представлені аммоноідеї, белемноідеї, аптихи, черевоногі та двостулкові молюски, брахіоподи, корали тощо.

Важливим доробком на етапі формування регіональної колекції опорних розрізів мезозою Гірського Криму (порівняно з попереднім) є створення регіональної бази даних (БД) еталонних розрізів, а також інтерактивної карти стратотипів та опорних розрізів мезозою Гірського Криму, GPS-прив’язка розрізів та місць відбору взірців. В основу вибору параметрів для БД покладено вимоги, викладені в інструкції по вивченню і опису стратотипів і опорних стратиграфічних розрізів, а також у Стратиграфічному кодексі (2012). Додано критерії, що характеризують стратотипи як об’єкти геологічної спадщини, їхній правовий статус, наявність в колекційних фондах музеїв. Кількість критеріїв, за якими характеризуються стратотипи в БД – 54, вони об’єднані в 15 тематичних блоків (вкладок). Інформацію – відому (дані фондової документації та опубліковані) і вперше отриману (дані інвентаризації еталонних розрізів) – включено в БД.

Наразі організація подібних планомірних масштабних експедиційних робіт з метою створення будь-яких колекцій стала утрудненою і навіть неможливою. Проте деякі кроки в питанні формування регіональних колекцій еталонних розрізів долаються навіть в сучасних умовах. Нещодавно до відділу геології з відділу палеонтології ННПМ НАНУ надійшли старі палеонтологічні збори безхребетних різного віку та систематичної належності, зразки гірських порід, що вміщують фосилії, з різних регіонів України. В процесі інвентаризації та опрацювання цих зборів виокремлено одну з колекцій за авторством М.Д. Поплавської, старшої наукової співробітниці Палеонтологічного музею (працювала у 1973-1985 рр.) Інституту зоології АН УРСР (нині відділ палеонтології ННПМ НАН України). Збори було здійснено в с. Смирновка (кар’єрі та руслі каналу) Лозовського району Харківської області під час експедиції, організованої музеєм в 1974 р. Колекція складається з 70 взірців – літологічних зразків і викопних решток, що походять з Смирновського опорного розрізу верхньої юри. На даний час цей опорний розріз внесено до кадастру геологічних пам’яток природи України регіонального значення, проте юридично об’єкт як геологічна пам’ятка не оформлений [2]. Серед літологічних зразків колекції наявні вапняки органогенні, дрібно- та середньоолітові, органогенно-уламкові, детрито-черепашкові, жовтувато-сірі. Взірці вапняку представлено міцними, кавернозними, піскуватими (часто крихкими) різновидами. Вони відносяться до верхньої підсвіти

ізюмської світи (J_3ox) регіональної стратиграфічної шкали [4, 5]. Зразки рясніють викопними рештками бівальвій, гастропод, моховаток, трубок червів та ін. Вапняки переповнені рештками саме бівальвій, представлених відбитками, ядрами, фрагментами черепашок задовільної та поганої збереженості. Дещо пізніше, ніж М.Д. Поплавська здійснювала ці збори, фауна бівальвій та гастропод верхньої юри Дніпровсько-Донецької западини та північно-західних окраїн Донбасу детально вивчалась К.В. Диканєм та Д.Є. Макаренком і результати їхніх досліджень опубліковано в 1990 р. [3]. Відповідні монографічні колекції зберігаються за №№ 2147, 2167.1, 2167.2, містять 335 одиниць зберігання, що є представниками понад 130 видів бівальвій та гастропод з верхньоюрських відкладів південно-східної України. Ці еталонні колекції було використано (як порівняльний матеріал) при визначенні решток молюсків зі зборів М.Д. Поплавської. В утвореній (за результатами зборів М.Д. Поплавської) колекції наявні: *Trigonia* sp., *Myophorella* sp., *Vaugonia* sp., *Eopecten anglicum* (Arkell), *Eopecten* sp., *Camptonectes (Camptonectes) virdunensis* (Buvignier), *Radulopecten inaequicostatus* (Phillips), *Plagiostoma laeviscula* Sowerby, *Plagiostoma* sp., *Ctenostreon* sp., *Spondylopecten* sp., *Pholadomya* sp., *Nanogyra nana* Sowerby, *Liostrea* sp., *Gervillella aviculoides* (Sowerby), *Cylindrites (Ptychocylindrites) condati* (Cossmann) тощо.

Деякі з монографічних палеонтологічних колекцій, що перебувають на обліку у відділі геології ННПМ НАНУ, можна віднести до групи регіональних колекцій еталонних розрізів. Найбільш яскравий приклад – колекція № 1618 до роботи Д. Є. Айзенверга «Стратиграфія та палеогеографія нижнього карбону західного сектора Великого Донбасу», виданої в 1958 р. Предмети колекції у кількості 118 одиниць зберігання (літологічні зразки з фауною форамініфер, коралів, рослинних залишків, молюсків, остракод тощо) відібрано з відслонень та керну свердловин і згруповано за виділеними автором в нижньому карбоні Донбасу «осадовими комплексами» (в розумінні Д.Є. Айзенверга відповідають регіоярусам). За результатами опрацювання величезного фактичного матеріалу дослідником була обґрунтована регіональна стратиграфічна схема та деталізована стратиграфія еталонного розрізу нижнього карбону Донбасу. Ще одним прикладом колекції, за матеріалами якої суттєво доповнено палеонтологічну характеристику та уточнено стратиграфію опорного розрізу, є колекція екземплярів фауни до роботи Є.Я. Краєвої «До характеристики верхнього олігоцену Південноукраїнського опорного олігоценового розрізу» (№ 2108).

Взагалі, аналізуючи палеонтологічне зібрання відділу геології, можна дійти висновку, що переважна кількість місцезнаходжень викопних решток, які вивчались дослідниками в різні роки та подані в колекціях, з часом були визнані стратотипами та опорними розрізами і навіть оголошені стратиграфічними та палеонтологічними пам’ятками.

Так, розрізи силурійських відкладів Поділля (басейн Дністра) досліджувались професором Київського університету П.М. Венюковим ще наприкінці XIX століття. За результатами досліджень, зокрема, створено регіональну монографічну палеонтологічну колекцію (зберігається за № 367), що налічує 840 одиниць (викопні корали, молюски, остракоди, брахіоподи, трилобіти та ін.), відібраних з стратотипів світ силуру Подільського Придністров’я.

Монографічна палеонтологічна колекція Ю.В. Тесленка, Г.Г. Яновської, сформована за результатами вивчення середньоюрської флори Гірського Криму (№ 2201), включає 66 взірців, що походять, зокрема, з еталонних розрізів і містять відбитки різних частин рослин: водоростей, членистостеблових, папоротей, голонасінних. Колекція є предметним доповненням до характеристики стратотипів бітацької, бешуйської, ай-васильської та судацької світ Гірського Криму.

Колекція № 1769 екземплярів фауни до монографії Т.В. Астахової «Тріасові двостулкові і головоногі молюски Криму», що надійшла до музею у 1967 р., стала результатом першого монографічного вивчення тріасових двостулкових і головоногих молюсків Гірського Криму, на підставі чого авторкою монографії і колекції розроблено регіональну стратиграфічну схему тріасу. В колекції наявні 85 екземплярів, що є представниками 31 виду молюсків, і походять з 8 розрізів тріасових відкладів Гірського Криму. Два розрізи з них пізніше обрано стратотипом і парастратотипом кримської світи.

З огляду на те, що проблему створення і збереження регіональних колекцій еталонних розрізів поставлено порівняно недавно, процес формування лише започатковано, і пояснюється їхня нечисленність, неповнота інформації про них.

Ревізія та аналіз палеонтологічного зібрання відділу геології на предмет наявності в ньому зразків, що походять з опорних розрізів і стратотипів, дозволить з'ясувати представленість еталонних розрізів в колекційному фонді відділу.

Створення та супровід регіональної БД еталонних геологічних розрізів, що здійснюється в ННПМ НАНУ – це не лише вирішення проблеми оперативного доступу до актуальної інформації про стратотипи та опорні розрізи, а й, поряд з формуванням колекційного фонду, інтерпретаційної графіки, розглядається як музейний інструмент їхнього збереження.

В цілому ідея створення еталонних колекцій стратотипів є актуальною, і вона має отримати свій подальший розвиток. Центром їхнього централізованого зберігання міг би виступити відділ геології ННПМ НАНУ.

1. *Айзенверг Д. Є.* Вивчення опорного для Європейської частини СРСР геологічного розрізу долини р. Дністер, створення його еталонної колекції та розробка рекомендацій Міністерству геології УРСР та Держкомітету з охорони природи РМ УРСР для зйомочних і пошукових робіт та охороні геологічних пам'яток Поділля у зв'язку із затопленням водосховищем Могилів-Подільської ГЕС. Звіт № 42066. Книги 1, 2, 3. Геоінформ, 1979. 648 с.
2. Геологічні пам'ятки України: у 4 т. / за ред. В. І. Калініна, Д. С. Гурського. Т. 4. Донецька складчаста споруда. Дніпровсько-Донецька западина. Львів : ЗУКЦ, 2011. 280 с.
3. *Дикань К. В., Макаренко Д. Є.* Двостулкові та черевоногі молюски верхньої юри Дніпровсько-Донецької западини. К. : Наукова думка, 1990. 140 с.
4. Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України: у 2 томах. Т. 1. Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / голов. ред. П.Ф. Гожик.. Київ: ІГН НАН України; Логос, 2013. 637 с.
5. Стратиграфія УРСР: у 11 томах / голов. ред. В. Г. Бондарчук. Т. VII. Юра. Відп. ред. І. М. Ямниченко. К. : Наукова думка, 1969. 218 с.

РОЗРІЗИ ВЕНДУ, ОРДОВИКУ, СИЛУРУ ТА НИЖНЬОГО ДЕВОНУ НА ДНІСТРІ – ДЖЕРЕЛО НОВИХ ПАЛЕОНТОЛОГІЧНИХ ЗНАХІДОК

Гриценко В. П.

Національний науково-природничий музей НАН України
favosites@ukr.net

Присвячується пам'яті мого однокурсника Володимира Палія, видатного знавця палеонтології венду і старшого товариша Леоніда Константинка, який був стратиграфом і спеціалістом з вивчення трилобітів нижнього палеозою.

Вступ. У 1966 році науковий керівник Придністровської експедиції Науково-дослідницького сектору і доцент геологічного факультету Київського університету В.С. Заїка-Новацький залучив до роботи в якості колекторів після першого курсу п'ятьох студентів для польових і камеральних досліджень. Як випливає з назви експедиція проводила наукові спостереження відслонень берегами Дністра та його приток, де ми вперше познайомилися з розрізами від венду до нижнього девону. База експедиції знаходилась в п.г.т. Муровані Курилівці на тимчасовій території виробничої експедиції міністерства геології України. Виробничники виконували геологічну зйомку і займалися пошуками флюориту на Бахтинському родовищі. А працівники Придністровської експедиції (в тому числі студенти) були залучені для наукового супроводу геологічної зйомки. Студентам довірили брати участь в описі

розрізів відслонень і свердловин, що дало нам можливість набути перші геологічні навички, зокрема у користуванні гірничим компасом, описі та фотографуванні відслонень. Ми навчилися збирати, пакувати та робити атрибуцію зразків. До речі, ця «школа» зорієнтувала нас займатися наукою в подальшій роботі. Матеріалом для першої публікації виявилися зразки з однієї з свердловин, керн якої містив корали табулята з устівського «горизонту» - верхньої частини баговицької світи за сучасною стратиграфічною схемою [15].

В стратотипі устівська світа представлена переважно лагунними доритами – мілководними доломітовими мергелями з тріщинами висихання. Ці знахідки виявилися першими представниками кишковопорожнинних на цьому стратиграфічному рівні.

Ми познайомилися зі знаменитими буровиками та геологами, з яктими довгі роки спілкувалися в самостійній роботі і маємо спільні публікації. Серед них необхідно згадати В'ячеслава Великанова, котрий був провідним фахівцем вивчення стратиграфії пізнього докембрію - венду, розрізи якого у міжнародній стратиграфічній шкалі отримали назву едіакарська система.

Геологічна будова. Регіон дослідження співпадає з Волино-Подільською плитою - тектонічною структурою, що облямовує західний схил Українського щита на сході і обмежена Прикарпатським прогином на заході. В основі плити – кристалічні породи (граніти та чарнокити), на яких залягають утворення осадочного чохла від поліської піщаної формації ріфею (до 1000 м) та волинських вулканічних утворень трапової формації нижнього венду (до 900 м), які зафіксовані на Волині свердловинами, а на північному сході регіону майже виходять на денну поверхню, або перекриті відкладами крейдового та антропогенового віку не дуже значної товщини. Вулканогенні породи - базальти, туфи та агломерати з давніх часів розроблялися кар'єрами для будівельних потреб. В центральній та південній частинах плити (на Поділлі та в Молдові) розріз складають едіакарські відклади могилівподільської та канилівської серій. З заходу в послідовність «вклинюються» відклади піщаної формації хмельницької світи. Вище залягають останці середнього та верхнього ордовику (молодовська серія, до 10 м). Місцями на ордовику залишилися останці вапняків лландовері (теремцівська світа, до 50 см).

Наступна силурійська система крім уже згаданих останців лландовері (теремцівської світи) представлена потужною товщею карбонатів, які віднесені до венлоку, лудлову, улицького (новий запропонований нами ярус) та пржидольського ярусу (системи) загальною потужністю до 400 м. Вище залягає нижній девон морський – сіроколірний (лохківський ярус) та континентальний – червоноколірний (фації олдред сандстон) [9, 10, 12]. Важливо зазначити, що описані відклади за нашими даними не зазнали суттєвих тектонічних та метаморфічних спотворень, а у викопних решток часто збережена первинна мікроструктура.

Історія геологічного вивчення. Розрізи берегами Дністра вивчали представники різних країн. Довгий час Дністер був природною границею між назавжди дружніми імперіями і країнами. Його розрізи вивчали румун Т. Васкауцану, поляки Р. Козловський та інші, багато представників Росії, Українці, Естонці [11, 19, 20]. тощо. Великий внесок у вивчення розрізів верхнього докембрію та нижнього палеозою належить представникам Київської та Львівської геологічних шкіл. Яскравими сучасними представниками Київської геологічної школи, які працювали в цьому регіоні були В.В. Кирянов (вивчав акритархів та погонофор кембрію), Л.І. Константиненко (присвятив все життя вивченню стратиграфії та трилобітів ордовику, силуру та нижнього девону), [10, 11]. П.Д. Цегельнюк (в сфері його інтересів були брахіоподи, хітинозої та ордовику та силуру, зараз він приділяє всю увагу біостратиграфії та граптолітам силуру), В.С. Заїка-Новацький, В.Я. Веліканов та В.М. Палій (були знавцями фауни та стратиграфії венду=едіакарію). Львівську геологічну школу представляли Д.М. Дригант [8]. (головним чином вивчав конодонтів та стратиграфію ордовика, силуру та нижнього девону). Ю.О. Гуреєв навчався у Львові, а працював в ІГН НАН України (вивчав відбитки та іхнофосилії венду=едіакарію Поділля і Волині). Наші спроби залучити молодь до вивчення стратиграфії та викопних решток Волини-Поділля не увінчалася успіхом (троє дівчат в різні роки поступили в

аспірантуру, жваво почали дослідження, але за сімейними обставинами не закінчили навчання та знайшли іншу роботу нажаль навіть поза геологічною сферою).

Не зважаючи на всі проблеми, в 2013 році етапною і підсумковою виявилася робота опублікована під редакцією Петра Гожика, яка висвітлює сучасне бачення стратиграфії верхнього докембрію і фанеозою України. Значна частина монографії присячена Волино-Поділлю [14].

Методика зборів та визначення викопних решток. Викопні рештки нами збиралися з свіжих кар'єрів та відслонень, які зазнали вивітрювання, і з кернів свердловин, яких на той час було пробурене кілька сотень. Для вилучення викопних решток з породи використовувалися зубила, молотки та кувалди. В деяких випадках в нагоді був 3–5 % розчин соляної кислоти, який з різною інтенсивністю розчиняв вапняковий матеріал викопних решток і вміщуючу породу створючи певний контраст і давав можливість відрізнити скелети і черепашки викопних решток. Часто цей прийом дозволяв визначати викопні рештки в полі без додаткового препарування і виготовлення прозорих шліфів. В подальшому виявлені і вилучені рештки при потребі препарувалися, або з них робили прозорі шліфи для вивчення тонкої структури скелетів та визначення видів переважно кишково-порожнинних тварин. Відбитки вендських тварин вивчалися при косому освітленні, яке дозволяло побачити особливості їхньої будови. На кінцевому етапі певна кількість але даленко не більшість зразків була сфотографована, описана, визначена і атребутована. Визначення були використані при характеристиці розрізу.

В останні роки ці розрізи ми продовжили вивчати в кооперації з фахівцями з різних країн (США, Канада, Естонія, Молдова, Румунія та інші). Частина досліджень вже опублікована [15, 17].

Матеріал. Колекції складають більше п'яти тисяч зразків: 1) «вендобіонтів» та іхнофосилій з едиакарсьеих відкладів; 2) іхнофосилій з кембрійських відкладів; 3) раковинної фауни та решток кишковопорожнинних з ордовику та силуру; 4) девонських панцирних риб; 5) знахідки силурійських рифових споруд на півночі регіону завдяки бурінню свердловин; 6) зібрані зразки кернів із сверловин, які містять викопні рештки та потребують додаткового дослідження. Серед цього різноманіття обрані для презентації тількі унікальні викопні рештки, які ще не були монографічно описані.

Обговорення. Розрізи відслонень та свердловин, що пробурені на тереторії Волино-Поділля безперечно мають фундаментальне геологічне значення і мають зберігатися в якості геологічних пам'яток міжнародного значення [1, 4, 5 7]. Неодноразово ці розрізи були полігонами провелення міжнародних наукових симпозіумів, конференцій, колоквіумів. Тут виконувались міжнародні проекти фінансовані закордонними фондами, університетами тощо [15, 19, 20]. Розрізи отримали міжнародну відомість ще з позаминулого століття (роботи представників Київського університету П.М. Венюков та ін.), а зараз інтерес до них посилився у звязку з розробкою нових проектів привсячених вивченню геологічного різноманіття [2].

Унікальні викопні рештки. Новими в наших колекціях для венду/едіакарію виявилися фрагменти вірогідно молюсків, та проблематичних тварин не ясного систематичного положення *Ventogirus* sp., вірогідно й дві «зародкові» форми чарній (Charnia sp.) з ломозівських та ямпільських верств могилів-подільської світи та відбиток «дорослої» чарнії з ямпільських верств. Потребує додаткового досліджзення відбиток схожий на *Valdainia plumosa* Fedonkin [3, 18].

У відкладах хмельницької світи кембрію серед різноманітних іхнофосилій знайдені два об'ємних зразка можливо кишковопорожинних, які перед описом вимагають поглибленого вивчення їхньої внутрішньої будови.

У вапняках субіцької світи молодовського горизонту біля устьової частини р. Студениця знайдені конулярія та рецептакуліт, які доповнюють відомості палеонтологічну різноманітність світи.

Цікава знахідка у вапняках гринчуцької підсвіти рукшинської світи [15], де знайдений фрагмент раковини черевоногого молюска з ланцюжком спіральних отворів по краю обертів, така ознака характерна для сучасних гастропод роду *Halyotis*. В проглянутих визначниках гастропод з такою ознакою ще не довелося знайти.

В нижній частині митківської світи борщівського горизонту лохківського ярусу знайдено цілі пневматофори вільноплаваючих голкошкірих діаметром до 10 см та їхні фрагменти. В цих розрізах

часто зустрічаються відпрепаровані природним чином за рахунок вивітрювання решткі коралів, моховатоk, панцирі трилобітів, черепашки різноманітних молюсків тощо [7, 8, 17].

Висновки. Розрізи відкладів едіакарію та нижнього та середнього палеозою Волино-Поділля містять велику кількість різноманітних палеонтологічних решток, які характеризують різні фації морських басейнів і дають підстави для палеогеографічних реконструкцій.

Зазначені розрізи є потенціальним невичерпним джерелом нових надходжень до геологічних, природознавчих музеїв та приватних колекцій.

Викопні рештки вимагають поглибленого вивчення з використанням традиційних та нових груп викопної фауни, нових методів та нового устаткування міжнародними колективами дослідників про що йшлося підчас дискусії при обговоренні значення силурійського розрізу Поділля на сесії Міжнародної підкомісії з стратиграфії силуру 1983 року в Києві [16, 21].

1. *Гриценко В., Палій В.* Підстави та перспективи створення геопарку «Бернашівський». *Геотуризм практика і досвід :* матеріали міжнар. наук.-практ. конф. Львів, 2016. С. 147-149.
2. *Гриценко В. П.* Різноманіття викопних організмів фанерозойських відкладів Поділля. *40 років Палеонтологічному товариству України* : матеріали XXXVIII сесії Палеонтологічного товариства НАН України. Київ, 2017. С. 21-22.
3. *Гриценко В. П.* Проблеми геології венду та нижнього палеозою Поділля. Матеріали VIII всеукраїнської наукової конференції (9-11 жовтня 2017 року, Львів). 2017. С. 38–41.
4. *Гриценко В. П.* Каньйон Дністра – геологічна пам'ятка світового масштабу. *Наукові засади природоохоронного менеджменту екосистем Каньйонового Придністров'я* : матеріали Другої міжнар. наук.-практ. конф., присвяченій 170-й річниці публікації праці Рудольфа Кнера, яка стала початком ґрунтовних палеонтологічних досліджень Дністровського каньйону (14-15 вересня 2017 р, м. Заліщики). Чернівці : Друк Арт, 2017. С. 5–6.
5. *Гриценко В. П.* Геологічна різноманітність Дністровського каньйону / Наукові засади природоохоронного менеджменту екосистем Каньйонового Придністров'я. Чернівці : Друк Арт, 2017. С. 36–39.
6. *Гриценко В. П., Науменко Є. В*. Різноманіття викопних решток у розрізах чортківської світи (лохківсь-кий ярус) Поділля. *Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України*. 2022. Т. 15, вип. 1. С. 1-7.
7. *Деревська К. І., Руденко К. В., Анфімова Г. В., Гриценко В. П., Решетник М. М.* Палеонтолоічні музейні зібрання фанерозою геологічного музею як пам'ятки природи. *Проблеми геології фанерозою України* : матеріали VIII всеукраїнської наукової конференції (9-11 жовтня 2017 р., Львів). Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2017. С. 42-44.
8. *Дригант Д. М.* До питання про кореляцію та стратиграфічний поділ нижньодевонських відкладів на Волино-Подільській окраїні Східноєвропейської платформи. *Наук. Зап. Держ. Природознавч. музею*. Т. 18, Львів. 2003. С. 195-208.
9. *Іваніна А. В., Константиненко Л. І.* Аналіз валідності стратонів нижнього та середнього девону Волино-Поділля. *Збірник. наук. пр. УкрДГРІ.* К. 2007. №3. С. 67-73.
10. *Константиненко Л. І., Іваніна А. В*. Актуальні проблеми стратиграфії нижнього та середнього девону Волино-Поділля. *Геологічний журнал.* 2004. № 1. С. 76-81.
11. *Крандієвський В. С.* Фауна остракод силурійських відкладів Поділля. К. : Вид-во АН УРСР, 1963. С. 1-149.
12. Стратиграфія УРСР. Т. 4. Ч. 2. Девон. К. : Наук. думка, 1974. – 263 с.
13. Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України. Т. 1. Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / гол. ред. П. Ф. Гожик. К. : ІГН НАН України. Логос, 2013. 638 с.
14. *Francovschi Ion, Shumlyanskyy Leonid, Grytsenko Volodymyr, Hoffmann Adam, Wilde Simon A., Bekker Andrey.* Precambrian reaserch. U–Pb geochronology and Hf isotope systematics of detrital zircon from the basal part of the late Ediacaran sedimentary succession of the Moldova-Podillya basin (SW Baltica): Implications for glacial vs. alluvial origin. *Precambrian Reaserch*, 413. 2024. 21 P. 0301-9268/© 2024 Elsevier B.V. All rights are reserved, including those for text and data mining, AI training, and similar technologies.
15. *Gritsenko V. P., Drygant D. M., Ishchenko A A; Konstantinenko L. I. and Tsegelnjuk P. D.* The local Silurian scheme of Podolia, *In* The Silurian of Podolia – Guide to Excursion., K. : Naukova Dumka. 1983. P. 61-82.
16. *Grytsenko V., Istchenko A., Konstantinenko L. and Tsegelnjuk P.* Animal and plant communities of Podolia: Paleocommunities: A case study from the Silurian and Lower Devonian / Ed. by A. Boucot et J.A.B. Lawson New York, Cambridge University Press. 1999. P. 462-487.

17. *Ivantsov A. Yu., Gritsenko V. P, Paliy V. M., Velikanov B. Ya., Konstantinenko L. I., Menasova A. Sh, Fedonkin M. A., Zakrevskaya M. A., Serezhnikova E. A.* Upper Vendian macrofossils of Eastern Europe. Middle Dnister area and Volynia. Moscow PIN RAS. 2015. 145 p.
18. *Kaljo Dimitri, Grytsenko Volodymy, Martma Tonu and Motus Mari-Ann*. Three global carbon isotope shifts in the Silurian of Podolia (Ukraine): stratigraphical implications. *Estonian Journal of Earth Sciences*. 2007. V. 56, N4. P. 205-220.
19. *Kaljo Dimitri, Grytsenko Volodymyr, Kallaste Toivo, Kiipli Tarmo & Martma Tõnu* (2014) Upper Silurian stratigraphy of Podolia revisited: carbon isotopes, bentonites and biostratigraphy, GFF, v.136: 1, P. 136-141. DOI: 10. 1080/ 11035897. 2013. 8628
20. *Tsegelnyuk P. D., Gritsenko V. P., Konstantinenko L. I., Ishchenko A. A., Abushik A. F., Bogoyavlenskaya O. V., Drygant D. M., Zaika-Novatsk, V. S., Kadlets N. M., Kiselev G. N. & Sytova V. A.* (1983): The Silurian of Podolia. The guide to excursion. K. : Naukova Dumka. 224 P.

ПАЛЕОЕКОЛОГІЧНІ АСОЦІАЦІЇ МІКРОФАУНИ ВЕРХНЬОКРЕЙДОВИХ ВІДКЛАДІВ МАРМАРОСЬКОЇ ЗОНИ СКЕЛЬ

Наварівська К. О.

Львівський національний університет імені Івана Франка
Kseniia.Navarivska@lnu.edu.ua

Район дослідження розташований в Карпатах – покривно-складчастій споруді альпійського віку. Ця споруда поділяється на Зовнішні і Внутрішні Карпати. Зовнішні Карпати складені переважно флішовими крейдово-міоценовими відкладами. Завершальний етап насування і складчастості тут відбувся в міоцені. Головними елементами Внутрішніх Карпат є кристалічні масиви (зокрема Мармароський), що складаються з доальпійських метаморфізованих утворень, перекритих слабо дислокованим пізньопалеозойсько-кайнозойським осадовим чохлом. Насувоутворення у Внутрішніх Карпатах відбувалось переважно у крейдовий період [3, 5]. Верхньокрейдові відклади Мармароської зони повно розвинені тільки в межах Вежанського покриву де представлені верхньою частиною соймульської світи, пухівською та ярмутською світами. На Мармароському масиві верхня крейда поширена локально і виражена верхньою частиною соймульської світи [4] і фрагментарно низами пухівської світи [1].

На вибір методики дослідження палеосередовища за форамініферами впливає в першу чергу таксономічний склад і морфологічні особливості бентосних форамініфер. В дослідженому матеріалі широко розвинені аглютиновані форамініфери. За таксономічним складом і його високим розмаїттям, щільною цементацією аглютинованих зерен кременистого складу досліджені форамініфери відповідають мікрофауні, вивченій в одновікових відкладах Атлантичного, Тихого, Індійського океанів, Середземномор'я, Карпатсько-Альпійського регіону [6, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 15, 16, 17], яка трактується як глибоководні (позашельфові) аглютинованні форамініфери (англ. Deep-Water Agglutinated Foraminifera – DWAF). У вказаних працях розроблено методичні засади палеоекологічного вивчення комплексів, які містять DWAF. На глибини басейну вказують вказують також відсотковий вміст, родовий склад і особливості морфології планктонних і вапнистих (секреційних) бентосних форамініфер [7, 14, 17].

Для виділення форамініферових комплексів – індикаторів умов басейнів седиментації в дослідженому матеріалі пораховано співвідношення планктонних, аглютинованих і вапнистих бентосних черепашок форамініфер, а також співвідношення їхнього родового складу. Зазначено родове і видове розмаїття та особливості морфології форамініфер. Комлекси виділено на підґрунті методик, описаних в працях [7, 9, 10, 12, 13, 14, 17].

Співвідношення черепашок планктонних, аглютинованих і вапнистих бентосних форамініфер є відмінним у відкладах різних світ, вікових інтервалів чи у різних розрізах структурно-фаціальних зон,

але є досить сталими в асоціаціях біостратиграфічних зон. Тому діаграми побудовано за зональними асоціаціями.

В асоціації зони Thalmaninella deckei верхнього альбу–сеноману, що описана за даними Н.В. Дабагян [2], відсотковий вміст планктону – 50%. Відсотковий вміст бентосу – 50%, із нього аглютинований бентос складає 42%, а вапнистий 8%. Планктон представлений 3 родами, Аглютинований бентос 5 родами, а вапнистий бентос 1 родом.

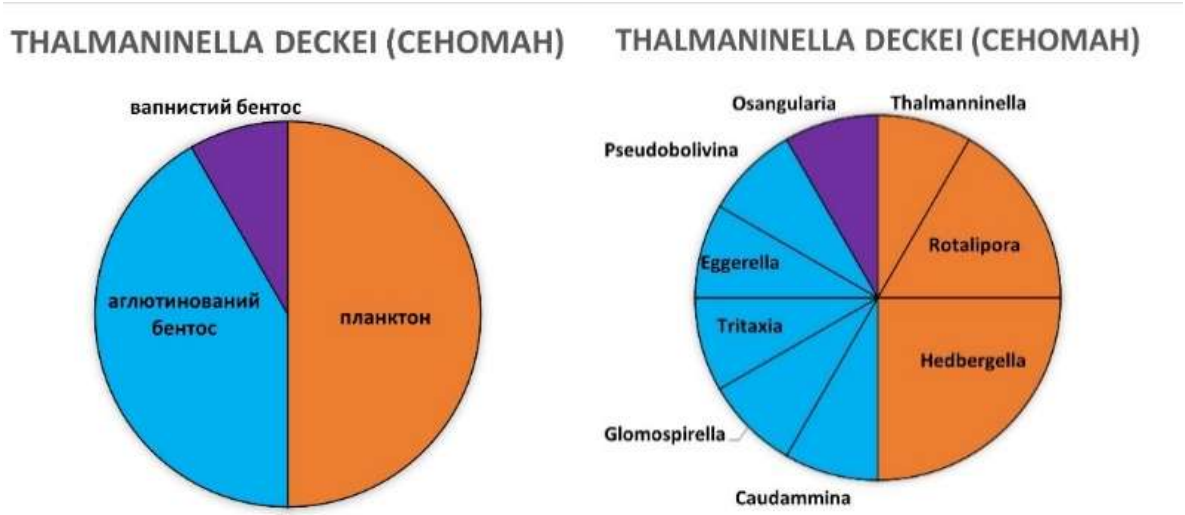


Рис. 1. Співвідношення планктону, аглютинованого і вапнистого бентосу, а також родового складу форамініфер в асоціації зони Thalmaninella deckei

В асоціації зони Bulbobaculites problematicus сеноману (проба 9, див. рис. 2.) відсотковий вміст бентосу – 60%, увесь бентос аглютинований. Відсотковий вміст планктону – 40%. Розмаїття бентосу - 3 роди і 3 види.

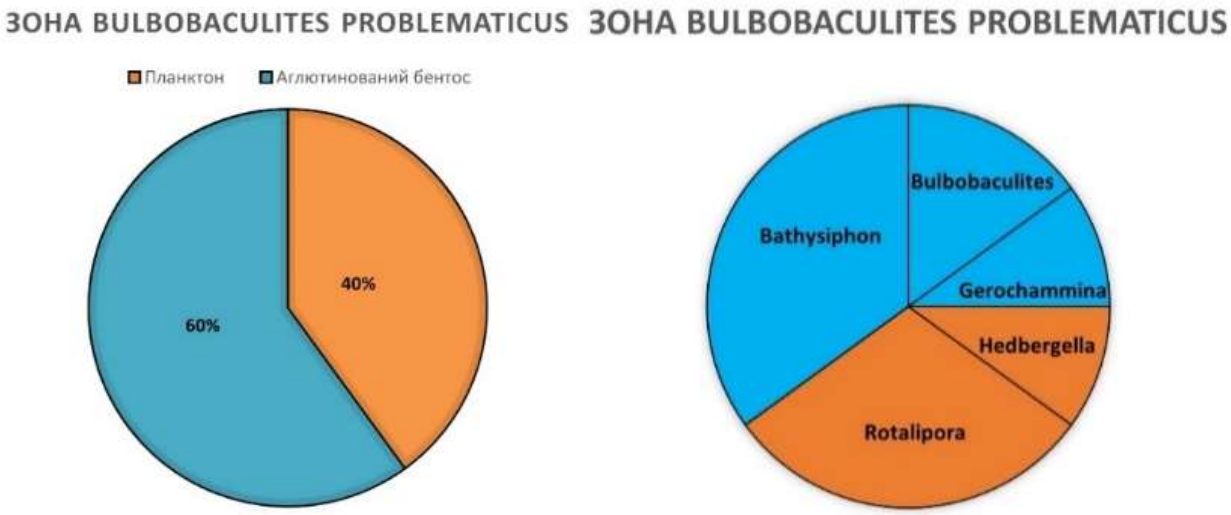


Рис. 2. Співвідношення планктону, аглютинованого і вапнистого бентосу, а також родового складу форамініфер в асоціації зони Bulbobaculites problematicus

В асоціації зони Uvigerinammina jankoi турону в опорному розрізі пухівської світи (розріз 11: проби 506–509) відсотковий вміст бентосу – 100%, представлений аглютинованими формами кременистого складу, дрібнорослими з дрібнозернистою структурою стінки. Розмаїття бентосу - 15 родів і 23 види.

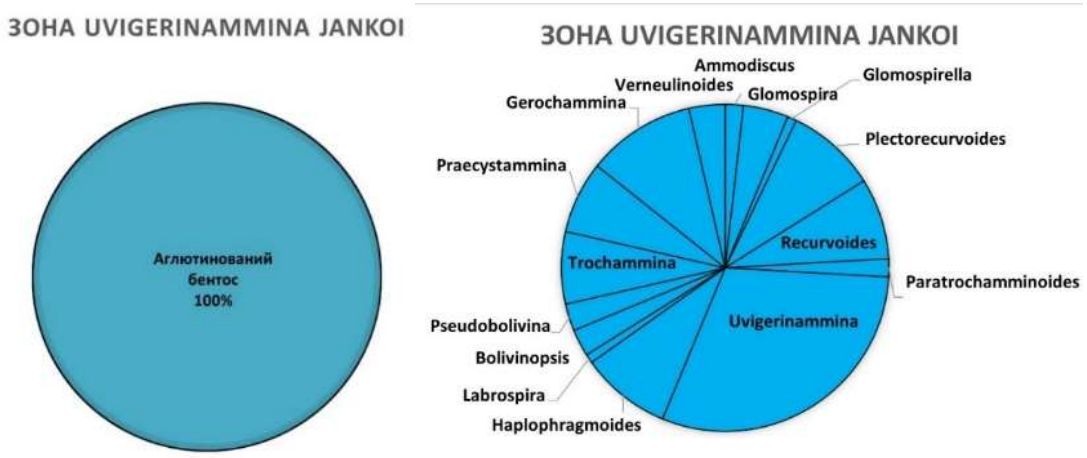


Рис. 3. Співвідношення планктону, аглютинованого і вапнистого бентосу, а також родового складу форамініфер в асоціації зони Uvigerinammina jankoi

В асоціації зони Spiroplectinella costata турону (розріз 11: проби 510, 511) відсотковий вміст бентосу – 100%, увесь бентос аглютинований. Розмаїття бентосу - 12 родів і 16 видів.

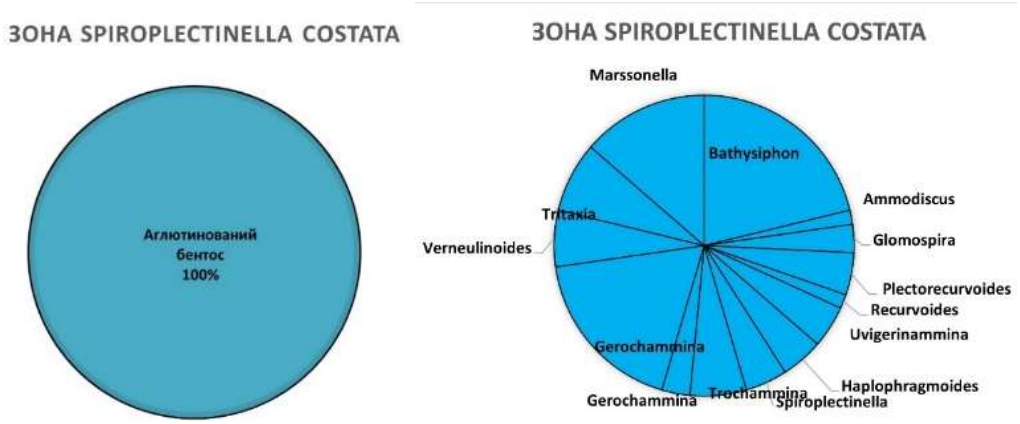


Рис. 4. Співвідношення планктону, аглютинованого і вапнистого бентосу, а також родового складу форамініфер в асоціації зони Spiroplectinella costata

В нижній частині зони Caudammina gigantea верхнього сантону–нижнього кампану **(розріз 11: проби С-479, 512, 513, С-480, 515, С-482)** відсотковий вміст бентосу – 84%, із нього аглютинований бентос складає 70%, а вапнистий 14%. Відсотковий вміст планктону – 16%, Розмаїття аглютинованого бентосу – 13 родів і 17 видів.

Рис. 5. Співвідношення планктону, аглютинованого і вапнистого бентосу, а також родового складу форамініфер в асоціації нижньої частини зони Caudammina gigantea

У верхній частині зони Caudammina gigantea (розріз 11: проби 516, С-483, 517, С-484) відсотковий вміст бентосу – 79%, із нього аглютинований бентос складає 51%, а вапнистий 28%. Відсотковий вміст планктону – 21%, Розмаїття аглютинованого бентосу – 14 родів і 17 види.

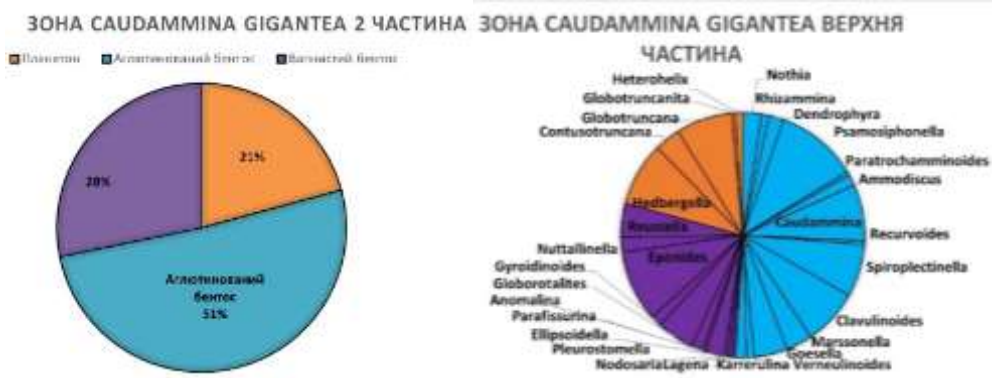


Рис. 6. Співвідношення планктону, аглютинованого і вапнистого бентосу, а також родового складу форамініфер в асоціації верхньої частини зони Caudammina gigantea

В асоціації зони Rzehakina inclusa верхнього кампану-маастрихту (розріз 11: проби 518–520, 016), (розріз 12: проби 01, С-485, С-486, 02, 02а) відсотковий вміст бентосу – 92%, із нього аглютинований бентос складає 68%, а вапнистий 24%. Відсотковий вміст планктону – 8%. Розмаїття аглютинованого бентосу – 13 родів і 17 видів.

Ярмутська світа. В розрізі 12, в асоціації зони Rzehakina inclusa (проби 03, 04, С-487, 489, С-490) відсотковий вміст бентосу становить 100%, із нього аглютинований бентос складає 99%, а вапнистий 1%. Розмаїття аглютинованого бентосу – 10 родів і 14 видів.

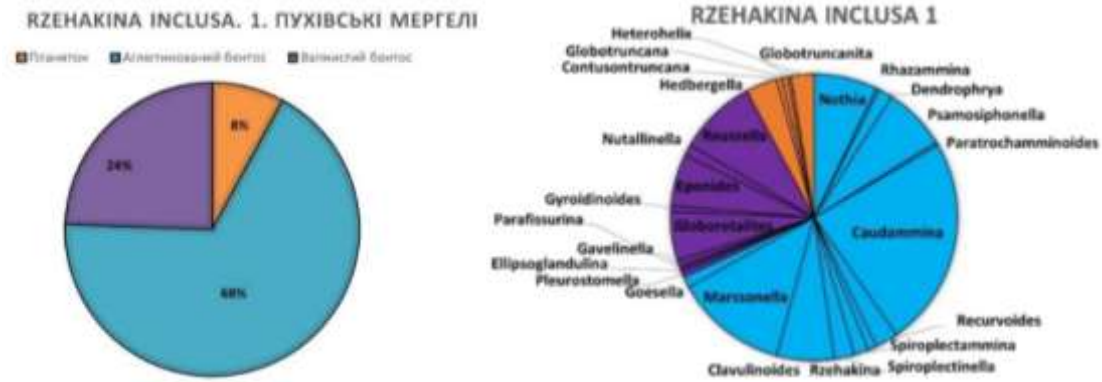


Рис. 7. Співвідношення планктону, аглютинованого і вапнистого бентосу, а також родового складу форамініфер в асоціації зони Rzehakina inclusa у мергелях пухівської світи

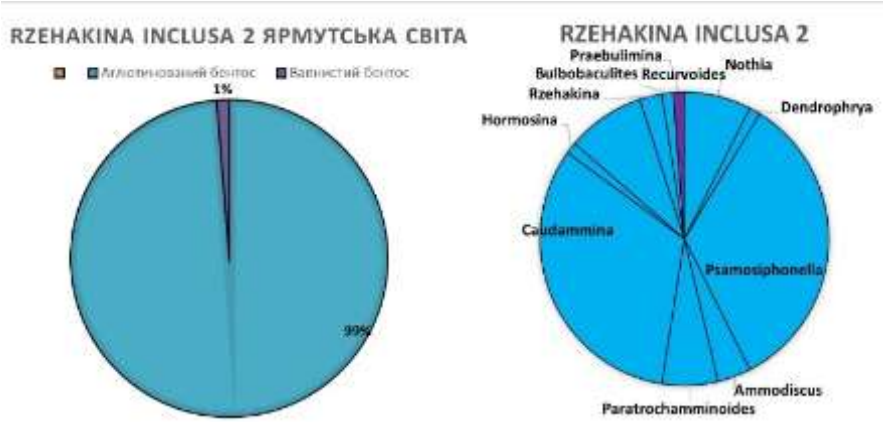


Рис. 8. Співвідношення планктону, аглютинованого і вапнистого бентосу, а також родового складу форамініфер в асоціації зони Rzehakina inclusa у ярмутській світі

В розрізі 12, в асоціації зони Abathomphalus mayaroensis верхньої частини маастрихту (проба С-488) відсотковий вміст планктону – 94%. Відсотковий вміст бентосу – 6%, увесь бентос вапнистий. Розмаїття планктону – 4 роди і 5 видів.

Рис. 9. Співвідношення планктону, аглютинованого і вапнистого бентосу, а також родового складу форамініфер в асоціації зони Abathomphalus mayaroensias

Варто відмітити, що співвідношення планктонних, аглютинованих і вапнистих бентосних форамініфер відповідає літологічними особливостями досліджених відкладів. У фліші ярмутської світи (розріз по р. Теребля, Мармароська зона) присутні лише аглютиновані види кременистого складу. В уламкових породах соймульської світи поширені переважно планктонні і аглютиновані форамініфери, а в піскуватих мергелях кампану пухівської світи (р. Теребля) – аглютиновані, вапнисті бентосні і планктонні форамініфери.

За даними вивчення мікрофауністичних комплексів седиментація пізньоальбсько–маастрихтських відкладів Вежанського покриву (Мармароської зони скель) відбувалась в нормальносолених умовах, переважно в умовах батіалі вище і нижче CCD, вірогідно на схилах Мармароського масиву, який належав давньому мікроконтиненту Тисія-Дакія, розміщеному в океані Тетіс.

1. *Гнилко С. Р., Гнилко О. М., Супрун І. С., Наварівська К. О., Генералова Л. В.* Стратиграфія верхньокрейдових відкладів з океанічними червоноколірними верствами (CORBs), Українські Карпати. *Геологічний журнал.* 2023*б*. 3(384). 79-107. https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.281067
2. *Дабягян Н. В., Савицька Н. А., Смірнов С. Є.* Палеонтологічна характеристика верхньокрейдових відкладів по р. Теребля (Мармароська зона). *Палеонтологічний збірник*. 1989. № 26. С. 58-65.
3. *Мацьків Б. В., Пукач Б. Д., Воробканич В. М. Пастуханова С. В., Гнилко О. М.* Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші M-34-XXXVI (Хуст), L-34-VI (Бая-Маре), M-35-XXXI (Надвірна), L-35-I (Вішеу-Де-Сус). Карпатська серія. Пояснювальна записка. Київ: УкрДГРІ, 2009. 188 с.
4. Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України: у 2-х т. Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / гол. ред. П. Ф. Гожик. Київ : Логос, 2013. Т. 1. 637 с.
5. Тектонічна карта України. Масштаб 1:1 000 000. Пояснювальна записка / за ред. С. С. Круглов, Д. С. Гурський. Київ: УкрДГРІ, 2007. 132 с.
6. *Bąk K., Bąk M., Gasiński A., Jamiński J.* Biostratigraphy of Albian to Turonian Deep-Water Agglutinated Foraminifera calibrated by Planktonic Foraminifera, Radiolaria, and Dinoflagellate Cysts in the Pieniny Klippen Belt, Polish Carpathians. In: Kaminski, M. A., Geroch, S. & Gasiński, M. A., (eds), 1995*: Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation Special Publication.* 1995.Vol. 3. S. 13-27.
7. *BouDagher-Fadel M. K.* Biostratigraphic and geological significance of planktonic foraminifera. *London: UCL Press University Collage*. 2015. 298 p. http://dx.doi.org/10.14324/111.9781910634257
8. *BouDagher-Fadel M. K.* Biostratigraphic and geological significance of planktonic foraminifera. *London: UCL Press University Collage*. 2015. 298 p. http://dx.doi.org/10.14324/111.9781910634257
9. *Gradstein F. M., Berggren W. A.* Flysch-type agglutinated foraminifera and the Maastrichtian to Paleogene history of the Labrador and North Seas. *Marine Micropaleontology.* 1981. Vol. 6. P. 211-268.

10. *Kaminski M. A., Gradstein F. M.* Atlas of Paleogene cosmopolitan deep-water agglutinated foraminifera. *Grzybowski Foundation Special Publication*. 2005. Vol. 10. P. 1-547.
11. *Kaminski M. A., Gradstein F. M.* Atlas of Paleogene cosmopolitan deep-water agglutinated foraminifera. *Grzybowski Foundation Special Publication*. 2005. Vol. 10. P. 1-547.
12. *Krasheninnikov V. A.* Upper Cretaceous benthonic agglutinated foraminifera, Leg 27, DSDP. *Initial Reports of the Deep See Driling Project*. 1974. Vol. 27. P. 63-661.
13. *Kuhnt W., Kaminski M.* Upper Cretaceous deep-water agglutinated benthic foraminiferal assemblages from the western Mediterranean and adjacent areas. In J. Wiedmann (Ed.), *Cretaceous of the Western Tethys*. Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tubingen 1987. Stuttgart: Schweizerbart's che Verlagsbuchhandlung. 1989. P. 91-120.
14. *Murray J. W.* A method of determining proximity of marginal seas to an ocean. *Marine Geology*. 1976. Vol. 22. P. 256-284.
15. *Ponomaryova L. D., Gnylko O. M.* Foraminifera and sedimentary paleoenvironment of the Lower Cretaceous Black Shale formation (Ukrainian Carpathians). *Mineralia Slovaca.* 1997. № 4-5 (29). P. 333.
16. *Soták J., Hudáčková N., Michalík J., Fekete K., Józsa Š., Plašienka D., Ruman A., Rybár S.* Microfauna and biostratigraphy of the Mesozoic and Cenozoic formations of the Western Carpathians: Guidebook of the IWAF-10 field trip to Middle Váh Valley nad Malé Karpaty MtsVeda. Publishing House of the Slovak Academy of Sciences. 2017. 173 p.
17. *Uchman A., Malata E., Olszewska B., Oszczypko N.* Palaeobathymetry of the Outer Carpathian Basins (in Polish with English summary). *Rozwój Paleotektoniczny Basenów Karpat Zewnętrznych i Penińskiego Pasa Skalkowego* (eds. N. Oszczypko, A. Uchman and E. Malata). Kraków: Inst. Nauk. Geol. Uniwer. Jagiellońskiego, 2006. P. 85–102.

КОЛЕКЦІЯ СКАМ'ЯНІЛОЇ ДЕРЕВИНИ НЕОГЕНУ З ВИННИКІВСЬКОГО ЛІСУ (РОЗТОЧЧЯ, УКРАЇНА)

Деманджара О.[1], Тузяк Я.[2]

*[1]учень 10 класу Львівської середньої загальноосвітньої школи І - ІІІ ступенів № **44** ім. Т.Г. Шевченка (м. Львів), слухач відділення Наук про Землю Львівської обласної МАН учнівської молоді*
[2]Львівський національний університет імені Івана Франка
yarynatuzyak@gmail.com

Львівщина багата на різноманітні пам'ятки, які в сукупності формують її геологічну, природну (ландшафтну), історичну, культурну й духовну спадщину. Тут геологічна спадщина тісно переплетена з культурною. Від неогенових скам'янілих дерев Розточчя до середньовічних замків та сакральних об'єктів – ця територія демонструє багатовікову взаємодію природи та людини. Скам'янілі дерева неогену – це один з ключових геологічних пам'яток, що має значення для науки та освіти, а також належить до культурних об'єктів, що формують ідентичність регіону. Особливу увагу приділено синергії між геологічними ландшафтами та культурною спадщиною, що відкриває нові перспективи для сталого туризму та міждисциплінарних досліджень.

Нові знахідки ксилолітів неогенового віку в межах Розточчя (Винниківський ліс) поповнили колекцію скам'янілих дерев Палеонтологічного музею ЛНУ імені Івана Франка. Ці об'єкти становлять не лише палеонтологічну цінність, але є джерелом інформації про давні екосистеми, кліматичні умови та геологічні процеси, які відбувалися на території сучасної Західної України мільйони років тому. З огляду на важливе наукове значення, скам'янілі дерева Розточчя залишаються недостатньо вивченими. Відсутність систематизованих досліджень, обмежений доступ до зразків (в силу виявлення нових локацій), а також загроза знищення або нелегального вивезення цих об'єктів створюють нагальну потребу в їх комплексному дослідженні та охороні. Особливої актуальності набуває з'ясування мінералогічного складу скам'янілої деревини, умов її збереження, а також можливостей використання цих об'єктів у геотуризмі та екологічній освіті.

У цьому контексті дослідження фітофосилій Розточчя є важливим кроком до збереження

геологічної спадщини України, популяризації наукових знань та формування екологічної свідомості населення.

Винниківський ліс належить до однойменного лісового заказника, створеного 1984 р. загальною площею 848,0 га. У лісі розташовані пам'ятки історії та природи Чатові (Чортові) скелі, Медова печера і Винниківське озеро (Рис. 1). Геоморфологічно територія досліджень розташована в межах Лисиницько-Давидівського горбогір'я, лише південна частина (відмежована річкою Давидівкою) належить до Львівського плато, а північна (відокремлена) – до Малого Полісся. У ландшафтному відношенні – це крутосхиле, розчленоване глибокими дебрами, горбогір'я, складене піщаними, вапняковими і пісковиковими товщами бадену, вкритого лесоподібними суглинками із сірими лісовими ґрунтами. Поверхні пасм і пагорбів вузькі, підброньовані пісковиками і літотамнієвими вапняками, схили пасм і пагорбів переважно круті і спадисті.

У геологічній будові описуваної ділянки беруть участь відклади верхньої крейди, неогену (міоцену) та антропогену. Основу території складають верхньокрейдові мергелі, на яких залягає різнофаціальний і складно побудований комплекс неогенових утворень. Розріз неогенових відкладів формують утворення нижнього, середнього та верхнього баденію (здебільшого піски, пісковики, органогенні та хемогенні вапняки), а у східній частині – сармату.

Поряд з цінними природними ділянками, якими є оселища раритетних видів флори і фауни на території Винниківського заказника, та численними історико-культурними об'єктами, що потребують охорони, виявлено фрагменти скам'янілої деревини, які поповнюють кількість охоронних пам'яток та надають цій території вагомішого значення.

Виявлені скам'янілі стовбури (Рис. 2) мають задовільний стан збереження, що дозволяє провести подальші анатомічні та мінералогічні дослідження. Їхня локалізація у Винниківському лісі розширює ареал відомих знахідок у межах Розточчя. Зібрані зразки мають потенціал для включення до освітніх програм, музейних експозицій та геотуристичних маршрутів. Водночас, відсутність правового регулювання щодо охорони таких об'єктів створює ризики їх втрати.

Рис. 1. Оглядова інтерактивна карта території досліджень за https://mista.ua/%D0%BC%D0%B0%D0%BF%D0%B0/?setcity=1188#l=0&c=49.760975538469154,24.028781899251044,49.83964312276131,24.18842697981745

Колекція скам’янілих стовбурів дерев (8 фрагментів) (Рис. 2) з Винниківського лісу (49°48′52″ пн. ш. 24°06′23″ сх. д.) походить з міоценових відкладів Розточчя. Фосилізовані рештки флори представлені зразками різного розміру від 10 до 40 см, різного забарвлення – рудого, кремового, коричневого, ясно- і темно-сірого, заміщені кремнеземом з домішками. Петрифікації належать до пам’яток неживої природи і відповідно до розроблених класифікацій [1 та ін.] – до категорії палеонтологічних палеоботанічних.

Виявлені палеоботанічні знахідки заміщені кремнеземом з домішками діоксиду заліза, що надає окремим зразкам рудого забарвлення. Діоксид кремнію, який заміщає стовбури дерев представлений двома генераціями халцедоном і кварцом, трапляється кристобаліт і тридиміт. Кварцові жеоди, які інкрустують фосилізовану деревину, виповнюють порожнини ксилолітів. Поверхні окремих зразків звітрілі.

На сучасному етапі наявність кристобаліту і тридиміту у викопній деревині є предметом дискусій і не має єдиних уявлень серед дослідників щодо їхнього утворення.

Рис. 2. Колекція фрагментів скам’янілих стовбурів дерев з неогену Винниківського лісу, зібрана учнем 10 класу О. Деманджарою

Ключовими особливостями силіцифікації деревини міоцену є:

1. Мінералогія: домінує діоксид кремнію (SiO_2) – генерації кварцу, халцедону, опалу (кристобаліт, тридиміт).
2. Ступінь збереження: часто зберігається клітинна структура, діагностована під мікроскопом.
3. Забарвлення: залежить від домішок (Fe, Mn, Cu).
4. Наукова цінність: дає змогу досліджувати палеоекологію, клімат і флору минулого.

Найпоширенішим джерелом кремнезему є вулканічний матеріал. Дослідження довели, що в цьому процесі більша частина вихідної органічної речовини руйнується. Кременезація найчастіше відбувається у двох середовищах: або організми поховуються у відкладах дельт та заплав, або у вулканічному попелі. Для силіцифікації необхідна присутність води, оскільки вона зменшує кількість присутнього кисню і, отже, захищає від гниття та аеробного розкладання, зберігає форму організму і дозволяє транспортувати та відкладати кремнезем. Початок процесу супроводжується просочуванням зразка водним розчином збагаченим кремнеземом. Клітинні стінки зразка поступово розчиняються, а

кремнезем осідає у порожніх просторах. У зразках деревини, у міру проходження процесу, целюлоза та лігнін, два компоненти деревини, руйнуються та заміщуються діоксидом кремнію. Деревина перетворюється на камінь через втрату води. Для того, щоб відбулася силіцифікація, геотермальні умови повинні відповідати нейтральному або слабокислому pH, температурі й тиску, подібних до неглибоких осадових середовищ [5, 7, 10, 12]. Процес поховання має бути миттєвим, але чим повільніше відбувається заміщення, тим чіткішою буде мікроскопічна структура організму, який фосилізується.

Висновки. Скам'янілі дерева Винників є унікальним геологічним об'єктом, що репрезентує неогенову флору Розточчя. Вони доповнюють музейну колекцію викопної деревини міоцену та інформацію про палеофлори минулих геологічних епох і є інструментом для реконструкції палеоекологічних умов. Процес мінералізації деревини, що відбувався за участі кремнезему, забезпечив виняткову деталізацію внутрішньої структури дерев – зокрема річних кілець, кори та клітинної будови.

Винниківські ксилоліти мають не лише наукову, а й освітню та культурну цінність. Вони можуть слугувати основою для популяризації геології серед молоді, розвитку геотуризму та інтеграції природної спадщини в культурний контекст регіону.

З огляду на високий рівень збереження та наукову значущість, скам'янілі дерева Винників заслуговують на статус геологічної пам'ятки місцевого або національного значення.

Подальші дослідження мінералогічного складу та порівняння з аналогічними об'єктами в інших регіонах сприятимуть розширенню знання про геологічну історію Західної України та її зв'язки з глобальними палеокліматичними процесами.

URBAN FOSSILS OF LVIV (UKRAINE)

Ivanina Antonina V.

Ivan Franko National University of Lviv, Ukraine
antonina.ivanina@lnu.edu.ua

One of the youngest branches of paleontology is urban paleontology, which studies urban fossils, common in cities [1, 4] wherever natural sedimentary building stone was used during the construction of urban facilities. Urban fossils are the remains of ancient creatures that lived on Earth many millions of years ago, together with the host rock, removed by man from natural outcrops and transferred to the streets of cities. Urban fossils, like any other, are actual documentation of certain forms of life and stages of the development of living things. The difference is that they are torn from their territories, where they once lived, and moved by human hands into the architectural forms of cities. [1, 2].

Lviv is a city with an ancient history and rich architectural heritage. The building material for the ancient city was sedimentary rocks, the source material of which was sediment, formed in the aquatic (marine) environment and contained numerous remains of extinct marine inhabitants. After petrification, the sediment, together with the remains of ancient organisms, turned into strong rocks (limestones, sandstones), which are the main building material of the central part of Lviv. The natural stone from which Lviv is built contains numerous remains of fossil organisms - urban fossils, which have been discovered and studied for the first time in Lviv. There are no similar projects and studies in Ukraine. The purpose of the research is to study, identify, systematize, describe and popularize urban fossils of Lviv. When studying urban fossils in the city of Lviv, we used a comprehensive methodology that combines geological surveys of rocks containing remains and paleontological methods of studying the fossils themselves. Urban fossils are specific objects of research, during the study of which it is impossible to apply the entire arsenal of paleontological manipulations. They are available for observation only in the position in which they are placed in natural stone. Such fossils cannot be removed from the rock, dissected, turned over to look at them from a different angle, more accurate diagnostic methods cannot be applied, etc. We have only one angle available with a

limited number of features. Therefore, the main method during field surveys is visual observation and photography. To identify fossils, we used morphological and comparative analysis, the methodology of which is briefly described in [2, 3].

Field surveys of natural stone and remains of ancient organisms in the old part of Lviv were carried out in 16 locations. A total of 67 urban fossils were discovered. They are represented by ichnofossils (traits of crawling), biofossils of plant (fossilized colonies of algae; petrifications or xylolites – fossilized tree trunks) and animal (skeletons of complete or incomplete preservation, impressions of valves or soft bodies; occasionally there are sections through the shell, contours of skeletons) origin. According to the systematic composition, fossils of foraminifera, lower (lithotamnium algae) and higher plants, invertebrates – bivalves, snails, brachiopods, echinoderms were determined. Numerous biofossils and ichnofossils – traces of crawling of invertebrates were discovered in the natural wall stone of Lviv. Among the biofossils identified are: foraminifera (one location), lower plants (fossilized colonies of lithothamnium algae, found everywhere) – 21 fossils, xylolites – 6, invertebrates – bivalves (22), brachiopods (2), echinoderms (5 fossils); ichnofossils – 5 specimens.

In the paving stones and paving stones, the remains of organisms are much less. These are exclusively biofossils – imprints of the soft body of a starfish (Fig. 1), oyster skeletons, fossilized colonies of algae and specific urban fossils – a cross-section through the shell of a sea urchin, from which only the contours have been preserved. On the streets of Lviv there are decorative fossils – large pieces of fossilized tree trunks, which decorate the squares and streets of Lviv. Among the fossils of plant origin, the most common are fossilized colonies of lower plants – red algae of the genus Lithothamnium, most of whose representatives are extinct. Their remains make up lithothamnium limestone – the main building stone of medieval Lviv. Lithothamnium algae – the building stones of the city of Lviv, in particular, the stone of the walls, foundations and basement parts of the buildings of the old part of the city, paving stones. Lithothamnium limestone is a unique creation of the biosphere, and its natural wealth in Lviv can be a scientific and tourist symbol of the city.

Figure 1. Soft body imprint of the starfish Astropecten forbesi Heller, Early Neogene; 14–16 million years old, magnification ×1, curb, 14 Hnatyuka St.

As the research has shown, there are unique paleontological objects on the territory of Lviv – urban fossils, which can be observed and studied directly on the streets of Lviv. Urban fossils are actually an open-air museum, important for learning the geological history of the territory of Lviv. They most clearly characterize the history of the Earth's development, have scientific and educational significance. Dissemination of information about the significance of the remains of the prehistoric past will encourage the preservation of the natural geological heritage of our city.

1. *Bilai V., Pavlenko A., Ivanina A. V., Hadomska A.* (2022). Urbanistychni fosylii Lvova [Urban fossils of Lviv]. *Heoturyzm: praktyka i dosvid* [Geotourism: practice and experience]: materialy V Mizhnarodnoi naukovo-praktychnoi konferentsii (20-22 zhovtnia 2022, Lviv), Lviv: Kameniar, S. 117–119.
   URL: https://geology.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2022/10/Conference-Geotourism-2022.pdf
2. *Hotsaniuk H. I., Ivanina A. V.* (2017). Istorychna heolohiia z osnovamy paleontolohii. Ch. 1. Paleontolohiia (u skhemakh, rysunkakh i tablytsiakh) [Historical geology with the basics of paleontology. Part 1. Paleontology (in diagrams, figures and tables)]: navch.-metod. posibnyk, Lviv: Vydavnychyi tsentr LNU im. I. Franka, 310 s. URL: https://geology.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2014/12/Hotsaniuk-Ivanina-Paleontolohiia_17-11-2017-stysnuto.pdf
3. *Hotsaniuk H. I., Ivanina A. V., Tuzyak Y., Uziiuk V. I., Shainoha I. V.* (2007). Vyznachnyk reshtok paleoorhanizmiv [Determinant of the remains of paleo organisms]: navch.-metod. Posibnyk, Lviv: Vydavnychyi tsentr LNU im. I. Franka, 152 s.
   URL: https://geology.lnu.edu.ua/wp-content/uploads/2014/12/Vyznachnyk-reshtok-paleorhanizmiv-navch.-metod.-posibnyk2007.pdf
4. *Tang M., Tang D. Yang* (2008). Urban Paleontology: Evolution of Urban Forms. Universal-Publishers, 233 p.

ЗАГАЛЬНА І РЕГІОНАЛЬНА ГЕОЛОГІЯ. МЕТОДОЛОГІЯ ГЕОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

НЕУПЕРЕДЖЕНИЙ ПОГЛЯД НА ПРОБЛЕМИ ГЕОЛОГІЇ УКРАЇНИ

Павлунь М. М., Гайовський О. В.

Львівський національний університет імені Івана Франка
mykola.pavlun@lnu.edu.ua, oleh.hayovskyy@lnu.edu.ua

Розпочнемо огляд проблем геології України з докембрію, з найдавніших утворень земної кори, який охоплює 85 % усієї часової тривалості розвитку Землі як геологічного тіла, і визначає найголовніші глобальні закономірності поширення родовищ корисних копалин у межах континентальної кори, яка на 80 % сучасної площі теж має архейсько-ранньопротерозойський вік. В Україні Український щит (УЩ) разом зі схилами займає приблизно 45 % її площі.

Як писав Є. Лазько у 1979 році «Усяке намагання з якихось нових позицій підійти до висвітлення численних невирішених проблем геології докембрію повинно оцінюватися не тільки з суто утилітарних позицій, але й як крок у невідоме». Ось кілька з них.

У нас на факультеті прийнята схема двочленного поділу архею, тоді як у Міжнародній стратиграфічній шкалі – тричленна. Є проблема – так. Питання внутрішніх підрозділів архею і їхніх вікових меж на УЩ потрібно вирішувати поглибленими дослідженнями формаційних (структурно-речовинних і геохімічних) та геотектонічних режимів цих ознак з тісною ув'язкою з результатами коректних даних абсолютної геохронології, а не вважати дані про їхні вікові рамки радіоізотопної геохронології панацеєю. Звідси і виникла дуже складна проблема принципів розробки структурно-речовинної шкали геологічного часу для розчленування докембрію та діагностики мегациклів в еволюції системи кора–мантія і її, зокрема, впливу на орнаментальні особливості ендогенної металогенії докембрію. Має місце невідповідність діючої Кореляційної хроностратиграфічної схеми раннього докембрію УЩ новому Стратиграфічному кодексу України (2012), співвідношення цієї схеми з Міжнародною шкалою геологічного часу, а також відображені в схемі дискусійні питання обсягу, розчленування, відносного стратиграфічного положення та віку архейських дозеленокам'яних комплексів УЩ. Цю дискусію можна спробувати вирішити шляхом збалансованого повернення від ізотопно-геохронологічних до історико-геологічних підстав стратиграфічного розчленування і кореляції архею і протерозою.

Інше питання спрямоване на створення систем прогнозування поширення родовищ корисних копалин із залученням формаційного (структурно-речовинного) аналізу нижньодокембрійських комплексів УЩ під час проведення геолого-знімальних робіт. Треба також сказати, що для коректного вирізнення рудних формацій (Au, Au-Ag, Pb-Zn, Li, Be, Hg, W, Sn, Ta-Nb, Sc та ін.), тобто типізації рудних об'єктів, є виявлення повторюваності їхніх ознак у відповідних групах родовищ. Тут суттєве значення можуть мати дослідження, які спрямовані на з'ясування кількісних співвідношень середніх вмістів корисних компонентів, які корелюються не тільки зі складом певних геологічних формацій, але й з петрохімічним складом магматичних порід, головних типів навколорудних метасоматичних змін, структурно-текстурних особливостей руд, температури і хімічного складу рудних розчинів, які встановлені за флюїдними включеннями в мінералах. Більше того, сьогодні особливо плідними в цьому контексті є критичне узагальнення сучасної термобарогеохімічної та фізико-геохімічної інформації про закономірності зонального розвитку різних груп рудних формацій у вигляді їхніх просторово-часових моделей – на рівні окремих рудних тіл, родовищ, поясів і металогенічних провінцій. Тільки за такої умови виявляються головні риси та чинники термобарогеохімічної зональності родовищ, особливості показників флюїдного режиму процесів рудоутворення та концентрації корисних компонентів у різноглибинних анізотропних геолого-структурних і фізико-хімічних зонах, у тім числі на підставі оцінки термобарограднєнтності і

термостатованості процесів, тобто їхньої глибинності, а, відтак, вертикального розмаху зруденіння. З'являється реальна можливість впевнено діагностувати термобарогеохімічні ознаки та показники рудних формацій при їх конвергенції чи рудному гібридизмові і наявності перехідних типів родовищ, що складають рудно-формаційні групи і ряди. Фактично йдеться про становлення та розробку наукової концепції принципово нового напряму сучасного рудно-формаційного і металогенічного аналізу – термобарогеохімічного моделювання, діагностики та прогнозування рудних формацій (Павлунь, 2003).

На особливу увагу заслуговують також екзотичні геологічні формації середнього (мезо) протерозою, які властиві винятково саме цьому періоду розвитку земної кори, і які більше ніколи не з'являлися в геологічній історії Землі. Такою формацією є формація анортозитів і гранітів-рапаківі – у їхньому складі разом з рапаківі та іншими гранітами наявні лабрадорити, габро, габро-норити і габро-монцоніти (Коростенський і Корсунь-Новомиргородський плутони). Ймовірно подібні дослідження геолого-петрологічних і петрографічних умов формування треба здійснювати для формації лужних порід інтрузивного комплексу Приазовського мегаблока УЩ. Усі ці формації мають особливе металогенічне навантаження і це все потребує різнобічних досліджень.

В Україні дуже специфічна геологія, яка поєднує найдавніші докембрійські (УЩ) і фанерозойські з включно наймолодшими (альпійськими складчастими спорудами) Карпатами. На заході ще розташована Волино-Подільська, на півдні – Скіфська плита, на сході – рифтогенна структура ДДЗ і Донецька складчаста область та ще кілька дрібніших геотектонічних структур. Але Карпати винятково важливі: вони тривалий час були (Скибова, Бориславсько-Покутська та інші зони) одним з небагатьох районів колишнього СРСР, для яких достовірно були відомі насуви. В часи домінування фіксизму і заперечення існування насувів Карпати завжди спричиняли головний біль його ортодоксальним прихильникам. Зараз, скажімо, в ІГГГК НАН України і на кафедрі загальної та історичної геології і палеонтології застосовують підходи глобальної плейт-тектоніки для реконструкції історії формування геологічної структури Карпат, але ця проблема ще далека від розв'язання і повного вирішення – залишається велике коло проблемних питань.

Оскільки в Україні у геологічній будові беруть участь докембрій і фанерозой, то тут теж є чимало проблем, особливо стосовно майбутнього доскладання державних геологічних карт масштабу 1: 200 000 і складання карт масштабу 1: 50 000 – але це обов'язково колись станеться, і тут треба вирішувати:

– питання співвідношення біостратиграфічних і літостратиграфічних підрозділів з формаційними;

– розробити класифікацію і номенклатуру регіональних підрозділів вулканічних, метаморфічних і інтрузивних утворень;

– дійти наукової згоди щодо уніфікації термінології і понятійної бази формаційного аналізу магматичних і ультраметаморфічних (палінгенно-анатектичних) утворень;

– здійснити ув'язку різних геодинамічних тектонічних концепцій.

Стратиграфічні, а точніше, біостратиграфічні дослідження зараз почали доповнюватися літостратиграфічними – і тут очевидна участь співробітників кафедр загальної та історичної геології і палеонтології та мінералогії, петрографії і геохімії імені професора Ореста Матковського разом з відповідною кафедрою КНУ імені Тараса Шевченка. Ці дослідження доповнюються стратиграфічною палеонтологією та біостратиграфічним методом кореляції фанерозойських геологічних утворень, у тім числі осадових нафтогазоносних басейнів. Біостратиграфія, крім уточнення вікового положення відомих і встановлення віку нових видів, розвивається шляхом залучення до вивчення і використання нових органічних решток: виникли нові напрямки біостратиграфії – палеонтологія докембрію (едіакарська фауна тощо), споро-пилковий аналіз та інші. Глобальною проблемою геології України і світу зараз на часі стала (з погляду едіакарської та іншої фауни) потреба вікового зниження межі фанерозою приблизно на 100–150 млн років, на рифейські (вендські) товщі як вмістилище цієї фауни, тобто частину верхнього криптозою перевести у фанерозой, а не розпочинати його традиційно з

кембрійського вибуху життя, і, відтак, переформатувати стратиграфічну шкалу. Це проблема світової геології. Візьміться, друзі, за цю роботу! Адже вона, крім суто геологічних завдань, породила філософську проблему, що було раніше – формування Землі як космічного тіла чи життя?

І тут існує ще одна нерозв'язана проблема – це використання фізичних методів визначення віку, розчленування і кореляції, хоча вони, здебільшого, застосовуються до магматичних і метаморфічних гірських порід: це радіологічний, який враховує період напіврозпаду радіоактивних ізотопів елементів, що дало змогу вимірювати абсолютний вік гірських порід. Це методи, які ґрунтуються на напіврозпаді такої пари елементів як U-Pb, K-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd та ін. Але тут треба визнати, що час, який вимірюється такими методами, якісно відрізняється від фізичного часу: розпад радіоактивних елементів представляє односпрямований процес, що імітує «стрілу» часу, тоді як фізичний час вимірюється циклічністю обертання Землі навколо Сонця. Ця різниця має методологічний характер (зокрема, вимір часу ізотопно-геохронологічними методами в роках неправомірний і повинен проводитися в інших одиницях). Яких саме? Треба дати відповідь, що є не просто.

Через те, як ми вже казали, пропонується розробити, ймовірно, структурно-речовинну шкалу геологічного часу для розчленування докембрію, а в стратиграфії використовувати визначення часу по інверсіях (зміні знаку) магнітного поля Землі (магнітостратиграфія) і розчленовувати досліджувані утворення за даними сейсморозвідки (сейсмостратиграфія). Треба було б спільно подумати, як це все звести до спільного знаменника.

Окрім цих питань необхідно усе більше використовувати геохімічні характеристики гірських порід та їхніх асоціацій, і тут повинні займатися цією проблемою співробітники ІГН та ІГМР НАН України. Це дасть нові незалежні можливості уточнення відомостей про магматичні і метаморфічні утворення, особливості петрології, співвідношення магматичних і вулканічних порід і т. п. Вивчення еволюції складу і кількості хімічних елементів у процесах осадонагромадження, магматизму і метаморфізму, реконструкції палеогеографічних, фаціальних і гідрохімічних умов формування осадових порід, з'ясування зв'язків процесів магматизму, метаморфізму, осадонагромадження та утворення родовищ корисних копалин – це забезпечить нові можливості в реконструкції історії геологічного розвитку та прогнозу корисних копалин.

Щодо алмазоносності України також є багато дискусійних і невирішених упродовж десятиліть наукових питань. Серед них, зокрема, алмазоносність не тільки класичних кімберлітів, а й також лампроїтів (трубка Мрія в Приазовському мегаблоці УЩ) і лужних лампрофірів – мінет (Рівненський шток в Інгульському мегаблоці УЩ), надійного підтвердження або спростування проявів імпактних чи вулканотектонічних структур і порід (типу Бовтиської, Іллінецької, Тернівської, Зеленогайської) і пов'язаної з ними алмазоносності на УЩ, наявності чи відсутності молодої (мезокайнозойської) тектономагматичної активізації УЩ і супутнього алмазоносного вулканізму (грубоуламкові відклади райгородської товщі верхньої крейди–палеоцену як продукти порівняно швидкого площинного брекчіювання за типом маарового вулканізму), з'ясування місця і ролі метаморфогенних і флюїдизатно-експлозивних процесів в утворенні алмазоносних структур і формацій тощо.

Усі ці результати проведених в розрізі описаних досліджень геології будуть відображені тією чи іншою мірою в найважливішому документі геології – геологічній карті, яка слугує науковою геологічною основою господарювання, науки й освіти. Загальний принцип складання і використання геологічних карт є збалансоване дотримання співвідношення природних геологічних об'єктів і їхнього картографічного зображення, в тім числі з дотриманням можливого рівня генералізації, опісля перевищення якого втрачається зміст складання таких карт. Як про це образно написав Б. Висоцький, найскладніше завдання геологічного дослідження полягає в тому, щоб провести його між Сциллою безмежної індивідуалізації й Харибдою невиправданої ідеологізації (генералізації).

І уже останнє на сьогодні важливе міркування, яке стосується вкрай важливої сировини енергетичного комплексу – нафти і газу. Східний і Південний НГР, допоки йде війна, а на них був найбільший видобуток, поки що майже не доступні до досліджень геології і розвідки. Через це якраз

на особливу увагу заслуговують ділянки Складчастих Карпат і Волино-Подільської плити. У Східних Карпатах це зона Кросно та велика за площею зона переходу плити в Передкарпатський прогин, де поклади газу можливі на невеликих глибинах. Тільки на території Волино-Подільської плити, яка слабко вивчена з погляду нафтогазоносності, прогнозні ресурси сланцевого газу становлять близько 635 млрд м^3 при 10 % коефіцієнті вилучення, а традиційний газ може бути в кембрії–ордовику, силурі – треба вивчати ці утворення. А на ділянці Добрин в Чивчинах вперше знайденні при ТБГХ-дослідженнях флюїдних включень у мінералах метанові і етанові інклюзиви з густиною 0,480–0,494 і 0,674–0,802 г/см^3 (етанові), та 0,295–0,344–0,362 г/см^3 (метанові). Це є індикатором наявності покладів вуглеводів у піднасуві Мармароського масиву. Ось ще нагальні проблеми геології нафти і газу Волино-Подільської плити і Східних Карпатах.

Є й інші злободенні питання геології України, але й цього достатньо щоб зрозуміти – перед нами величезне коло невирішених фундаментальних і прикладних проблем геології України. Успіхів Вам.

ВПЛИВ ГЛОБАЛЬНОЇ РАННЬОКРЕЙДЯНОЇ БЕЗКИСНЕВОЇ ПОДІЇ НА ФОРМУВАННЯ ЧОРНОСЛАНЦЕВОЇ ТОВЩІ ПЛАТФОРМНОГО ФУНДАМЕНТУ ПОКУТСЬКО-БУКОВИНСЬКИХ КАРПАТ

Радковець Н. Я.[1], Колтун Ю. В.[2]

[1, 2]Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,
[1]Львівський національний університет імені Івана Франка,
[1]radkov_n@ukr.net; [2]ykoltun@gmail.com

Вступ. Впродовж останніх десятиліть седиментологічні аспекти вивчення нафтогазоносних провінцій набули принципового значення у визначенні подальших напрямків поширення пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ. Особливо важливими вони є при вивченні зрілих нафтогазоносних басейнів, де інтенсивна розвідка і видобуток вуглеводнів тривають на протязі тривалого часу, до яких належить одна із найстаріших нафтогазоносних провінцій світу – Карпатська, та нафтогазоносних басейнів, де пошуково-розвідувальними роботами вже підтверджена наявність покладів вуглеводнів і відкриваються подальші перспективи пошуків [5, 6].

Термін «океанічні безкисневі події» [3] був введений в літературу на основі аналізу глобального розповсюдження одновікових крейдяних відкладів, збагачених розсіяною органічною речовиною. Вперше на них, як на можливий глобальний феномен, звернули увагу під час дослідження осадів Тихого океану, проведених в 70-х роках XX століття в рамках проєкту глибоководного буріння в Світовому океані (Deep Sea Drilling Project) [3], коли було виявлено глобальне розповсюдження двох осадових товщ, збагачених розсіяною органічною речовиною – баррем-аптської і сеноман-туронської. Вміст органічного вуглецю в баррем-аптських осадах сягав понад 28 %. Важливо, що наявність таких відкладів було зафіксовано не тільки в межах континентальних окраїн, але й на океанських плато в центральній частині Тихого океану.

Результати та їх обговорення. В платформному фундаменті Східних Карпат у верхній частині нижньокрейдяного розрізу (баррем-апт) простежується верства, збагачених органічною речовиною, тонкошаруватих аргілітів, вміст органічного вуглецю у яких сягає понад 2 %. Товщина цих нашарувань становить 0,5–3,5 м (площі Святославська, Чорногузи), а в піднасувній частині Покутсько-Буковинських Карпат зростає до 6–7 м (площа Лопушна).

Східнокарпатський палеошельфовий басейн в ранньокрейдяну епоху простежувався в північно-західній околиці Центрального Тетису. Він знаходився в північних широтах 33-36° (рис. 1). В крейдяному періоді середньодобова температура поверхневих вод сягала 28° С, а для суходолу була властива субторпічна рослинність [2]. Формування ранньокрейдяного шельфового Східнокарпатського басейну відбулось у валанжині після беріаської регресії. Чергова трансгресія

глобального характеру зумовила розширення Східнокарпатського окраїнного басейну внаслідок затоплення значної частини Євопейського континенту. Сформувався епіконтинентальний палеошельфовий басейн (рис. 1), який в багатьох рисах успадкував тектонічний план пізньоюрського. Впродовж валанжин-готериву в Східнокарпатському палеошельфовому басейні відбувалась біогенно-теригенна седиментація, внаслідок якої утворилась карбонатно-глинисто-теригенна товща. В нижній частині розрізу породи збагачені обвугленими рослинними рештками. Догори по розрізу породи вміщують гідроокисли заліза (до 20 %). У верхній частині розрізу породи представлені аргілітами з обвугленими рослинними рештками (1–2 %). Чергування строкатоколірних нашарувань із породами, збагаченими органічною речовиною відображає зміни, як кліматичних умов та і коливання рівня моря протягом валанжин-апту. Впродовж цього геологічного відтинку часу клімат змінювався від вологого гумідного до посушливого аридного, а пізніше знову гумідного [2]. Кліматичний фактор був лише одним із низки чинників, які спричинились до нагромадження та захоронення у баррем-аптських відкладах значної кількості теригенної органічної речовини.

Первинним матеріалом гумусових мікрокомпонентів баррем-аптських порід платформного фундаменту Покутсько-Буковинських Карпат була мангрова рослинність. Згідно з [2], мангри в сучасних морських басейнах займають близько 73 % берегової лінії тропічних морів проникаючи за межі тропічної зони до 30° пн.ш і 38° пд.ш. Цей тип рослинності належить до фітозних відмін, які пристосовані до існування в приливно-відливних зонах і є інтенсивним джерелом надходження з континентів у морські басейни кластогенних фітокомпонентів. З сучасними манграми пов’язане найінтенсивніше торфонагромадження в тропіках.

Проведені дослідження щодо умов осадонагромадження збагачених органічною речовиною баррем-аптських нашарувань та палеонтологічні дані [1, 2] дають підстави стверджувати, що в межах Східнокарпатського палеошельфового басейну у берріасі відбулась незначна регресія, в результаті якої басейн скоротився і обмілів (рис. 1).

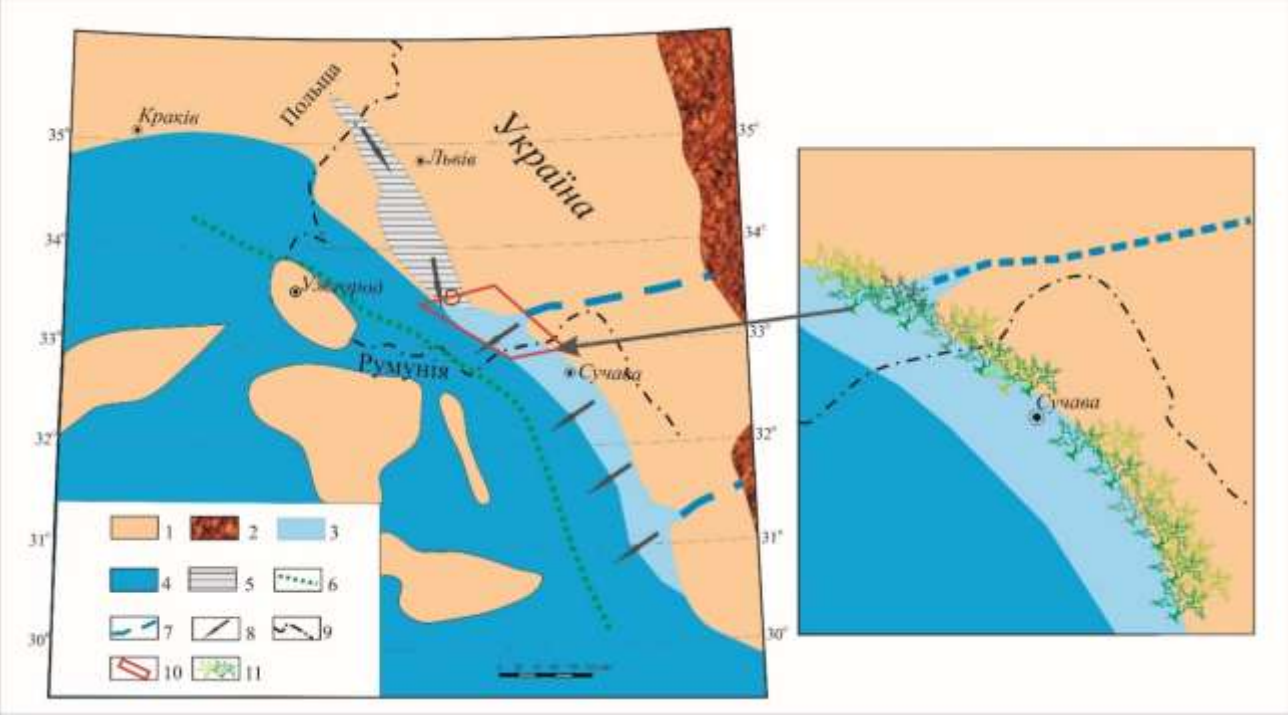


Рис. 1. Палеоокеанографічна модель Східнокарпатського сегмента океану Тетис. Баррем-апт

1 – суша, 2 – область зносу теригенного матеріалу, 3 – досліджений автором фрагмент шельфу, 4 – терени Карпатського сегмента океану Тетіс, 5 – частина шельфу, яка стала сушею внаслідок берріаської регресії, 6 – брівка шельфу, 7 – палеорусло, 8 – напрямок регресії, 9 – лінія державного кордону, 10 – район досліджень, 11 – мангрова рослинність

Палеоокеанографічні реконструкції дозволили констатувати, що кліматично-ландшафтні умови (гумідний клімат з температурою поверхневих вод 26°–28° С, мілководний шельфовий басейн, приливний берег ускладнений річковим стоком) сприяли широкому розвитку мангрової рослинності. Проте, внаслідок імпульсивних трансгресивних процесів, якими відзначалася аптська епоха, відбулося затоплення мангрових екосистем. Лавинний скид решток наземної рослинності в Східнокарпатський седиментаційний басейн зумовлював безкисневий режим водного середовища прибережної зони внутрішнього шельфу.

Подані побудови (рис. 1) відображають складні хіміко-палеоокеанографічні процеси, якими були охоплені приливно-відливні зони Східнокарпатського сегмента Тетису. Процеси літогенезу збагачених органічною речовиною ($C_{орг}$ > 1 %) баррем-аптських аргілітів платформного фундаменту Покутсько-Буковинських Карпат відбувалися в прибережній частині Східнокарпатського палеошельфового басейну в аноксичних умовах. Виникнення безкисневого середовища було обумовлене інтенсивним надходження в осади теригенних фітокомпонентів (мангрів) в результаті чого рівень споживання кисню в процесі бактеріальної переробки органічної речовини перевищував рівень його постачання у верхні шари осадів.

Петрографічним і геохімічним вивченням розсіяної органічної речовини аргілітів встановлено її загалом теригенне – гумусове походження. Породи вміщують кероген типу III [2, 4], який складений в основному залишками наземної рослинності (рис. 2). Ці породи сформувалися внаслідок перемішування геострофічними та донними течіями алеврито-глинистих осадів збагачених органічною речовиною. Глиниста складова представлена хлорит-каолініт-гідрослюдистою асоціацією мінералів. Розсіяна органічна речовина характеризується таким комплексом мікрокомпонентів наземного генезису:

- гумусові (до 95 %) – фюзенізовані фрагменти рослинних тканин з різноманітною збереженістю первинної клітинної структури;

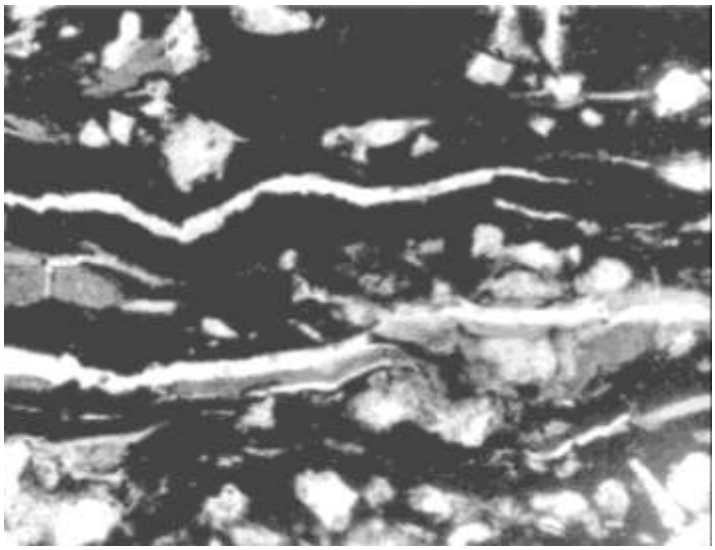


Рис. 2. Збагачений органічною речовиною аргіліт. Фюзенізовані фрагменти рослинних тканин. Баррем-апт, свердловина Святославська – 3, глибина 1612–1617 м. Шліф, без аналізатора, х 120

- ліпоїди (7–5 %) – спорадичні знахідки мікрокомпонентів, що утворилися внаслідок нагромадження найбільш стійких біохімічних речовин (смол, восків і под.) вищих рослин;

- мікрокомпоненти планктоногенного походження: рештки водоростей (від поодиноких фрагментів до 1 %) – альгіно-таломіт.

Таким чином, підвищена кількість органічного вуглецю в породах обумовлена акумуляцією алохтонних та автохтонних фіторешток, охоплених фосилізацією в процесі постседиментаційного перетворення.

Процеси осадонагромадження, які проходили в давньому шельфовому басейні

Східнокарпатського сегмента океану Тетис включали три стадії. Перша стадія (до регресії) відповідає високому стоянню рівня океану, друга – регресії і падінню рівня океану. В прибережних районах активно розвивалася наземна рослинність. Впродовж третьої стадії відбувалася трансгресія та затоплення мангрових екосистем. Нагромадження і фосилізація решток наземної рослинності в седиментаційному басейні зумовили існування аноксичного режиму у водному середовищі прибережної зони внутрішнього шельфу. Отже, сформована внаслідок аноксичних подій нижньокрейдяна товща збагачених органічною речовиною аргілітів становить седиментологічний репер ранньокрейдяної океанічної безкисневої події. На стадії регресії по периферії басейну виникали озерно-болотні ландшафти, де акумулювався значний обсяг біогенних компонентів ($C_{орг}$, P, Fe та інші), які під час трансгресії надходили в басейн, а періодична зміна солоності вод у пелагіалі спричиняла масову загибель стеногалінного планктону, лавинне осадження якого посилювало аноксичні ефекти, формуючи басейн із застійними безкисневими глибинними водами.

Проведені геолого-палеоокеанографічні реконструкції середовищ теригенного осадонагромадження для окремих віків ранньої крейди дозволили ідентифікувати вплив глобальної безкисневої події на формування збагачених органічною речовиною баррем-альбських порід Східнокарпатського сегмента океану Тетис.

1. *Гаврилишин В. І.* Стратиграфія платформових відкладів мезозою піднасуву Українських Карпат. *Геологія і геохімія горючих копалин.* 1998. № 3. С. 81–90.
2. *Радковець. Н.* Ранньокрейдовий безкисневий седиментогенез в межах Карпатського сегменту Мезотетису. *Мінералогічний збірник*. 2016. Вип. 66, №2. С. 100–111.
3. *Demaison G. J. and Moore J. T.* Anoxic environments and oil source bed genesis. *AAPG Bulletin.* V. 60. 1980. P. 1179–1209.
4. *Koltun Y. V. (1993*). Source rock potential of the black shale formations of the Ukrainian Carpathians. *Acta Geologica Hungarica*. 1993. V. 36, No 2. P. 251–261.
5. *Kotarba M. J., Więcław D., Kosakowski P., Wróbel M., Matyszkiewicz J., Buła Z., Krajewski M., Koltun Y.V., Tarkowski J.* Petroleum systems in the Paleozoic-Mesozoic basement of the Polish and Ukrainian Carpathian Foredeep. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*. 2011. V. 81. P. 487–522.
6. *Radkovets N., Kotarba M., Koltun Y., Kowalski A., Kosakowski P., Więclaw D. (2016).* Origin and migration of oil from the Ukrainian Outer Carpathians to their Mesozoic basement: a case of Lopushna traps. *Geological Quarterly*. 2016. V. 60, No 1. P. 88–103.

ПИТАННЯ АКТУАЛІЗАЦІЇ СЕРІЙНИХ ЛЕГЕНД ДЕРЖАВНОЇ ГЕОЛОГІЧНОЇ КАРТИ УКРАЇНИ МАСШТАБУ 1:200 000: ПАЛЕОГЕН ПІВДНЯ УКРАЇНИ

Рябоконь Т. С.

Інститут геологічних наук НАН України
tamararyabokon@gmail.com

Однією з вимог до кондиційності Державної геологічної карти України є узгодженість її легенди із сучасною стратиграфічною схемою. Тобто, система картуємих стратиграфічних підрозділів, які складають легенду серії аркушів, має базуватись на актуалізованій валідній стратиграфічній схемі регіону чи його частини, яка відображає сучасний рівень знань про його стратиграфію.

За програмою Держгеолкарта–200, виконання якої розпочалось наприкінці XX століття, у підґрунтя розробки серійних легенд до геологічної карти нового покоління масштабу 1:200 000 території України була покладена стратиграфічна схема фанерозойських відкладів України 1993 р. [7]. Для палеогенових відкладів півдня України це «Стратиграфическая схема палеогеновых отложений южных областей Украины» (на двох аркушах; автори Б.Ф. Зернецький, В.Ю. Зосимович, М.М. Іванік, Н.В. Маслун, Д.Є. Макаренко, В.Н. Соловицький, Є.Я. Краєва, С.А. Люльєва).

Територія України у повідомленні прийнята у міжнародно визнаних границях 1991 р.

Для Південної України були розроблені легенди (на російській мові) до Причорноморської, Кримської і Центрально-Української серій аркушів геологічної карти:

- «Опорные легенды Геологической карты масштаба 1:200 000. Причерноморская серия». ДГП Причорноморгеологія. Одеса, 1995р. Рукопис.
- «Легенда Геологической карты Украины масштаба 1:200 000. Серия Центрально-Украинская». ДГП Геопрогноз. Київ, 1996р. Рукопис.
- «Опорные легенды Крымской серии Держгеолкарта-200». ДГП Кримгеологія. Сімферополь, 1996 р. Рукопис.

За час виконання програми Держгеокарта-200 були видані або підготовлені до видання геологічні карти нового покоління, з пояснювальними записками до них, аркушів L-35-VI (Котовськ), L-35-XXIII (Ізмаїл), L-35-XXIX (Тулча), L-36-I (Любашівка), L-36-II (Вознесенськ), L-36-IV (Кривий Ріг), L-36-VI (Запоріжжя), L-36-XI (Веселе), L-36-XII (Мелітополь), L-36-XIV (Очаків), L-36-XV (Херсон), L-36-XVI (Чаплинка), L-36-XVII (Генічеськ), L-36-XXI (Чорноморське), L-36-XXII (Красноперекопськ), L-36-XXIII (Джанкой), L-36-XXVII (Руїни Морське), L-36-XXVIII (Євпаторія), L-36-XXIX (Сімферополь), L-36-XXXIV (Севастополь), L-36-XXXV (Ялта), L-37-VII (Бердянськ), L-37-VIII (Маріуполь), L-37-IX (Таганрог) та інші.

Досягнення у створенні нового покоління середньомасштабної геологічної карти України безсумнівні. Однак, вже підчас розгортання робіт за програмою Держгеокарти-200 виникла низка питань, пов'язаних насамперед із легендою до геологічної карти, які потребували додаткових досліджень й подальшого розгляду Національним стратиграфічним комітетом України. Частина з цих питань обумовлена поступальним розвитком регіональних стратиграфічних досліджень в України й досягненнями світової геології у розробці шкали геологічного часу [9–12].

Питання актуалізації легенд, пов'язані з місцевими стратиграфічними підрозділами, у повідомленні не розглядаються.

Попри досягнення програми Держгеолкарти-200, існує неузгодженість стратиграфічної основи серійних легенд Держгеокарти-200 для палеогенових відкладів південних регіонів України [4]. Так у легендах Кримської, Причорноморської і Центрально-Української серій аркушів геологічної карти України немає однаковості у зіставленні регіональних стратиграфічних підрозділів палеогену півдня України з ярусами, відділами і підвідділами загальної стратиграфічної шкали.

Регіональна стратиграфічна схема палеогену у легендах Кримської і Причорноморської серій аркушів геологічної карти відповідає такій стратиграфічної схеми 1993 р., з врахуванням рішення Національного стратиграфічного комітету України 1995 р. по схемі неогенових відкладів Південної України М.Ф. Носовського.

Однак, у легенді Причорноморської серії бахчисарайський горизонт та іпрський ярус нижнього еоцену помилково зіставлені з верхнім палеоценом.

У легенді Кримської серії границя нижнього і середнього еоцену на схемах різних районів проведена або по підошві, або в середині сімферопольського горизонту.

Послідовність регіональних горизонтів палеогену в легенді Центрально-Української серії аркушів (для південних районів) також співпадає з такою у стратиграфічній схемі 1993 р. Однак у легенді помилково показана повна відповідність кумського горизонту бартонському ярусу, а новопавлівського горизонту – лютету. Сімферопольський горизонт зіставлено лише з верхньою частиною іпрського ярусу еоцену, а бахчисарайський горизонт – з нижньою частиною іпрського ярусу нижнього еоцену і танетським ярусом верхнього палеоцену. Качинський горизонт співвіднесений з монсом нижнього палеоцену, а білокам'янський – тільки з данським ярусом.

Через проблему неузгодженості стратиграфічної основи серійних легенд Держгеолкарти-200 виник ризик віднесення одновікових відкладів на межуючих аркушах геологічної карти до різних стратиграфічних рівнів.

За час, що сплинув з початку створення нового покоління середньомасштабної геологічної

карти України, з початку XXI століття, значних змін зазнала і зазнає стратиграфічна схема палеогенових відкладів України.

Насамперед активно вдосконалювалась регіональна стратиграфічна шкала палеогену Південної України.

Були ревізовані регіональні стратиграфічні підрозділи: для уникнення суперечностей у їх трактуванні та для виконання вимоги валідності Стратиграфічного кодексу України (п. 5.1) [8] регіояруси (регіональні горизонти) палеогену Південної України приведено у відповідність до постанов і рішень Міжвідомчого стратиграфічного комітету бувшого Радянського союзу і Української регіональної міжвідомчої стратиграфічної комісії, Національного стратиграфічного комітету України [2]. Комплексом методів обґрунтована кореляція регіоярусів палеогену Південної України з ярусами міжнародної стратиграфічної шкали [1–3, 13].

У 2010 р. бюро Національного стратиграфічного комітету України прийняло рішення (16 грудня 2010 р.) про прийняття для території України Міжнародної стратиграфічної шкали, що найшло відображення у Стратиграфічному кодексі України [8]. Відтоді міжнародна стратиграфічна шкала, з відповідними змінами і уточненнями міжнародної комісії по стратиграфії (stratigraphy.org), стала складовою частиною стратиграфічної схеми палеогену України.

Однак у нині діючих легендах використана загальна стратиграфічна шкала, як і у стратиграфічній схемі 1993 р. Таким чином, у актуалізованій легенді, згідно рішення Національного стратиграфічного комітету України, має бути сучасна міжнародна хроностратиграфічна шкала, поряд зі шкалою регіональних стратиграфічних підрозділів.

Слід зауважити, що використання сучасної міжнародної хроностратиграфічної шкали у стратиграфічних схемах і легендах до геологічної карти території України є запорукою успішної інтеграції напрацювань у сфері геологічного картографування з геологічною картою Європи.

Положення границь ярусів палеогену в осадовому розрізі платформної України розглянуто у [5]. Для більшості ярусних границь більш точно визначено положення у біостратиграфічній (зональній) схемі палеогену України та запропоновані критерії їх розпізнавання в осадовому розрізі півдня України.

На нині діючих легендах показано співпадіння границь ярусів загальної стратиграфічної шкали з границями регіональних стратиграфічних підрозділів. Не співпадіння цих границь традиційно допускалось скоріше як виняток. Сучасний рівень стратиграфічних досліджень доводить інше їх співвідношення [2, 3, 5].

До того ж, з’ясувалось, що використання у стратиграфічній схемі палеогену України одночасно міжнародної хроностратиграфічнох шкали і загальної стратиграфічної шкали призводить до дублювання номенклатури ярусів палеогену. Прийняття ж у модернізованій стратиграфічній схемі палеогену України сучасної міжнародної хроностратиграфічної щкали дозволяє відмовитись від використання загальної шкали [6].

Таким чином, серед напрямів актуалізації серійних легенд Державної геологічної карти України масштабу 1:200 000 в частині палеогену Південної України можливо накреслити такі:

- використання у легендах сучасної міжнародної хроностратиграфічної шкали;
- використання в легендах актуалізованої регіоярусної шкали палеогену Південної України;
- відображення на легендах сучасного погляду на співвідношення ярусів палеогену міжнародної хроностратиграфічної шкали і регіоярусів регіональної стратиграфічної схеми палеогену Південної України;
- створення україномовних легенд до серій аркушів Державної геологічної карти України нового покоління.

Слід зауважити, що реалізація поставлених завдань по актуалізації цих серійних легенд неможлива без розгляду і затвердження Національним стратиграфічним комітетом України актуалізованих регіональних стратиграфічних схем палеогену України.

Дослідження виконувались за науковою темою «Розробка та апробація стратиграфічної

моделі осадових басейнів палеогену, неогену та квартеру України» (держ. реєстр. № 0122U001698) за програмою КПКВК 6541030 НАН України.

1. *Андрєєва-Григорович А., Маслун Н.* Регіояруси палеогену Тетичної провінції України: обґрунтування віку та кореляція за планктонними мікроорганізмами. *Палеонтологічний збірник.* 2014. № 46. С. 77–94.
2. *Зернецький Б., Рябоконь Т.* Регіояруси палеогену південної України. *Палеонтологічний збірник.* 2013. № 45. С. 37–53.
3. *Зосимович В. Ю., Зернецький Б. Ф., Андреєва-Григорович А. С., Люльєва С. А., Маслун Н. В., Рябоконь Т. С.* Регіояруси палеогену платформної України. Біостратиграфічні критерії розчленування та кореляції відкладів фанерозою України: *Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України*. Київ. 2005. С. 128–132
4. *Рябоконь Т. С.* Огляд проблем регіональних стратиграфічних підрозділів палеогену південної України (рос.). *Тектоніка і стратиграфія*. 2018. Вип. 45. С. 157-172. doi.org/10.30836/igs.0375-7773.2018.170104
5. *Рябоконь Т. С.* Положення границь ярусів палеогену в осадовому розрізі платформної України: сучасний стан, критерії визначення. *Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України*. 2021. Т. 14, вип. 1. С. 72–99. doi.org/10.30836/igs.2522-9753.2021.228226
6. *Рябоконь Т. С.* Міжнародна хроностратиграфічна шкала і загальна стратиграфічна шкала у стратиграфічній схемі палеогену України. *Євтеховські читання :* матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. (4 квітня 2025 р., Кривий Ріг.). Кривий Ріг, 2025. С. 61-67
7. Стратиграфічні схема фанерозойських утворень України для геологічних карт нового покоління: графічні додатки. Київ, 1993. Табл.
8. Стратиграфічний кодекс України. 2-ге вид. Київ, 2012. 66 с.
9. *Luterbacher H. P., Ali J. R., Brinkhuis H., Gradstein F. M., Hooker J. J., Monechi S., Ogg J. G., Powell J., Röhl U., Sanfilippo A., Schmitz B.* The Paleogene Period. In: A Geologic Time Scale / Eds. F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. G. Smith. Cambridge: Cambridge University Press, 2004. P. 384–408.
10. *Ogg J. G., Ogg G. M., Gradstein F. M.* A Concise Geologic Time Scale: Chapter 14: Paleogene. Elsevier, 2016. P. 187–201.
11. *Speijer R. P., Pälike H., Hollis C. J., Hooker J. J., Ogg J. G*. The Paleogene Period. In: *Geologic Time Scale*. Vol. 2 / Eds. F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. D. Schmitz, G. M. Ogg. Elsevier, 2020. P. 1087–1040. doi.org/10.1016/ B978–0–12–824360–2.00028–0
12. *Vanderberghe N., Hilden F. J., Speijer R. P*. The Paleogene Period. *The Geologic Time Scale* / Eds. F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. Schmitz, G. Ogg. Elsevier B. V., 2012. P. 855–920.
13. *Vernygorova Yulia V., Ryabokon Tamara S*. The stratigraphy of the Oligocene – lower Miocene deposits of southern Ukraine. *Turkish Journal of Earth Sciences.* 2020. Vol. 29. Iss. 1. P. 170–207. https://doi.org/10.3906/yer-1905-24

АНАЛІЗ ГЕОЛОГІЧНИХ КАРТ МАСШТАБУ 1 : 200 000 ЗАХІДНОЇ УКРАЇНИ

Лосів В. М., Яремович М. В.

ТОВ «Науково-виробниче технічне підприємство «Геологічні технології», Львів
vmlosiv@gmail.com, geoltechnologies@gmail.com

Вступ. В Інструкції «Організація та проведення геологічного довивчення раніше закартованих площ масштабу 1:200 000, складання та підготовка до видання Державної геологічної карти України масштабу 1:200 000. (Держгеокарта-200)» 1999 року (далі просто Інструкції) [8] вказана мета використання геологічних карт масштабу 1 : 200 000 - «від оцінки мінерально-сировинних ресурсів та екологічних обстановок, розробки фундаментальних та прикладних напрямків геологічної науки до вирішення питань охорони здоров'я, рекреації та оборони».

Попри це головною метою вивчення геологічної будови і складання геологічної карти будь-якого регіону є отримання інформації корисної перед усім для прогнозування та пошуків корисних копалин. Саме карти масштабу 1 : 200 000 є базовими для оцінки території на наявність різних видів корисних копалин, вияснення регіональних закономірностей їх розміщення, прогнозування їх наявності на підставі цих закономірностей та вибір напрямків і форм подальшого більш детального

вивчення перспективних територій. Саме тому у вищезгаданій Інструкції вказано, що «Держгеокарта-200 визначена як фундаментальна багатоцільова наукова геологічна основа ... орієнтована ... на обґрунтування прогнозних ресурсів усіх видів корисних копалин і вирішення проблем розвитку мінерально-сировинної бази ...». Для досягнення зазначеної мети Інструкція передбачає «уточнення, а в необхідних випадках і перегляд існуючих уявлень ... з позицій сучасних геологічних теорій та концепцій».

Інструкція передбачає, що Державна геологічна карта України масштабу 1: 200 000 повинна представляти собою пакет, який включатиме набір обов'язкових карт та в разі необхідності будь-які додаткові карти. Перелік обов'язкових елементів геологічних карт передбачає наявність: легенди, геологічних розрізів, стратиграфічної колонки, тектонічної схеми, карти аномального магнітного поля, схеми аномалій сили ваги, схеми використаних картографічних матеріалів, схеми розташування аркушів серії Держгеолкарти-200.

В процесі роботи нашої компанії по різних напрямках - інженерно-геологічні вишукування, пошуки і розвідка підземних вод, вивчення небезпечних геологічних процесів, тощо нам доводиться мати справу з доступними геологічними матеріалами, а саме з геологічними картами (комплектами) масштабу 1:200 000.

Працюючи з цими картами ми зіткнулися з їх численними, суттєвими недоліками.

Мета. Оцінка придатності опублікованих у 2003-2009 р.р. геологічних карт масштабу 1:200 000 для досягнення мети, передбаченої вищезгаданою Інструкцією.

Методика. В процесі користування комплектами Держгеолкарти-200 їх аналіз стосовно відповідності вимогам Інструкції, в тім числі сучасним геологічним концепціям, а також оцінка повноти і достовірності відображення на них геологічної інформації з врахуванням геологічних даних, отриманих нами при виконанні польових робіт.

Результати робіт.

Найчастіше ми користувалися картами аркушів M-34-XXIII (Пшемисль), M-34-XXIV (Дрогобич) Карпатської серії [4], та M-34-XVIII (Рава-Руська), M-35-XIII (Червоноград), M-35-XIX (Львів) Волино-Подільської серії [3].

Геологічні карти всіх цих аркушів суміщені з картами корисних копалин. З врахуванням достатньо значної завантаженості карт зображенням геологічної ситуації нанесені позначення об'єктів корисних копалин часто сильно ускладнюють, а то і роблять неможливим їх читання. І це при тому, що складається враження, що геологічна ситуація, показана на карті, дуже спрощена і схематизована. Підставою для такого висновку є результати робіт, виконаних на добровільних засадах, створеною нами «Групою вивчення геології Львова» за участю співробітників нашої компанії та геологічного факультету Львівського національного університету [6, 7]. В першу чергу це стосується нижньонеогенових відкладів району м. Львова, для яких автори карт використовували застарілу стратиграфічну схему. Як наслідок на карті немає кайзервальдських верств, які нарощують опільську світу і є підстильними для тернопільських верств. Не показані на карті і маркувальні кривчицькі верстви, для чого є спеціальний умовний знак. Лінії їх поширення мали б позитивний ефект для підкреслення ранньонеогенової структури регіону. На частині карти, яка зображає геологічну будову Західно- (ЗЄП) і Східноєвропейської (СЄП), показані тіраська і косівська світи, в той час, як в умовних позначеннях для нижнього неогену платформ чомусь показана лише опільська світа і тернопільські верстви.

З невідомих причин при складанні карт не використовувалося позначення границь незгідного залягання стратиграфічних підрозділів. Ця інформація з одного боку має принципове значення, а з другого виділення таких границь значно полегшило б читання карт.

Авторами використовується поняття структурно-фаціальна зона (СФЗ) без пояснення його змісту. В цій якості представляються і утворення фундаменту – Розтоцька, Рава-Руська, Коханівська СФЗ і перекривних відкладів. Правда, що відносити до останніх не зрозуміло - у складі Львівського палеозойського прогину присутні і Розтоцька СФЗ, і Львівсько-Волинська СФЗ, яка її нарощує. У

юрському Стрийському прогині виділяться Опарська і Підлубенська СФЗ, у складі Львівської крейдової западини фігурують аж три СФЗ - Вербізька, Журавненська і Луквинська. Всі перераховані СФЗ представляються одноранговими, що не логічно, і вказує на відсутність пропрацьованої, обґрунтованої ієрархічної схеми структур регіону.

Палеоген-неогенові відклади у розділах пояснювальних записок «Стратифіковані утворення» представляються, як такі, що належать Західноподільській СФЗ, якої немає ніде на тектонічних схемах, немає пояснення, що це за структура і в текстах пояснювальних записок.

В розділах «Тектоніка» обидвох пояснювальних записок формаційний аналіз відсутній, як такий. При цьому раптом появляється Пізньоальпійський структурно-формаційний комплекс, описаний без визначення формацій. В розділах «Історія геологічного розвитку» наводять визначення формацій для домезозойських та юрських відкладів, правда, без визначення їх геодинамічної обумовленості. Виникнення всіх прогинів та піднять пояснюються з позицій фіксисизму - просто підняття, просто опускання.

У пояснювальній записці до аркуша М-34-XXIV (Дрогобич) використовується термін масив (Лежайський, який у легенді показаний, як зона) без будь-яких пояснень його змісту.

Розломна тектоніка в полі поширення нижньонеогенових відкладів майже ніяк не ув'язана з контурами стратонів, хоча в тексті говориться про розломно-блокову будову території. Показана на карті сітка розломів дуже спрощена тоді, як за отриманими нами даними, вона густа і складна [6]. Нижньонеогенові відклади показані «шапками» на висотах при тому що на картах і розрізах немає розломів, які пояснювали б, як ці відклади там опинилися. Описані численні тектонічні блоки, які знайти на геологічних картах неможливо - їх не видно з показаної на картах геологічної ситуації.

Немає ясності і в тому, що являють собою навіть головні розломи, які ділять Розтоцьку, Рава-Руську СФЗ та інші - їх характеристика дуже поверхнева і суперечлива. У записках до різних аркушів Рава-Руський розлом фігурує з різними визначеннями - на аркушах М-34-XVIII (Рава-Руська), М-35-XIII (Червоноград) і М-35-XIX (Львів) це просто розлом (насув) з глибинним скидо-зсувним характером, що важко зрозуміти; а на аркуші М-34-XXIV (Дрогобич) глибинний розлом (зона розломів) зі скидо-зсувним характером. Кінематику Городоцького розлому, як скиду, в обидвох записках можна зрозуміти лише опосередковано. На аркуші М-34-XXIV (Дрогобич) він показаний, як скид, який на північний захід розгалужується на два підкидо-насуви, а на південний схід переходить у Калуський розлом скидового типу, який на аркуші М-35-XIX (Львів), імовірно помилково, показаний як підкидо-насув.

Для решти розломів у пояснюваних записках кінематика не вказана взагалі.

В полі морфоструктур Пасмового Побужжя не показаний жоден, навіть імовірний, субширотний розлом, хоча немає сумніву, що така чітко виражена система пасом і міжпасмових долин в принципі не могла сформуватися без впливу сітки субширотних розломів, чи зон тріщинуватості, вздовж яких відбувався розмив потоками води від танення льодовиків, які з північного заходу доходили до Головного Європейського вододілу. Лінія останнього проходить по висотах морфоструктури Розточчя, складеної відкладами нижнього неогену. Це зауваження принципово важливе тому, що на картах четвертинних відкладів цієї території показані лінеаменти, які інтерпретуються, як розривні порушення.

При розгляді карпатської частини аркуша М-34-XXIV (Дрогобич) одразу впадає в очі суцільна «лапша» насувів і практично повна відсутність розломів зсувного типу, як складових закономірної пари насув-зсув. Також немає розломів, які б розсікали складчасті структури наскрізь, як це роблять «глупі річки», долини яких безумовно приурочені до зон розломів чи зон тріщинуватості - по іншому такий лінійний розмив поперек хребтів скельного масиву складчастої системи Карпат (ССК) не можливий.

Тектоніка та історія геологічного розвитку території всіх аркушів трактовані Л.С. Герасімовим з позицій геосинклінальної концепції – фіксизму.

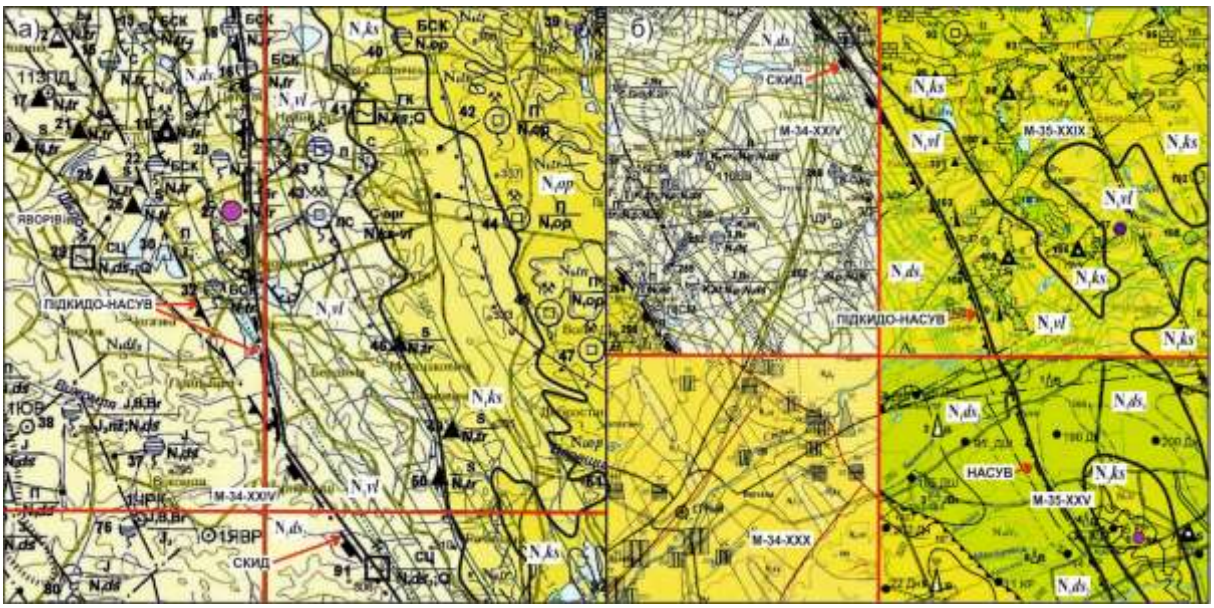


Рис. 1. Фрагменти геологічних карт дочетвертинних утворень:
а) аркуш M-34-XXIV (Дрогобич), Л. С. Герасімов, 2005 – розщеплення Городоцького розлому – скиду на два підкидо-насуви; налягання верхньодашавської підсвіти на косівську світу;
б) нестиковка геологічних ситуацій між аркушами M-34-XXIV (Дрогобич) і M-35-XIX (Львів), Л. С. Герасімов та між ними і аркушем M-35-XXV (Івано-Франківськ), В. О. Ващенко, 2007

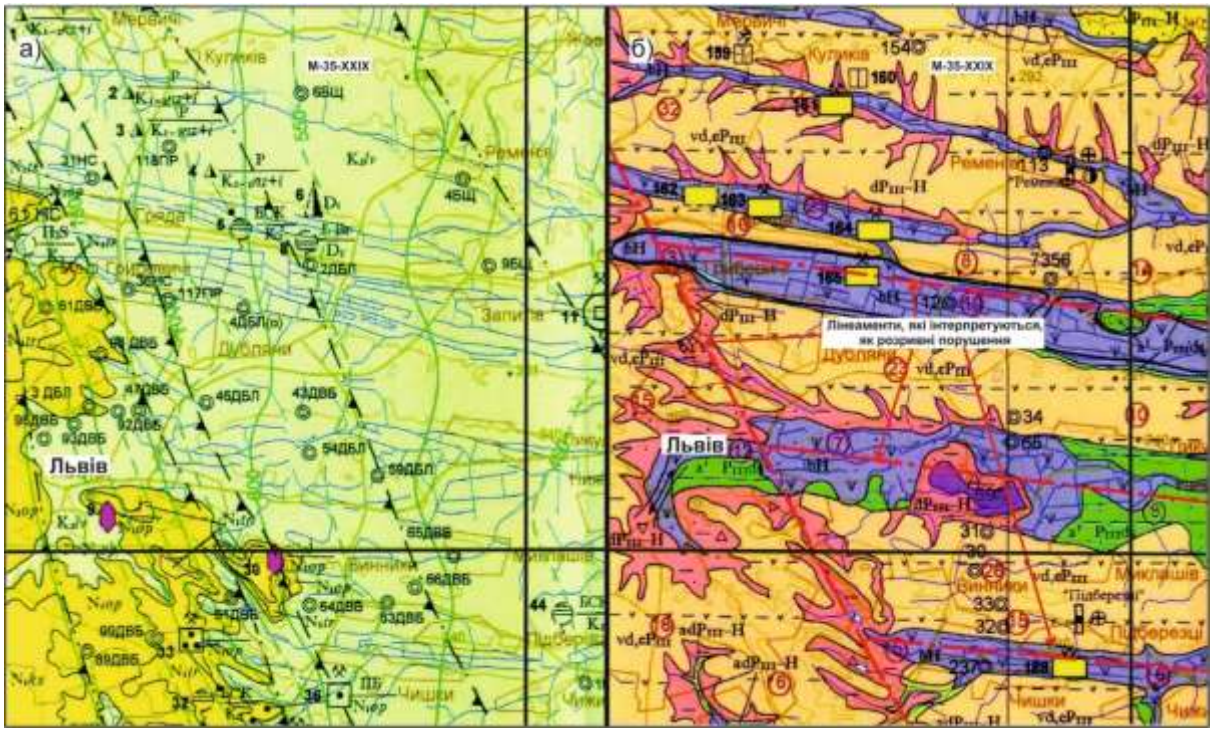


Рис. 2. Фрагменти геологічних карт аркушу M-35-XIX (Львів) Пасмового Побужжя:
а) дочетвертинних утворень - повна відсутність розломів; б) четвертинних утворень – численні лінеаменти, що інтерпретуються, як розривні порушення

Крім всього сказаного вище, стосовно змістовного наповнення комплектів карт авторства Л. С. Герасімова, необхідно відзначити різнобій у їх складі. У комплекті аркушу M-34-XXIV (Дрогобич) немає карти домезозойських відкладів, тоді як останні є в умовних позначеннях. У комплекті аркушів M-34-XVIII (Рава-Руська), M-35-XIII (Червоноград) і M-35-XIX (Львів) тектонічні схеми домезозойського і мезозойсько-кайнозойського структурних комплексів різномаштабні - перша виконана у масштабі 1:500 000, друга у 1:1 000 000. При цьому умовні позначення

домезозойських утворень дані двічі.

Зауваження стосовно низького рівня детальності геологічних карт масштабу 1:200 000 повною мірою стосуються і аркушів М-35-XXV (Івано-Франківськ) Карпатської серії авторства В.О. Ващенка [2], та М-35-XX (Тернопіль) Подільської серії Т.С. Борисенка [1].

На карті авторства В.О. Ващенка повністю відсутні поперечні розломи, які обумовлюють геоморфологічний малюнок території. Крім того, вона «не збита» по північній рамці з картою Л.С. Герасімова. На ній є ранньонеогенова нижньодашавська підсвіта, яка залягає на косівській світі, в той час на картах Л.С. Герасімова, починаючи від південної рамки аркушу М-35-XIX (Львів), остання перекрита відкладами волинських верств, на яких залягає відразу верхньодашавська підсвіта. На карті авторства Т.С. Борисенка нижньонеогенові відклади не мають визначеної приналежності до якоїсь структури.

Важливо зазначити, в умовних позначеннях до геологічної карти і карти корисних копалин В.О. Ващенка є позначення - глибинні розломи (тектонічні шви), що розділяють структурно-формаційні зони і мегаблоки, в той час, як поняття структурно-формаційної зони в тексті пояснювальної записки не згадується взагалі. В пояснювальній записці до цієї ж карти, у розділі «Тектоніка» описана крупна складка з вертикальним шарніром (аксонокліналь), а розлому зсувного типу, до якого ця складка безумовно приурочена, як притаманна саме таким розломам, немає.

Суттєвим недоліком всіх проаналізованих карт є те, що корисні копалини (вода) показані на картах різними авторами різними умовними позначеннями.

Геологічна карта масштабу 1:200 000 аркушу М-34-XXX (Стрий) [5], територія якого зараз інтенсивно освоюється, складена ще у 1963 р., безнадійно застаріла, і ми навіть не аналізуємо її.

Висновки.

1. Аналіз показав, що проаналізовані карти дуже спрощені і не відображають геологічну ситуацію у всій її повноті і складності. На них практично повністю ігнорується наявність крутопадаючих розломів, як з пари «насув-зсув», так і тих поперечних розломів, що закономірно виникли після формування Карпатської складчастої системи, як структури скупчення. Імовірно, це пов'язане з низькою детальністю геологічних карт масштабу 1:50 000, які використовувались як базові при складанні розглянутих комплектів.

2. Низька детальність карт масштабу 1:50 000 спричинена не тільки «закритістю» території, а і тим, що при геологознімальних роботах для вивчення розрізів відкладів, контактів між ними та і розривних порушень не використовувалися гірничі роботи в тому обсязі, який мав би бути виконаним при такій складній ситуації з відслоненністю території.

3. На картах є технічні помилки, а аркуші карт не зістиковані між собою (рис. 1).

4. Не зрозуміло, який зміст вкладається авторами у поняття СФЗ, масив.

5. Відсутня логіка у ранжируванні виділених структур та їх ієрархічній підлеглості - виділяються СФЗ, як такі, що відповідають блокам фундаменту, і одночасно, як такі, що є частинами западин, чи прогинів.

6. Геосинклінальна концепція з позицій, якої автори всіх карт трактують тектоніку і історію геологічного розвитку регіону давно застаріла, що вкупі з надзвичайно спрощеним баченням авторами його структури, особливо розломної, виключає правильне розуміння його геодинаміки і, відповідно, якісне визначення закономірностей розташування корисних копалин і їх прогнозування. А саме в цьому полягає основна мета складання оновлених карт.

7. Комп'ютерні технології при підготовці розглянутих комплектів Держгеокарт-200, схоже, використовувалися лише в якості замінника креслярів і друкарських машинок – їх комп'ютерні моделі не від повідають вимогам сучасних геоінформаційних систем (ГІС) і не придатні для інтеграції в єдину ГІС країни в разі її створення.

Підсумки.

1. Проаналізовані карти масштабу 1:200 000 території ССК та Передкарпаття (зони їх зчленування з СЄП) не відповідають сучасним вимогам і практично не придатні для їх використання

за цільовим призначенням згідно Інструкції. Склалося враження, що самі автори Інструкції, смутно уявляли, що повинна являти собою пакет сучасної геологічно карти, придатний для інтеграції в ГІС.

2. Вони потребують перегляду з довивченням на опорних ділянках, розробки сучасної геодинамічної моделі розвитку регіону, встановлення закономірностей розташування корисних копалин, включаючи їх геодинамічну обумовленість, та розробку критеріїв їх прогнозування з подальшим складанням якісних прогнозних карт.

3. На аркуш М-34-XXX (Стрий), нагально необхідно підготувати оновлений комплект Держгеокарти-200 з врахуванням п. 2 даних Підсумків.

4. Попередньо необхідно:

- допрацювати Інструкцію, зробивши її вимоги більш чіткими і жорсткими;
- доповнити Інструкцію макетами всіх графічних додатків та всіма умовними позначеннями;
- навести порядок з термінологією, понятійною базою і ранжуванням структур та їх частин.

Все сказане вище стосовно аналізу геологічних карт, які розглядаються як оновлені, сказане не з метою приниження вкладу їх авторів та великої кількості геологів у вивченням регіону, а для констатації непридатності цих карт для досягнення цілей, передбачених Інструкцією.

При цьому ми вважаємо необхідним зупинитися на головних причинах, які на нашу думку, призвели до того, що проаналізовані нами карти, виявилися настільки низької якості.

1. Геологічні карти 1:50 000, які були базовими при складанні проаналізованих карт [2, 3, 4], малоінформативні і не відображають реальну геологічну будову у всій її складності. Цьому є суб'єктивні та об'єктивні причини. Перші полягають у тому, що авторами більшої частини цих карт були достатньо молоді геологи, без суттєвого досвіду геолого-картувальних робіт, тим більше у такому складному, дуже закритому і обжитому районі. Останнє накладало значні обмеження на вибір методів отримання інформації - не використовувалися поверхневі гірничо-прохідницькі роботи при складанні розрізів стратонів, вивченні контактів між ними та розривних порушень, що об'єктивно робить неможливим складання якісних, кондиційних геологічних карт при такій закритості території.

2. При вивченні геологічної будови території, яка традиційно відноситься до ЗЄП, Передкарпаття та Карпат дуже негативну роль відігравало те, що вважалося – регіон обжитий давно і вивчений, все про нього зрозуміло. Внаслідок цього польові геологи працювали в умовах значного тиску, напрацьованих до них, стереотипів, яке розуміння цієї будови єдино правильне. Особливо це стосується вивчення геологічної будови Карпат, де стереотипи напрацьовувалися, починаючи з досліджень кінця XIX - початку XX століть, коли почали застосовувати концепцію про їх складчасто-насувну (шарьяжну) будову. Як наслідок впливу стереотипів, у будові Карпат всі роки бачили лише утворення такого типу. Тим більше, що при надзвичайно низькій відслоненості їх території, можливостей для якісного вивчення геологічної будови було не так вже й багато. Інформація з вивчення нечастих відслонень по бортах долин рік, рідше доріг, які до того ж, як правило, перетинають структури поперек, була достатня для підтвердження сформованої точки зору, але, явно недостатня для вивчення реальної геологічної ситуації у всій її складності і повноті. Без гірничо-прохідницьких робіт це можливо в принципі.

3. Ми жодним чином не ставимо під сумнів точку зору про те, що Карпатська складчаста система має складчасто-насувну будову. Однак на підставі наших, хоча і обмежених, даних ми вважаємо, що суттєву роль у ній займають, різнотипні за кінематикою, крутопадаючі розломи. Це і різномасштабні зсуви з закономірної пари - насув-зсув, які виникали в процесі формування складчасто-насувної структури, вони зрідка показані геологічних картах [4], і розломи з вертикальною кінематикою, пов'язані з ізостатичним «спливанням» всієї структури Карпат після того, як завершилося її формування, як структури скупчення з континентальними блоками, похованими під нею [2].

4. Використання даних численних свердловин, про які пишуть автори всіх проаналізованих карт, дуже корисне, але жодним чином не замінить безпосередніх спостережень порід у корінному заляганні, а фіксацію і вивчення крутопадаючих розломів та тектонічних зон робить практично

неможливим. Відповідно, практично ніхто їх і не вивчав. Тим більше, що в долинах рік, де вивчалися відслонення, ці розломи проходять вздовж долин і перекриті алювієм.

5. Крутопадаючі розломи могли б бути зафіксовані і вивчені, якби така мета ставилася перед польовими роботами. Оскільки цього не було, то напрошується висновок, що роботи першого етапу картоскладальних робіт - дешифрування детальних топографічних основ матеріалів аерофотозйомок виконувались не якісно. Це твердження базується на нашому досвіді та на тому, що у 2023-2024 р.р. нами зафіксована густа розломна сітка на північних околицях Львова, яка чітко проявлена у рельєфі [7], і якої немає на жодній геологічній карті цієї території.

Зі сказаного витікає, що для отримання якісних карт потрібно виконати значний об'єм, як камеральних, так і польових робіт. В камеральних умовах заново проаналізувати всю інформацію, отриману при виконаних геолого-знімальних роботах масштабу 1:50 000, з врахуванням викладених вище зауважень, виконати якісне дешифрування топографічних основ різних масштабів з виявленням імовірних морфоструктур та розломів. Польові роботи скерувати, в першу чергу, на вивчення численних відслонень, які з'являються у ході освоєння всієї території регіону, та на пошуки підтверджень наявності, чи відсутності, віддешифрованих морфоструктур та розломів.

1. *Борисенко Т. С.* та ін. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Аркуш M-35-XXIII (Тернопіль), M-34-XIX (Львів). К., 2004.
2. *Ващенко В. О.* та ін. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Аркуш M-35-XXV (Івано-Франківськ). К., 2007.
3. *Герасімов Л. С.* та ін. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Аркуш M-34-XVIII (Рава-Руська), M-34-XIII (Червоноград), M-34-XIX (Львів). К., 2004.
4. *Герасімов Л. С.* та ін. Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Аркуш M-34-XXIII (Пшемисль), M-34-XXIV (Дрогобич). К., 2005.
5. *Досин Г. Д.* та ін. Геологічна карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист M-34-XXX (Стрий) (1963). М., 1970. (рос.)
6. *Лосів В., Яремович М., Іваніна А.* Геологічна будова Розточчя – стратиграфія, тектоніка, геодинаміка. *Проблеми геології України* : збірник наукових праць / Відп. ред. М. М. Павлунь. Львів, 2024. С. 52-57.
7. *Лосів В. М., Яремович М. В.* Звіт по роботі: «Геологічний, гідрогеологічний аналіз та аналіз біорізноманіття території північних околиць Львова». Частина 1. «Геологічна будова та гідрогеологічний аналіз грунтових (пластових) вод з прогнозом гідродинамічного режиму території північної окраїни та околиць м. Львова». 2024. С. 3-61.
8. Організація та проведення геологічного довивчення раніше закартованих площ масштабу 1:200 000, складання та підготовка до видання Державної геологічної карти України масштабу 1:200 000. Інструкція. К. 1999 р. 295 с.

ДО ПИТАННЯ ПРО КРУТОПАДАЮЧІ РОЗРИВНІ ПОРУШЕННЯ У ЗОВНІШНІХ КАРПАТАХ

Лосів В. М., Яремович М. В.

ТОВ «Науково-виробниче технічне підприємство «Геологічні технології», Львів
vmlosiv@gmail.com, geoltechnologies@gmail.com

Вступ. При розгляді геологічних карт та розрізів регіону, який охоплює Карпатську складчасту систему (КСС) та Передкарпатський прогин (ПКП), одразу впадає в очі суцільна «лапша» насувів і практично повна відсутність поперечних розломів, які мали б якийсь суттєвий вплив на його структурний малюнок. Навіть зсувні розломи закономірної пари насув-зсув є рідкістю. На карпатській частині карти аркушу 34-XXIV (Дрогобич) [2] їх ще є деяка кількість, а на карті аркушу M-35-XXV (Івано-Франківськ) [1] є лише один такий розлом. На картах зовсім немає і розломів, які б розсікали складчасті структури наскрізь, як це роблять «глупі річки», долини яких, на нашу думку,

безумовно приурочені до зон розломів, чи зон тріщинуватості - по іншому такий лінійний розмив поперек хребтів скельного масиву КСС не можливий. Тобто крутопадаючі розломи в Карпатах та Передкарпатті майже не зафіксовані та не вивчені при геологічних дослідженнях регіону, ні при геолого-знімальних роботах, ні науковцями.

В цьому немає нічого дивного оскільки весь час, майже 150 років, вважалося, що і Карпати та Передкарпаття регіон обжитий давно, а значить і вивчений, і все про нього зрозуміло. Тим більше, що публікації про його будову з'явилися в кінці 19 ст., а вже на початку 20 ст. з'явилася карта «Атлас Галіції» масштабу 1:75 000 (1887-1907 р.р.) [1]. При цьому, з самого початку дослідники регіону на підставі отриманих ними даних застосовували концепцію про складчасто-насувну (шар'яжну) будову КСС і ПКП. Правда, об'єм отримуваної інформації був досить обмеженим - вивчалися нечасті відслонення по бортах долин рік, рідше доріг, та скельні виходи на схилах і вододілах. Інформація з вивчення відслонень вздовж долин рік, які, як правило, перетинають структури регіону поперек, була достатня для підтвердження сформованої точки зору про складчасто-насувну будову регіону, але, явно недостатня для вивчення реальної геологічної ситуації у всій її складності і повноті. Наслідком стали і стійкі стереотипи, що для обох структур єдино правильним лише таке розуміння.

Обжитість території та стереотипні оціночні судження багатьох спеціалістів по регіону, що з Карпатами і Передкарпаттям все зрозуміло, накладали значні обмеження на вибір методів отримання інформації. Особливо важливо, що не використовувалися поверхневі гірничо-прохідницькі роботи при складанні розрізів стратонів, вивченні контактів між ними та розривних порушень. Це об'єктивно робило неможливим складання якісних, кондиційних геологічних карт при такій закритості території.

Використання даних численних свердловин, про які часто пишуть автори геологічних карт регіону та численні науковці, які займалися його дослідженням, дуже корисне, але жодним чином не замінить безпосередніх спостережень порід і структур у корінному заляганні. Воно дає численні підтвердження стосовно його складчасто-насувної будови, але при цьому фіксація і вивчення крутопадаючих розломів та тектонічних зон практично неможливі.

Виходячи з сказаного вище, зрозуміло, що майже ніхто їх і не фіксував, і не вивчав. За винятком спряжених з насувами, які зрідка попадалися у відслоненнях при картуванні масштабу 1:50 000. По більшості, в долинах рік, де вивчалися відслонення, ці розломи проходять вздовж долин і перекриті алювієм. Їх майже немає на картах масштабу 1:50 000, хоча саме при їх складанні крутопадаючі розривні порушення могли були б бути зафіксованими і вивченими, якби така мета ставилася перед польовими дослідженнями. Оскільки цього не було, то напрошується висновок, що роботи першого етапу картоскладальних робіт - дешифрування детальних топографічних основ матеріалів аерофотозйомок виконувались формально. Це твердження базується на нашому досвіді та на тому, що у 2023-2024 р.р. нами зафіксована густа розломна сітка, яка чітко проявлена у рельєфі [4], і якої немає на жодній геологічній карті, навіть не в гірсько-складчастій системі, а на північних околицях Львова,.

Мета. При роботах нашої компанії – інженерно-геологічних вищукуваннях пі будівництво різного роду об'єктів, ми досить часто натрапляли на різнотипні за кінематикою, крутопадаючі розривні порушення, різного простягання з зонами шириною у десятки і навіть сотні метрів в різних місцях Зовнішніх Карпат. Інформацією про них деякі з них ми хочемо поділитися в даній роботі, тим самим намагаючись привернути увагу до необхідності їх серйозного вивчення.

Методика. Ми фіксували всі без винятку розломів та зони, які зустрічалися на в процесі робіт, як залягаючі полого, так і крутопадаючі. По можливості, ми максимально детально їх вивчали, та визначали їх вплив на формування елементів рельєфу.

Результати робіт.

Частина місць, де ми спостерігали і вивчали крутопадаючі розломи показані на рис. 1-1.

Рис. 1.1. Місця вивчення нами крутопадаючих розривних порушень

На жаль на цю територію є лише давно застаріла геологічна карта масштабу 1: 200 000 [3]

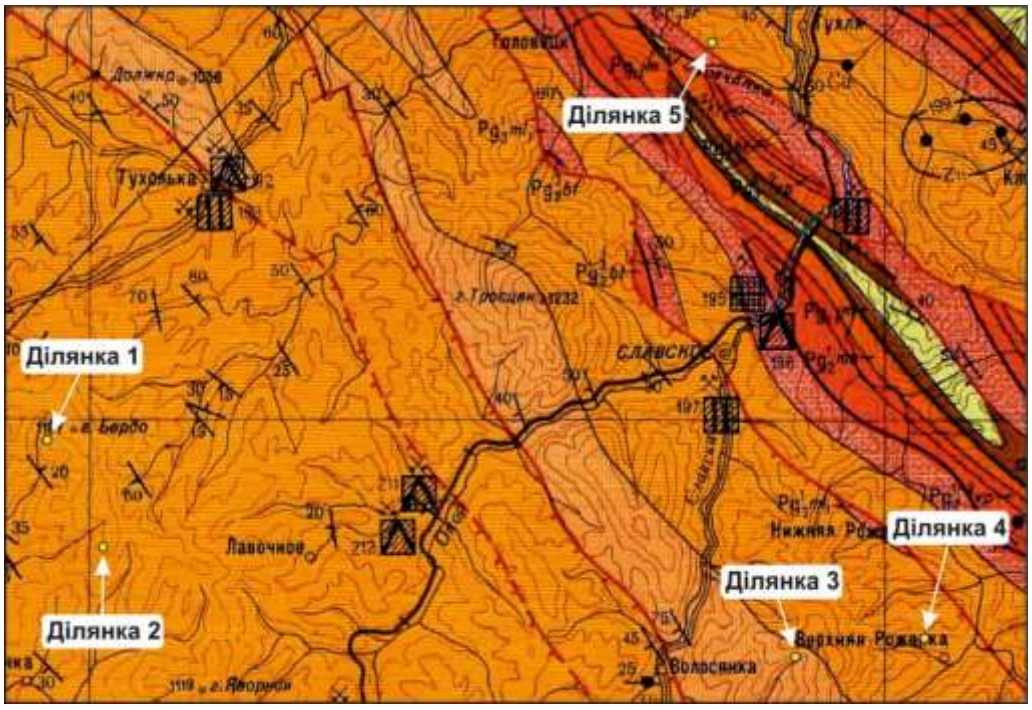


Рис. 1-2. Фрагмент геологічної карти масштабу 1: 200 000 [3], території наших досліджень

З проявом цілої серії різномасштабних, різноорієнтованих крутопадаючих розломів ми зіткнулися обстежуючи майданчики майбутнього будівництва на вододілі рік Розтока (правий доплив верхів'їв р. Стрий) і Вадрівка (належить басейну р. Опір). Для обстеження були доступні стінки котловані, тому жодних сумнівів у характері порушень немає.

Ділянка 1, де нами виявлений крутопадаючий розлом, знаходиться на цьому вододілі безпосередньо біля вершини г. Бердо (1196,7), на південний захід від неї. Цей розлом ділить майданчик на дві половини – він проходить навскоси з південного сходу на південний захід. Тут

різноритмічні флішеві відклади (аз. пад. 280^0, кут $20\text{-}30^0$) та підстеляюча їх пачка алевролітів-аргілітів з прошарками пісковиків (контакт і шаруватість – аз. пад. 320^0, кут 25^0) розбиті субвертикальним розломом (аз. пр. 320^0).

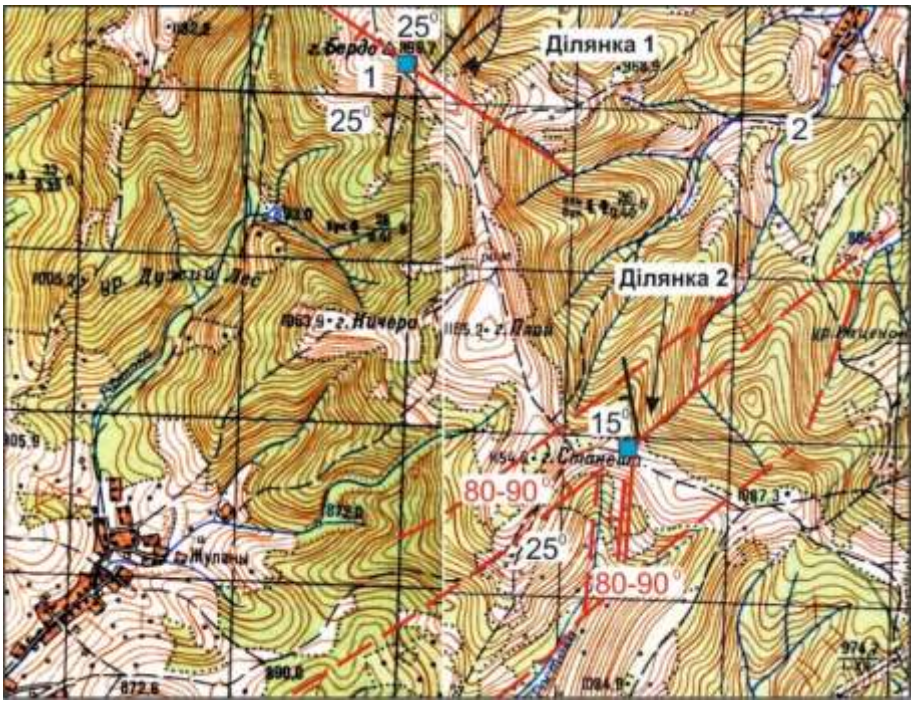


Рис. 1-3. Розташування обстежуваних майданчиків (ділянка 1, ділянка 2) та імовірна сітка розломів

На південному сході майданчику розлом проходить у флішових відкладах. Це нерівна, звивиста зона потужністю 5-30 см (рис. 1-4). Вона виповнена роздробленими породами суміжних блоків - тектонічною брекчією, яка представлена буро-охристим, за рахунок гідроокисів заліза, суглинком-супіском, пластичним, з різнорозмірними уламками тектонічно пропрацьованих порід - рихлуватими, обохреними жорствою і дрібним щебнем (рис. 1-5). Вздовж зони спостерігаються кишені виповнені тою ж тектонічно брекчією. У південно-західному блоці до зони розлому примикають притерті тріщини, характерні для розломів з правозсувною кінематикою. Їх орієнтування вказує на імовірне здіймання цього блоку відносно суміжного.

Рис. 1-4. Розлом у північно-західній стінці у флішових відкладах (загальний вигляд)

Рис. 1-5. Розлом у північно-західній стінці у флішових відкладах (будова зони розлому)

На південному сході майданчику розлом представлений передробленими на інтервалі 1,5 м до жорстви і щебню алевролітами-аргілітами (рис. 1-6). Північно-східна межа зони дроблення зруйнована при проходці траншеї під прокладання дренажної труби, а південно-західна проходить по субвертикальній поверхні ковзання (Аз. пр. 320^0). Цією поверхнею ковзання обрізана шаруватість флішевого перешарування. Суміжний, північно-східний, блок складений пачкою алевролітів-аргілітів з прошарками пісковиків. Поверхня ковзання паралельна південно-західній межі зони дроблення спостерігається у північно-східній стінці траншеї, що вказує на ешелонованість зони розлому.

Рис. 1-6. Зона дроблення розлому у південно-східній стінці

В рельєфі цей розлом через свою незначну потужність практично не виражений – спостерігається лише незначна просадка до 0,5 м вздовж його лінії вверх по схилу.

Ділянка 2, де ми спостерігали крутопадаючий розлом, точніше, два розломи, знаходиться на тому ж вододілі приблизно в 600 м на південний схід від г. Станеша (1154,6) зліва від осі вододільного гребню (рис. 1-3).

Тут майданчик навскіс розділений розломом північно-західного простягання на дві половини. У стінці біля північно-західного краю майданчика цей розлом спостерігається у вигляді тектонічної зони потужністю до 0,7 м, представленої розсланцьованими алевролітами-аргілітами з затертими роздробленими блоками пісковиків, розтягнутими паралельно її південно-східній межі. Остання

представлена поверхнею ковзання, яка обрізає блок пісковиків. Вздовж північно-західної межі зони - поверхні ковзання (аз. пад. 350^0, кут 80^0), яка обрізає флішове перешарування, спостерігається смуга розтертих до тонколистуватої жорстви алевролітів-аргілітів з дрібним щебнем і затертими блоками пісковиків. (рис. 1-7).

Рис. 1-7. Розлом у південно-західній стінці у флішових відкладах.

Залягання шаруватості у різноритмічних флішових відкладах біля цієї поверхні ковзання 260^0 кут 15^0. У стінці східного краю майданчика вона орієнтована - аз. пад. 300^0 кут 40^0. Північно-західна половина майданчику складена. Шаруватість у інтенсивно тектонічно пропрацьованих флішових відкладах південно-східного блоку розлому поблизу нього орієнтована - аз. пад. 260^0, кут 70^0. Характер підвороту шаруватості у суміжних блоках характерний для правого зсуву зі здійманням південно-західного блоку.

На східному краю майданчика ця ж тектонічна зона проходить по траншеї у якій прокладені комунікації - характер відкладів по різні боки траншеї суттєво відрізняється. Тут організований в'їзд на майданчик. В його правій стінці спостерігається поверхня ковзання (аз. пад. 290^0 кут 80-90^0), яка обрізає флішове перешарування блоку суміжного зі сходу. Шаруватість у ньому підвернута під зону - аз пад. 290^0 50^0 (рис.1-8). Підворот характерний для правого зсуву з відносним здійманням східного блоку.

Рис. 1-8. Розлом у східній стінці – підворот шаруватості по правому зсуву у флішових відкладах

Далі на південь, від в'їзду в котлован, і майже до середини південного краю майданчика спостерігається інтенсивне опливання стінки майданчика - тут розкрита зона інтенсивного тектонічного пропрацювання порід. Породи роздроблені до жорстви і щебню з суглинисто-супіщаним заповнювачем. Жорства в основному представлена алевролітами-аргілітами менше пісковиками, щебінь в основному представлений пісковиками. Присутні брили пісковиків та достатньо крупні блоки пісковиків та флішового перешарування пісковиків і алевролітів-аргілітів. Суглинки і супіски часто жовто-коричневі (охристі) за рахунок гідроокисів заліза, також покриті іржавими охрами брили пісковиків. Брили інколи достатньо крупні (до 0,5м).

У південній стінці біля її середини у її нижній частині спостерігається блок пісковиків, до якого притерті розсланцьовані алевроліти - аз. пад. 280^0 $80\text{-}90^0$ (рис. 8, рис. 9). Цей блок знаходиться практично впритик до ще одного блоку пісковиків, розбитого на кілька менших блоків серією поверхонь ковзання, до яких притерті тонкорозсланцьовані (аз пад. $280\text{-}290^0$, $80\text{-}90^0$) алевроліти-аргіліти (рис. 1-9).

Практично посередині південного краю майданчика у стінці розкрита зона дроблення товщиною біля 2-х метрів у якій породи передроблені до коричнево-жовтого суглинку-супіску з жорствою і щебнем порід. Блок, суміжний з заходу до цієї зони, це тектонічна зона товщиною біля 1 м, представлена серією поверхонь ковзання з затертими, розтягнутими по ній блочками пісковиків, обвальцованих розсланцьованими алевролітами-аргілітами (аз. пад. 280^0, кут $80\text{-}90^0$). Далі на захід до описаного на початку розлому, який ділить майданчик на дві половини, спостерігається інтенсивно тектонічно пропрацьоване, суттєво пісковикове флішове перешарування (аз. пад. 260^0, кут 70^0). У перешаруванні алевроліти-аргіліти розсланцьовані - шовковисті на поверхнях шаруватості.

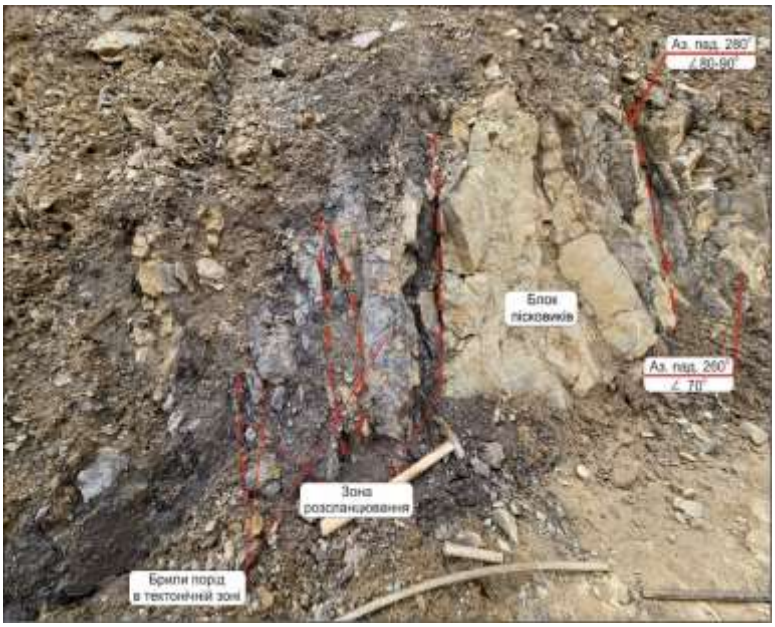


Рис. 1-9. Зона меридіонального розлому у південній стінці.

Зі сказаного вище про розломну тектоніку на даному майданчику витікає, що на ньому спостерігається потужна тектонічна зона правого зсуву – видима потужність суцільних тектонічних брекчій більше 6 м. При цьому, якщо в західному напрямку видно ознаки зменшення тектонічного пропрацювання порід, то у східному його межа невідома. Ми вважаємо, що ця зона може бути одною з серії зон, або крайньою частиною єдиної крупної зони розлому, до осьової частини якої, або його східної межі приурочена сідловина на вододільному гребні, яка знаходиться в 150 м від обстеженого майданчика. На користь останнього припущення говорить те, що від вододільного гребню строго на південь тягнеться долина правої складової р. Розтока. Ця зона розлому з півночі зрізана правим зсувом північно-східного простягання. Можна припустити, що до її зміщеного продовження приурочена долина верхів'їв одної з лівих складових р. Вадрівка. Тоді амплітуда зміщення відрізаного фрагменту

становитиме біля 700 м.

Можливі варіанти поширення розломів, описаних на двох ділянках, показані на схемі (рис. 1-3)

Ділянка 3, де ми спостерігали достатньо потужні крутопадаючі розломи у корінному заляганні була територія, яка охоплює південно-східний схил, частково вододільну поверхню і незначну привододільну частину північно-західного схилу вододілу р. Рожанки і її першої лівої притоки на північній околиці с. Верхня Рожанка. Тут при виконанні детальних спостережень вздовж свіжозбудованої від підніжжя до вершини вододілу грунтової дороги (рис. 2-1) було встановлено, що більша частина схилу складена суттєво аргілітово-алеєвролітовою, тонкошаруватою товщею в якій є окремі пласти пісковиків. В південній частині території, незначно присутнє флішове перешарування аргілітів і пісковиків. Воно ж виходить у відслоненнях біля підніжжя схилу вздовж дороги Верхня Рожанка-Сколе. На опублікованій карті масштабу 1:200 000 (рис. 1-2) вся територія знаходиться в полі менілітової світи. Для шаруватості характерне загальне пологе падіння на південь-південний захід, ускладнене інтенсивно проявленою складчастістю волочіння та спряжених з нею пологих розривних порушень (рис. 2-2, рис. 2-3, рис 2-4) – територія знаходиться у фронтальній частині одного з крупних насувів, типових для складчастої системи Карпат.

Рис. 2-1. Місце розташування ділянки робіт в районі с. Верхня Рожанка.

Всі, описані вище структури, полого падаючі на захід - південний захід, у південно-західній частині території зрізані серією крутопадаючих тектонічних зон загального північно-західного простягання (рис. 2-2). Дві найбільш потужні зони під гострим кутом двома полосами розходяться від підніжжя схилу на південному сході території обстежуваної території до вододілу. Вони складені тектонічними брекчіями – буро-охристими суглинками з різнорозмірними уламками порід - від тонкої жорстви аргілітів до щебню і брил пісковиків. Довгі осі уламків орієнтовані «по зоні». Це дає можливість визначити приблизні елементи залягання зон, коли породи в них зволожені помітно зволожені і схильні опливати. Тим більше, що оплівання особливо проявлено біля меж зон – саме вздовж них відбувається дренування ґрунтових вод, що часто виключає точне визначення цих елементів. В опливаючому відслоненні тектонічної зони у точці спостереження (т. сп.) 9 осі уламків субвертикальні, але їх простягання не вдалося не визначити. Однак ця зона добре проявлена у рельєфі – на схилі вище і нижче дороги спостерігається чітко виражена просадка Аз. пр. 320^0.

Стінка врізки дороги нижчого витку серпантину на простяганні вищезгаданої просадки, складена буро-охристою тектонічною брекчією, повністю опливла. Нижче по схилу від цього та наступного витків у рельєфі також є чітко виражена просадка. Від. т. сп. 9 до т. сп. 12 стінка врізки дороги складена буро-охристими тектонічними брекчіями і сильно опливла, що утруднює визначення

Рис. 2-2. Детальний геологічний план ділянки робіт

з чим маємо справу – корінним виходом тектонічних брекчій, чи опливиною. По більшості, у стінці все ж чітко видно вертикальну витягнутість уламків.

На окремих ділянках є уламки орієнтовані субгоризонтально, що вказує на імовірну присутність затертих у зоні блоків з початковим субгоризонтальним, чи пологим заляганням порід. З інтервалу (інт.) 40-50 м від т. сп. 9 в рельєфі вище і нижче дороги спостерігається добре виражена просадка (аз. пр. 280-290^0), що слугує підставою вважати, що тут проходить тектонічна зона північно-західного простягання (рис. 2-2). У відслоненні на т. сп. 12 чітко видно обрізання блоку пісковиків субвертикальною поверхнею, яка, імовірно, є межею згаданої вище тектонічної зони (рис. 2-5).

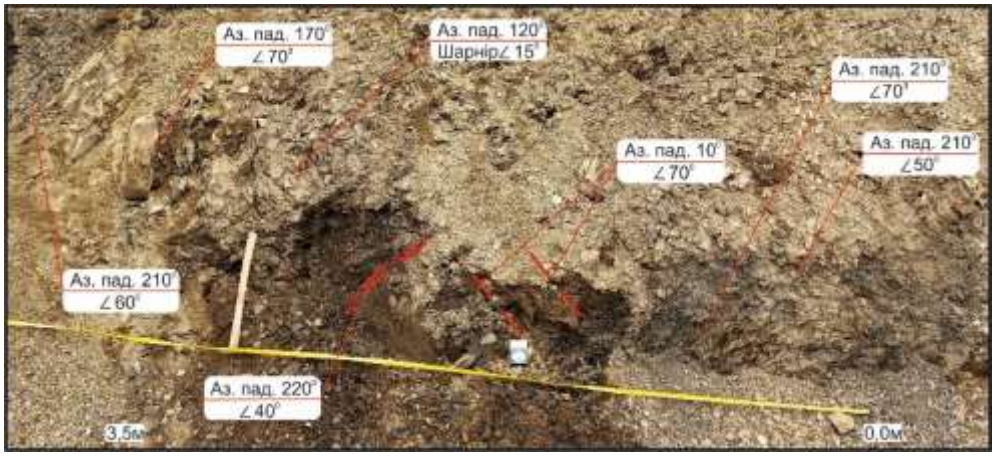


Рис. 2-3. Складки волочіння у зоні насуву біля вододілу (ф. 1)

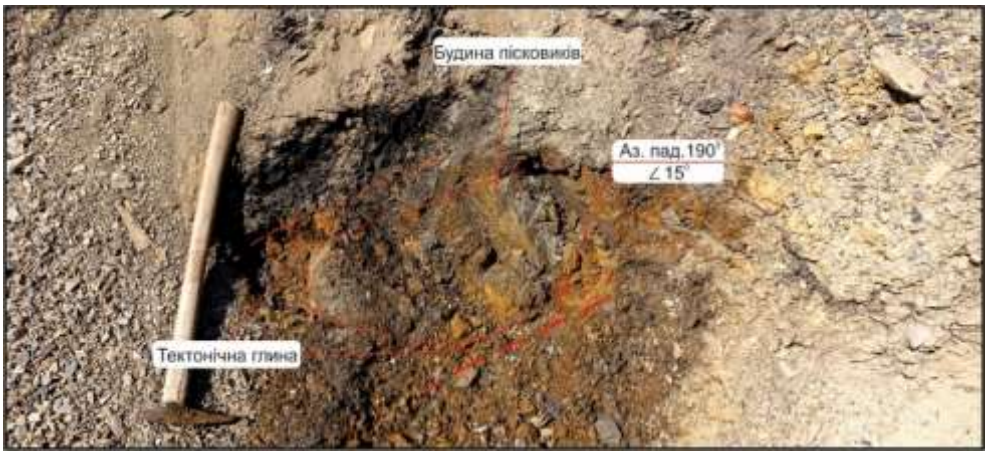


Рис. 2-4. Зона насуву біля вододілу (ф. 2)

Рис. 2-5. Блок пісковиків на межі потужної тектонічної зони (ф-3)

У блоку пісковиків спостерігаються поверхні ковзання Аз. пад. 190^0, кут. 80^0. На інт. до т. сп. 14 у стінці часті виходи суттєво пісковикового флішового перешарування, розбитого на блоки серією крутопадаючих поверхонь ковзання (рис. 2-6). При цьому видно взаємне зміщення блоків. У відслоненні на т. сп. 15 у скельному виході шаруватість пологозалягаючих алевролітів-аргілітів з прошарками пісковиків (аз. пад. $210\text{-}240^0$, кут. $25\text{-}35^0$) обрізана і зміщена крутопадаючими поверхнями ковзання (аз. пад. 10^0, кут. 70^0). На інтервалі до т. сп. 16 в просадці у рельєфі підрізка схилу складена буро-охристими тектонічними брекчіями і сильно опливла і спостерігаються лише окремі імовірні відслонення тектонічних брекчій у корінному заляганні. Тобто має місце тектонічна зона. На 40 м. знаходиться осьова частина просадки. Вона чітко простежується вниз по схилу і, імовірно, приурочена до осьової частини тектонічної зони. Північно-західна межа цієї зони закрита опливиною. Вона знаходиться поблизу т. сп. 16, де розкриті пологозалягаючі (аз. пад. 220^0, кут. 30^0) відклади аналогічні описаним в т. сп. 15.

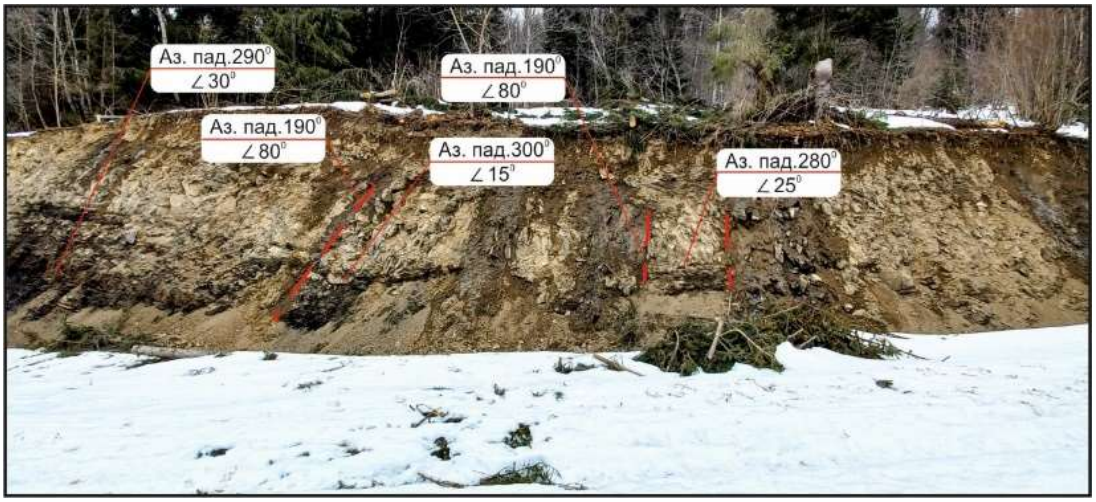


Рис. 2-6. Серія вертикальних малопотужних тектонічних зон (ф. 4)

Ці відклади, розбиті пологими тектонічними зонами простежуються у підрізці схилу до т. сп. 17 (рис. 2-7), де вони обрізані тектонічною зоною (аз. пад. 30^0, кут. 80^0) товщиною до 4 м (рис. 2-8). Межі чіткі , але не рівні. За зоною залягання порід дещо виположене - аз. пад. 220^0, кут. 20^0. Така зміна залягання може вказувати на правозсувний характер. Ця тектонічна чітко простежується у рельєфі до дороги ярусом вище і зовсім не простежується вниз по схилу. Це слугує підставою для припущення, що по простяганню вниз по схилу вона обрізана потужною насувною зоною, яка простежується у відслоненнях підрізки схилу до т. сп. 21.

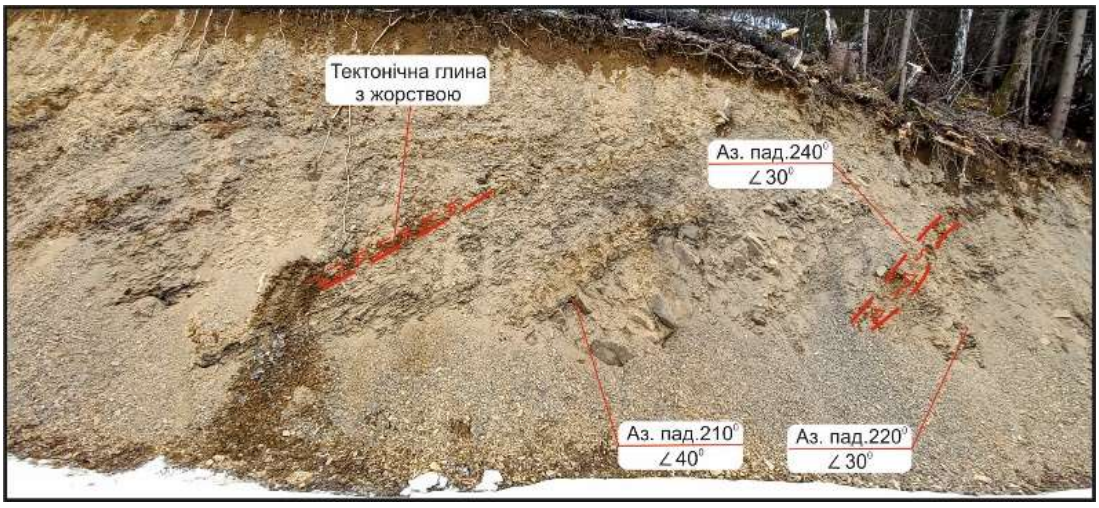


Рис. 2-7. Серія вертикальних малопотужних тектонічних зон (ф. 5)

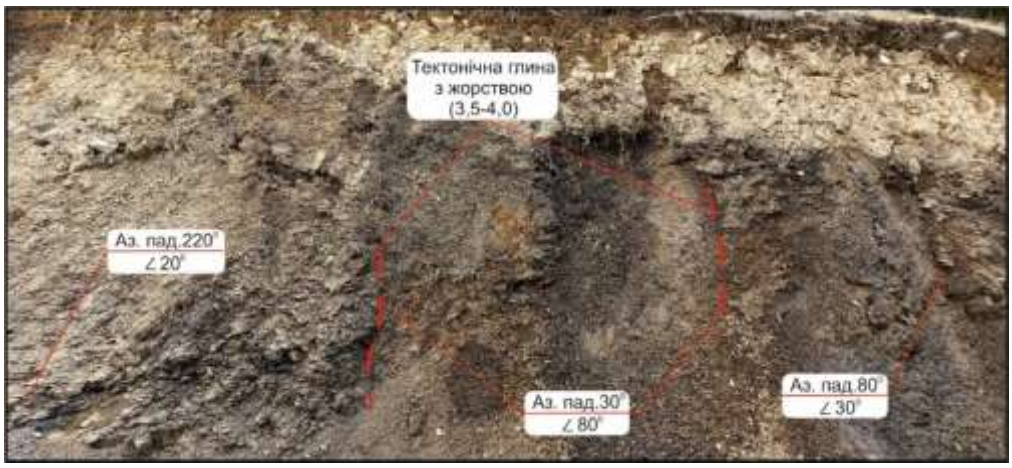


Рис. 2-8. Крутопадаюча зона дроблення у флішових відкладах (ф-6)

Рис. 2-9. Прояви зон крутопадаючих розломів у рельєфі (ф. 7)

Описані вище крутопадаючі тектонічні зони, крім останньої, чітко простежуються у рельєфі до самого підніжжя схилу (рис. 2-9). Просадки по зонах добре видно з т. сп. 25, де вони сходяться і далі продовжується одна вузька зона.

Один з її зміщувачів спостерігається у т. сп. 28 – тут у відслоненні флішове перешарування (аз. пад. 230^0, кут. $25\text{-}35^0$) зрізане поверхнею ковзання (аз. пад. 60^0, кут. 60^0). Підвертання шаруватості характерне для лівозсувних зміщень (рис.2-10). До цього зміщувача приурочена русло струмка, який стікає з описаного схилу.

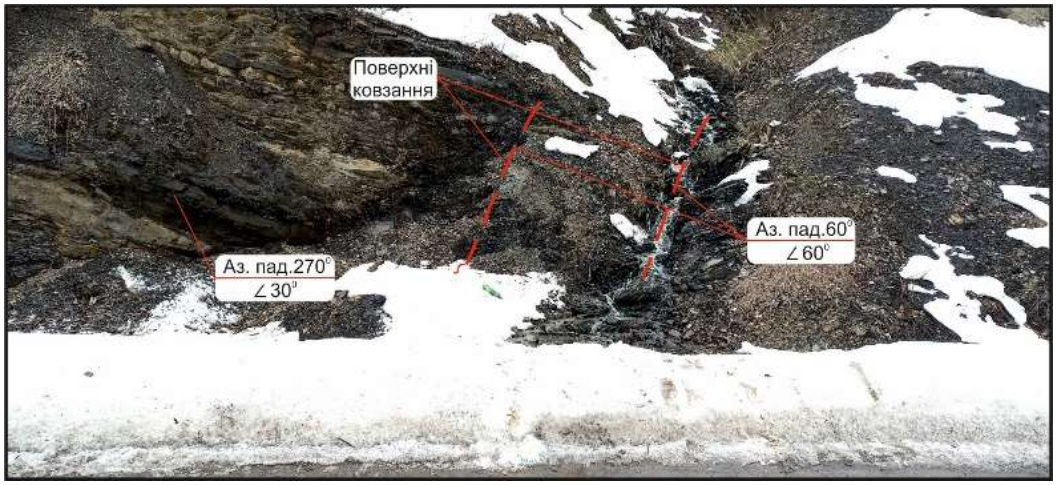


Рис. 2-10. Вихід розлому у відслоненні біля автодороги В. Рожанка-Сколе (ф. 8)

Наведений вище опис чітко вказує на наявність цілої системи добре проявлених у рельєфі крутопадаючих тектонічних зон значної потужності, представлених інтенсивно (до тектонічних брекчій) пропрацьованих порід. Ширина цих зон сягає більше 70-80 м. При цьому, дві з описаних зон, розсікають всі породи, яким складений вододільний виступ. Наслідком цього є те, що південно-західний блок складений флішовим перешаруванням, а північно-східний має суттєво алевролітово-аргілітовий склад з прошарками пісковиків. По всіх описаних крутопадаючих тектонічних зонах, як зазначалось вище, відбувається інтенсивний дренаж грунтових вод, яким і обумовлене формування просадок у рельєфі. Тектонічна зона, описана в т. сп. 17, поширена лише в межах одної насувної пластини і, на нашу думку, є характерним представником пари «насув-зсув».

Ділянка 4, де ми мали справу з крутопадаючими розломами у корінному заляганні, розташована біля підніжжя верхньої станції підйомника на г. Високий Верх (1242,8) в районі с. Волосянка, Сколівського району.

При виконанні робіт на ділянці в вершині долини п. Ялина в 50 м нижче грунтової дороги, збудованої у 2022 р., ми отримали чергові підтвердження тісного зв'язку рельєфу з розломною тектонікою. Долина п. Ялина приурочена до тектонічного порушення (розлом 1), північно-східного простягання. Це обумовлено тим, що промив долин потоків, як правило, відбувається вздовж ослаблених в результаті тектонічного пропрацювання зон тектонічних порушень. Факт наявності цього розлому підтверджений бурінням свердловин мотобуром – був вибурений буро-охристий суглинок з уламками інтенсивно тектонічно пропрацьованих порід, інтенсивно обохрених (покритих гідроокисами заліза). Ширина зони тектонічного пропрацювання порід вздовж цього розлому (можливо кількох паралельних розломів) невідома. Судячи з морфології долини, цей розлом, імовірно, має незначний нахил на південний схід.

Рис. 3-1. Розломи на ділянці 4

Виходячи з аналізу геологічної ситуації по наявних геологічних картах даної території та елементів геоморфології, а також детального обстеженні стінки дорожної врізки вище ділянки робіт, встановлено, що розлом північно-східного простягання, до якого приурочена долина п. Ялина, майже під прямим кутом зрізається тектонічним порушенням (розлом 2) південно-східного простягання. Цей розлом проходить по границі нижньо- (kr_1) і середньокросненської (kr_2) підсвіт олігоцену. Перша складена грубошаруватими пісковиками, алевролітами, аргілітами, а друга піщано-глинистим дрібноритмічним флішем.

Факт його наявності встановлений прямими спостереженнями у відслоненнях в кюветі вздовж дороги, де вона, північніше ділянки робіт, перетинає боковий гребінь, що йде на захід від вершини з кінцевою точкою підйомника. Він представлений кількома зонками тріщинуватих і роздроблених до тектонічної брекчії порід. Потужність цих зонок 10-20 см. Залягання близьке до вертикального - аз. пад. 40^0, кут $85\text{-}90^0$. (рис. 3-2). В районі цих порушень грунт, як прямо на дорозі, так і в кюветі,

зволожений, що вказує на підтягування води по мікротріщинах вздовж зони розлому.

Зміщення розлому північно-східного простягання розломом південно-східного простягання, імовірно незначні, оскільки кілька розломів (зон дроблення) того ж простягання спостерігаються у відслоненнях врізки дороги на ділянці, де вона проходить паралельно вододільному гребню, що тягнеться від вершини з кінцевою точкою підйомника до г. Високий Верх. Вони представлені зонами порід роздроблених до тектонічної брекчії - глини і суглинку з уламками катаклазованих і обохренних порід. Потужність цих зон варіює від 10 до 60 см (рис. 11а, рис. 11б) з кишенями витискання роздробленого матеріалу до 2 м (рис. 11в). Залягання цих зон круте, часто близьке до вертикального, з нахилом на південний схід - аз. пад. 140-160^0, кут 70-90^0 (рис. 3-3). Породи в зонах, особливо в кишенях, інтенсивно зволожені. На північно-східному схилі вододілу до продовження розлому північно-східного простягання приурочена долина потоку що впадає у р. Рожанку.

Рис. 3-2. Малопотужна зона розлому 2.

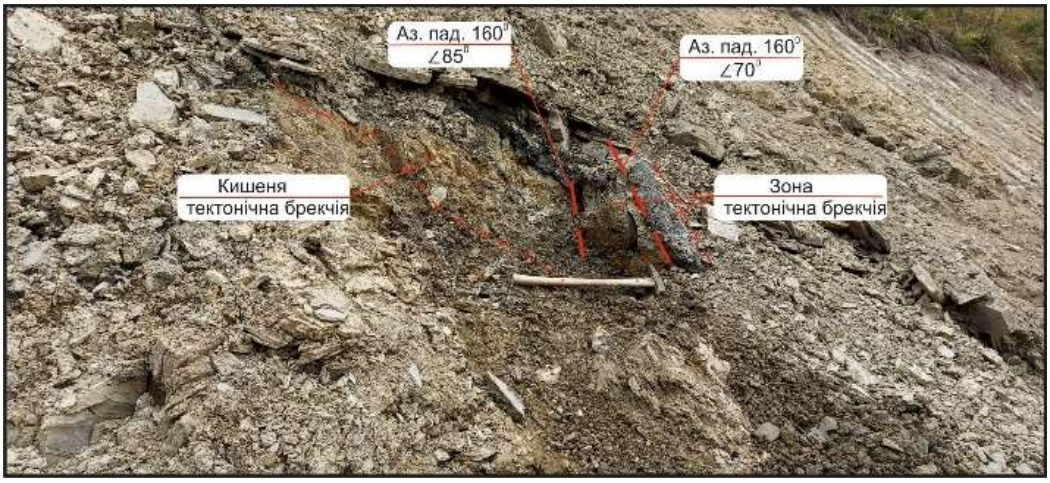


Рис. 3-5. Розломи північносхідного простягання, розкриті в стінці грунтової дороги - тектонічна зона в інтенсивно тріщинуватих скельних породах з кишенями витискання тектонічних брекчій

Важливо зазначити, що на ділянці спостерігаються кілька тіл осувів – їх видно на топографічних картах та космознімка (рис. 3-1). Кілька їх тіл розкриті тою ж грунтовою дорогою. Імовірно і поява певною мірою пов’язана з тектонічним пропрацюванням порід описаними розломами. Через це схил над дорогою є осуванебезпечним.

Ділянка 5, де ми спостерігали різномасштабні розривні порушення, знаходиться схилі лівого борту долини р. Головчанки, лівого притоку р. Опір, у її нижній течії, на південній околиці с. Тухля Сколівського р-ну Львівської області (рис. 1). На ній розташовані три сплановані майданчики врізані у достатньо крутий схил - ухил біля 15^0.

Рис. 3-4. Розташування ділянки 5

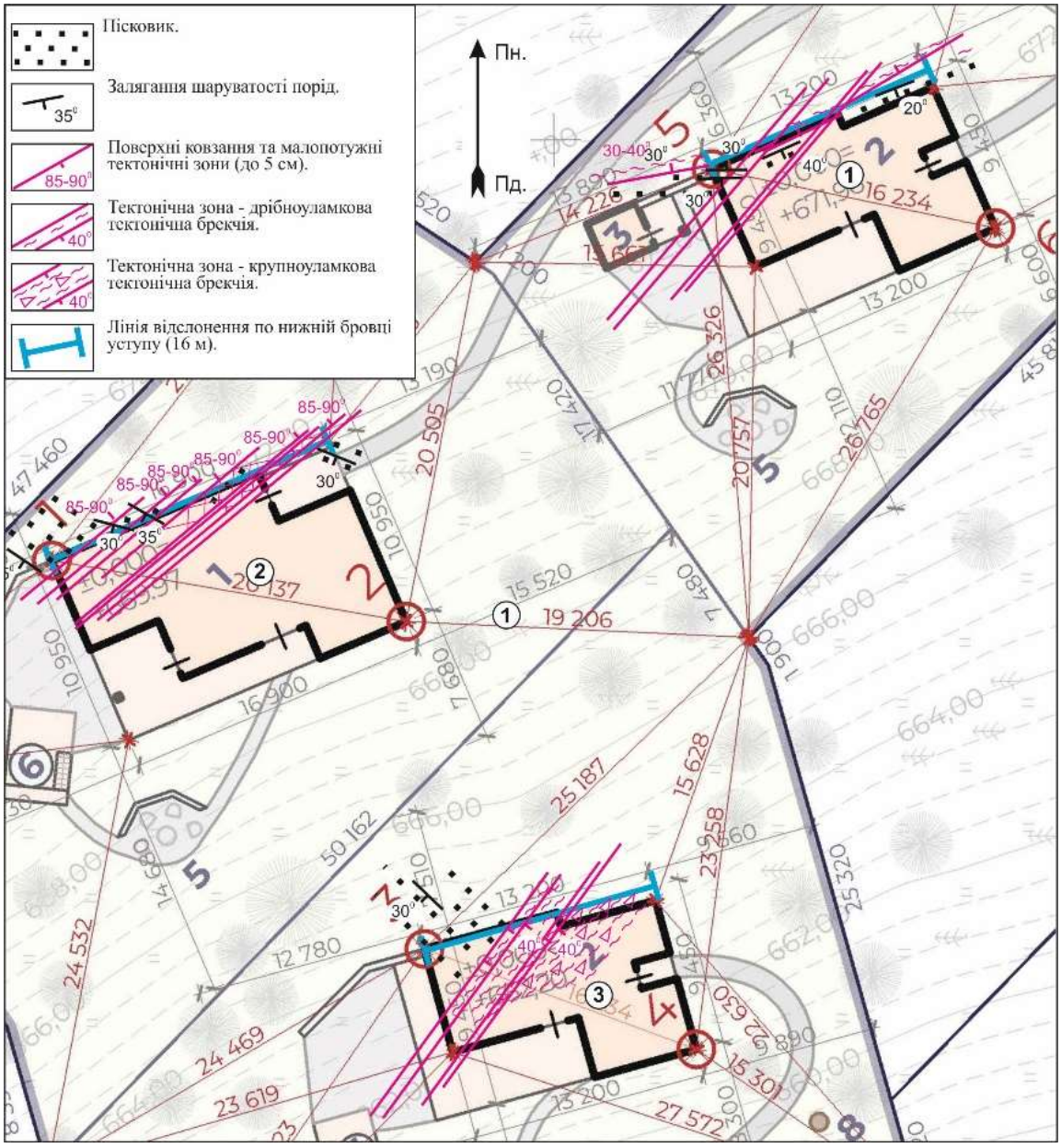


Рис. 3-5. План ділянки 5.

На всіх майданчиках вздовж нижньої частини їх північно-західних стінок розкриті скельні породи пізньопалеогенової нижньокросненської підсвіти представлені слюдистими, плитчасто-шаруватими (3 -15 см) пісковиками практично без прошарків алевролітів. Останні спостерігалися лише в одному випадку у тектонічній зоні на майданчику 3, про що більш детально буде сказано нижче. Шаруватість у пісковиках полого падає на південь - південний захід (аз. пад. 200-230^0, кут 20 - 35^0, рідко до 40^0). Прояви розломної тектоніки зафіксовані на всіх майданчиках. Вони суттєво відрізняються характером та масштабами на кожному майданчику.

На майданчику 1 тектонічні порушення представлені поверхнями ковзання і малопотужними тектонічними зонками (до 3 см). На інтервалі 4,0 м і 5,5 м вони крутопадаючі - аз. пад. 310^0, кут 80-85^0, на 9,1 м і 9,9 м вони субвертикальні - аз пр. 40^0. Виповнені ці зони тектонічними брекчіями – супіском з охристою жорствою, рідше дрібним щебнем, катаклазованих пісковиків.

На майданчику 2 ті ж пісковики на інтервалах 2,3 м (рис. 3-6), 5,2 м, 7,0 м, 8,4 м розбиті серією малопотужних (5-15 см), субвертикальних тектонічних зон (аз пад. 325^0, кут. 85-90^0), виповнених тектонічною брекчією – супіском з охристими жорствою, рідше щебнем, катаклазованих пісковиків. Межі тектонічних зон рівні субпаралельні. На інтервалі 8,4м - 16,0 м пісковики розбиті сіткою тектонічних мікротріщин і підвищено вологі. Останнє, імовірно, обумовлене мікрокапілярним ефектом - підтягуванням води по тектонічних мікротріщинах. На інтервалах 12,9-13,5 м і 14,0-16,0 вони розбиті. крутопадаючими тектонічними зонами (аз. пад. 325^0, кут 80-85^0) в яких породи представлені тектонічною брекчією – супіском з охристими жорствою, рідше щебнем, катаклазованих пісковиків. Межі цих тектонічних зон також рівні субпаралельні.

На майданчику 3 на інтервалі 0,0-5,0 м пісковики не несуть ознак тектонічного пропрацювання. Від 5,0 м до 8,2 м вони тектонічно пропрацьовані подібно інтервалу 8,4-16,0 попереднього майданчику і також підвищено зволожені. На 8,2-8,9 м пісковики сильно тектонічно пропрацьовані - вони перемолоті до тектонічної брекчії - супіску з охристими жорствою, рідше щебенем, катаклазованих пісковиків. Тектонічна зона залягає полого - аз. пад. 340^0, кут біля 40^0. Її межі рівні субпаралельні. На 8,9-11,5 м у тектонічній зоні спостерігається прошарок алевролітів-аргілітів перемолотий до тектонічної брекчії – буро-чорного супіску з охристими жорствою, рідше щебенем, катаклазованих пісковиків, (рис. 3-7). По простяганню зони, складеної перемолотими алевролітами-аргілітами характер тектонічної брекчії змінюється – вона представлена різнорозмірним, покритими охрами уламками (невеликими брилами, щебенем і жорствою) катаклазованих пісковиків з супіщаним заповнювачем. На 11,5-13,0 тектонічна брекчія по пісковиках аналогічна описаній на 8,2-8,9 м і з таким же заляганням.

Рис. 3-6. Малопотужна тектонічна зона у пісковиках на інт. 12,9 - 13,5 м на майданчику 2

Рис. 3-7. Тектонічна зона у пісковиках на інт. 8,2-8,9 м та західний фланг зони перемолотих алевролітів-аргілітів на майданчику 3

Висновки. Ми привели описи проявів крутопадаючих розломів та їх зон, які ми спостерігали у кількох місцях Зовнішніх Карпат. З описів видно, що вони проявлені у суттєво відмінних між собою геологічних ситуаціях, у відкладах різного складу. Характер цих розломів – їх потужність, межі, виповнення їх зон помітно відрізняються.

1. На ділянці 1 ми спостерігали малопотужний розлом північно-західного простягання правозсувного типу, який практично не проявлений у рельєфі.

2. На ділянці 2 нами зафіксовано зрізання потужної зони розлому субмеридіонального простягання, правозсувного типу, яка має розмах, за нашими оцінками, не менше 150 м. Зрізає її малопотужний правий зсув південно-західного простягання. Амплітуда зміщення по ньому, за нашими припущеннями, біля 700 м. Такий висновок ми зробили на підставі того, що обидва розломи добре проявлені у рельєфі долинами потоків і можна побачити «зміщення» на північний схід орієнтовно на 700 м субмеридіонального відрізку долини потоку, що бере початок від згаданої вище сідловини на вододілі, (рис. 1-3).

Необхідно зазначити, що при обстеженні ще одного майданчика, розташованого між ділянками 1 і 2 ми спостерігали потужну, складну зону насуву з розщепленням фронтальної частини алохтону клином порід верхньої частини автохтону. Це тема окремої роботи.

3. На ділянці 3 ми спостерігали, як малопотужний розлом південно-східного простягання. зрізає розлом південно-західного простягання, до якого приурочена долина п. Ялина. Масштаби зміщення зрізаного розлому, на нашу думку, не перевищують перших десятків метрів – його продовження спостерігається у у відслонення у врізці дороги та рельєфі невеликою сідловинкою у вододільному гребені. Далі на північний схід від вододілу до нього приурочена долина верхів'їв безіменного потоку, що впадає у Рожанку.

4. На ділянці 4 ми спостерігали широкі зони дроблення крутопадаючих розломів та їх взаємовідношення з потужними насувами. При цьому ми бачили, як зони розломів, що розсікають насувний пакет на всю видиму товщину, так і зону розлому між аллохтонними пластинами. Лінії всіх зон та характер їх поширення чітко проявлені у рельєфі.

5. На ділянці 5 ми спостерігали, як крутопадаючі, як правило, малопотужні по масштабах зон дроблення, але на нашу думку, насправді потужних, враховуючи тектонічне пропрацювання порід у блоках між ними, так і потужну пологу тектонічну зону.

6. Спостережені і описані крутопадаючі розломи різного простягання. Є, як орієнтовані в одному плані зі складчастою структурою Карпат, так і сікучі. Їх масштаби – характер прояву теж дуже різний.

Підсумки.

1. Крутопадаючі розломи та їх зони мають значне поширення у Зовнішніх Карпатах.

2. Вони заслуговують уважного вивчення, оскільки їх врахування при складанні карт різних масштабів суттєво змінить характер зображеної на них геологічної ситуації.

3. На даний час ситуація з їх вивчення та зображенням на картах просто катастрофічна. Навіть при описуванні в записці до геологічної карти масштабу 1:200 0000 аксоноклінальні складки ніяк не розглядається той факт, що вони притаманні зонам зсувних розломів [1].

4. Їх врахування має принципове значення, оскільки може стати підставою суттєвого перегляду структури регіону і його трактовки – історії його розвитку, особливо на завершальній стадії формування складчасто-насувної структури регіону та після того, як завершилося становлення гірсько-складчастої Карпатської зони скупчення, оскільки на цьому її геологічний розвиток не припинився – він продовжується і в даний час.

5. Зміна геологічної ситуації на картах та перегляд питань геодинаміки розвитку регіону можуть дати підгрунття для перегляду підходів до розгляду закономірностей розташування покладів корисних копали, перш за все вуглеводнів, в тому числі до конкретизації місць їх можливої наявності.

6. Окремої уваги – додаткового вивчення і пояснення заслуговують пологі насувні структури, які поширені на території Зовнішніх Карпат, але не знаходять відображення на розрізах до геологічних карт та у записках.

7. Вивчаючи розломи, як крутопадаючі, так і пологі, необхідно мати на увазі, що потужність зон розломів і масштаби переміщень по них непропорційні між собою.

8. На початковому етапі необхідно виконати скрупульозне дешифрування максимально детальних топографічних матеріалів, так матеріалів космічних зйомок.

1. *Ващенко В. О. та ін.* Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Аркуш M-35-XXV (Івано-Франківськ). К., 2007.
2. *Герасімов Л. С. та ін.* Державна геологічна карта України. Масштаб 1:200 000. Аркуш M-34-XXIII (Пшемисль), M-34-XXIV (Дрогобич). К., 2005.
3. *Досин Г. Д. та ін.* Геологічна карта СССР. Масштаб 1:200 000. Лист M-34-XXX (Стрий) (1963). М., 1970. (рос.)
4. *Лосів В. М., Яремович М. В.* Звіт по роботі: «Геологічний, гідрогеологічний аналіз та аналіз біорізноманіття території північних околиць Львова». Частина 1. «Геологічна будова та гідрогеологічний аналіз грунтових (пластових) вод з прогнозом гідродинамічного режиму території північної окраїни та околиць м. Львова». 2024. С. 3-61.

ОСОБЛИВОСТІ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗУ ВЕРХНЬОКРЕЙДОВО-ОЛІГОЦЕНОВИХ ФЛІШЕВИХ ВІДКЛАДІВ СКИБОВОГО ПОКРИВУ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Олег Гнилко[1], Мілена Богданова[2], Ігор Березюк[2], Роксоляна Кравець[2]

[1]-Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, м. Львів
[2]-Львівський національний університет імені Івана Франка
ohnilko@yahoo.com, milena.bohdanova@lnu.edu.ua, ihor.bereziuk@lnu.edu.ua, roksolana.kravets@lnu.edu.ua

Вступ. Флішеві утворення беруть участь у будові багатьох гірських складчастих споруд, зокрема і Карпат. Українські Карпати є частиною Карпатської покривно-складчастої споруди, яка, як і інші орогени, характеризується поперечною зональністю та розділяється на Внутрішні (Центральні) і Зовнішні (Флішові). Зовнішні (Флішові) Карпати складені зірваним зі своєї седиментаційної основи крейдово-міоценовим флішем і, частково, неогеновою моласою.

Сучасні уявлення флішові утворення відносять до глибоководних відкладів. Глибоководне середовище є складним середовищем, де відкладення осаду залежить від численних процесів. Вирізняють три основні седиментаційні процеси в глибоководному середовищі: 1) осідання пелагічних та геміпелагічних частинок у товщі води, 2) гравітаційні потоки осаду (каламутні /турбідитні потоки) та 3) донні течії (головним чином вздовжсхилові (див. Рис. 1) [7].

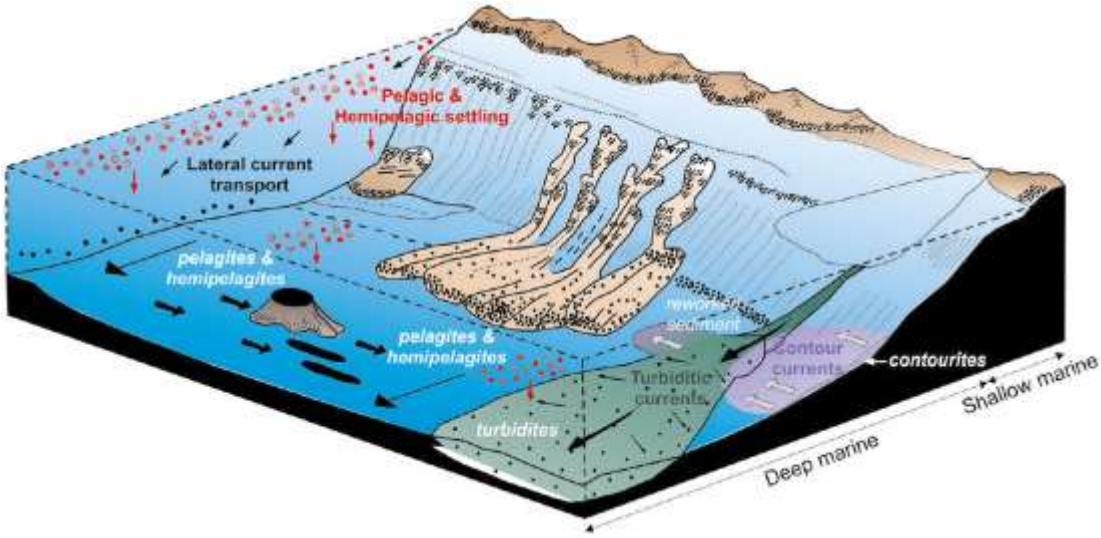


Рис. 1. Процеси осадонакопичення та розподіл осаду в глибоководних районах. Спрощено за Einsele (2000) та Rebesco et al. (2014)

Ці процеси зумовили розвиток специфічних фацій, які можна зіставити з фаціями глибоководних конусів винесення (фенів), що локалізувалися в підніжжі Карпатського сегмента давньої континентальної околиці океану Тетіс. Названі процеси фіксуються певними різновидами утворень – літодинамічними типами. Літодинамічні типи розрізняють, головно, за структурно-текстурними ознаками, що відображають умови глибоководного басейну, де нагромадження осадів відбувалося під впливом гравітаційних потоків (переважно турбідити, а також грейніти, дебрити), придонних течій та фонової геміпелагічної седиментації.

Мета – дослідити особливості седиментогенезу верхньокрейдо-олігоценових відкладів Скибової зони Зовнішніх(Флішевих) Українських Карпат при встановленні їх літодинамічних типів.

Методика. Застосовано методику фаціального, зокрема седиментологічного аналізу. Реконструкції умов осадонагромадження грунтувались на аналізі седиментологічних текстурно-структурних особливостей порід, відповідно до відомих методик [5-6].

Матеріали дослідження. Нами, окрім аналізу літературних джерел, проведені польові дослідження на природних відслоненнях – руслах і терасах річок Опір, Зелем'янка, Орява, Кам'янка, Тишівниця та їхніх притоках. Виявлені структурно-текстурні риси порід порівнювали з модельними діагностичними ознаками літодинамічних типів осадів приконтинентальних океанічних областей.

Огляд попередніх досліджень. Умови формування флішу Українських Карпат з використанням актуалістичних моделей, зокрема із застосуванням «турбідитної» концепції, почали розглядатися починаючи з 60-х років минулого століття в роботах Л. В. Лінецької, М. А. Беєра, М. А. Вуля, Я. О. Кульчицького, В. В. Даниша, Ю. М. Сеньковського, А. С. Пилипчука. Результати літолого-генетичних, геохімічних та мінералого-петрографічних досліджень крейдяно-палеогенових флішових відкладів Українських Карпат наведені в працях (Афанасьева, 1983; Габинет, 1985; М. П. Габинет & Габинет, 1991; Габинет и др., 1976 та ін.). Значну увагу геологи (Вялов, 1971; О. Гнилко, 2010; О. Гнилко та Л. Генералова та ін., 2021; Гуржий, 1983; О. Ступка та ін., 2006) приділяли також фаціально-формаційному аналізу карпатського флішу та проблемі його формування. Незважаючи на те, що у дослідників склалося досить об'єктивне уявлення про фліш і він відносно легко вирізняється своєю

своєрідною будовою серед інших осадових формацій, все ж і надалі тривають суперечки щодо його генезису та умов формування.

Виклад основного матеріалу. Район досліджень розташований у Сколівських Бескидах у басейнах рік Стрий та Опір у межах Скибового покриву Зовнішніх Карпат. Тут розвинені (у напрямі до північного сходу) такі скиби Скибового тектонічного покриву: Зелем'янки, Парашки, Скольська, Орівська і Берегова (див. рис. 2) [3].

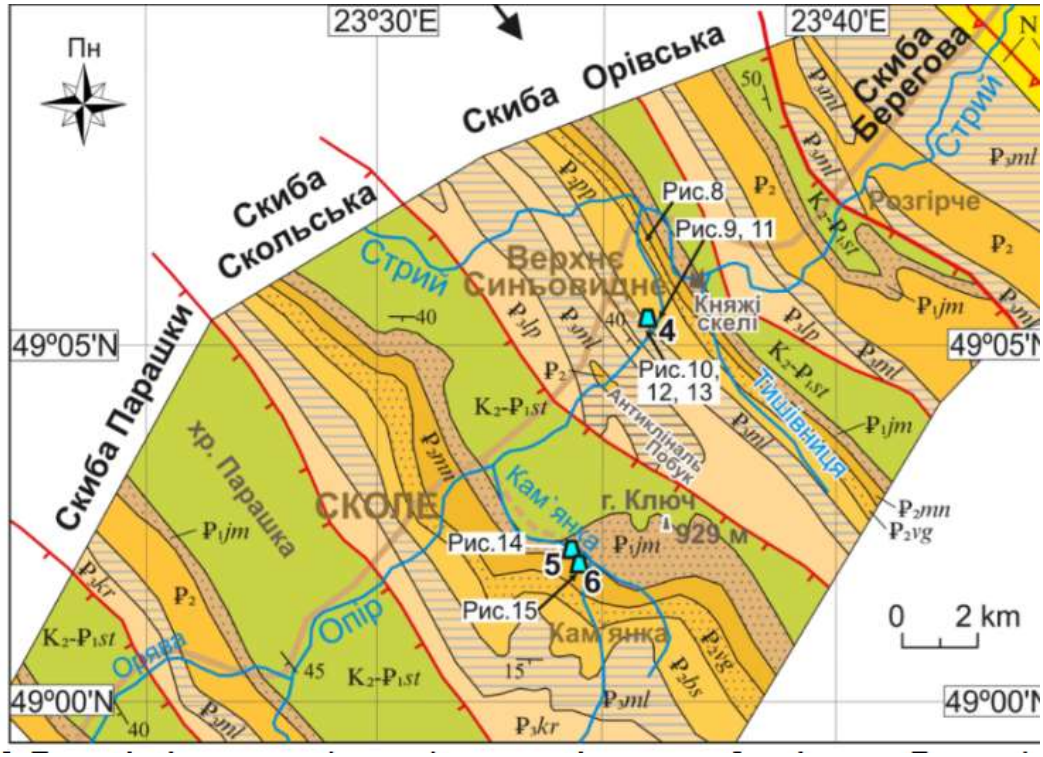


Рис. 2. Геологічна карта Сколівських Бескид з вирізненими структурно тектонічними одиницями *(фрагмент Державної геологічної карти з незначними змінами*) [3]

Вивчені нами відклади є частиною потужного нижньокрейдово-міоценового флішу Зовнішніх (Флішових) Карпат складеного трьома головними групами літодинамічними типами, що чергуються в розрізі: а) літифікованими осадами геміпелагічних і пелагічних потоків типу «частинка за частинкою»; б) гравітитами; в) відкладами придонних течій. Серед гравітитів розрізняються турбідити – продукти діяльності суспензійних потоків різної густини, а також грейніти та дебрити – відклади, відповідно, зернових (англ. grain-flow) та грязекам'яних (мулисто-уламкових, англ. debris-flow) підводносхилових потоків.

Стратиграфічний розріз цього району репрезентований стрийською світою (пізня крейда–палеоцен), що згідно нарощена фаціально мінливими палеоген-міоценовими відкладами : ямненською (середній–пізній палеоцен), манявською (пізній палеоцен–ранній еоцен), вигодською (ранній–середній еоцен), бистрицькою (середній-пізній еоцен) та попельською (середній еоцен-початок олігоцену) світами. Розріз завершують менілітова та кросненська (олігоцен–міоцен) світи (див. Рис. 3.)

Пізньокрейдово-палеоценові відклади представлені ***стрийською світою***, яка складена «класичними» різношаруватими турбідитами з переважанням текстур Боума типу Tabcde, Tbcde, Tabc, що перешаровуються з глинистими та мергелистими геміпелагітами.. Турбідіти транспортувалися зі схилу в глибші частини басейну, де накопичувалися як проксимальні (середньострийська підсвіта) та дистальні (нижньо- та верхньострийська підсвіти). Проксимальні турбідити відповідають верхнім частинам фенів, тобто закінченням їх руслових потоків (руслові фації); дистальні – середнім фенам (міжруслові фації). Процес седиментації геміпелагітів відбувався фоново, одночасно із турбідитною седиментацією [1].

Товстошаруваті масивні пісковики ***ямненської*** та ***вигодської*** світ ми розглядаємо як літифікований продукт зернових та дебрисних потоків. Зернові потоки можуть діяти або самостійно, або супроводжувати нижню частину потужних високогустинних турбідитних потоків, що характеризують літодинамічні типи розподільчих каналів глибоководної системи верхнього та середнього фену. Окремі прошарки дебритів спостережені в палеоценових відкладах на правому березі нижьої течії р. Кам'янка.

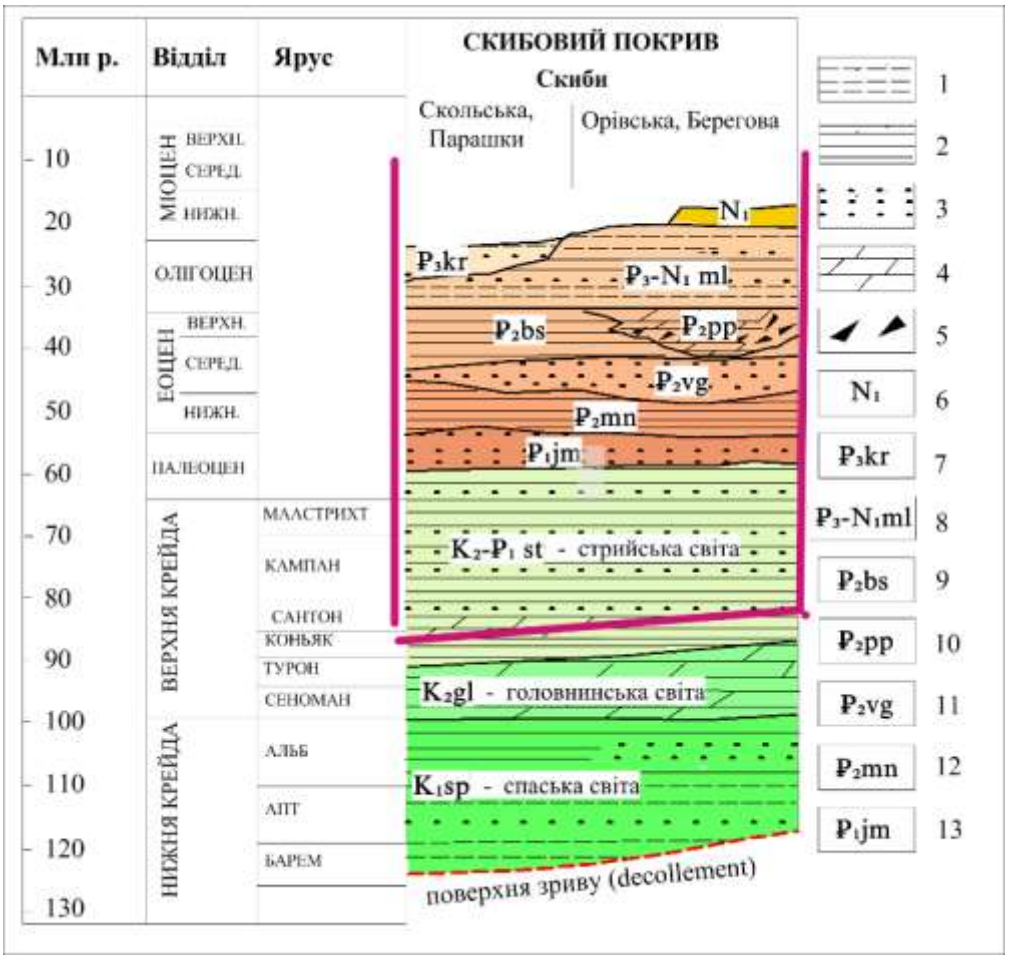


Рис. 3. Стратиграфічний розріз відкладів Скибового покриву [3]

Манявська та бистрицька представлена тонкоритмічним, місцями строкатим флішем, що інтерпретується як продукт осадження дрібно-середньозернистих дистальних турбідитних потоків і піщано-глинистих контуритів, що чергуються з фоновими геміпелагітами (червоні і зелені аргіліти). Зазначимо, що контурити - це відклади океанічних глибоководних течій, які пов'язані із зануренням холодних приповерхневих вод. Біля підніжжя континентального схилу контурити перешаровуються з дистальними турбідитами [6]. Вірогідно, зеленкувато-сірі аргіліти формуються з ослаблених дистальних турбідитних потоків лопастевидних конусів виносу середнього фену та міжруслових фацій нижнього фену [4].

Дебрити супроводжують підводно-осувні явища, сукупність яких, по суті, утворюють олістостроми. Такі утворення в районі досліджень спостережені в басейні середньої течії р. Тишівниця (Орівська скиба), розташовані стратиграфічно нижче нижньокременевого горизонту і є аналогами середньо-верхньоеоценових відкладів ***попельської світи*** [2]. Виступають фаціальними аналогами утворень обвально-лавинної седиментації в зоні континентального схилу.

Наприкінці пізнього еоцену відбулося регіональне вирівнювання фаціальних умов та загальне обміління палеобасейну [3]. Унаслідок повільної пелагічної седиментації накопичились малопотужні, карбонатні фонові (геміпелагіти ***шешорського горизонту*** (горизонт "глобігерінових мергелів").

В олігоцені продовжували існувати відносно мілководні умови. Тонкоритмічні відклади олігоцену-міоцену (***менілітова світа***) ми відносимо до типових (гемі)пелагітів представлених кременистими, вапнистими або теригенними мулистими утвореннями, що формують або самостійні товщі або окремі прошарки. Їм притаманні або гомогенні текстури – за умови рівномірності седиментаційного потоку, або горизонтальна ламінація різного масштабу – при змінах інтенсивності потоку чи складу осадових частинок [4].

Варто зазначити, що характерною рисою олігоценових товщ ***менілітової світи*** є їх збагаченість органічною речовиною. Накопичення цих товщ, вірогідно є наслідком активізації колізійних подій в Тетисі, зокрема закриття океанічного басейну в районі майбутніх Альп, та внаслідок цього – перекриття океанічного проходу між Світовим океаном та Карпатським флішовим басейном на рубежі еоцену й олігоцену. Карпатський басейн перетворився в один з сегментів Паратетису – системи ізольованих та напівізольованих басейнів. Отже, циркуляція придонних, збагачених киснем, течій значно послабилась або припинилась, що призвело до дефіциту кисню в придонних і мулових водах. Це сприяло ефективному захороненню органічної речовини в осадах і нагромадженню чорних збагачених органікою (гемі)пелагітів. Горизонтальна складова насувних рухів призвела до обміління, а згодом – до припинення седиментації флішевих відкладів [4].

Висновки. Вивчені нами відклади є частиною потужного нижньокрейдово-міоценового флішу Зовнішніх (Флішових) Карпат складеного трьома головними групами літодинамічними типами що чергуються в розрізі: а) літифікованими осадами геміпелагічних і пелагічних потоків типу «частинка за частинкою»; б) гравітитами; в) відкладами придонних течій (контуритів). Серед гравітитів розрізняються турбідити – продукти діяльності суспензійних потоків різної густини, а також грейніти та дебрити – відклади, відповідно, зернових (англ. grain-flow) та грязекам'яних (мулисто-уламкових, англ. debris-flow) підводносхилових потоків.

За літодинамічними особливостями крейдово-еоценові флішеві утворення дослідженого розрізу можна зіставити з відкладами ідеалізованих глибоководних конусів виносу (фенами), що локалізувалися в підніжжі Карпатського сегмента давньої континентальної околиці океану Тетіс. Фени відіграють важливу роль у формуванні осадових басейнів, а також мають значення для нафтової геології, оскільки можуть бути колекторами вуглеводнів.

Наприкінці пізнього еоцену відбулося регіональне вирівнювання фаціальних умов та загальне обміління палеобасейну, унаслідок чого накопичились малопотужні, карбонатні фонові (гемі)пелагіти шешорського горизонту (горизонт "глобігерінових мергелів"). Накопичення збагачених органікою товщ в олігоцені є наслідком активізації колізійних подій в Тетисі та формування Паратетису – системи ізольованих та напівізольованих басейнів.

1. Генералова Л., Гнилко О., Падляк В., Солончук О. Верхньокрейдово-нижньопалеоценові літодинамічні типи утворень глибоководних систем (Скибовий покрив, Українські Карпати). *Вісник Львівського університету. Серія геологічна.* 2017. Вип. 31. С. 79–94.
2. Генералова Л., Хом'як Л., Середньо-верхньоеоценова олістострома р. Тишівниця (Скибовий покрив, Українські карпати). *Вісник Львівського університету. Серія геологічна.* 2018. Вип. 32. С. 13-30.
3. Гнилко О., Богданова М., Божук Т. Комплексна характеристика геологічних / геотуристичних об'єктів Сколівських Бескидів як показників тектоно-седиментаційних процесів Зовнішніх Карпат. *Вісник Київського національного університету. Геологія*. 2022. *98* (3), С. 23–32. https://doi.org/10.17721/1728-2713.98.03
4. Гнилко О. М. Про седиментаційні процеси формування флішевих відкладів Українських Карпат. *Зб. наук. пр. Інституту геологічних наук НАН України*. 2010. Вип. 3. С. 32–37.
5. Einsele G. Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget. Berlin : Springer–Verlag, 1992. 615 p.
6. Posamentier H. W., Walker R. G., Posamentier H. W. Deep-Water Turbidites and Submarine Fans Facies Models Revisited. *SEPM Special Publication*. 2006. № 84. P. 1–122.
7. Francisco J. Rodríguez-Tovar Ichnological analysis: A tool to characterize deep-marine processes and sediments. *Earth-Science Reviews*, May 2022, P. 1–13.

ТРУДНОЩІ КОРЕЛЯЦІЇ ГЕОЛОГІЧНИХ КОМПЛЕКСІВ У ПРИКОРДОННИХ ЗОНАХ СУМІЖНИХ КРАЇН

О. В. Миколайчук[1], Д. В. Гордєєв[1], Л. В. Генералова[2]

[1] Держпідприємство «Киргизгеологія», м. Бішкек
[2]Львівський національний університет імені Івана Франка;
alexander@mikolaichuk.com; larysa.heneralova@lnu.edu.ua

Постановка проблеми. Регіональні геологознімальні роботи слугують основою для систематичного геологічного вивчення територій дослідження та прогнозування корисних копалин. Вони розділяються на декілька видів, серед яких виокремлюються кондиційні та некондиційні. При вивченні прикордонних територій між державами, зокрема України і суміжними країнами, виникає необхідність корелювати структурно-речовинні одиниці між собою.

Метою дослідження є вирішення проблеми співставлення неоднорідних за кондиційністю геологічної інформації пограничних територій, на прикладі Киргизстану та Китаю, для потреб вітчизняного регіонального геологічного картографування.

Методи дослідження включають вивчення геологічної інформації територій некондиційних геологознімальних робіт за використання аерофотогеологічного та космоструктурного картування і даних літературних джерел нечисельних тематичних робіт Хантенгрійського масиву.

Об'єкт дослідження. Дослідники прикордонних районів Сіньцзяну та суміжних країн активно обговорюють дві альтернативні моделі співвідношення основних структурних одиниць Тянь-Шаню. Більшість дослідників вважають, що киргизький Середний Тянь-Шань виклинюється в східному напрямку вздовж Атбаші-Інильчек-Налатінського крайового розлому. Згідно з другою гіпотезою, структури Середнього Тянь-Шаню продовжуються в межах хребта Налаті, де описані як китайський Центральний Тянь-Шань.

У географічному відношенні мова йде про східні кордони Киргизстану: Терксейський, Сариджазький та Кокшаальський хребти, які зливаються в єдиний вузол, утворюючи Хантенгрійський гірський масив, який вінчають найвищі вершини Тянь-Шаню (пік Хан-Тенгрі – 6995 м і пік Перемоги – 7439 м). Зі сходу до Хантенгрійського гірського масиву примикають хребти Налаті і Халиктау, які складають вже Східний (китайський) Тянь-Шань.

Результати дослідження. Згідно з методичними прийомами співставленню та порівнянню підлягають лише однорідні масиви геологічних даних. Нагадаємо, що підсумкові матеріали геологічних зйомок, разом із з'ясуванням співвідношень між різнорідними структурно-речовинними комплексами, передбачають стандартний набір стратиграфічних, палеонтологічних, петрографічних і геохімічних досліджень, які, можливо, не завжди виконувалися в достатньому обсязі, але все ж дають цілісне уявлення про геологічну структуру району.

На початку робіт дослідники порівняльного аналізу киргизького та китайського сегментів-Хантенгрійського масиву зіткнулися з нерозв'язною (на перший погляд) проблемою неоднорідності геологічної вивченості та характеристики цих двох регіонів. Киргизькі матеріали, представлені результатами середньомасштабних геологічних зйомок та даними нечисельних тематичних досліджень Хантенгрійського масиву на території Киргизстану і Казахстану, були узагальнені в рамках проекту МНТЦ KR-920 [2]. Натомість китайські матеріали обмежились виданими, двухсоттисячними геологічними картами, складеними радянськими геологами ще в 60-х роках минулого століття [1] (рис.1).

В останні роки китайські спеціалісти при геологічних дослідженнях хребта Налаті використали декілька напрямків тематичних робіт, які далеко не завжди пов'язані між собою. Серед них необхідно назвати такі: а) петрологічна, геохімічна характеристика та U/Pb датування інтрузивних масивів (Gou et al., 2012; 2015; Zhang et al., 2017; Xu et al., 2013*), рідше вулканітів (Qian et al., 2009; Xia et al.,

*Посилання на китайські публікації дивіться в [3] (Mikolaichuk et el., 2022)

2004); б) структурна позиція, петрологічна характеристика та ізотопне датування еклогітів і блакитних сланців (Du et al., 2014; Wang et al., 2010); в) детальні структурні та мікроструктурні дослідження тектонічних та метаморфічних комплексів, що проводились на локальних тестових майданчиках (Charvet et al., 2011; Wang et al., 2010); г) U/Pb датування детритових цирконів (Xia et al., 2014). При цьому кожною із зазначених дослідницьких груп запропоновано свою модель геодинамічної еволюції регіону, яка не узгоджується з моделями суміжних територій.

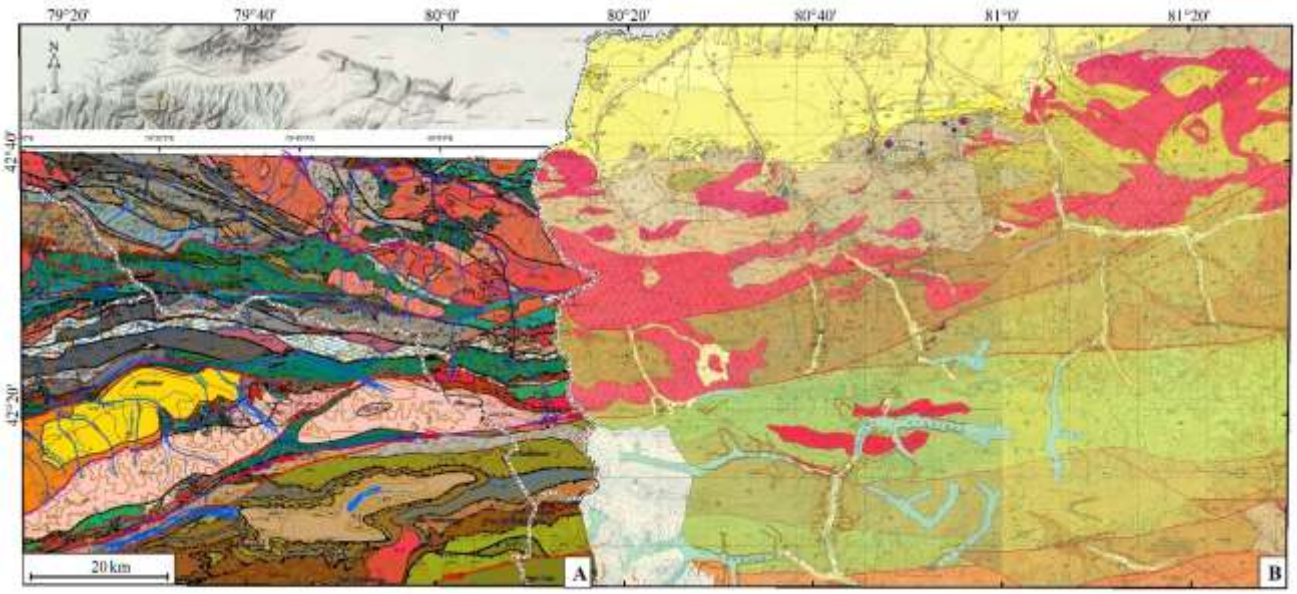


Рис. 1 Мозаїка з геологічних карт прикордонних районів Киргизстану та Сіньзяну:
А) – фрагмент геологічної карти Хантергрійського гірського вузла з проекту KR-920 [2];
В) – фрагмент геологічної карти Сіньзянь-Уйгурського регіону [1]

Такий первинний вихідний матеріал геологічної інформації по китайському сегменту досліджуваного регіону зобов'язав нас до конструктивного рішення. Ми використані методики аерофотогеологічного та космоструктурного картування щодо дешифрування космічних знімків високої роздільної здатності для екстраполювання структурно-речовинних комплексів киргизького прикордонного сегменту на схід, у китайський сегмент. В результаті нами отримана цілісна і цілком закономірна картина розривної тектоніки Атбаші-Інильчек-Налатінського розлому (рис. 2А). В тому числі знайдено логічне пояснення присутності в районі як лівих, так і правих зсувів. Прив'язка до цієї структури результатів геологічних досліджень, опублікованих китайськими геологами, дозволила скласти геологічну карту, що за своєю детальністю (кондиційністю) може бути порівняна із західним (киргизьким) сегментом (рис. 2В). Попередня геотектонічна інтерпретація даного блоку геологічних даних наведена в препринті [3], оприлюдненому на сайті ResearchGate.

Висновки. Виконані дослідження дають змогу оцінити ефективність використання методичних підходів аерофотогеологічного та космоструктурного картування із залученням дешифрування космічних знімків високої роздільної здатності для отримання геологічної інформації регіонального масштабу. Такі роботи мають теоретичний інтерес і практичну значущість для територій з недостатньою кондиційністю геологічних даних, в тому числі у прикордонних межах держав.

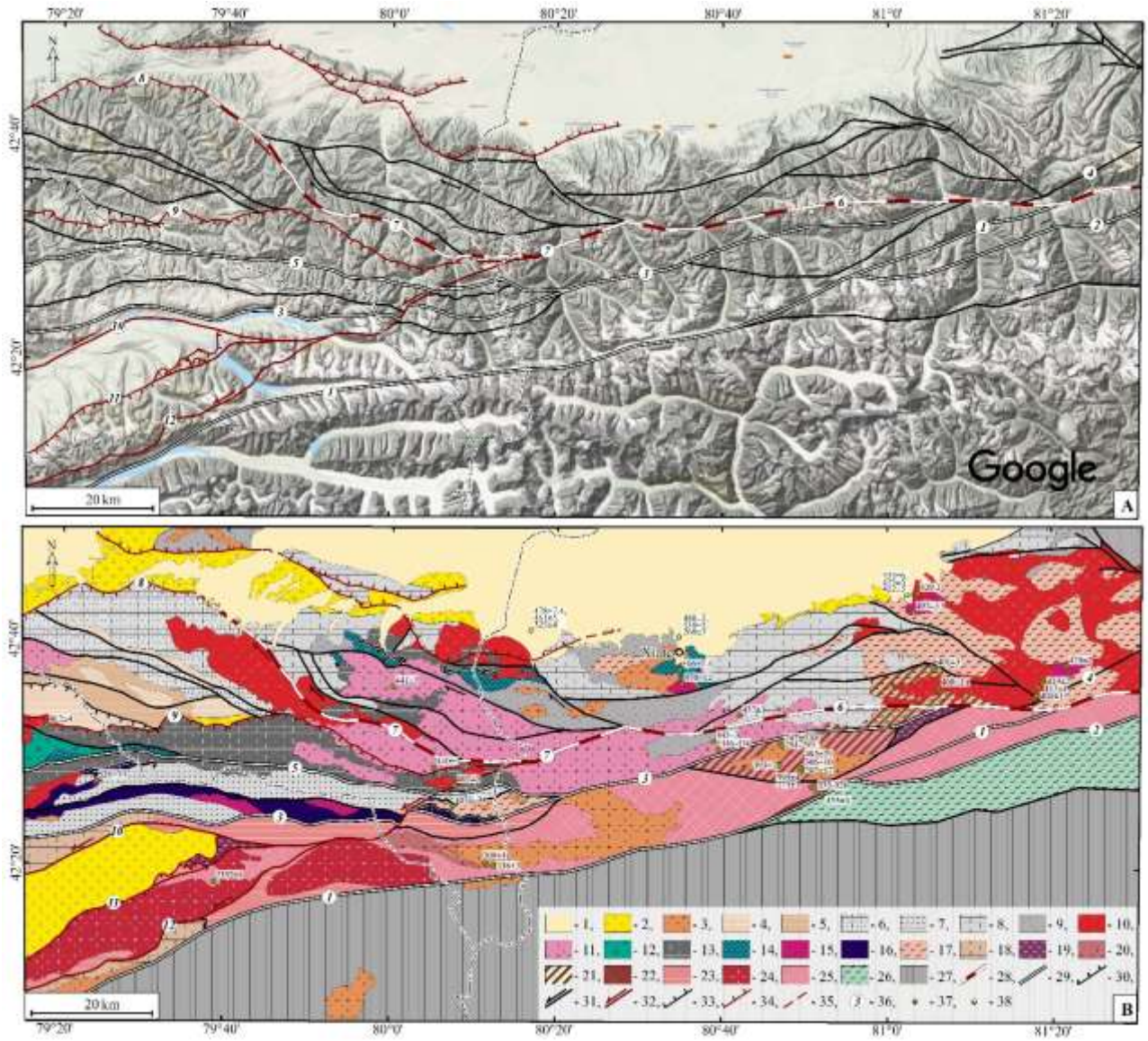


Рис. 2. Схема дешифрування разломів на космоснимку (2А) та Геологічна схема (2В) Хантенгрійського гірського масиву. Складена за матеріалами (Gou et al., 2012, 2015; Long et al., 2009; Mikolaichuk et al., 2008; Qian et al., 2009; Wang et al., 2010)

Умовні позначення:

1 – четвертині відклади ; 2 – кайнозойські відклади; 3 – пізньопалеозойські гранітоіди; 4-13 – Північний Тянь-Шань: 4-6 – Тюпський прогин: 4 – текеська світа (C_2-P), 5 – ранньобашкирські відклади, 6 – ранньокам'яноугольні відклади; 7 – відклади Сонкуль-Турукського прогину (C_1); 8-9 - Балхаш-Ілійський вулканічний пояс: 8 – кунгейська світа (C_1 v_2-s1) та її аналоги; 9 – кетменьська серія та її аналоги (C_1 t_2-v1); 10 – гранітоїди раннього девону; 11–16 – каледонські комплекси: 11 – гранітоїді комплекси (O_3-S_1), 12 – турбідити, конгломерати нижнього-середнього ордовику, 13 – нижньопалеозойські шельфові (теригенно-карбонатні) відклади; 14 – нижньопалеозойскі вулканогенні відклади; 15 – діорити (Є-O_1), 16 – венд – ранньокембрийський акреционний комплекс, офіоліти; 17 – протерозойські метаморфичні комплекси; 18–22 – Середній Тянь-Шань: 18 – Каратау-Нариньска карбонатна платформа, середній палеозой; 19 – середньопалеозойські вулканогенні відклади; 20 – венд-нижньопалеозойські відклади, об'єдинені; 21 – ранньокам'янновугільні граніти; 22 – рифейські граніти, 23 – ранньопротерозойські метаморфичічні комплекси; 24–25 – Південний Тянь-Шань: 24 – гранат-слюдисті сланці, блакитні сланці та еклогіти (C_2), 25 –пізньопалеозойський складчасто-насувний пояс; 26 – Фронтальний Тяньшаньський правий зсув (ФТПС); 27 – головні (крайові) ліві зсуви; 28 – ранньопалеозойські тектонічні покриви; 29 – пізньопалеозойскі крутоспадні розломи, переважно зсуви; 30 – кайнозойські та реактивовані крутоспадні розломи; 31 – пізньопалеозойські насуви; 32 – кайнозойські насуви; 33 – розломи, перекриті четвертинними відкладами ; 34 – назви разломів, які згадані в тексті; 35–36 – U-Pb датування цирконів : 35 – циркони з відслонень, 36 – детритові циркони.

1. Geological map scale 1: 200 000, Sheets K-44- XI, X, XI, XII, XV, XVI, XVII. XBGMR (Xinjiang Bureau of Geology and Mineral Resources). Beijing, 1975–1981 [in Chinese].
2. Mikolaichuk A. V., Buchroithner M. F. (Editors) Digital Geological Map of the Khan Tengri Massif (Kyrgyzstan). 2008. ISTC Project No KR-920; http://www.kyrgyzstan.ethz.ch/other-projects/istc-project-no-kr-920/
3. Mikolaichuk A., Apayarov F., Gordeev D., Esmintsev A. Correlation of geological complexes of the Khan-Tengri Mountain massif. *Preprint submitted to EarthArXiv*.·December 2022. DOI: 10.31223/X5KM18; https://www.researchgate.net/publication/366164666_Correlation_of_geological_complexes_of_the_Khan-Tengri_Mountain_massif

ПОРІВНЯЛЬНИЙ АНАЛІЗ ГЕОЛОГІЧНОЇ БУДОВИ ТРУБОК ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ АНГОЛИ З ТРУБКОЮ КАТОКА

Продоус Д. В.

Львівський національний університет імені Івана Франка
prodousdima45@gmail.com

Постановка проблеми. Кімберлітові трубки є унікальними геологічними утвореннями [1], що відіграють ключову роль у вивченні мантійних процесів, магматичної диференціації [3] та тектонічної еволюції континентальної кори. Ангола є важливою зоною, де розташовані як мезозойські трубки південно-західного регіону, так і древні палеопротерозойські трубки, це дозволяє дослідити процеси формування трубкових структур в різні геологічні епохи. Ми мали на *меті* зробити порівняльний аналіз двох геологічних об'єктів, а саме трубки Катоки, яка знаходиться в північно-східній Анголі, і південно-західних трубок Анголи – Віньяті, Очинжао, Галанже. Названі об’єкти мають схожі морфологічні ознаки, але суттєво відрізняються за віком, складом та структурою.

Методологія дослідження. Відібрані зразки порід із зазначених трубок належать колекції С.М. Бекеші. Виготовлено й описано прозорі шліфи, для визначення мінерального складу та текстур порід. Склад головних мінералів визначали енергодисперсійним методом на растровому електронному мікроскопі-мікроаналізаторі РЕММА-102-02 (Лабораторія науково-технічного і навчального центру низькотемпературних досліджень ЛНУ імені Івана Франка, аналітик Р. Серкіз). Використані дані радіометричне датування [4] U-Pb методами для точного визначення віку інтрузивів.

Результати досліджень. Південно-західна Ангола розташована на південному заході докембрійської Африканської платформи в межах Ангольського щита на його зчленуванні з розташованою південніше плитою Окаванго. В мезозої південно-західна частина платформи зазнала впливу тектонічних рухів, спричинених розкриттям Атлантичного океану. Тут формуються грабени, до яких приурочені трубки вибуху. Територія зазнає впливу палеорифтогенезу, розвитку розломних систем і глибинного мантійного магматизму, який породив численні трубкові інтрузії. Геологічна будова характеризується складкою стратиграфією із заляганням на докембрійських метаморфічних породах крейдових інтрузивних кімберлітових утворень.

Трубка Катока розташована на північному сході Анголи [2]. Вона належить до палеопротерозойської інтрузивної структури, яка знаходиться в древньому кристалічному фундаменті Анголи, датованому приблизно 2,0–2,2 млрд років тому. Вона є класичним прикладом трубкової вибухної структури, що формується в умовах складної тектоніки давньої континентальної кори з вираженими магматичною диференціацією та тектонічними деформаціями.

Трубки вибуху південно-західної Анголи мають виражену циліндричну форму із середнім діаметром 2–3 км. Вони розташовані у мезозойських розломах із чіткою вертикальною стратифікацією. Контакти між інтрузивними та метаморфічними породами різко виражені.

Трубка Катока має більший розмір (діаметр близько 5 км) та характеризується багатошаровою концентричною будовою. Структура трубки містить внутрішньозональні переходи від ультраосновних до більш кислих порід, що відображає складну магматичну диференціацію. У трубках південно-західної Анголи переважають перидотити, олівінові габро та базальти, характерні

для мантійного магматизму з малою петрологічною варіативністю.

Трубка Катока [2] демонструє широке розмаїття петрологічних типів: від перидотитів і габро до діоритів і гранітів, що свідчить про тривалі процеси магматичної диференціації [3] та кристалізації.

Кімберлітові породи трубок Анголи розрізняються геохімічними параметрами. Південно-західні трубки мають підвищений вміст ніобію (Nb), цирконію (Zr) та легких рідкоземельних елементів (LREE), що вказує на мантійне джерело магми з частковим плавленням та обмеженим впливом кори.

Породи трубки Катоку відзначається більш складним геохімічним профілем із вираженими ізотопними відмітками стародавньої кори, що підтверджує гетерогенність джерела магми.

Південно-західні трубки мають відносно просту структуру з малою кількістю розломів та тріщин, що відповідає тектонічній фазі розломного магматизму мезозою.

Трубка Катока [2] вражає складністю деформацій, наявністю фоліяції, шлірів і численних порушень, які пов’язані з пізніми фазами палеопротерозойських тектонічних подій.

Радіометричне датування [4] трубок південно-західної Анголи свідчить про їх формування у межах 180–140 млн років тому (середній мезозой).

Породи трубки Катока [2] датуються приблизно 2,1 млрд років, що ставить її в контекст давньої складчастої тектоніки Африканського континенту.

Різниця у віці трубок зумовлює різний геодинамічний контекст їх формування. Мезозойські трубки вибуху південно-західної Анголи пов’язані з розвитком рифтових структур і мантійним магматизмом, який супроводжував розломну тектоніку та початок дивергентних процесів Африканської плити. Їх петрологічна однорідність відображає відносно короткі терміни охолодження і слабкий вплив кори.

Навпаки, трубка Катока відображає древній період складчастої тектоніки з глибокою магматичною диференціацією, складними деформаціями та значною інтрузивною активністю, що формувала кристалічний фундамент регіону.

Порівняльний аналіз підкреслює важливість врахування вікових, петрологічних і структурних чинників для коректного тлумачення походження структур трубок вибуху. Це має суттєве значення для моделювання геодинамічних процесів та оцінки мінеральних ресурсів.

Висновки. Отже, південно-західні трубки Анголи і трубка Катока суттєво різняться за віком, структурою, петрологією та геохімічними характеристиками. Мезозойські трубки південно-західної Анголи характеризуються мантійним походженням і простішою структурою, що свідчить про рифтогенний магматизм. Трубка Катока [2] являє собою комплексну палеопротерозойську структуру з багатофазовою магматичною диференціацією та інтенсивними деформаціями. Порівняння цих трубок розкриває важливі аспекти геологічної еволюції регіону, що має ключове значення для геодинамічного моделювання та мінералогії. Порівняльного аналізу мезозойських та палеопротерозойських кімберлітових структур дозволяє виявити відмінності у тектонічних умовах їхнього формування, еволюції мантійних джерел та процесах магматичної диференціації [3]. Отримані результати відкривають нові підходи до розуміння геодинаміки Західної Африки та уточнення моделей мантійного плюмового магматизму. Порівняльний аналіз трубок дає підґрунтя для оцінки перспективності різних геологічних структур, що може бути використано у практиці геологорозвідувальних робіт та оптимізації інвестицій у гірничодобувний сектор регіону.

1. Almeida, F. M. & 11 co-authors. Radiometric dating of Mesozoic magmatism in Angola: implications for tectonic reconstructions. *Geochronology*. 2019. 1(1), P. 1–14. DOI:https://gchron.copernicus.org/articles/1/1/2019/
2. Johnson, L. & Mungai, K. Structural evolution of Proterozoic plutons in Angola: The Katoka complex. *Precambrian Research.* 2020. 337, 105510. DOI: 10.1016/j.precamres.2019.105510.
3. Oliveira, R. G. & 6 co-authors. Magmatic differentiation in ancient and young tubular intrusions: Case studies from Angola. *Lithos*. 2015. 226, P. 123–139. DOI: 10.1016/j.lithos.2015.05.009
4. Smith, J., Santos, J.O.S., & Armstrong, R. Mantle-derived magmatism in southwestern Angola: petrological and geochemical perspectives. *Journal of African Earth Sciences*. 2018. 145, 34–52. DOI: 10.1016/j.jafrearsci.2018.05.003

ГЕОЛОГІЯ КОРИСНИХ КОПАЛИН

ГЕОЛОГІЧНІ ЧИННИКИ ФОРМУВАННЯ ТА ВУГЛЕНОСНІСТЬ РОДОВИЩ ДНІПРОВСЬКОГО БУРОВУГІЛЬНОГО БАСЕЙНУ

Вергельська Н. В., Головченко Д. М., Скопиченко Є. І.

Державна установа «Науковий центр гірничої геології, геоекології та розвитку інфраструктури НАН України»
vnata09@meta.ua, dinka666999@gmail.com

Формування родовищ твердих горючих копалин пов'язані з розвитком осадових басейнів. Дослідження геологічних чинників формування буровугільних родовищ, як складової осадового басейну у межах Українського щита (УЩ) дозволяє визначити особливості та закономірності накопичення, захоронення та вуглефікації органічної речовини. Відносно малопотужна осадова товща сформована відкладами мезозою та кайнозою, де буровугільні поклади залягають на первинних каолінах і, на більшості вуглерозрізів, є основою її формування.

Вугілля буровугільних родовищ, особливо юрського часу, високозольні та вміщують зачну кількість хімічних елементів, у тому числі рідкісних. Дослідження мінерально-елементних асоціацій у буровугільних родовищах важливе для визначення процесів які сприяли формуванню вугілля збагаченого мінеральними домішками, як геологічного чинника розвитку осадового басейну УЩ. Це сприятиме оцінці буровугільних покладів, як комплексних родовищ.

Основу дослідження покладені польові роботи 2004 – 2011 рр. у Дніпровському буровугільному басейні на діючих вуглерозрізах об'єднання «Олександріявугілля». Проведено узагальнення раніше проведених досліджень за геологічними звітами та публікаціями. На Морозівському, Костянтинівському та Протопопівському вуглерозрізах вивчено геологічну будову та співставлено розрізи. Спектральний аналіз проведений у лабораторії Інституту геохімії та рудоутворення НАН України та у лабораторії ГРП «Донецькгеологія». Дослідження зразків бурого вугілля методом електронно-парамагнітного резонансу проведено в Інституті геотехнічної механіки НАН України (м. Дніпропетровськ).

Дніпровський буровугільний басейн розташований у межах Українського щита, у будові якого беруть участь два структурні поверхи: нижній (фундамент), утворений складчасто-бриловим комплексом архейських і протерозойських порід та верхній (осадовий покрив), складений субгоризонтально залягаючими осадовими товщами мезо-кайнозою.

Докембрійські структури території басейну представлені глибоко метаморфізованими вулкано-плутонічними комплексами архею і протерозою, що утворюють різнопорядкові складчасті структури різних ієрархічних рівнів, ускладнені системою розривних порушень, з якими корелюються ряд розломних зон у осадовій товщі.

За дослідженнями І. Є. Слензака, П. Г. Нестеренка, А. Я. Радзівілла, В. Т. Сябряя, В. М. Нагірного, М. О. Самаріна, С. А. Гурідова, С. В. Коваленко та інших [1, 2, 6-8, 9], встановлено що основні розломи співпадають з протяжністю складчастості, а поперечні, за відношенням до них, розломи синхронні зі складчастістю. Періодична активізація розломів призвела до зміни умов денудаційних і седиментаційних процесів осадового чохла, завдяки контрастним рухам блоків фундаменту. Рухи блоків фундаменту контролювали режим формування рельєфу й умови накопичення порід осадового чохла, у тому числі й торфовищ та буровугільних покладів [5, 7, 9].

Формування осадового чохла відбувалося в епоху платформного розвитку УЩ, протягом фанерозою, переважно, в умовах чергування суші та мілкого моря, тобто переважали коливальні епейрогенічні рухи. Впродовж цього геологічного часу на території басейну в умовах малоконтрастного рельєфу формувалася потужна кора хімічного вивітрювання кристалічних порід фундаменту, яка є підвугільним горизонтом на більшості діючих вуглерозрізів.

Протягом палеозою кора вивітрювання кристалічних порід щита була основним джерелом постачання теригенного матеріалу у суміжні прогини Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) та схилів УЩ [6, 8]. У мезозойську епоху територія УЩ перебувала у режимі довготривалого підняття. Розчленування утвореного пенеплену та початок формування осадового чохла відбувається протягом тріас-юрського часу. В юрський час закладаються мезозойські депресії та річкові долини [2, 7]. На північному сході, у наслідок занурення ДДЗ, починається морська трансгресія. Підтоплення морем річкових долин створює умови для їх заболочення, поширення вологолюбної рослинності, утворення торфовищ, а з часом – формування буровугільних покладів юрського віку.

Вугленосність юрського віку розвинена в північно-західній частині басейну у континентальних відкладах байоського та батського ярусів. Континентальні відклади середньоюрського (байос) віку розташовані в гирлових та пригирлових частинах давніх річкових долин юрського віку, що відкриваються в сторону ДДЗ. Генетично вугільні прошарки байоського ярусу пов'язані з піщаною товщею алювіального походження. В ній нерідко зустрічаються сліди кореневих систем, які зберегли початкове вертикальне положення. Загальний вигляд товщі свідчить про автохтонне утворення вугілля.

Буровугільні поклади поширені на території Київської (14 вуглепроявів) та Житомирської (11 вуглепроявів) областей [7].

Потужність континентальних відкладів байоського ярусу змінюється від перших метрів до 20-30 м, глибина залягання збільшується із заходу на схід від 50 до 300 м. На заході (у присхиловій частині УЩ) байоські відклади поширені у вигляді розрізнених плям, пов'язаних з депресіями фундаменту і залягають на значно менших глибинах (50-70 м), зберігаючи потужність близько 20 м і високу вугленосність. Вугільні пласти і лінзи вугілля у Коростишівському геолого-промисловому районі приурочені до пісків байоської товщі алювіального походження. Вугілля високозольне, піритизоване та має включення рідкісних хімічних елементів. За вмістом елементів-домішок поклади вугілля юрського віку варто віднести до комплексних родовищ під час розробки. Варто зазначити, що значна частина відкладів байоського ярусу розмита, тому для більш конкретних даних доцільно провести додаткові дослідження.

На початку крейдового періоду в результаті загального підняття території підсилюється ерозійна діяльність, яка в кінці крейдового періоду змінюється новою морською трансгресією й охоплює північно-східну частину Дніпровського буровугільного басейну. Більша частина території УЩ та його схилів після дат-палеоценової тектоно-магматичної активізації [6, 8], на початку еоцену залишалася, переважно, суходолом з річково-озерною мережею та морськими затоками [1, 6, 8].

У результаті тимчасової активізації контрастних рухів та підсилення ерозійної діяльності, на початку еоценового періоду, починають формуватися палеогенові палеодолини, які суттєво наслідують контури мезозойських палеодолин, особливо їх придельтові частини. У долинах акумулювався та відкладався, переважно, теригенний матеріал і формувалися торфовища, які з часом перетворилися на буровугільні поклади, переважно, лімнічного (озерно-річкового) та прибережно-морського походження [1, 6, 8, 9]. На динамічну обстановку у період торфонакопичення та вуглеутворення вказують: сингенетичні розмиви у вугільних пластах та їх розщеплення, зміна типів вугілля у пласті як по латералі (горизонтально) так і по вертикалі.

Промислова вугленосність Дніпровського буровугільного басейну пов'язана з бучацькими відкладами, які представлені різнозернистими пісками, місцями глинистими, іноді з малопотужними прошарками бурого вугілля та пісковиків (характерних для прибережно-морських фацій), з включенням зерен кварцу та глауконіту. Найбільші за запасами та найкращі за якістю поклади бурого вугілля приурочені до глинистих шарів, вуглистих глин з поступовим переходом глин у вугілля, нерідко до глин піщанистих, щільних, зрідка шаруватих – з прошарками вторинного каоліну, від сірих до темно-бурих кольорів. Глибина залягання бучацької світи від 1 до 200 м, потужність збільшується із заходу на схід, сягаючи 20 м і більше. Бучацькі вугленосні відклади, поширені локально в депресіях-балках, що відкриваються в сторону морського басейну того часу. Їх

вугленосність з переходом до прибережно-морських і морських фацій різко знижується до повного заміщення безвугільною товщею. У межах окремих депресій вугленосність знижується в напрямку до їх бортів і суміжних піднять до повного виклинювання вугілля [8, 9].

Бучацька світа при своїй невеликій потужності (до 50 м, рідко більше) характеризується високим коефіцієнтом вугленосності (співвідношення пласта вугілля до порід покрівлі 1:10), навіть якщо він приймається для відкладів світи в цілому, враховуючи, не лише вугленосний але й підвугільний і надвугільний горизонти.

Дослідження методом електронно-парамагнітного резонансу (ЕПР), перш за все, підкреслює різницю у петрографічній групі вітриніту-гуменіту, тобто відміни стосуються умов перетворення органічної речовини у фаціальних умовах. Швидше за все, зафіксовані зміни є результатом процесу що відбувається у викопній органіці у процесі її накопичення та вуглефікації [3].

Отримані результати спектрального аналізу зразків вугілля, корелюються з петрографічними дослідженнями та результатами ЕПР. За результатами спектрального аналізу у всіх пробах бурого вугілля визначені такі хімічні елементи: Si, Al, Mg, Ca, Fe, Mn, Ni, Ti, V, Cr, Mo, Zr, Nb, Cu, Ga, Be, Pb, Sn, Y, Yb, Ba, P, Sc та Li. У поодиноких пробах визначені Bi, Ge, Ce, La, що можна пояснити привнесенням цих компонентів при формуванні даного пласта (розріз Протопопівський). Із хімічних елементів, що визначалися, у жодній із проб не були визначені: W, Hf, Th та As. Серед хімічних елементів є такі, значення яких у всіх пробах близькі чи однакові для всіх петрографічних типів вугілля: Mg, Ca та Bi. Така особливість може бути пов’язана із строкатістю фацій у період накопичення торфовищ чи з процесами вуглефікації органічної речовини до утворення сучасного стану буровугільної товщі [2 - 4].

Перетворення органічної речовини бурого вугілля та збагачення особливими елементами-домішками у різних фаціальних умовах підтверджується всіма типами дослідження.

Особливим елементом у еоценовому вугіллі є монтан-віск, що є цінною сировиною [8].

Строкатість фацій підтверджується і дослідженими рештками вуглефікованої деревини різного стану збереженості, який не залежить від розміру відібраного зразку [4]. У вуглерозрізах Дніпровського буровугільного басейну під час польових робіт були відібрані зразки: «скам’янілої деревини», «деревних решток-гнилушок», «м’якої деревини», «деревини перехідної» (рис. 1 а-г), а також подрібненої деревини незначних розмірів (в частки сантиметрів).

У другій половині еоцену трансгресія київського моря перекриває вугленосні товщі морськими карбонатно-теригенними відкладами. На деяких родовищах відбувається повний чи частковий епігенетичний постформаційний розмив пластів. Вище у, розрізі, їх змінюють відклади харківської трансгресії. Відклади київської та харківської трансгресій сприяли перекриттю, похованню та збереженню вугленосних відкладів.

а

Лігніт-гнилушка, Костянтинівський розріз, ПК 61-15

б

М’який лігніт, Протопопівський розріз, ПК 30-15

в

Мінералізований лігніт, Костянтинівський розріз, ПК 63-11

г

Лігніт перехідний, Протопопівський розріз, ПК 30-17

Рис. 1. Зразки деревини різного стану збереженості з вуглерозрізів Дніпровського буровугільного басейну

Регресивний етап розвитку території басейну починається з другої половини олігоцену. Підняття території відбувається резонансно з горотворенням в альпійській складчастій системі. Майже вся територія щита до кінця середнього олігоцену стає суходолом, у цей час підсилюються процеси ерозії та вивітрювання.

Верхньоолігоценові вугленосні відклади пов'язані з берекською світою. Вони займають незначну територію на правобережжі Дніпра між Вишгородом та Обуховом, в районі Фастова та на захід від Житомира [8]. Не виключено, що формування вугленосних відкладів, відбувалося в умовах прибережно-морської та частково озерно-алювіальної акумулятивної низини, де у окремих місцях розвивалися та накопичувалися торфовища. Вугленосність берекських відкладів незначна. На окремих площах зустрічаються невеликі лінзи вугілля, потужність яких звичайно не перевищує 1 м.

Починаючи з другої половини пізнього олігоцену до середнього міоцену у межі УЩ проникає полтавська трансгресія, залишаючи на щиті континентальні та прибережно-морські відклади полтавської серії.

У відкладах полтавської серії та сарматського ярусу неогену виявлені незначні лінзи бурого вугілля. Пласти бурого вугілля цього часу малопотужні (не перевищують 2 м), невитримані по площі, складної конфігурації. Товща піщаних порід з малопотужними прошарками бурого вугілля формувалася в умовах низин, місцями, з озерно-болотним ландшафтом.

Великий вплив на умови осадконакопичення у середньочетвертинний період мав континентальний режим. В голоцені відбувається подальша виробка долин, розмив більш давніх, у тому й вугленосних, відкладів та накопичення сучасних (рис. 2).

У сучасній структурі осадового покриву щита товщі буровугільних родовищ залягають майже горизонтально, з незначним нахилом на північний схід, у сторону ДДЗ. Цей напрям співпадає з загальним нахилом кристалічного фундаменту та поступовим збільшенням глибини залягання вугленосної товщі.

Розривні тектонічні порушення вугільної товщі – явище рідкісне. При розробці родовищ виявлені випадки розривних порушень вугільних пластів з амплітудою 1-1,5 м [8].

Плікативні порушення вугільного пласта при експлуатації та розвідці родовищ спостерігалися частіше у вигляді хвилястого залягання вугільного пласта (рис. 1). Причинами плікативних порушень найчастіше є: різкі підняття фундаменту, нерівномірний тиск порід покриття, який зумовлює просадки у товщі слабозцементованих відкладів. За рахунок різких піднять фундаменту в окремих випадках зафіксовано відсутність вугільного пласта в розрізі (розмив чи виклинювання, рис. 1). Іноді

за рахунок різкого збільшення кори вивітрювання у вугільних пластах спостерігаються діапіроподібні складки [8].

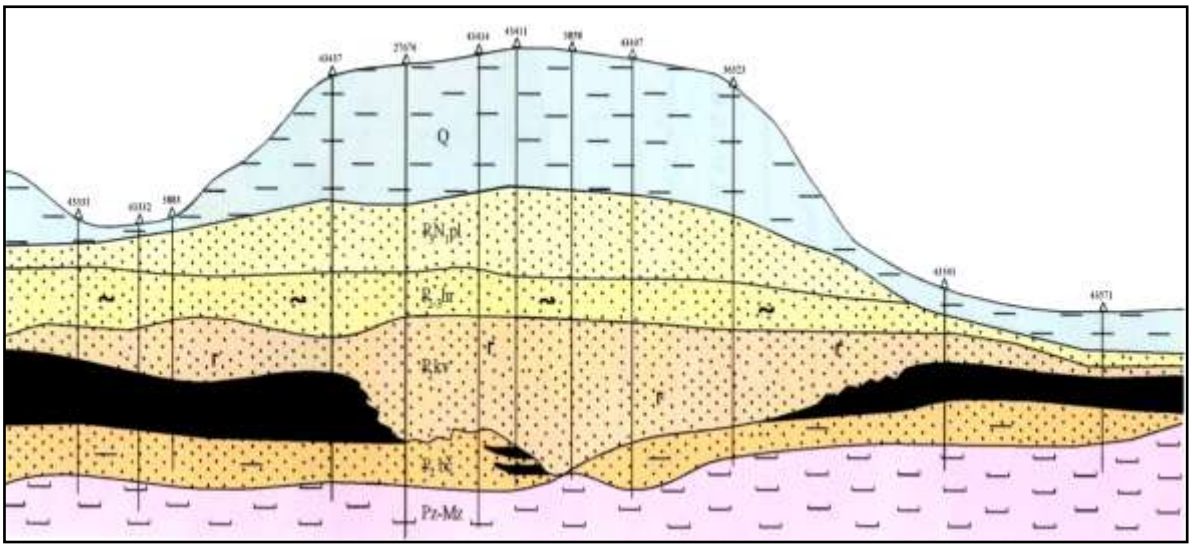


Рис. 2. Епігенетичний постформаційний розмив, Протопопівський розріз, М *верт*. 1:1000, М *гориз.* 1:5000 (З матеріалів П. Ф. Марченко, 1979 р.)

Умовні позначення:

1, 2, 3, 4, 5, 6, 7

1- суглинки четвертинної системи, 2- полтавська серія, дрібнозернисті кварцові піски, 3- харківська серія, піски кварцові глинисті, 4- київська світа, піски глауконіто-кварцові, 5- бучацька світа, піски вуглисті, вугільні прошарки, 6- палеозой-мезозойська кора вивітрювання, 7- розвідувальні свердловини та їх номери.

Із-за просадки у товщі пухких відкладів у центральній частині депресії вугільний пласт залягає нижче, ніж у присхилових частинах. Різниця у значеннях покрівлі вугільної товщі у центральній та присхиловій частинах депресії, в середньому сягає 5-10 м, в той час як різниця підошви пласта складає 10-20 м.

Висновок.

Накопичення, захоронення та збереження органічної речовини в осадовій товщі УЩ простежується від юрських до антропогенових (у вигляді торфовищ) відкладів. У більшості випадків перетворення органічної речовини та збагачення особливими елементами-домішками корелюється фаціальними умовами місця формування бурого вугілля. Строкатість фацій перетворення органічної речовини як в розрізі так і по латералі контролюють тектонічні рухи. Тектонічні рухи у межах Дніпровського буровугільного басейну при формуванні осадового чохла УЩ протягом мезозою (юра) та кайнозою (палеоген-неоген) сприяли як розвитку торфовищ та формуванню буровугільних покладів, так і сингенетичним та епігенетичним розмивам.

Не виключено, що тектонічні процеси (як ендогенні, так і екзогенні) сприяли збагаченню рідкісними елементами вугільних покладів юрського часу.

Зважаючи на дослідження, формування вугільних пластів та прошарків вугілля є закономірним процесом у формуванні осадової товщі УЩ, що повторюється у розрізі з різною інтенсивністю та контролюється тектонічними, швидше за все ендогенними, процесами.

1. *Вергельська Н. В.* Палеогеографічні умови бучацького часу торфонакопичення Дніпровського буровугільного басейну. *Тектоніка і стратиграфія*. 2005. Вип. 34. С. 100–102.
2. *Вергельська Н. В.* Вплив енергетики надр на формування буровугільних покладів Дніпробасу. *Вісник КНУ ім. Т. Шевченка*. ВПЦ “Київський Університет”. 2006. С. 191–194.
3. *Вергельська Н. В., Бурчак О. В.* Дослідження електронно-парамагнітного резонансу бурого вугілля Дніпробасу. *Наукові праці ІФД.* 2005. Вип. 9. С. 58–64.

4. *Вергельська Н. В*. Вміст мінеральних компонентів у бурому вугіллі Дніпробасу. *Збірник наукових праць ІФД*. К. : ЛОГОС. 2008. С. 32 – 36.
5. *Вергельська Н.* Седиментаційний та постседиментаційний чинники формування мінерально-елементних асоціацій у вуглепородних масивах Донбасу. *Вісник Львівського університету. Серія геологічна*. 2024. Вип. 38. С. 134–145. https://doi.org/10.30970/vgl.38.10
6. *Нагірний В. М.* Палеогеографічні умови утворення кайнозойських буровугільних покладів України. К. : Наук. думка, 1977. 108 с.
7. *Самарін М. О.* Вугленосність юрських відкладів північно-західної частини Українського щита і суміжних частин Дніпровсько-Донецької западини. *Доповіді АН УРСР. Сер. Б.* 1968. № 11. С. 977–980.
8. *Сябряй В. Т*. Закономірності розміщення буровугільних формацій в палеогені Дніпробасу. К. : АН УРСР, 1962. 124 с.
9. *Vergelska N. V.* Tectonic preconditions of coal fields formation in the DNIPRO brown coal basin Ukraine. *Documenta Geonica*, 2013/1 IX Czech and Polish «*Geology of coal basins*» 15 – 17. 10. 2013. Ostrava, 2013. p. 165-170.

ПЕРСПЕКТИВИ РУДОНОСНИХ ПОЛІВ І РУДОПРОЯВІВ ВОЛИНСЬКОГО МЕТАЛОГЕНІЧНОГО РАЙОНУ НА МІДЬ

Віктор Мельничук [1], Анатолій Капустюк [2], Михайло Столярець[1]

[1] Національний університет водного господарства та природокористування, м. Рівне
[2] Комунальне підприємство «Волиньприродресурс», м. Луцьк
[1] v.g.melnychuk@nuwm.edu.ua, [2] volynpryrodresurs@gmail.com, [1] stolyarets78@ukr.net

Вступ

У недавно підписаній Угоді між Урядом України та Урядом Сполучених Штатів Америки про створення Американсько-Українського інвестиційного фонду відбудови мідь включена до переліку стратегічно важливих корисних копалин (активи, що стосуються природних ресурсів).

Найперспективнішим на мідь в Україні є Волинський металогенічний район [3], у верхів`ях р. Прип`ять. Згідно схемі металогенічного районування території поширення трапів нижнього венду [4], він входить до складу спеціалізованої на мідь і срібло Прип'ятсько-Дністровської структурно-металогенічної зони і межує з півдня та заходу із спеціалізованою на свинець та цинк Львівсько-Тернопільською структурно-металогенічною зоною. В даному металогенічному районі зосереджені основні ресурси міді в Україні, однак його дослідження останнім часом було сповільнене і перекладене з державної геологічної служби на приватних надрокористувачів.

Комунальне підприємство "Волиньприродресурс" Волинської обласної ради в результаті тендерних торгів отримало у 2017 р. від Держгеолнадра Спецдозвіл (реєстраційний номер 6189) на видобування руд самородної міді (супутні золото і срібло) на рудопрояві «Жиричі» (Ратнівський район Волинської області). У 2020р. видано Спецдозвіл на геологічне вивчення з дослідно промисловою розробкою сусідньої міденосної ділянки «Рудоносне поле Заліси-Шменьки» (ТОВ "БЛ РЕСУРС") Наразі Спецдозволом №5408 на геологічне вивчення з дослідно-промисловою розробкою покладів мідних руд володіє ТОВ «Інтер Актив». Компанія купила право користування рудним полем Заліси-Шменьки за результатами електронного аукціону 18.05.2022..

Неподалік у Волинському металогенічному районі Рівненською геологічною експедицією ДП «Українська геологічна компанія» за участі автора [1, 2] досліджено Північно-Гірницьке, Ратнівське та Катушське рудоносні поля (рудопрояви міді), за геологічною будовою і розмірами аналогічні сусіднім повніше дослідженим Жирицькому рудопрояву [1, 3, 6, 7] та рудопрояву Заліси-Шменьки (рис. 1).

Характеристика рудоносних полів і рудопроявів

Основними особливостями Волинського металогенічного району є переважання в рудах самородних форм міді над сульфідними, стратиформний тип зруденіння, його локалізація на кількох стратиграфічних рівнях (горизонти 1А, 2А, 2Б, 3А, 3Б), наявність в міді домішок срібла та золота.

Мідне зруденіння тут приурочене до окремих гідротермально змінених базальтових і туфових покривів в траповому розрізі нижнього венду (заболотівська, бабинська, лучичівська та ратнівська світи [5]), що залягають горизонтально або нахилені під кутами до 30 градусів (рис. 1). Рудні тіла мають переважно субпластову і лінзовидну форму. Потужність рудних тіл змірюється від 0,2-0,3 м до 3-6 м, протяжність становить десятки і сотні метрів, глибина залягання - від 60 м до 600 м.

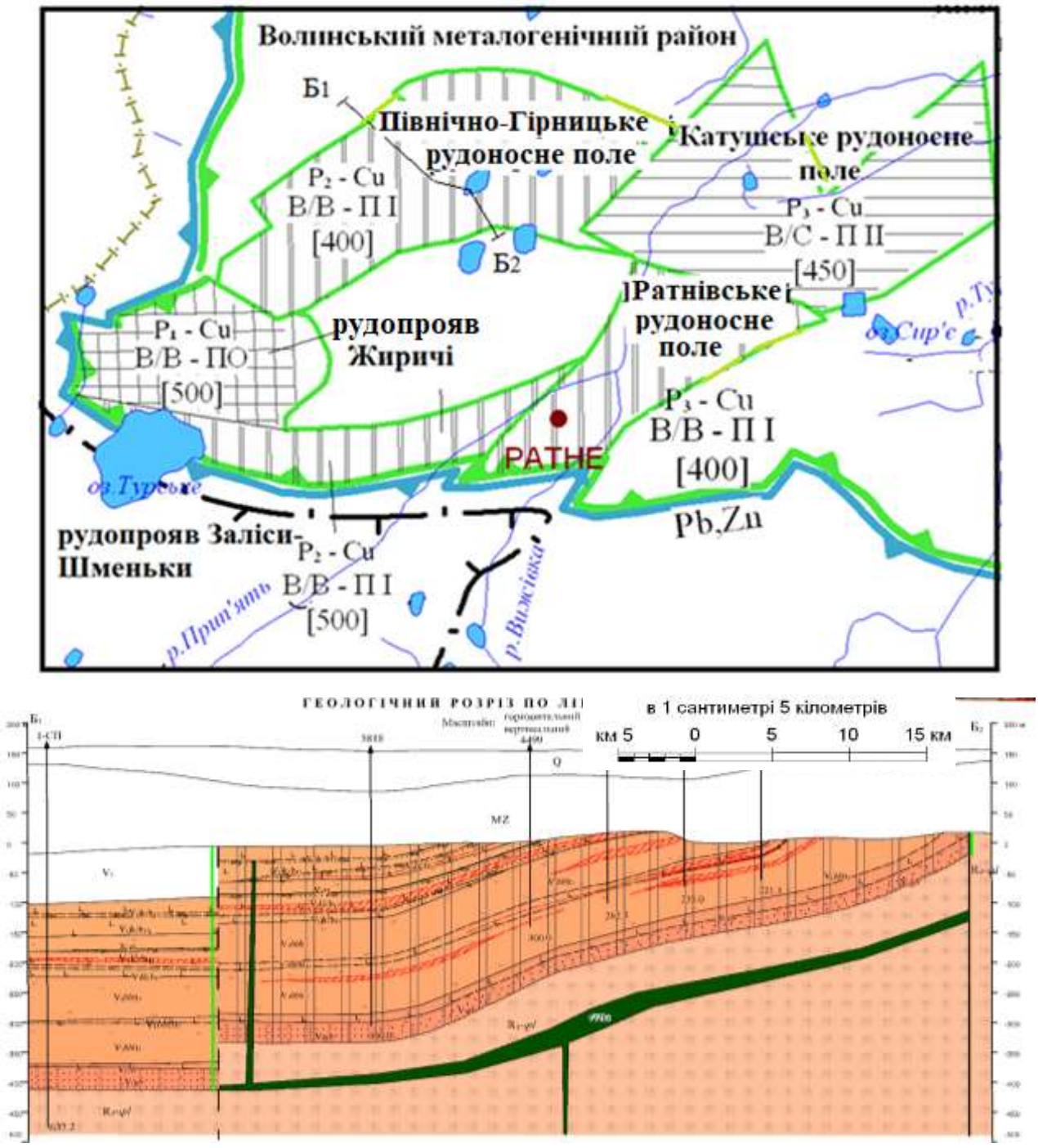
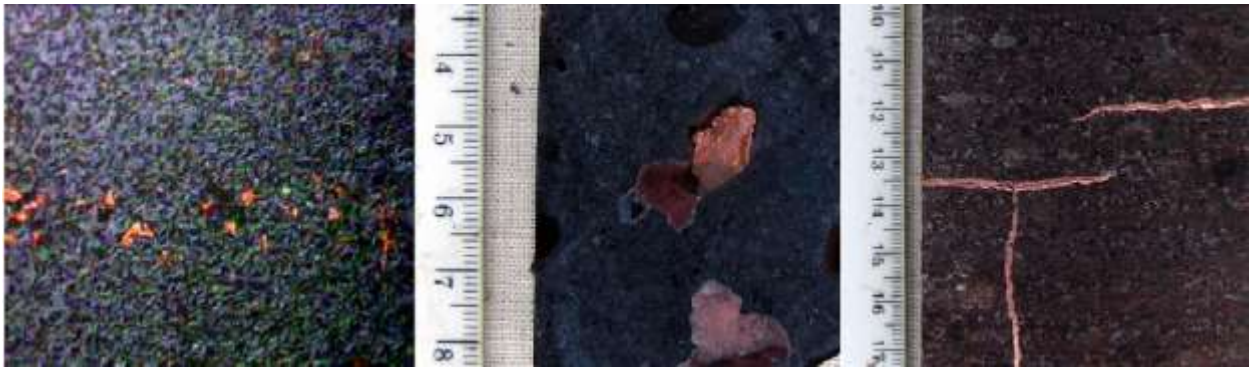


Рис. 1. Рудоносні поля та рудопрояви на схемі районування Волинського металогенічного району та міднорудні тіла (червоним) в розрізі трапової формації нижнього венду в межах Північно-Гірницького рудоносного поля по лінії $Б_1$-$Б_2$

Руди містять виділенння самородної міді вкрапленного і прожилкового типу (рис. 2). За хімічними складом самородна мідь надзвичайно чиста. Основні домішки в ній – залізо (від 0,01 до 3,54 %) і срібло (від 0,01 до 0,37 %). Окрім того, присутнє Au (до 0,03 %) та, інколи, сліди паладію.



а б в

Рис. 2. Морфотипи самородномідного зруденіння: а – смугасто-вкраплене у базальті (збільшення в 6 разів); б – в мигдалинах базальту; в – прожилкове в туфі

Катушське рудоносне поле (рис. 1) розміщене в північно-західному крилі Хотешівської брахіантикліналі. Контролюється Мінсько-Вижівською тектонічною зоною. На домезозойський зріз в межах рудоносного поля виступають в основному стратони нижньовендської ратнівської світи і верхньовендської могилів-подільської серії. Концентрації самородної міді серед нижньовендських трапів локалізовані тільки в міденосних горизонтах 3А і 3Б, що залягають на глибинах до 200-450 м. В горизонті 3А вмісти міді коливаються від 0,11% до 0,211% на 0,5 м. Середньозважені вмісти міді сягають 0,14% на 1,0 м в горизонті $3А_1$). Рресурси міді визначені за категорією $Р_3$ як прогнозні.

Рудопрояв Жиричі (рис. 1) вивчений пошуковими роботами [1]. В геологічній будові рудопрояву приймають участь в різній мірі зародовані докрейдовим розмивом нижньовендські стратони волинської серії: заболотівська, бабинська, ратнівська світи та їх підрозділи, які в західній частині перекриваються верхньовендськими теригенними відкладами могилів-подільської і канилівської серій, а в місцях їх розмиву – мергельно-крейдяною товщею верхньої крейди (до 140 м) і, вище, четвертинними відкладами. З півночі і північного заходу межею рудопрояву слугує Лагожанський субширотний розлом, зі сходу – лінія розмиву заболоттівської світи, з заходу – вірогідна лінія виклинювання середньої і нижньої пачок бабинської світи, а з півдня і південного заходу Південноратнівський розлом. Товща вулканітів в межах рудопрояву відзначається переважно пологим (до 3°) падінням на зх.-пд. зх і наявністю різнонаправлених переважно крутопадаючих до вертикальних розривних порушень з амплітудами переміщення окремих блоків до 20-30 м, зрідка до 80-100 метрів.

Основними міднорудними стратиформними горизонтами на Жирицькому рудопрояві є $1А_1$, $1А_2$, 2А, 2Б, $3А_1$, $3Б_1$ (табл.1), які вивчені до глибини 537 м. Мідь в них поширена в основному в самородній формі і тільки в горизонті $1А_1$ представлена халькозином. Протяжність міднорудних горизонтів сягає сотень м. Рудні тіла з кондиційними вмістами міді мають лінзоподібну форму і мінливі в плані параметри, які ще не дослідженні достатньо густою сіткою свердловин. Потужність мідьвміщуючих інтервалів переважно становить від декількох дециметрів до 1-1,5 м, в окремих випадках вона сягає 19,3 м (св. 5815). Найвищі середньовиважені вмісти міді місцями сягають: 0,31% на 3,5 м, при максимальному значенні 0,54% на 0,5 м (св. 5815) і 4,5% на 1,0 м (св. 5804) – горизонт $1А_1$; 1,04% на 1,7 м (св. 5831), а максимальний вміст 1,38% на 0,5 м (св. 5822) – горизонт 2А; 2,01% на 1,1 м (св. 5827), а максимальний вміст 4,15% на 0,3 м (св. св. 5815) – горизонт 2Б; 0,44% на 1м (св. 5834) – горизонт $3А_1$; 0,513% на 3,5 м (св. 5822) – горизонт $3Б_1$.

За техніко-економічними міркуваннями для Жирицького рудопрояву [1] прийняті наступні параметри попередніх тимчасових кондицій: бортовий вміст міді в пробі – 0,2%; мінімальний промисловий вміст міді в підрахунковому блоці – 0,172%; мінімальна потужність рудного тіла, яка включається в підрахунковий контур – 1,0 м; максимальна потужність прошарків пустих порід і некондиційних руд, яка включається в підрахунок запасів – 1,0 м. Прогнозні ресурси міді для

Жирицького рудопрояву підраховані в результаті пошукових робіт [1] у кількості 992,83 тис. т (у т. ч. категорія P_1 – 858,93 тис. т; P_2 – 133,9 тис. т). Виробничим кооперативом "Геолог" було проведене попереднє геолого-економічне оцінювання прояву Жиричі [7] Були оцінені запаси міді за категорією C_2 – 72,2 тис. т, прогнозні ресурси категорії P_1 – 720,55 тис. і P_2 – 109,45 тис. т. Зазначені ресурси і запаси міді у рудопрояві Жиричі переглянуті вченими ННІ «Інститут геології» КНУ ім. Тараса Шевченка [6]. Запаси міді за категорією C_2 визнані недостовірними, а прогнозні ресурси підраховані за категорією P_1 в кількості 220,4 тис. т.

Таблиця 1

Характеристика мідного зруденіння рудопрояву Жиричі за [1]

Горизонти	К-сть пройдених свердловин (загалом / з розкритим зруденінням, м)	К-сть інтервалів з Cu	Кількість проб						
			Загалом по горизонту	По інтервалах з Cu	Вмісти Cu (%)				
					< 0,1	0,1-0,2	0,2-0,5	0,5-1,0	> 1,0
1	*2*	*3*	*9*	*10*	*11*	*12*	*13*	*14*	*15*
$3Б_1$	45/40	75	421	355	260	71	17	6	1
$3А_1$	50/44	114	426	323	285	27	10	1	-
2В	52/10	25	50	28	25	3	-	-	-
2Б	51/50	287	706	517	391	69	39	11	7
2А	54/49	151	646	275	153	58	44	16	4
$1А_1$+$1А_2$	25/14	27	92	62	54	2	5	1	-
Загалом:		679	2341	1560	1168	230	115	35	12

Рудопрояв Заліси-Шменьки (рис. 1) розміщений в південному нічному крилі Ратнівської брахіантикліналі, ускладненому Ратнівським і Південноратнівським скидами. За особливостями геологічної будови, міденосністю горизонтів, структурно-текстурними, мінералого-петрографічними характерстиками подібний до Жирицького рудопрояву. В складі продуктивних на мідь нижньовендських трапів виділяються рудоносні горизонти 2А, 2Б, 3А, 3Б, що залягають на глибинах 200-620 м. Середньовиважені вмісти міді сягають: 1,41% на 2 м при максимальному значенні 1,7% на 1,0 м (св. 5572) – горизонт $1А_1$; 0,32% на 2,4 м при максимальному вмісті 0,47% на 1,2 м (св. 17-А) – горизонт $1А_2$; 0,765% на 2,8 м при максимальному значенні 1,33% на 1,0 м (св. 5591) – горизонт 2А; 0,66% на 1м (св. 5808), а максимальний вміст 1,66% на 0,3м (св. 5529) – горизонт 2Б; 0,47% на 2,1 м при максимальному вмісті 1,06% на 1,1 м (св. 17-А), а в штуфній пробі 2,6% (св. 15-СП) – горизонт $3А_1$; 0,21% на 1,2 м (св. 5808) – горизонт $3Б_1$. Перспективні ресурси міді для рудопрояву Заліси-Шменьки визначено за категорією P_2 і становлять 160,0 тис. тонн [1].

Висновки

Перспективні на мідь і супутню благородно металеву мінералізацію рудоносні поля та рудопрояви Волинського металогенічного району за геологічною будовою, морфотипами мідних руд, та концентраціями міді подібні між собою, але відрізняються за геологічною вивченністю ресурсів міді. Дані міднорудні об`єкти претендують на роль стратегічно важливих для України. і потребують подальших досліджень В межах Північно-Гірницького, Ратнівського і Катушського рудоносних полів рекомендується виконати пошуково-оцінювальні роботи на мідь, а рудопрояви Жиричі і Заліси-Шменьки оцінити геологічною розвідкою з дослідно-промисловою розробкою та подальшим видобуванням мідних руд та промисловим використанням хвостів збагачення як петрургійної сировини для кам’яного литва.

1. *Жуйков М. І. та ін*. Пошуки родовищ міді в межах рудопроявів Волинського рудного району і пошуково-оцінювальні роботи на Рафалівській площі. Звіт Рівненської геологічної експедиції по титулу 100 за 1991-2008 р.р. Рівне, Рівненська ГЕ ПДРГП "Північгеологія, 2008 р. - кн. 1 - 293 с. , книга 2 - 164 с.
2. *Матеюк В. В. та ін*. Геолого-структурний аналіз території Волинського рудного району з метою визначення контролю і прогнозу промислового мідного зруденіння. Звіт про геологічне вивчення надр. - Київ, Рівненська ГЕ ПДРГП "Північгеологія, 2011 р.. – 127 с.
3. *Мельничук В. Г.* Міденосні трапи Волині та суміжних територій Східної Європи: Монографія. Рівне : НУВГП, 2022р. 337с.
4. *Мельничук В. Г., Мельничук Г. В.* Металогенічне районування міденосних трапів нижнього венду Волині. *Мінералогічний. збірник.* 2021, № 71, вип. 1- 2. С. 47-53
5. *Мельничук В. Г., Мельничук Г. В.* Оновлена стратиграфічна схема неопротерозою Вольно-Поділля : збірник наук. праць за матеріалами XIII Всеукр. наук. конф. (3–5 жовтня 2022 р., Львів). Львів : МВЦГГф ЛНУ. С. 36-44.
6. *Михайлов В., Курило М., Андрєєва О., Шнюков С.* Перспективи промислової рудоносності прояву міді Жиричі. *Вісник КНУ імені Тараса Шевченка. «Геологія»*. 2022. 2(97). С. 66-77.
7. Попередня геолого-економічна оцінка ділянки мідних руд Жиричі у Ратнівському районі Волинської області. Звіт про пошуково-оцінювальні роботи. (2016). Звіт про НДР. К. : ВК "Геолог", 2016 р.

БУРШТИНОНОСНІ ЗОНИ І РАЙОНИ ПРИП`ЯТСЬКОГО ОЛЕГОЦЕНОВОГО БАСЕЙНУ НА ПОЛІССІ

Мельничук В. Г., Криницька М. В., Коваль Д. М., Самчук К. В., Столярець М. О.

Національний університет водного господарства та природокористування, м. Рівне
v.g.melnychuk@nuwm.edu.ua, m.v.krynytska@nuwm.edu.ua, d.m.koval@nuwm.edu.ua, samchuk_vg23@nuwm.edu.ua, stoliarets_vg22@nuwm.edu.ua

Територіальне районування бурштиновмісних площ України було започатковане працівниками Рівненської геологічної експедиції ПДРГП «Північгеологія» [3]. Авторами статті узагальнено інформацію про поклади бурштину на Поліссі [4]. Зокрема оновлено схему їхнього мінерагенічного районування, за якою на території Українського Полісся (західної частини Прип'ятського олігоценового басейну) виділяється три мінерагенічні бурштиноносні зони субмеридіонального простягання: Маневицько-Зарічненська – в північній частині Волино-Подільської плити, Дубровицько-Володимирецька – на з'єднанні Українського щита і Волино-Подільської плити, Клесівсько-Пержанська – на північно-західному схилі Українського щита. Кожна із зазначених зон поділяється на кілька районів, що відрізняються за геологічною будовою, палеогеографічними умовами накопичення та вмістами бурштину, який відкладався тут в олігоцені, на думку авторів [4], в умовах змішування солоних вод Паратетісу і опріснених вод епіконтинентального моря. (рис. 1). Контури бурштиноносних районів було деталізовано в результаті геолого-прогнозного картування західної частини Прип'ятського бурштиноносного масштабу 1:200 000 (Волненко С.О. та інші, 2015 р.

Геологічне вивчення Прип`ятського бурштиноносного басейну в межах України останніми десятиліттями істотно поглибилось за рахунок діяльності як ліцензованих надрокористувачів, а ще більше - в результаті несанкціонованих пошуків та видобутку бурштину старателями [1]. При цьому нелегальні пошуки і видобуток бурштину за масштабами значно випередили легальні. Ділянки нелегального видобутку бурштину наразі виходять далеко за контури розглянутих бурштиноносних районів та контури перспективних площ, виділених за результатами геопрогнозного картування масштабу 1 : 200000 (Волненко С.О. та інші, 2015 р.). Таким чином склалися передумови, що обгрунтовують необхідність повторного геопрогнозного картування на бурштин як на раніше закартованих площах, так і нарощування площі геопрогнозного картування на схід та на захід.Такий підхід в значній мірі нівелюватиме кризові явища в геологічному вивченні і промисловому освоєнні покладів бурштину в Україні [2] і дозволить уточнити та переглянути контури та значимість

охарактеризованих нижще мінерагенічних одиниць.

Маневицько-Зарічненська бурштиноносна зона у вигляді смуги шириною 30-35 км орієнтована із південного заходу на північний схід. Обрамована Полицько-Мідським еоцен-олігоценовим підняттям та Дубровицько-Володимирецькою прибережно-морською і мілководно-морською зоною Прип'ятського олігоценового седиментаційного басейну.

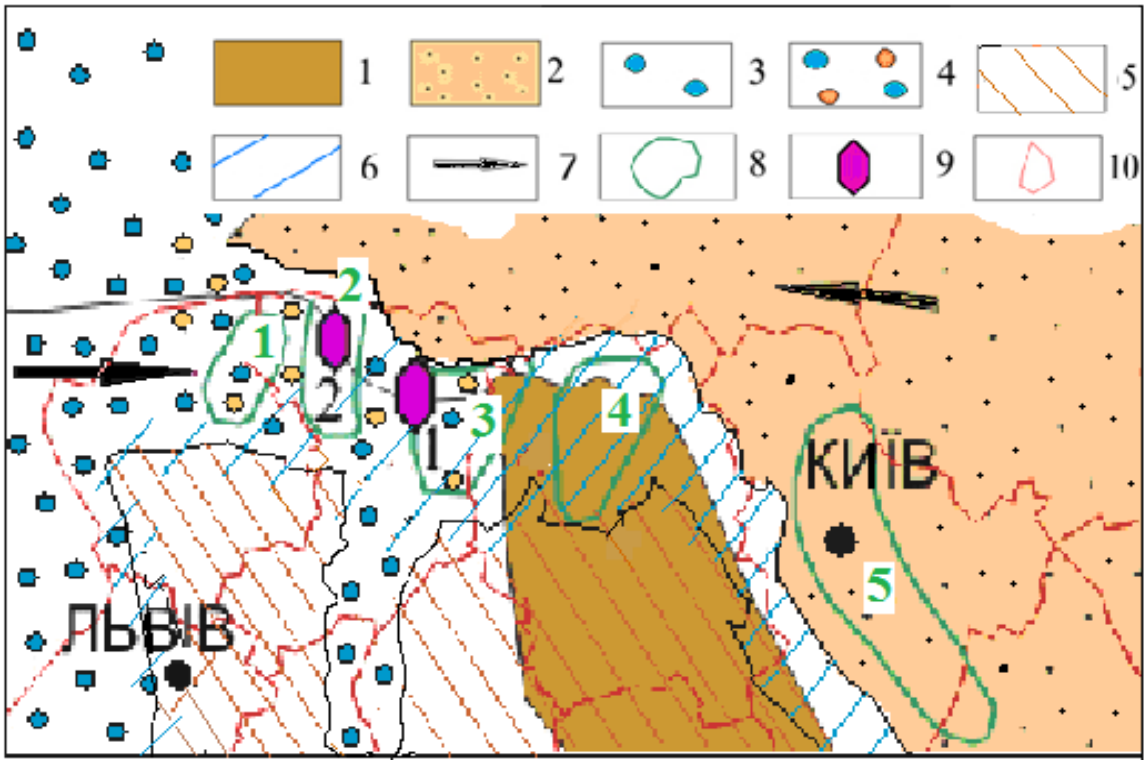


Рис. 1. Схема мірагенічного районування Прип'ятського бурштиноносного басейну (олігоцен) за [2]:

Умовні позначення:

1 – Український щит; 2 – опріснені води епіконтинентального моря; 3 – солоні води Паратетісу; 4 – область змішування солоних і опріснених вод; 5 – олігоценовий суходіл; 6 – ділянки періодичного затоплення суходолу; 7 – напрям течій; 8 – бурштиноносні зони: 1) Маневицько-Зарічнянська, 2) Володимирецько-Дубровицька, 3) Клесівсько-Пержанська, 4) Бараші-Лугинська, 5) Київсько-Дніпровська; 9 – родовища бурштину: 1) Клесівське, 2) Вільне та Володимерець Східний; 10 – межі адміністративних областей України

З півдня, сходу і південного сходу бурштиноносна зона обмежується врізами річкових долин четвертинного віку. Відмінною рисою зони є її приуроченість до області розвитку льодовикової площинної денудації (зрізу), яка на більшій частині території зони стала чинником руйнування продуктивних бурштиноносних відкладів. Результатом площинної екзарації стало сучасне мозаїчне розташування збережених від розмиву полів розвитку еоцен-олігоценових бурштиноносних утворень. За рахунок площинної екзарації і ерозійних врізів в центральній частині дана зона розділена на два просторово відокремлені бурштиноносні райони: Маневицький і Зарічненський.

Маневицький бурштиноносний район в адміністративному відношенні охоплює східну частину однойменного адміністративного району Волинської області. Знаходиться в межах розвитку прибережно-морської та мілководно-морської частин шельфу межигірського седиментаційного басейну. Характеризується ізометричним контуром шириною 30 км при довжині близько 40 км.

Бурштиноносні межигірські відклади району представлені глауконіт-теригенними, глинистими літолого-фаціальними комплексами. Потужність бурштиноносних відкладів тут складає 1-6 м, а глибина їх залягання коливається у значних межах. Мінімальна (від 0,5 до 2,5 м) – спостерігається в південній частині району. Збільшення глибини залягання відкладів межигірської світи відмічається у центральній, південно-східній і південно-західній частинах району (від 11,0 до 25 метрів і більше).

В межах Маневицького району відомий лише один прояв з оціненими перспективними ресурсами бурштину – Гута-Лісовський. Оцінки потребують Кухотсько-Вольський та інші прояви бурштину, що виявлені і розробляються старателями, а останніми роками - КП «Волиньприродоресурс».

Зарічненський бурштиноносний район в адміністративному відношенні охоплює північ Варазького і Сарненського адміністративних районів Рівненської області та схід Маневицького району Волинської області. Має субмеридіональне простягання у вигляді смуги шириною до 20 км при її довжині 40 км. Характеризується значним площинним денудаційним зрізом дніпровським льодовиком продуктивних відкладів олігоцену, які збереглись у вигляді ізольованих останців розмірами в середньому 5 х 15 км.

Бурштиноносні межигірські відклади району представлені глауконіт-теригенними літолого-фаціальними комплексами, потужність яких складає 7-8 м, а глибина залягання – 8,5-40 м. Найбільші глибини залягання межигірських відкладів характерні для крайніх північної і східної частин району, що відповідають більш глибоководній частині морського басейну.

В межах району рекомендується постановка попутних ревізійних робіт на бурштин в складі інших видів геологічних досліджень.

Дубровицько-Володимирецька бурштиноносна зона розташована в межиріччі Горині, Стира і Случа. У вигляді смуги шириною 18-40 км витягнута із південного заходу на північний схід. Обрамлена Сарненсько-Дубровицьким і Полицько-Мідським еоцен-олігоценовими підняттями. Відмінною рисою зони є її приуроченість до мілководної частини шельфу олігоценового басейну, який тут характеризується мозаїчним розташуванням невеликих за розмірами палеоостровів і палеозападин. Із усіх боків зона додатково обрамлена ерозійними врізами. За рахунок ерозійного врізу у центральній частині зона розділена на Дубровицький і Володимирецький бурштиноносні райони.

Дубровицький бурштиноносний район охоплює західну і північну частини Сарненського адміністративного району Рівненської області. Знаходиться, в основному, в межах розвитку мілководно-морської частини шельфу архіпелажної будови межигірського седиментаційного басейну. Характеризується простяганням з півдня на північ при ширині 20-28 км і довжині близько 40 км. Зі сходу, заходу і півдня район обрамований ерозійними врізами, а з півночі – обмежується державним кордоном України.

Бурштиноносний межигірський горизонт району представлений, в основному, глауконіт-теригенними відкладами внутрішньої мілководної частини епіконтинентального моря. Потужність бурштиноносних відкладів тут складає 5-9,5 м, а глибина їх залягання, в середньому- 10,5-16,5 м потужність збільшується наростаючи у західному і південно-західному напрямках.

В межах розглянутого району виявлено родовище бурштину Вільне і перспективні прояви з оціненими перспективними ресурсами – Золотий, Ясинецький, Мочулищенський, Людиньський та інші.

Родовище бурштину Вільне розташоване в Сарненському районі Рівненської області, поблизу сіл Грані, Грицки і Вільне. В геологічній будові даних родовища практично скрізь на еоценових відкладах залягає межигірський бурштиноносний горизонт, представлений піском сірим, темно-сірим до чорного, дрібно-середньозернистим, кварцовим, глинистим. Відзначено косу шаруватість пісків, підкреслену глинистим матеріалом та присутність лінз темно-сірої, чорної, запісоченої, тонкошаруватої глини, збагаченої рештками частково обвугленої деревини. Саме з такими лінзами пов’язані знахідки уламків та шматків бурштину, переважно розміром від 1-2 до 3-5 см, рідко 10-15 см. Серед решток деревини відзначаються уламки гілок та стовбурів, шишки та кора, які іноді заміщаються піритом або кремнеземом.

Потужність відкладів межигірської світи в цілому коливається в межах від 2,9 до 8,2 метрів, складаючи в середньому 5,2 м. Вміст бурштину в середньому по родовищу складає 11,43 г/м^3.

Володимирецький бурштиноносний район охоплює територію Володимирецького і крайню

західну частину Сарненського адміністративних районів Рівненської області. Знаходячись у межах розвитку прибережно-морської і мілководно-морської частин шельфу архіпелажної будови межигірського седиментаційного басейну. Даний бурштиноносний район характеризується ізометричною трикутникоподібною формою і загальним простяганням в північ-північно-східному напрямку. Ширина його у південно-західній частині складає 40-45 км, а в північно-східній – 20 км. Зі всіх боків район обрамований ерозійними врізами річкових прадолин.

Бурштиноносні межигірські відклади району представлені, в основному, глауконіт-теригенними літолого-фаціальними комплексами. Потужність бурштиноносних межигірських відкладів в межах району складає 4,1-5,0 м в середньому, а глибина їх залягання – 5,0-9,5 м, досягаючи в поодиноких випадках 15 м.

Геологічними дослідженнями на території Володимирецького бурштиноносного району розвідується родовище Володимирець Східний, а також виділені бурштиноносні площі, в межах яких виявлено перспективні прояви: Володимирецька – з проявами Володимирецький-II, Кам'яногірський, Жовкинівський, Дубівський; Вирківська – з проявами Вирківський, Вирка Південний, Ромейківський; Полицька – з проявами Полицький, Полиці Південний, Мало-Жолудський, Мало-Жолудський Східний, Бабківський.

Родовище бурштину Володимирець Східний розташоване в 0,5 км на схід від смт Володимирець Варазького району Рівненської області. Перспективними на бурштин у розрізі родовища є породи межигірського літолого-фаціального комплексу, що сформований в межах шельфової частини мілководдя архіпелажної будови. Бурштиноносна товща складена кварцовими різнозернистими, з переважанням дрібно-середньозернистих, глауконітвміщуючими темно-сірими пісками, що містять домішку крупнозернистої фракції кварцового складу та гравійних зерен кварцу. Як правило, разом з бурштином зустрічається більша кількість крупнозернистого кварцового піскового матеріалу та уламки вуглефікованої деревини.

Потужність порід межигірського віку мінімальна в центральній і західній частинах родовища і коливається від 0,4 м на схилах південних локальних палеопіднять до 4,8 м в північній його частині. Середня потужність межигірських відкладів складає 2,5 м.

Промисловий бурштин в розрізах родовища приурочений виключно до межигірських відкладів.

Розподіл бурштину по площі і в розрізі покладу дуже нерівномірний.

Вирківській прояв бурштину розташований між селами Вирка, Ромейки і Сошники. Відклади палеогенової системи в межах прояву представлені утвореннями обухівського горизонту еоцену та межигірського і берекського горизонтів олігоцену. Підошва межигірського продуктивного горизонту наслідує хвилеподібний характер покрівлі обухівських порід. Її абсолютні позначки коливаються в межах від 151,3 до 158,9 м. В межах прояву бурштиноносна товща утворює тіло лінзоподібної форми субмеридіонального простягання, що просторово заповнює палеозападину і змінюється по ширині від 400 м в крайових її частинах до 250 м в центрі, різко виклинюючись на півночі і півдні прояву. Довжина тіла по простяганню складає 1100 м.

Бурштиновміщуючими породами прояву є темно-сірі алеврити з вмістом органічної речовини та глауконіт-кварцові різнозернисті піски з різною кількістю глинистого матеріалу, які вміщують вуглефіковані рештки деревини, дисперсну органічну речовину та мулистий матеріал, шматки бурштину. Потужність порід межигірського віку коливається в межах від 0,6 м до 8,2 м, складаючи в середньому по прояву 2,6 м. Вміст бурштину коливається у межах від 3,2 г/м^3 до 32,3 г/м^3, складаючи в середньому по прояві 11,3 г/м^3.

Клесівсько-Пержанська бурштиноносна зона витягнута у вигляді смуги в субширотному напрямку вздовж північно-західного схилу УЩ на відстань приблизно 120 км. Приурочена до виходів на домезозойську поверхню кристалічних порід протерозойського фундаменту Українського щита. Характеризується локальним розповсюдженням продуктивних товщ палеогену, утворених на місці численних лагун, заток та бухт, розташованих по периферії щита.

В межах Клесівсько-Пержанської бурштиноносної зони на території Рівненської області

поширений Клесівський бурштиноносний район.

Клесівський бурштиноносний район обмежений зі сходу та південного сходу підвищенням УЩ, заходу – Дубровицько-Сарненським палеопідняттям, з півночі – державним кордоном України. Просторове орієнтування характеризується простяганням у північ-північно-східному напрямку при ширині 10-45 км і довжині до 70 км. Це один з найперспективніших бурштиноносних районів України. В адміністративному відношенні охоплює території Дубровицького, Сарненського і Рокитненського районів Рівненської області. В палеогеографічному відношенні знаходиться в межах розвитку прибережної частини мілководного шельфу нижньоолігоценового седиментаційного басейну. Тут виявлене Клесівське родовище бурштину та Олексіївський і Томашгородський потенційно перспективні прояви.

Клесівське родовище бурштину розташоване у зоні обрамлення протерозойських кристалічних порід північно-західної частини УЩ осадовими утвореннями палеогену. Складається із п'яти ділянок: Пугач, Федорівська, Дюни, Роднікова та Меліоративна.

Поклади з промисловим вмістом бурштину тут виявлено у олігоценових піщано-глинистих глауконітових відкладах на глибинах 3-10 м, їхня потужність – 0,5-5 м. Бурштин прозорий і непрозорий, різних відтінків жовтого, червоного, коричневого та білого кольорів, у вигляді кусків з поперечником 0,5-15 см, вагою 1-800 г. В геологічній будові ділянки безпосередньо на древній корі вивітрювання кристалічних порід залягає товща еоценових відкладів, представлена дрібнозернистими глауконіт-кварцовими пісками темно-зеленого забарвлення, приуроченими до палеопонижень між кристалічними виступами фундаменту, та шар зеленкувато-сірої щільної і в'язкої глини потужністю 0,5-9 м (до 25 м в східній частині ділянки), переважно підстилаючої продуктивну товщу. Вище залягають продуктивний на бурштин межигірський та малопродуктивний берекський горизонти.

Межигірський бурштиноносний горизонт представлений пісками дрібно-, середньозернистими зеленкувато-сірого забарвлення, з вмістом глауконіту до 5%. Серед піску зустрічаються проверстки (2-3 см) темно-сірого забарвлення, збагачені розсіяною органікою та, переважно, з шматками бурштину. Бурштин в основному обкатаний.

В основі межигірського горизонту зустрічається галька порід фундаменту та чорного кременю (3-5%). Тут же відмічені шматки бурштину різної форми розмірами 1-2, рідше – 5-10 см. Колір бурштину – жовтий та червонуватий різних відтінків. Вміст бурштину коливається від 1 до 420 г/м^3. Потужність горизонту змінюється від 1-2 м до 5-6 м, досягаючи у східній частині ділянки 16 м.

Склад і процентне відношення різних груп фітопланктону в бурштиноносних відкладах , дозволяє припустити, що формування бурштинових розсипів Клесівського родовища проходило в умовах прибережного мілководдя з пониженою солоністю (припустимо напівзакрита лагуна), а родовище Клесівське, і зокрема ділянка Пугач, – це захоронене пластове розсипиче ближнього зносу, сформоване в умовах прибережного мілководдя лагунного типу.

1. *Волненко С. О., Мельничук Г. В., Мамчур С. В., Курепа Я. С.* Старательські способи видобутку бурштину в Українському Поліссі. *Вісті Донецького гірничого інституту :* Всеукр. наук.-техн. журнал / Гол. ред. Башков Є. О. Покровськ: ДВНЗ «ДонНТУ», 2017. Вип 1 (40). С. 118-122.
2. *Коваль Д. М., Мельничук В. Г., Криницька М. В., Столярець М. О.* Кризові явища в геологічному вивченні і промисловому освоєнні покладів бурштину в Україні (Організаційно-правові аспекти). *Проблеми геології України* : збірник наук. праць / Відп. ред. М. М. Павлунь. Львів : ЛНУ імені Івана Франка, 2024. С. 98-106.
3. *Криницька М. В., Шпирка В. М*. Територіальне районування бурштиновмісних площ України в світлі їх ієрархічного підпорядкування. *Український Бурштиновий Світ* : тези доповідей Другої Міжнар. конф. К. : Ін-т геол. НАН України. 2008. С. 12–13.
4. *Мельничук В. Г., Криницька М. В.* Бурштин Полісся. Довідник. Вид 2-е доп. Рівне : НУВГП, 2023. 239 с.

МІНЕРАЛОГІЯ, ПЕТРОГРАФІЯ, ГЕОХІМІЯ

СЕДИМЕНТОЛОГІЧНІ І ЛІТОЛОГО-ФАЦІАЛЬНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ЗОНИ КОНТАКТУ ЕОЦЕНОВИХ І ОЛІГОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Попп І. Т., Гаєвська Ю. П.

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України
itpopp@ukr.net

Горизонти карбонатних і кременистих порід, які трапляються в товщі крейдово-палеогенових флішових відкладів Українських Карпат, мають не тільки стратиграфічне маркувальне значення, а й фіксують різноманітні геолого-палеоокеанографічні, палеокліматологічні та палеоекологічні події в седиментологічній історії не тільки Карпатського, а й всього Тетидного басейну і Світового океану. Насамперед, це зміни розміщення континентів і, відповідно, палеоокеанографічної ситуації, наслідком яких були перебудова системи океанічних течій, зміни клімату, встановлення в седиментаційних басейнах безкисневих відновних обстановок (т. зв. “океанічні безкисневі події”), біотичні кризи (вимирання певних груп морських організмів). В контексті вивчення цих процесів дискусійною є проблема генезису кременистих порід (силіцитів). Різними дослідниками обґрунтовується їх біогенне, вулканогенне або хемогенне походження.

В наших працях [3–7, 12] приведені результати сидиментологічного, літологічного, мінералого-петрографічного та геохімічного вивчення карбонатних і кременистих (силіцитів) порід в зоні контакту еоценових та олігоценових відкладів Скибової зони Українських Карпат в контексті проблеми океанічних безкисневих подій. Вивчалися відслонення порід по р. Тисмениця в околицях м. Борислава (Берегова скиба), по р. Опір в околицях с. Верхнє Синьовидне (Орівська скиба) і м. Сколе (Сколівська скиба) та р. Рибник біля с. Майдан (скиба Парашки).

У всіх структурно-фаціальних зонах Карпат у покрівлі бистрицької світи та її фаціальних аналогів прослідковується регіонально витриманий шешорський горизонт глобігеринових мергелів, який перекривається кременисто-глинистими породами рибницького (“підроговикового”) горизонту, розвиненими у підошві нижньоменілітової підсвіти. Потужність шешорського горизонту в південно-східному напрямку збільшується від 10–20 м до 40 м. Він представлений чергуванням чорних і зеленувато-сірих аргілітів, сірих мергелів та пісковиків. У Західних Карпатах шешорський горизонт відомий під назвою “глобігеринових мергелів”. У нижній частині розрізу перехідної товщі на контакті еоценових та олігоценових відкладів (шешорський і рибницький горизонти) переважають зеленувато-сірі аргіліти, а у верхній – чорні менілітоподібні. До порід менілітової світи за своїм літологічним складом ближчі відклади рибницького горизонту. Вони, здебільшого, представлені чорними аргілітами, серед яких зустрічаються також поодинокі прошарки силіцитів (фтанітів) і пласти пісковиків різної потужності (бориславські пісковики). В глинисто-мергелистих породах шешорського і рибницького горизонтів присутня значна кількість скелетних решток форамініфер. Вище залягає нижній кременистий (“нижньороговиковий”) горизонт менілітових відкладів (до 18–20 м), складений, здебільшого, темно-сірими та чорними вуглецьвмісними кварц-халцедоновими силіцитами (фтанітами), а у верхній частині вапняковистими силіцитами.

Нижня частина нижнього кременистого горизонту нижньоменілітової підсвіти в Скибовій зоні, зазвичай (розрізи по р. Тисмениця в околицях м. Борислав (Берегова скиба), по р. Опір в околицях с. Верхнє Синьовидне (Орівська скиба) і м. Сколе (Сколівська скиба), по р. Орява в околицях с. Коростів (скиба Парашки), в басейні р. Опір в околицях с. Тухля (скиба Зелем’янки), та інш.), представлена пачкою темно-сірих до чорних силіцитів (фтанітів), верхня – світло-сірими карбонатно-кременистими породами (вапняковистими силіцитами, кременистими мергелями) з прошарками і лінзами силіцитів темнішого забарвлення (фтанітів або фтанітоподібних вапняковистих силіцитів). В розрізі по р. Ясениця в околицях с. Ясениця Замкова (скиба Зелем’янки) вапняковистими силіцитами і кременистими мергелями складений весь нижній кременистий горизонт.

Петрографічним методом нами [6, 12] досліджувалися верхньоеоценові вапнисті аргіліти і мергелі, зустрінуті в розрізі по р. Тисмениці в околицях м. Борислава. Вапняковисті аргіліти попельської світи характеризуються алевропелітовою структурою і, переважно масивною, а на окремих ділянках плямистою текстурою. Основна маса породи складена пелітоморфною карбонатно-глинистою речовиною з включеннями уламкових зерен кварцу (приблизно 7 %) дрібнопіскуватої і алевритової розмірності (від 0,02 до 0,25 мм) та кутуватої і напівобкатаної форми. Кластичний матеріал розподілений в породі нерівномірно і на окремих її ділянках утворює скупчення (до 10 %). Глауконіт (приблизно 3–5 %) присутній як у складі алевритової фракції, так і у вигляді мінеральних агрегатів неправильної форми. З акцесорних мінералів зустрічаються поодинокі зерна циркону. Карбонатна речовина основної маси вапняковистих аргілітів представлена тонкорозпиленим у породі криптокристалічним кальцитом, скелетними рештками карбонатних організмів (фораміфер, іноді голкошкірих). Трапляються ооліти, складені тонко-, дрібнокристалічним кальцитом. Привертає особливу увагу те, що в основній масі порід, що не характеризуються підвищеним вмістом розсіяної органічної речовини, присутня значна кількість сферичних мікростяжінь піриту.

Мергелі шешорського горизонту складені криптокристалічною глинисто-карбонатною речовиною з домішкою обкатаних і напівобкатаних зерен кварцу (1 %) і глауконіту (1 %). Зустрічаються поодинокі зерна циркону. На окремих ділянках породи карбонатний матеріал розкристалізований до дрібнозернистого кальциту. Іноді у значній кількості зустрічаються кальцитові ооліти з концентрично-шкаралупуватою і радіально-променевою будовою і порода набуває оолітової структури. Присутні численні карбонатні рештки організмів розміром від 0,02 до 0,1 мм (рис. 1). Найчастіше вони представлені форамініферами з надсімейства Globigerinidea. Іноді трапляються фрагменти скелетів морських їжаків і тентакулітів. Слід відзначити, що в Українських Карпатах границя еоцену і олігоцену співпадає з контактом зони *Globigerina corpulenta* (покрівля бистрицької світи – шешорський горизонт) і шарів з *Globigerina vialovi* (підошва менілітової світи); вище цього контакту відмічається значне зменшення розмірів і чисельності фораміфер, збіднення їх систематичного складу, майже повне зникнення крупних видів глобігерин.В досліджених мергелях спостерігається присутність тонкорозпиленого в основній масі порід піриту (до 3 %), який іноді утворює мікроконкреції сферичної форми.

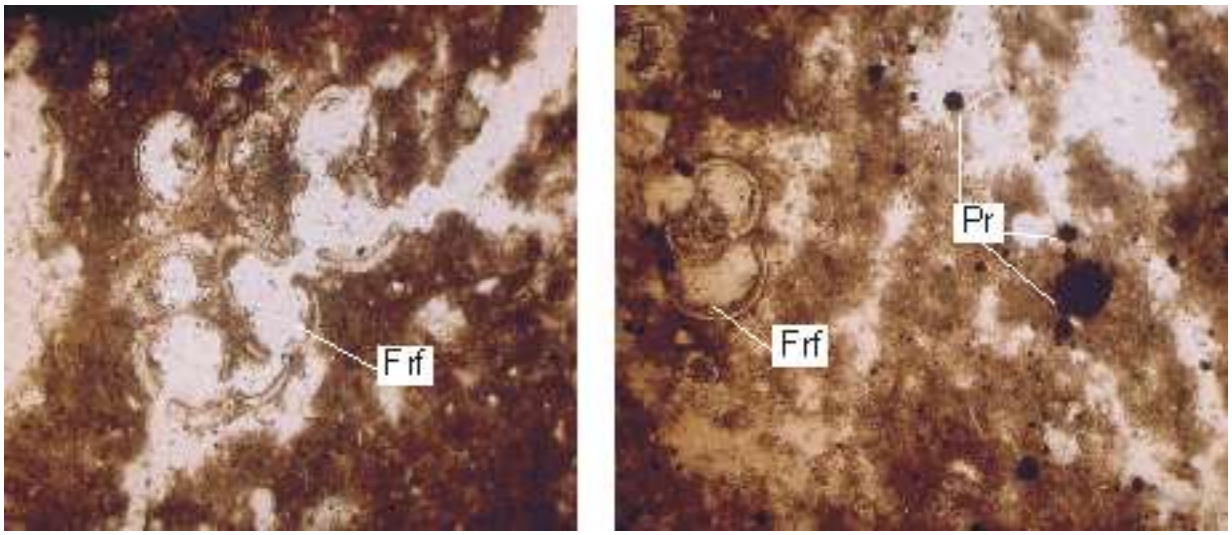


Рис. 1. Органогенна структура мергеля шешорського горизонту. Мікроконкреції піриту (Pr) і скелетні рештки фораміфер (Frf). Верхній еоцен, м. Борислав, р. Тисмениця. При схрещених ніколях, збіл. 120

Геохімічні дослідження верхньоеоценових і нижньоолігоценових відкладів показали такі результати [6]. Вміст $C_{орг}$ в осадових утвореннях пізньоеоценового віку не перевищує його кларкові значення (< 1 %), і тільки в мергелях і аргілітах шешорського та рибницького горизонтів суттєво

підвищується. Нами встановлені загальні тенденції зміни речовинного складу порід на контакті між еоценовими і олігоценовими відкладами північного схилу Українських Карпат. Для порівняння наведені дані вмісту головних біогенних компонентів ($C_{орг}$, $CO_{2карб}$, $SiO_{2біог}$, P_2O_5), а також елементів, які беруть участь в окисно-відновних процесах, під час яких відбувається деструкція органічної речовини (Fe, Mn, S). В цілому спостерігається позитивна кореляція між $C_{орг}$ та P_2O_5 і відновленими формами заліза і сірки ($Fe^{2+}_{пір}$, $S^{2-}_{пір}$). Привертає увагу низький вміст Mn^{2+} у багатьох зразках аргілітів, сильно збагачених розсіяною органічною речовиною. Цей елемент нагромаджується в анаеробній зоні, але не мінералізується і перебуває у розчиненому стані за умови відсутності в осадах окисненого шару. Отже, результати досліджень можуть свідчити про сірководневе зараження менілітового басейну на певних етапах його седиментологічної історії. Дещо підвищений вміст піриту (FeS_2) у вапнисто-глинистих породах шешорського і рибницького горизонтів пояснюємо міграцією H_2S і сульфідів заліза у колоїдній формі вниз у верхньоеоценові відклади на стадії їхнього діагенезу у зв'язку зі встановленням анаеробних умов седиментації в менілітовому басейні.

Глобальні та регіональні події на межі еоценового та олігоценового часу. Осадові відклади пізньоеоценового-ранньоолігоценового віку в товщі карпатського флішу є свідченням глобальної екологічної катастрофи, яка була хоч і меншим за масштабами та менш відомим, але першим масовим вимиранням морських і наземних організмів уже після вимирання динозаврів та інших гігантських рептилій на межі крейдового і палеогенового часу (т. зв. "К-Т-границя"). Остання в осадовому комплексі Українських Карпат є літологічна замаскованою в товщі верхньострийської підсвіти (мастріхт – нижній палеоцен), яка формувалася внаслідок інтенсивної теригенної седиментації під час пониження рівня моря і є типовим флішом. Події на межі еоценового і олігоценового часу, навпаки, чітко відображені в стратиграфічній послідовності осадових нашарувань, формування яких відбувалося під час підвищення рівня моря і послаблення темпів теригенної седиментації в Карпатському басейні.

В розрізах карпатського флішу, де глинисто-карбонатні і кременисто-глинисті породи шешорського (еоцен) і рибницького (олігоцен) горизонтів перекриваються кількаметровою пачкою вуглецьвмісних силіцитів (переважно фтанітів) нижнього кременистого горизонту менілітової світи, зафіксована т. зв. "завершальна еоценова подія" (похолодання клімату, масове вимирання деяких груп морських організмів, зокрема, окремих видів теплолюбних карбонатних форамініфер і примітивних китів), яка мала глобальне значення [8, 10]. В регіональному масштабі в цей час відбулося відокремлення від Тетидного океанічного басейну моря Паратетіс [9, 11], а також різка зміна характеру біогенної седиментації (з карбонатної на кремнеземову) в Карпатському седиментаційному басейні [5–7, 12] (таблиця).

Таблиця. Глобальні і регіональні палеоокеанографічні, палеокліматологічні і палеоокеанологічні події на межі еоценового і олігоценового часу

Вік	Літологічний розріз	Регіональні події в Тетидному басейні	Глобальні події у Світовому океані
Ранній олігоцен	Основна частина нижньоменілітової підсвіти, складена переважно чорними аргілітами ("менілітовими сланцями")	Відокремлення від Тетидного басейну моря Паратетіс. Різка зміна характеру біогенної седиментації (з карбонатної на кремнеземову) в Карпатському седиментаційному басейні.	Закриття Східного Тетісу і розкриття Атлантчного океану. Утворення проток між Австралією і Південною Америкою та Антактидою з подальшою термічною ізоляцією останньої.
	Силіцити нижнього кременистого горизонту нижньоменілітової підсвіти		
	Чорні аргіліти, силіцити, пісковики рибницького горизонту нижньоменілі-		

	тової підсвіти	Деградація теплолюбних форамініфер і розвиток кременевих організмів (переважно діатомей) внаслідок похолодання клімату.	“Завершальна еоценова подія”: похолодання клімату; вимирання теплолюбних організмів, зокрема форамініфер.
Пізній еоцен	Глобігеринові мергелі шешорського горизонту		

На межі еоценового та олігоценового часу і далі впродовж олігоцену у Світовому океані відбулася низка подій, які в кінцевому підсумку привели до трансформації глобальної системи циркуляції океанічних вод крейдово–еоценової, для якої притаманний рівномірно теплий клімат по всій планеті, до сучасної з більш контрастним кліматом і чітко вираженими кліматичними зонами. На фоні розкриття Атлантичного океану Східний Тетіс майже закрився до раннього олігоцену, сильно обмеживши течії західного напрямку в море Тетіс. Утворилися протоки між Австралією і Південною Америкою та Антарктидою, що привело до виникнення системи кругових течій навколо Антарктиди і її подальшої термічної ізоляції. В Західному Тетісі відбулося відособлення континентальними блоками обширного моря Паратетіс з відділеними один від одного мілководними морями глибоководними Чорноморсько-Кавказьким та Карпатським басейнами. Фауна і флора північного узбережжя Паратетісу в пізньому еоцені вказують на субтропічні умови із середньорічними температурами – 15–20ºС. В подальшому в ранньому олігоцені поступово розвивалися ознаки похолодання, скорочувалася різноманітність морської фауни, значно збільшилася роль листопадної і хвойної наземної рослинності, посилилася аридизація клімату. Середньорічні температури знизилися на 4–6ºС. В кінці еоцену – на початку олігоцену відбулися досить помітні зміни у складі морської і наземної біоти, які виділяються як еоцен-олігоценове мале масове вимирання. Ця біотична криза була розтягнута в часі на мільйони років, почалася з морських біоценозів на межі еоценового і олігоценового часу, охопила наземні біоценози в ранньому олігоцені. В першу чергу вона була пов’язана із глобальною зміною клімату, спричиненою переміщенням літосферних плит, яка вплинула на характер океанічної циркуляції.

Зміни теплолюбних планктонних організмів на призвичаєних до проживання в холодних морях можна показати на прикладі результатів палеонтологічного вивчення карбонатних і кременистих порід еоцен-олігоценових відкладів Українських Карпат. Мергелі шешорського горизонту складені прихованокристалічною глинисто-карбонатною речовиною, серед якої трапляються численні рештки теплолюбних форм планктонних форамініфер (одноклітинних тварин з карбонатним, рідше з кременевим–скелетом) з родини глобігеринідів (*Globigerinida*) розміром до 0,1 мм. В породах рибницького горизонту їх кількість і розміри істотно зменшуються. В кременистих утвореннях вони не трапляються зовсім, що є свідченням зміни екологічних умов у морському басейні. В скременілих породах нижньоменілітової підсвіти зустрінуті скелетні рештки планктонних кременистих організмів (переважно діатомей), призвичаєних до існування в умовах помірного і холодного клімату.

Еоцен-олігоценова біотична криза була першою подією такого типу після вимирання на межі мезозою і кайнозою, але на відміну від останнього не привела до глибокої якісної перебудови фауни вищих хребетних. Внаслідок глобальної катастрофи в кінці крейдового періоду відбулася досить різка заміна царства динозаврів, птерозаврів і гігантських морських рептилій (іхтіозаврів, плезіозаврів, мозазаврів) на царство ссавців і птахів. Очевидно, що вирішальне значення в цьому випадку відіграла імпактна подія. Еоцен-олігоценове масове вимирання було більш розтягнутим в часі та відбулося в два основних етапи. На межі еоцену і олігоцену відбулася перебудова видового і родового складу різних груп морських організмів (фіто- і зоопланктону, бентосу, морських ссавців). В ранньому олігоцені зазнали вимирання уже окремі родини наземних ссавців. Така біотична криза швидше була спричинена глобальною зміною клімату. Вона почалася з антарктичної області і розповсюджувалася в північному напрямку, спочатку в морських, а потім і наземних екосистемах.

Проблема походження силіцитів менілітової світи. Криптобіогенні кварц-халцедонові

кременисті породи (силіцити) поширені в осадових товщах як рівнинних платформових, так і гірських складчастих областей. Виникає наступне запитання: а яким чином могли сформуватися такі осадові породи, які іноді більш ніж на 90 % складені аутигенним SiO_2, розкристалізованим до халцедону і мікрокристалічного кварцу? Біогенне походження таких силіцитів як діатоміти, радіолярити, спонголіти, які мають чітко виражену біоморфну структуру, не викликає сумнівів. Але в складчатих Карпатах більш поширеними є криптогенні кварц-халцедонові силіцити, зазнали значних постседиментаційних змін. Тому походження таких кременистих порід є досить дискусійним. Існують різні точки зору на походження силіцитів менілітової світи, у якій виділяються три горизонти цих порід – нижній кременистий нижньоменілітової підсвіти (“нижньороговиковий”), малопотужні силіцитові прошарки у верхах нижньоменілітової підсвіти, верхній кременистий верхньоменілітової підсвіти (“верхньороговиковий”). Основними проблемними питаннями є встановлення джерел кремнезему для формування кременистих мулів (знос з континенту або вулканічні процеси), та способу його осадження (біогенний, хемогенний).

Основим літологічним типом силіцитів нижньоменілітової підсвіти є фтаніти. Це кременисті породи з домішкою розсіяної органічної речовини, складені мікрокристалічним кварцом, серед якого зустрічаються віялоподібні агрегати волокнистого халцедону та поодинокі скелетні рештки організмів з кременевим скелетом (діатомей, радіолярій). Визначити у шліфах яким був первинний кременистий осад дуже важко (Рис. 2).

Рис. 2. Мікрокристалічна структура фтаніту. Ниткоподібні включення розсіяної органічної речовини. Нижньоменілітова підсвіта (олігоцен), м. Борислав, р. Тисмениця. Шліф, без аналізатора, збіл. 100

Походження цих кременистих порід викликало зацікавлення ще в довоєнний і післявоєнний час у польських, румунських і чеських геологів. Висловлювалися гіпотези про їх формування внаслідок осадження біогенних кременистих мулів або скременіння карбонатних порід. Розвиток їхніх поглядів на умови кременагромадження в Карпатському седиментаційному басейні дуже добре висвітлений у праці [1]. Зокрема, в 1931 р. думку про бурхливий розвиток діатомових водоростей в Карпатському басейні висловив румунський геолог М.Г. Філіпеску. А. Гавел у 1951 р. доводив, що кремнезем приносився в менілітовий басейн ріками і засвоювався організмами з кременевою функцією, а на думку Ч. Кузьняра, яку він висловив у 1952 р., діатомові водорості заносилися в менілітовий басейн течіями з Північного моря. М.П. Габінет (1985) розвиток діатомової флори і біогенне кремененагромадження в Карпатському басейні пов’язується з вулканічними і поствулканічними (гідротермальними) процесами. Нами [3] також проводиться кореляція біогенного

кремененагромадження з вулканічною і поствулканічною діяльністю. Окремі дослідники висловлюють думки про утворення силіцитів внаслідок хемогенного осадження SiO_2 [2] або скременіння вулканогенних утворень (Рейфман, 1971, 1980).

Ми [3–7, 12] вважаємо, що головною причиною нагромадження кременистих осадів у седиментаційному басейні континентальної окраїни Карпатського сегмента Паратетісу в олігоценовий час були спалахи потужного розвитку зоо- і фітопланктону з кременевим скелетом, пов'язані з періодичними проявами дії приберегового апвелінгу (підйому холодних океанських вод, багатих поживними речовинами (кремнеземом, фосфором, мікроелементами), в зону фотосинтезу). Кременисті породи типу пластових халцедонолітів, фтанітів та вапняковистих силіцитів розглядаємо як продукт глибоких післяседиментаційних перетворень біогенних кременистих осадів переважно діатомового і радіолярієвого складу. Структурно-текстурні ознаки і речовинний склад силіцитів олігоцену Українських Карпат свідчать, що формування біогенних кременистих осадів відбувалося в умовах сильного дефіциту кисню. Геохімічні процеси за участю органічної речовини сприяли розчиненню скелетних решток кременистих організмів і трансформації опалоподібних форм кремнезему в халцедон і криптокристалічний кварц. Досліджені кременисті породи вважаємо індикаторами океанічних безкисневих подій (виділена згідно [5–7] регіональна фаза OAE-4), коли існували умови для нагромадження в морських осадах великих кількостей органічної речовини. В праці [5] ми обґрунтовуємо генетичний зв'язок між біогенним кремененагромадженням і процесами седиментації органічної речовини. Геохімічні умови в морських водах Карпатського басейну, спричинені окисненням великих кількостей органічної речовини підвищенням в них вмісту вуглекислоти і пониження вмісту кисню, були сприятливі для підйому рівня глибини карбонатної компенсації (ГКК) і нагромадження біогенних кременистих мулів. Таким чином проявляється генетичний зв'язок між біогенним кремененагромадженням і процесами седиментації органічної речовини. Гідрогеохімічні процеси в морських водах Паратетісу, які спричинили нагромадження в осадах великих кількостей органічної речовини і подальше формування нафтоматеринських відкладів були сприятливі також і для седиментації біогенного кремнезему. З біогенних кременистих мулів в результаті процесів літифікації сформувалися силіцити менілітової світи.

Проблема походження силіцитів менілітової світи була і залишається досить дискусійною. Ми вважаємо ці породи продуктом седиментації біогенних кременистих мулів та їх постседиментаційної трансформації. Основним механізмом кремненагромадження протягом мезозою-кайнозою в в епі- та мезопелагіалі Карпато-Чорноморського сегмента континентальної окраїни океану Тетіс була біогенна седиментація SiO_2. Додатковим доказом біогенного походження силіцитів є зв'язок формування нижньоменілітових кременистих відкладів з кліматичними змінами на межі еоцену і олігоцену, які істотно вплинули на життєдіяльність породутворювальних організмів з карбонатною і кремнієвою функцією (форамініфер, діатомей). Постседиментаційні перетворення спричинили руйнування первинної біоморфної структури кременистих осадів і трансфомацію $SiO_{2біог}$, представленого рентгеноаморфним опалом або опалом-А у структурно досконаліші мінеральні модифікації (опал-СТ (опал-кристобаліт) і низькотемпературний кварц у формі халцедону).

1. *Лазаренко Є. К., Габінет М. П., Сливко О. П.* Мінералогія осадочних утворень Прикарпаття. Львів : Вид-во Львівськ. держ. ун-ту, 1962. 481 с.
2. *Маєвський Б. Й.* Геолого-геохімічні фактори формування родовищ нафти в регіонах поширення кременистих бітумінозних товщ : автореф. дис. … докт. геол.-мінерал. наук. Львів, 1994. 48 с.
3. *Попп І. Т.* Силіцити Українських Карпат : автореф. дис... канд.. геол.– мін. наук. Львів, 1995. 20 с.
4. *Попп І. Т., Сеньковський Ю. М.* Біогенні вуглецьвмісні силіцити баррем-альбу і олігоцену Українських Карпат – свідчення океанічних безкисневих подій. Частина 1. Петрографія і стадійні перетворення. *Геологія і геохімія горючих копалин.* 2003. № 3–4. С. 65–82.
5. *Попп І. Т., Сеньковський Ю. М., Гаєвська Ю. П.* Біогенні вуглецьвмісні силіцити баррем-альбу і олігоцену Українських Карпат – свідчення океанічних безкисневих подій. Частина 2. Палеоокеанографічні умови кремненагромадження. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2004. № 2. С. 95–107.
6. *Попп І. Т., Сеньковський Ю. М., Гаєвська Ю. П., Семенюк М. В.* Геолого-палеоокеанографічні і геохімічні

аспекти літогенезу еоцен-олігоценових відкладівУкраїнських Карпат (у контексті проблеми “oceanic anoxic events”). *Геологія і геохімія горючих копалин.* 2004. № 1. С. 41–56.
7. *Сеньковський Ю. М., Колтун Ю. В., Григорчук К. Г. та ін*. Безкисневі події океану Тетіс. К. : Наук. думка, 2012. 183 с.
8. *Elsworth G., Galbraith E., Halverson G., Yang S.* Enhanced weathering and CO_2 drawdown caused by latest Eocene strengthening of the Atlantic meridional overturning circulation. *Nature Geoscience*. 2017. 10(3). 213-216.
9. *Golonka J.* Cambrian-Neogene plate tectonic maps. Kraków: Wyd-wo Un-ty Jagiellońskiego, 2000. 125 p.
10. *Ivany L. C., Patterson W. P., Lohmann K. C.* Cooler winters as a possible cause of mass extinctions at the Eocene/Oligocene boundary. *Nature*, 2000. Vol. 407. P. 887–890.
11. *Oszczypko N., Uchman A., Malata E.* Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat Zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego. Kraków, 2006. 199 s.
12. *Popp I. T., Haiyevska Y. P., Bubniak I. M.* Carbonate and siliceous rock horizons at the boundary of Eocene and Oligocene deposits in the Ukrainian Carpathians as geotourism sites. *Journ. Geol. Geograph. Geoecology.* 2022. 1(2). P. 363–379.

ВТОРИННА КАРБОНАТНА МІНЕРАЛІЗАЦІЯ ТЕРИГЕННИХ ПОРІД НИЖНЬОГО ПЕНСИЛЬВАНІЮ ПІВНІЧНОЇ ПРИБОРТОВОЇ ЗОНИ ДНІПРОВСЬКО-ДОНЕЦЬКОЇ ЗАПАДИНИ

Якименко В. В., Огар В. В.

Київський національний університет імені Тараса Шевченка, ННІ «Інститут геології»
vadym07.380.3@gmail.com; victor_ogar@knu.ua

Вступ. Башкирські і московський яруси (нижній пенсильваній) мають значне поширення в Дніпровсько-Донецькій западині (ДДЗ). Вони розкриті великою кількістю свердловин в різних зонах ДДЗ та містять значні запаси вуглеводнів (ВВ), що розробляються на цілому ряді родовищ. Поклади ВВ локалізовані переважно у продуктивних горизонтах, що складені теригенними породами (пісковики та алевроліти), і значно рідше – у карбонатних породах. Фільтраційно-ємнісні властивості (ФЄВ) теригенних колекторів дуже мінливі як по розрізу, так і по простяганню. Це обумовлено як їх первинною природою (умовами формування), так і вторинними епігенетичними перетвореннями. Епігенетичні перетворення першочергово впливають на склад цементу теригенних порід, при цьому кальцитизація є одним з найпоширеніших вторинних процесів, що різко змінюють значення ФЄВ. Тому встановлення закономірностей зміни ФЄВ окремих продуктивних горизонтів є особливо актуальним при пошуках літологічно і стратиграфічно екранованих пасток ВВ. Такі пастки поступово стають основними об’єктами пошукових робіт в ДДЗ.

Матеріали і методи. Для дослідження генезису та літологічного складу теригенних порід узагальнено матеріали буріння 12 пошукових та розвідувальних свердловин, що локалізовані на одній з ділянок північної прибортової зони ДДЗ. Вивчався керновий матеріал нижнього пенсильванію із застосуванням макроскопічного опису, люмінісцентно-бітумінологічного аналізу, петрографічних методів, визначенням пористості, проникності, щільності, карбонатності в комплексі з даними геофізичних досліджень свердловин. Особлива увага була спрямована на оцінку впливу вторинного карбонатного цементу на ФЄВ продуктивних горизонтів та визначення його природи.

Умови седиментації. Починаючи з кінця візейського і протягом серпуховського віків (кінець міссісіпію) та впродовж всього пенсильванію, в Доно-Дніпровському прогині (початково включав сучасні ДДЗ і Донецький басейн) розміщувався паралічний басейн, умови седиментації в якому постійно і часто змінювались від континентальних до морських. В результаті сформувалась гігантська циклічна формація, що в Донецькому басейні досягає товщини 12 км. На північний захід від Донбасу її товщина поступово зменшується, і у приосьовій зоні становить декілька кілометрів [2]. Зазначена товща найдетальніше вивчена в Донецькому басейні, де вона виходить на поверхню і доступна для безпосередніх польових досліджень. Тут виділяються циклотеми, середня товщина яких

становить 40-60 м [4]. Оскільки територія ДДЗ і Донбасу у пенсильванії утворювали єдиний басейн седиментації, то подібні до донецьких циклотем, поширені і в ДДЗ, що підтверджується результатами глибокого буріння.

Епігенетичні перетворення. Кальцитизація. Попередніми дослідженнями було встановлено те, що вміст карбонатів до 5% практично не впливає на ФЄВ порід [1]. Але вже при вмісті карбонатів починаючи з 10%, ФЄВ теригенних порід істотно погіршуються, а в сукупності з поганим сортуванням та різним гранулометричним складом можуть утворюватися ущільнені пісковики з ефективною проникністю менше 0,1 мД. Разом з тим, трапляються зразки із схожим вмістом карбонатів (12,95% та 13,65%), що мають кардинально різну ефективну проникність: 1,35 мД та 66,98 мД відповідно. Тому пряма кореляція не завжди витримується і очевидно залежить не тільки від карбонатності.

Карбонатний цемент утворюється внаслідок процесу кальцитизації – локально накладеному регресивно-катагенетичному процесу, що відбувається в лужному середовищі з високим pH за умов дефіциту CO_2 в теригенній товщі [3]. Процеси розчинення або кристалізації карбонатів відбуваються за найменших змін концентрацій вуглекислоти у флюїдах. При зміні лужного середовища на кисле з низьким pH, що виникає внаслідок зростання вмісту вуглекислоти у флюїді, карбонати частково або повністю розчиняються.

Попередні результати досліджень. Комплексні дослідження кернового матеріалу вказують на алювіально-дельтове походження теригенних порід нижнього пенсильванію. Переважають руслові фації, для яких характерний мономіктовий склад, погана обкоченість і відсортованість уламків та коса шаруватість (рис. 1). За результатами гранулометричного аналізу і використанням діаграми Hjulströms визначено, що швидкість рік в придонній частині русла сягала 0,3-4,5 см/сек. Такі швидкості придонної течії відповідають сучасним рівнинним річкам. При цьому, часта зміна кута нашарування прошарків піщаного матеріалу, свідчить про меандрування русел річок.

Крім руслових фацій, товщина яких не перевищує 40 м, поширені також заплавні та дельтові. Руслові фації зазвичай перекриваються вугленосними та глинистими породами, а прошарки вапняків відображають морські умови, що періодично виникали внаслідок максимальних трансгресій. Отже, наявні дані свідчать про те, що нижньопенсильванські товщі є результатом розвитку переплетених річкових (braided system) та дельтових систем. Низинні території, розміщувались близько до морського узбережжя й періодично затоплювалися морем.

Цемент теригенних порід контактовий або контактово-поровий, за складом глинистий (каолінітовий чи гідрослюдистий), рідше кремнистий, карбонатний, і зрідка складений оксидами заліза. Його вміст у породі коливається від 10,5 до 38,1%. За результатами петрографічних досліджень виявлені пелітизаця польових шпатів, часткова корозія кварцу, утворення вторинного кальцитового цементу. Ступінь катагенетичних перетворень незначна і відповідає стадіям від ПК2 до МК1. Карбонатний (кальцитовий) цемент має дуже нерівномірне, часто плямисте поширення, Він розвивається по первинному глинистому цементу і має явно вторинний накладений характер (рис. 1).

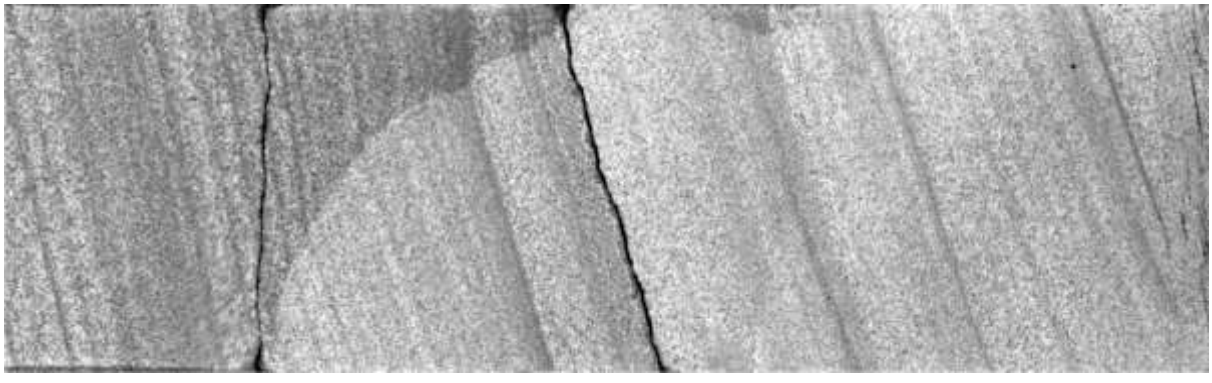


Рис. 1. Фрагмент керну з чітко проявленою косою шаруватістю та (світло-сіре) вторинною кальцитизацією у пісковиках

Як встановлено проведеними дослідженнями, розвиток такого вторинного карбонатного цементу здебільшого різко зменшує значення ФЄВ теригенних порід, перетворюючи їх в неколектори (рис. 2). Саме тому, встановлення закономірностей його просторового поширення має важливе прикладне значення.

Прояви інтенсивної вторинної кальцитизації встановлені в теригенних породах, що розміщуються під шаром морських вапняків, а також поблизу розломів та тяжіють до незгідності між башкирським і московським ярусами.

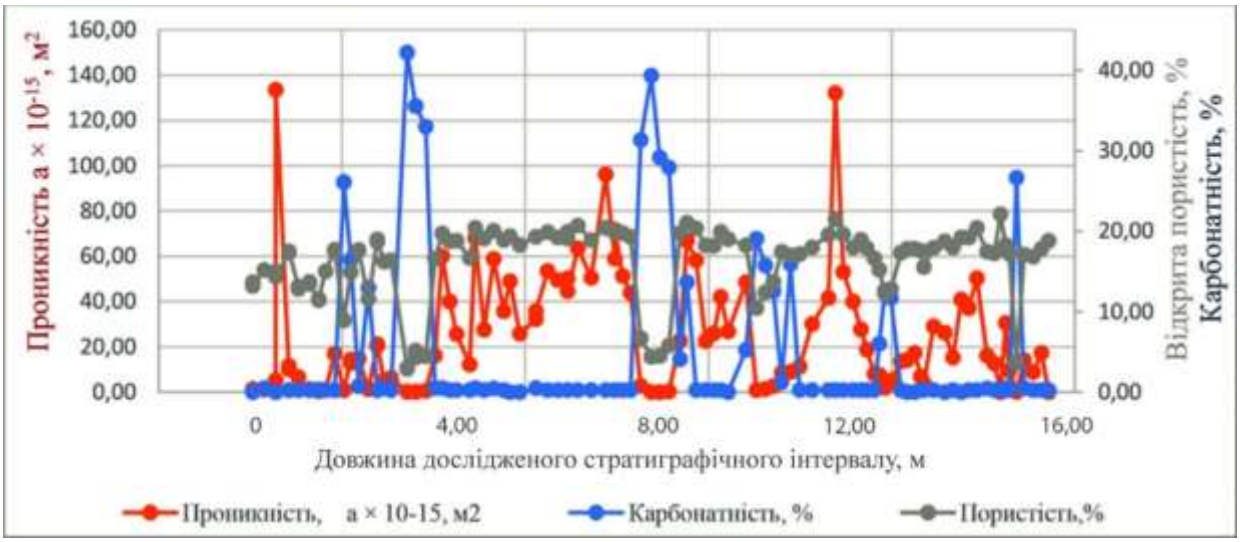


Рис. 2. Залежність пористості і проникності від карбонатності (для одного з продуктивних горизонтів нижнього пенсильванію)

Рис. 3 у спрощеному вигляді ілюструє чотири можливі джерела надходження флюїдів, які викликали епігенетичні зміни порід в осадових басейнах. Всі ці джерела могли незалежно або у локальній взаємодії проявлятись на різних етапах розвитку ДДЗ. Але їх ідентифікація особливо ускладнена в басейнах з паралічною седиментацією, частою міграцією фаціальних зон, переривчастими зануреннями, що чергувались з інверсійними підняттями. Оскільки територія ДДЗ в ранньому пенсильванії була переважно суходолом, то роль метеорних вод у епігенетичних процесах у верхній частині осадової товщі була визначальною.

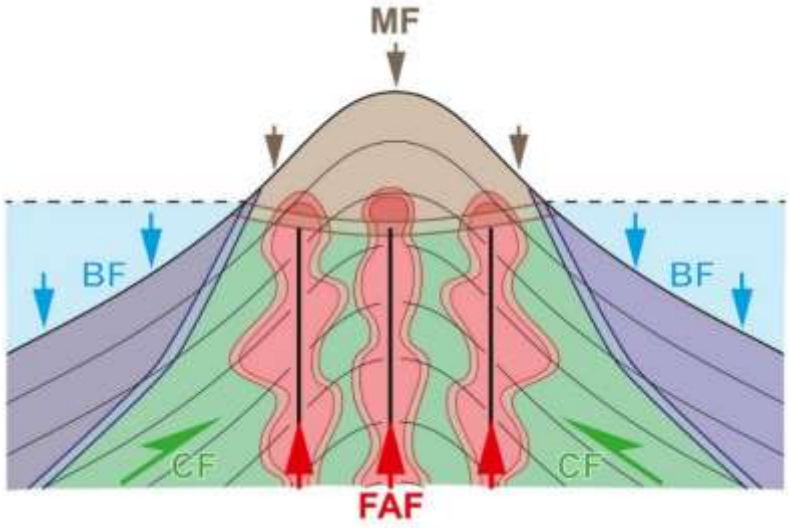


Рис. 3. Схема типових епігенетичних обстановок і асоційованих з ними типів флюїдів FAF: fault-associated fluids (флюїди розломів), CF: compaction fluids (флюїди ущільнення), BF: basin fluids (басейнові флюїди), MF: Meteoric fluid (метеорні флюїди) [5]. CC-BY

Під час трансгресій з'являлись басейнові флюїди, а під час наступного занурення, ущільнення і деформацій поступово зростав вплив флюїдів, що відтіснялись у процесі ущільнення порід, а також флюїдів, пов'язаних з розломами і зонами тектонічної тріщинуватості.

Найвірогіднішою передумовою утворення й фрагментарного поширення вторинного карбонатного цементу є нерівномірне насичення теригенних шарів флюїдами з різним вмістом вуглекислоти. Дефіцит її вмісту призводив до кристалізації кальциту, і, навпаки, значні її концентрації викликали декальцитизацію порід.

Висновки. Для теригенних порід нижнього пенсильванія північної прибортової зони ДДЗ встановлена чітка зворотня кореляція між карбонатністю та проникністю й пористістю теригенних порід – із збільшенням вмісту карбонатів за деякими виключеннями знижується значення проникності та пористості теригенних порід.

Кристалізація кальциту або його розчинення залежали від кислотності – лужності середовища, обумовленого вмістом вуглекислоти у флюїдах. Зони інтенсивної вторинної кальцитизації теригенних порід локалізовані поблизу шарів морських вапняків, алевролітів та аргілітів, а також локально поширені поблизу розломів та тяжіють до незгідності між башкирським і московським ярусами.

Автори висловлюють вдячність за надані матеріали керівництву Комплексної лабораторії дослідження керну, УкрНДІгаз.

1. *Повєрєнний С. Ф., Лур'є А. Й.* Поширення карбонатних цементів у пісковиках південного сходу Дніпровсько-Донецької западини у зв'язку з можливостями виникнення в них вторинної пористості на великих глибинах. *Геологічний журнал.* 2020. Вип. 3. С. 4–16.
2. Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України у двох томах. Т. 1. Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / Гол. редактор П. Ф. Гожик. К. : ІГН НАН України. Логос, 2013. 637 с.
3. *Тунік О. В., Огар В. В.* Вторинні перетворення теригенних порід нижнього карбону на великих глибинах (на прикладі деяких районів Дніпровсько-донецької западини). *Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Геологія. Географія. Екологія.* 2019. Вип. 51. С. 95-108. https://doi.org/10.26565/2410-7360-2019-51-07
4. *Eros, J. M., Montañez, I. P., Osleger, D. A., Davydov, V. I., Nemyrovska, T. I., Poletaev, V. I. and Zhykalyak, M. V.* Sequence stratigraphy and onlap history of the Donets Basin, Ukraine: Insight into Carboniferous icehouse dynamics, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.* 2012. 313–314: 1-25. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2011.08.019.
5. *Nader, F. H, Matenco, Liviu, C.B., and Haq, B.U.* Conceptualizing fluid-rock interaction diagenetic models with focus on tectonic settings. *Earth-Science Reviews.* 2024. 258:104951 https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2024.104951.

ГЕОХІМІЯ РУХОМИХ ФОРМ Pb, Cd, As, Hg У ТОРФОВИЩАХ ЛЬВІВЩИНИ

Яковенко М. Б., Хоха Ю. В., Павлюк М. І.

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна, myroslavakoshil@ukr.net ; khoha_yury@ukr.net ; pavlyuk.myroslav@gmail.com

Торфові поклади є природними геохімічними бар'єрами та довготривалими «архівами» атмосферного надходження хімічних елементів. Високий вміст органічної речовини у торфі, представлений переважно гумусовими речовинами, лігніном і целюлозними залишками, визначає потужний сорбційний потенціал завдяки наявності численних функціональних груп (насамперед карбоксильних і фенольних). За анаеробних та здебільшого кислих умов торфонагромадження значна частка металів додатково закріплюється у складі органо-мінеральних і сульфідних фаз. Це зумовлює зниження рухомості,

біодоступності та потенційної токсичності низки елементів, але водночас створює контрастні стратиграфічні записи, чутливі до змін надходження та постдепозиційної трансформації.

Серед токсичних елементів пріоритетними для еколого-геохімічної оцінки виступають Pb, Cd, As і Hg: вони відзначаються високою біологічною активністю, здатністю до біоакумуляції та участю у ключових біогеохімічних процесах. У регіональному вимірі (Західна Україна) питання просторово-профільної мінливості рухомих форм цих елементів у торфах вивчене фрагментарно. Актуальним є встановлення елемент-специфічних механізмів накопичення/міграції та виділення факторів контролю – кислотності, зольності, волого-редоксного режиму та внеску мінеральної домішки, спираючись на еталонно-нормовані індикатори (коефіцієнти концентрації, індекс геоакумуляції) і багатовимірну статистику.

Багато європейських досліджень присвячено акумуляції та вертикальному розподілу рухомих форм Pb, Cd, Hg і As у торфових відкладах. Зокрема, в Фінляндії [1] і Скандинавії [2] проведено аналіз торфових кернів для реконструкції історії нагромадження важких металів, в Німеччині [3] та Польщі [4] вивчено вертикальний розподіл цих токсичних елементів у профілях боліт. В низці робіт використовують хімічний аналіз торфу, іноді в поєднанні з радіонуклідним датуванням, для оцінки накопичення металів за різні історичні періоди.

Результати цих досліджень узгоджуються між собою: показано, що потенційно токсичні метали, як-от Pb, Cd та As, значною мірою акумулюються у верхніх шарах торфу, відображаючи зростання антропогенного забруднення в період інтенсивного промислового зростання [4]. Наприклад, у південних районах Норвегії концентрації Pb і Cd в поверхневому шарі боліт виявились у рази (до 10 разів) вищими, ніж у північних, що пов’язано з транскордонним перенесенням промислових викидів з Центральної Європи [2]. Водночас постдепозиційна мобільність елементів відрізняється: свинець після нагромадження переважно фіксується в торфі і мало мігрує по профілю [5], тоді як кадмій є більш рухомим – його вміст сильно варіює з глибиною, що вказує на перерозподіл Cd у товщі торфу [4]. Арсен і ртуть також фіксуються торфовищами, проте здатні до міграції залежно від умов середовища (наприклад, змін pH, окисно-відновного режиму). Останні дослідження підтверджують ефективність торфовищ як архівів сумарного нагромадження металів: зокрема, порівняння торфових профілів із різних регіонів Європи дозволило оцінити повний кумулятивний внесок Pb, Cd і Hg в забруднення ґрунтів та вплив транскордонного переносу забруднювачів [5]. Це підкреслює важливу роль торфовищ у вивченні геохімічних особливостей міграції токсичних елементів у природних умовах.

Проте, що стосується території України загалом, та Львівщини зокрема, то геохімічні дослідження рухомих форм Pb, Cd, As та Hg залишаються фрагментарними.

Мета дослідження – визначити фізико-хімічні параметри торфу (pH, зольність, вологість, частка органічної речовини) та кількісно оцінити вміст і просторово-стратиграфічну варіабельність рухомих форм Pb, Cd, As і Hg у торфовищах Львівської області; провести еталонно-нормоване ранжування за коефіцієнтами концентрації (КК) і кількісну оцінку вертикальних відхилень за індексом геоакумуляції; виявити парагенетичні асоціації, визначити провідні геохімічні чинники їхнього накопичення/міграції та фактори контролю за допомогою кореляційного, кластерного і факторного аналізів.

Об’єкти, матеріали та методи досліджень. Дослідження виконано на шести торфовищах Львівщини (Білогорща, Гончари, Гамаліївка, Артищів, Полонична, Скнилівок). Розрізи 0–140 см відбирали керновим пробовідбірником з інтервалом 20 см (26 зразків).

Визначення рухомих форм Pb, Cd та As проводили методом атомно-емісійної спектроскопії з індуктивно зв’язаною плазмою (ICP-AES iCAP Pro Thermo Fisher Scientific Inc), Hg – прямим аналізатором ртуті (NIC MA-3 Solo) у лабораторії Alpinus Chemia Sp. z o.o. (м. Солець Куявський, Польща) після попередньої екстракції 0,2 M HCl згідно з вимогами стандарту ДСТУ 4405:2005 [6]. Такий підхід дозволяє кількісно оцінити фракцію металів, що перебувають у потенційно міграційно-активній формі.

Фізико-хімічні характеристики зразків (pH; вологість, W; зольність, A) визначалися стандартизованими методиками: вологість – відповідно до ДСТУ EN 13040:2005 [7], зольність – ДСТУ

7942:2015 [8], pH – ДСТУ 7882:2015 [9]. Для гарантування точності та відтворюваності всі вимірювання проводилися в трьох повторностях для кожного глибинного інтервалу, після чого результати усереднювалися. Вміст органічної речовини (ОР) обчислювали розрахунковим шляхом як різницю між 100 % та зольністю.

Статистична обробка включала описову статистику (середні, медіани, дисперсії, коефіцієнти варіації, асиметрії та ексцесу) та кореляційний (рангові коефіцієнти Спірмена), кластерний (метод Уорда) та факторний аналізи (метод головних компонент, PCA із варімакс-ротацією) для виявлення парагенетичних асоціацій елементів і зв'язків між вмістом важких металів та фізико-хімічними параметрами торфу. Для кількісної оцінки вертикальних відхилень та інтерпретації використовували: еталонно-нормовані КК щодо кларків і ґрунтових фонів та індекс геоакумуляції *(ІГ, Geo-accumulation index, GI)*, який розраховувався за рівнянням:

$$\text{ІГ} = log_2(\frac{\text{Ме}_\text{т}}{1{,}5 \text{ x } \text{Ме}_\text{к}}),$$

де ІГ – індекс геоакумуляції; $\text{Ме}_\text{т}$ – елемент у торфі, а $\text{Ме}_\text{к}$ – кларк елемента у земній корі; множник 1,5 враховує природну гранулометрично-мінералогічну варіабельність.

Фізико-хімічні умови. Досліджені торфи характеризуються високою органічною складовою (~80%), зольністю 9,7-37,1% і кислотно-лужним режимом від кислого до нейтрального (pH 4,40-7,69). Сукупність цих параметрів формує середовище, у якому домінують механізми сорбції та комплексоутворення на органічній (гумусовій) основі, а також можливе осадження у вигляді сульфідних і карбонатно-оксидних фаз. Зростання зольності відбиває внесок мінеральної домішки (золо-пилові частки, мінеральні сорбційні фази), тоді як високий вміст органічної речовини сприяє утворенню міцних органо-комплексів і зменшенню частки рухомих форм.

Рівні та варіабельність рухомих форм. Вміст рухомих форм варіює в широких межах (мг/кг): Pb 1,00–132,35; Cd 0,05–8,88; As 1,50–14,90; Hg 0,18–5,42. Для Pb, Cd і Hg відмічено дуже високі коефіцієнти варіації (236,35%; 262,63%; 136,18% відповідно), виражену правосторонню асиметрію та гостровершинні розподіли (високий додатний ексцес) – типовий відбиток мозаїчних, імпульсних надходжень на фоні природної неоднорідності. As демонструє помірну варіабельність (коеф. вар. = 82,45%) із поодинокими підвищеннями.

Вертикальна диференціація та індекс геоакумуляції. Профільні розподіли формують мозаїку «приповерхневих» і «внутрішньопрофільних» максимумів. Для Pb і Cd фіксуються контрастні заглиблені піки (Гончари 60-80 см), що можуть відбивати або імпульсні техногенні внески у минулому, або постдепозиційну ремобілізацію за участю розчиненої органіки та pH-градієнтів. Hg демонструє переважно поверхневі підвищення із широким вертикальним проявом; As – змішаний тип, зокрема глибинний максимум на контакті з підстилаючою мінеральною товщею (Гамаліївка 120-140 см). За індексом геоакумуляції *(ІГ)* фіксуються інтервали «помірної» до «дуже високої/екстремальної» геоакумуляції насамперед для Cd і Hg, тоді як середній профільний фон у більшості шарів залишається «незабрудненим» або «помірним».

У межах розрізів простежуються узгоджені тренди: зменшення pH супроводжується зростанням рухомих форм Pb, Cd, Hg (зростання протонованості карбоксильних і фенольних груп гумусової матриці, що підвищує розчинність іонів металів); зростання зольності (A%) часто корелює з внутрішньопрофільними піками (пилово-мінеральна домішка, карбонатно-оксидні носії), тоді як високий вміст органічної речовини сприяє закріпленню металів у міцніших органо-комплексах і зменшенню частки рухомих форм у деяких інтервалах.

Еталонно-нормоване ранжування (КК). Відносно медіанного фону вибірки спектр усереднених КК має вигляд: Cd (3,57) > Pb (3,02) > Hg (1,28) > As (1,20). Порівняння з літосферним кларком демонструє виразне збагачення Hg і Cd, помірне – As і дефіцитний рівень Pb; щодо ґрунтових еталонів Hg та Cd стабільно збагачені, тоді як Pb і As загалом не перевищують фон; відносно «рослинного» кларка всі чотири елементи мають КК>1, що відображає високий ступінь іммобілізації у торфі (найбільші контрасти – для Hg і Cd).

Елемент-специфічні механізми. Pb переважно іммобілізований унаслідок комплексоутворення з карбоксильними та фенольними групами гумусу і можливого утворення сульфідів; водночас локальні внутрішньопрофільні піки свідчать про історичні імпульсні надходження і/або перерозподіл за участю кислотності. Cd рухоміший за Pb; чутливий до pH і зольності; разом із Pb формує техногенно-атмосферний «двійковий» підпис (спільність джерел і механізмів закріплення на органічній матриці й оксидах Fe/Al). As контролюється окисно-відновною формою існування (As(V)/As(III)) і сорбційно-десорбційними процесами на оксидних мінеральних компонентах; глибинні піки на контакті з мінеральною товщею вказують на роль редокс-перехідних зон і підживлення підземними водами. Hg вирізняється сильною здатністю до зв'язування з органічною матрицею (тіольними/сірковмісними центрами), потенціалом до осадження у вигляді сульфідів і чутливістю до волого-редоксного режиму; поверхневі підвищення корелюють із атмосферним надходженням.

Роль pH, зольності та органічної речовини. Зменшення pH супроводжується зростанням частки рухомих форм Pb, Cd і Hg через підвищення ступеня протонування кислотних центрів гумусової матриці та підвищення розчинності катіонів металів. Зростання зольності часто збігається з внутрішньопрофільними піками, що відбиває внесок пилово-мінеральних часток і наявність карбонатно-оксидних носіїв. Висока частка органічної речовини сприяє закріпленню металів у міцних органокомплексах і зменшенню частки рухомих форм у низці інтервалів.

Багатовимірний статистичний аналіз. Рангові коефіцієнти кореляції засвідчують надзвичайно тісний зв'язок (r=0,99) Pb–Cd (спільність джерел/механізмів), майже ідеальну антикореляцію «зольність ↔ органічна речовина», помірну від'ємну залежність Hg–вологість r=−0,54) і слабко позитивний зв'язок pH–вологість.

Кластерний аналіз підтвердив результати кореляційного аналізу і дозволив ідентифікувати основні кластери, що відображають різні геохімічні асоціації елементів і їхній зв'язок з фізико-хімічними показниками торфів: [Pb, Cd] – компактний «техногенно-аерозольний» кластер; [A, OP] – антагоністична пара, що структурує ось «мінеральна домішка ↔ органічна матриця»; [Hg] разом з [W, pH] (а також As ближче до цієї гілки) – блок, пов'язаний із волого-редоксним контролем і умовами післядепозиційної трансформації.

Застосування факторного аналізу (PCA, методу головних компонент з ротацією варимакс) дозволило визначити ключові фактори, відповідальні за формування геохімічних асоціацій: F1 (34,08 % дисперсії): «мінеральність ↔ органічність». Високі навантаження A = +0,98 та OP = −0,98 (також W = −0,48). Компонента відображає баланс мінеральної домішки/пилу та частки органічної фази; F2 (21,38 %): «Pb-Cd техногенно-атмосферний компонент». Дуже високі від'ємні навантаження Pb = −0,98, Cd = −0,97 (незначні внески pH, A, OP). Цей фактор фіксує спільну природу джерел Pb та Cd (атмосферні опади, золові внески), міграції та подібні механізми закріплення (сорбція/комплексоутворення на органічній матриці й оксидах Fe/Al).

1. *Nieminen, T. M., Ukonmaanaho, L., & Shotyk, W.* (2002). Enrichment of Cu, Ni, Zn, Pb and As in an ombrotrophic peat bog near a Cu-Ni smelter in Southwest Finland. *Science of the Total Environment, 292* (1-2), 81-89. https://doi.org/10.1016/S0048-9697(02)00028-1
2. *Jensen, A.* (1997). Historical deposition rates of Cd, Cu, Pb, and Zn in Norway and Sweden estimated by^{210}Pb dating and measurement of trace elements in cores of peat bogs. *Water, Air, and Soil Pollution, 95* (1), 205-220. https://doi.org/10.1007/BF02406166
3. *Kempter, H. & Frenzel, B. (1999).* The local nature of anthropogenic emission sources on the elemental content of nearby ombrotrophic peat bogs, Vulkaneifel, Germany. *Science of the Total Environment, 241* (1-3), 117-128. https://doi.org/10.1016/S0048-9697(99)00331-9Get rights and content
4. *Fiałkiewicz-Kozieł, B., Smieja-Król, B., & Palowski, B.* (2011). Heavy metal accumulation in two peat bogs from southern Poland. *Studia Quaternaria*, 17-24.
5. *Miszczak, E., Stefaniak, S., Michczyński, A., Steinnes, E., & Twardowska, I.* (2020). A novel approach to peatlands as archives of total cumulative spatial pollution loads from atmospheric deposition of airborne

elements complementary to EMEP data: priority pollutants (Pb, Cd, Hg). *Science of the Total Environment*, *705*, 135776. https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135776

6. Інститут ґрунтознавства та агрохімії імені О. Н. Соколовського Української академії аграрних наук. (2006). *ДСТУ 4405:2005. Якість ґрунту. Визначення рухомих сполук фосфору і калію за методом Кірсанова в модифікації ННЦ ІГА.* Київ : Держспоживстандарт України, 2006. 17 с.
7. Інститут ґрунтознавства та агрохімії ім. О.Н. Соколовського Української Академії аграрних наук. (2008). *ДСТУ EN 13040:2005. Меліоранти ґрунту та середовища росту. Готування проб до хімічного та фізичного аналізу, визначення вмісту сухої речовини, вмісту вологи та лабораторно ущільненої насипної щільності,* 2008. 14 с.
8. Технічний комітет стандартизації «Ґрунтознавство» (ТК 142) та Національний науковий центр «Інститут ґрунтознавства та агрохімії ім. О. Н. Соколовського» (2015). *ДСТУ 7942:2015 Якість ґрунту. Визначення зольності торфу і торфового ґрунту*, 2015. 9 с.
9. Інститут сільськогосподарської мікробіології та агропромислового виробництва НААН (2016). *ДСТУ 7882:2015 Торф і продукти його перероблення для сільського господарства. Методи визначення обмінної й активної кислотності*, 2016. 6 с.

METABASALTOIDS FROM THE OLISTOSTROM OF THE SOYMUL FORMATION OF UHOLKA COMPLEX (UKRAINIAN CARPATHIANS)

Yanina Mihunova, Iryna Poberezhska, Larisa Generalova, Anastasiia Pavlenko

Ivan Franko National University of Lviv
yanina.mihunova@lnu.edu.ua, iryna.poberezhska@lnu.edu.ua, larysa.heneralova@lnu.edu.ua, anastasiia.pavlenko@lnu.edu.ua

Among the key geological problems concerning the study of the Ukrainian Carpathians, an important place is occupied by issues of magmatism and the reconstruction of mineralogical–petrochemical and geodynamic settings with which it is associated. According to modern theoretical concepts, the mineralogical–petrochemical and thermodynamic conditions of olistolite formation in the Ukrainian Carpathians have not yet been sufficiently analyzed.

The deposits forming the Vezhany Nappe are of Cretaceous–Paleogene age (Fig. 1). They are represented by sandstones, variegated marls (greenish-gray to reddish-pink), and an olistostromal sequence. The Soimul Formation ($K_{1–2}$sm) within the Maramureș Massif is most widespread in the Chivchiny Mountains (upper reaches of the Sarata, Perkalab, and Chornyi Cheremosh rivers, Chemirnyi stream), while within the Vezhany Nappe of the Maramureș SZ it is traced as a narrow discontinuous strip from the right bank of the Mala Shopurka River to the village of Dovhe on the Borzhava River. The Soimul Formation consists of two parts: a lower olistostromal unit and an upper olistostrome–conglomerate unit.

Olistoliths and clasts within the conglomerates are subdivided into two types:

1. blocks composed of crystalline basement rocks of the Maramureș Massif and its Upper Paleozoic–Mesozoic sedimentary cover;

2. dispersed fragments of Jurassic (?) rocks of the ophiolitic association, which are partly developed in the Kamianopotok Nappe.

Within the olistostrome of the Soimul Formation, fragments of the Meso-Tethyan ophiolitic complex have been identified. Z. M. Liashkevych (1995) and O. O. Stupka [5] considered these rocks as part of the Uholka Complex and referred them to the ophiolitic formation. According to researchers [2], the Uholka Complex reveals new petrotypes, elements of the ophiolite succession, and stratigraphic features: peridotites (harzburgites and lherzolites), layered gabbros, metadolerites, massive and amygdaloidal metabasalts, red jasperoids, and limestones. Olistoliths of metabasalts are confined to the lower part of the Soimul Formation and usually occur stratigraphically above peridotites.

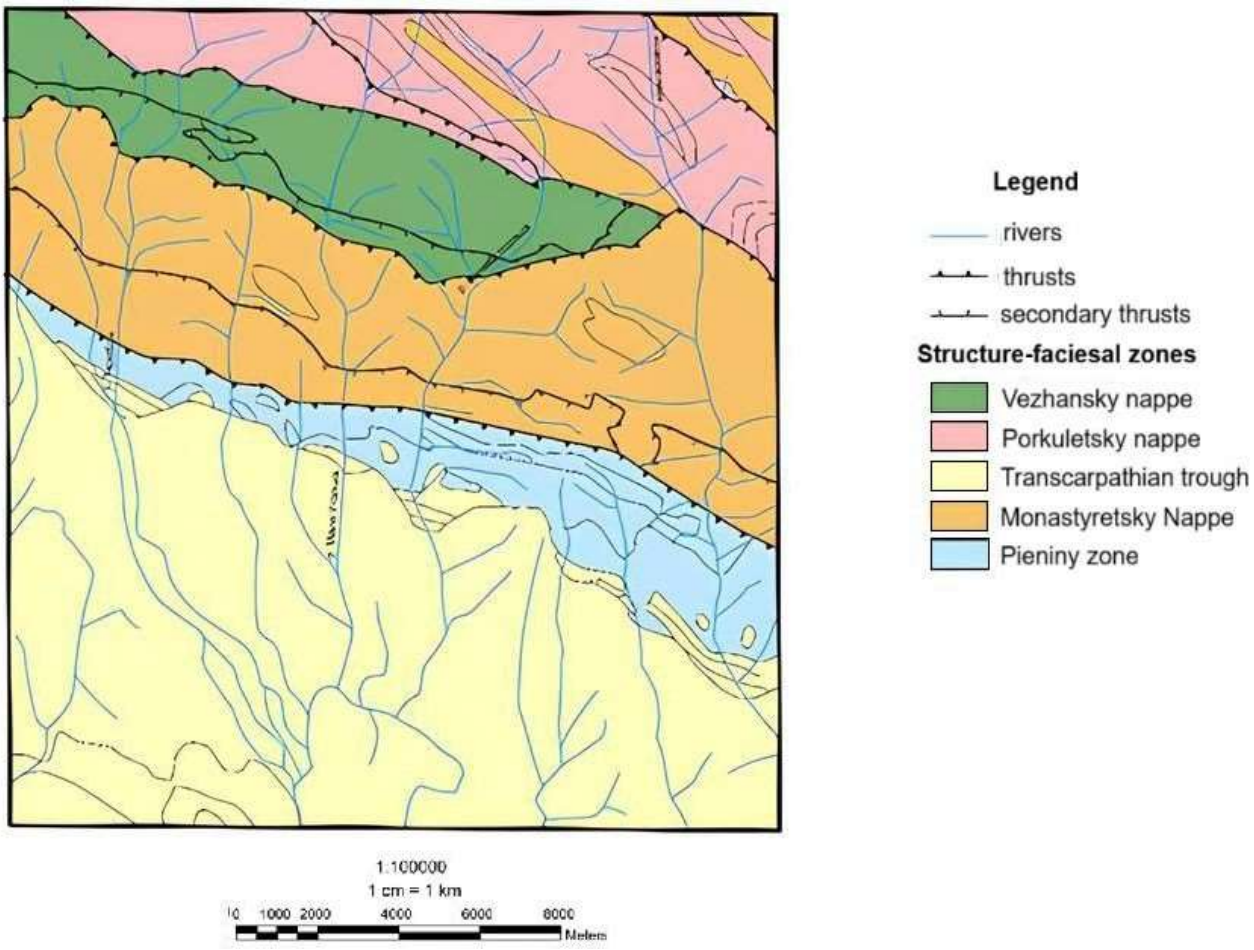


Figure 1. Tectonic scheme of structurre-faciesal zones [4].

The studied metabasalts are greenish-gray to brownish-green in color (Fig. 2). They display a schistose, often amygdaloidal texture. Phenocrysts in the rock are represented by plagioclases that have undergone secondary changes - carbonatization, chloritization. The rocks show porphyritic texture, with pilotaxitic.groundmass (Fig. 3).

Figure 2. Metabasalt with calcite veins.

a b

Figure 3. Chloritized and carbonatized metaplagiobasalt; a– plane-polarised light (PPL), b – cross-polarised light (XPL), field of view 2 mm.

Their mineral composition is dominated by plagioclase (up to 40%), chlorite (up to 34%), and quartz (up to 20%), with carbonates (up to 14%). Epidote, monoclinic pyroxene, and iron hydroxides are also sporadically present.

Metabasalts of the Uholka Complex contain 48.66–51.97 wt.% SiO_2, with sodium prevailing over potassium (Na_2O/K_2O = 1.31–7.64). TiO_2 content is low to moderate (0.00–1.39%), FeO is 4.72–15.97%, MgO is relatively high (4.54–7.27%), and Al_2O_3 ranges from 13.75 to 18.06%. Basaltoids of the Uholka Complex are altered under low-temperature subfacies of greenschist metamorphism. Their alteration temperature, estimated using chlorite and albite geothermometers proposed by O. R. Kotelnikov (Kotelnikov et al., 2012), lies within 170–210 °C.

Petrochemical compositions indicate that these rocks can be attributed to oceanic tholeiitic basalts of two groups [1]. The first group shows characteristics of N- and T-type basaltoids, while the second group tends toward P(E)-type basaltoids or ensimatic island-arc types. N- and T-type basaltoids directly overlie peridotites within one of the two ophiolitic associations of the Uholka Complex. In the second group, increasing Ti and K concentrations, along with slight silica enrichment, may reflect the initiation of subduction zones and the development of ensimatic island arcs. Most likely, the basaltoids of the Uholka Complex represent fragments of the Transylvanian ophiolitic nappes [2, 3, 7]. These complexes formed in the Triassic–Jurassic oceanic basin of the Tethys, where ensimatic arcs developed during the Late Jurassic– Early Cretaceous.At the early stages of plate-tectonic theory, ophiolites were regarded as complete analogs of oceanic lithosphere formed at mid-ocean ridges during seafloor spreading and subsequently emplaced onto continental margins. However, since the mid-1970s, significant chemical differences between ophiolites and modern mid-ocean ridge basalts have been identified, prompting a revision of this concept. Subsequent studies revealed the diversity of geodynamic settings of Tethyan and Pacific ophiolites. Today, based on petrological, geochemical, lithological, and tectonic data, more than ten ophiolite types are distinguished. Each element of an ophiolite succession carries specific genetic information, and the combination of such characteristics allows for more detailed classifications and models. The proposed geodynamic settings for ophiolite formation include back-arc basins, intra-arc spreading zones, mid-ocean ridges, transform faults, and island-arc basement terranes.

In this context, ultrabasic rocks, gabbroids, gabbro-labradorites, diabases, and gabbro-diabases widespread in the Ukrainian Carpathians remain the subject of scientific debate regarding their age, genesis, and structural position. The study of these rocks began in 1947, when V. S. Sobolev and S. M. Bieliakova described a serpentinized peridotite from the basin of the Velyka Uholka River. The very term *ophiolites* first appeared in the works of V. P. Kostiuk (1961) and A. L. Kryvin (1961), who considered the basic and ultrabasic rocks of the Eastern Carpathians as intrusive “ophiolitic formations”.

With the global adoption of mobilistic concepts (1970s), new interpretations of Carpathian ultrabasic rocks emerged. L. H. Danylovych (1975, 1976, 1980, 1981, 1983) viewed them as products of seafloor spreading in the Penninic and Maramureș paleobasins of the Tethys Ocean, later tectonically exhumed in subduction zones formed during underthrusting of oceanic lithosphere beneath the East European continent.

According to another view [5], Carpathian ultrabasics represent one of the three components of a unified Mesozoic magmatic formation of the Ukrainian Carpathians, formed within troughs with oceanic crust developed in zones of complete continental breakup in the Carpathian geosyncline. Later, as protrusions, they were incorporated into thrust sheets and emplaced onto continental blocks.

Compared with the typical oceanic ophiolite sequence, only four incomplete horizons are recognized in the Ukrainian Carpathians (Fig. 4):

1. mantle tectonized ultrabasics – fragments of the basement (4th layer of oceanic crust);
2. gabbros, gabbro-dolerites, dolerites – 3rd layer;
3. volcanic complexes (basalts, andesite-basalts, trachytes) – 2nd layer;
4. sedimentary cover fragments – 1st layer.

Ultrabasic bodies occur as slabs, blocks, and lenses of isometric shape, 2–3 m to 400–600 m long and 20–100 m wide, bounded by tectonic contacts (Kryvin, A. L. (1961), Lomize, M. G., & Ploshko, V. V. (1969)). Their distribution is associated with the northeastern and northern margin of the Maramureș Massif (basins of the Velyka and Mala Uholka, Teresva, Sarata rivers, etc.). Their rootless character is confirmed by geophysical and drilling data. Serpentinite clasts also occur within the conglomerates of the Soimul Formation (Albian–Cenomanian) and in Eocene sandstones.

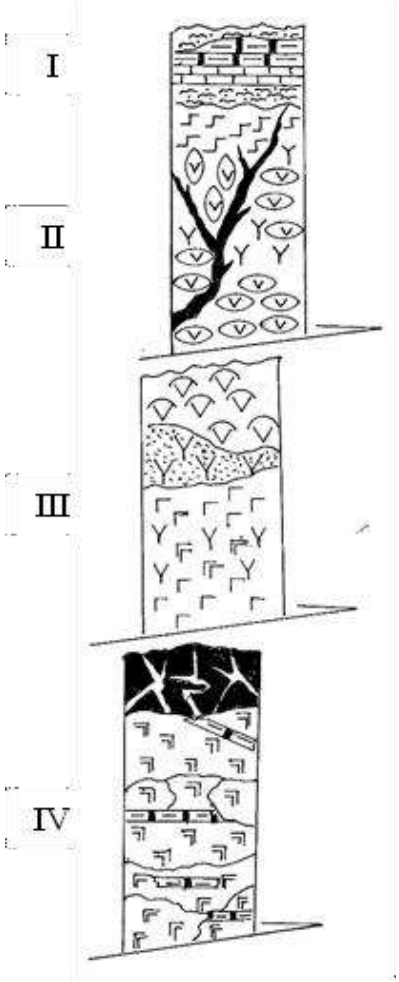


Figure 4. Schematic cross-section of the ophiolite complex of the Ukrainian Carpathians (compiled by O. O. Stupka)

Legend:

I – Sedimentary layer: radiolarites, jasper, thin-layered limestones

II – Volcanogenic complex: pillow basalts, diabases, trachytes, andesite-basalts

III – Oceanic layer: tholeiitic basalts, gabbro-labradorites, spilized diabases

IV – Mantle tectonites: lherzolites, serpentinized spinel lherzolites

Tectonic boundaries are indicated by arrows.

Of particular interest are serpentinite breccias (ophicalcites), which occur in the roof zones of ultrabasics and are of key importance for interpreting the tectonic environment of ophiolitic complexes. Their origin is linked with tectonic "peeling off" of sialic crust from the upper mantle and the formation of oceanic-type crust.

Thus, the ophiolitic associations of the Carpathians provide crucial information for reconstructing the geodynamic evolution of the Tethyan basins. They reflect complex processes combining rifting, subduction, and ensimatic arc formation during the Mesozoic, while preserving essential records for understanding magmatism and the tectonic history of the Ukrainian Carpathians.

1. *Generalova, L., Stepanov, V., & Hnylko, O*. (2018). Features of the composition of metabasalts of the Uholka Complex (Ukrainian Carpathians). *Problems of Phanerozoic Geology of Ukraine : Collection of Scientific Papers.* In R. Leshchukh (Ed.). Lviv: Ivan Franko National University of Lviv. P. 61–64.
2. *Generalova, L., Hnylko, O., Bilyk, N., & Stepanov, V.* (2021). Evolution of Mesozoic peridotites of the Uholka ophiolitic complex (Marmarosh Klippen Zone, Inner Ukrainian Carpathians). *Visnyk of Lviv University. Geological Series*, (35), 53–71. https://doi.org/10.30970/vgl.35.06
3. *Hnylko, O. M., Hnylko, S. R., & Generalova, L. V.* (2015). Tectono-sedimentary evolution of the southwestern part of the Ukrainian Flysch Carpathians. *Scientific Bulletin of the National Mining University*, (2), 5–13.
4. *Matskiv, B. V., Pukach, B. D., & Hnylko, O. M.* (2009). *State Geological Map of Ukraine, scale 1:200,000, sheets M-35-XXXI (Nadvirna), L-35-I (Viseu de Sus). Carpathian Series. Geological Map of Pre-Quaternary Formations.* Kyiv: UkrDGRI Publishing House.
5. *Medvedev, A. P., & Varichev, O. S.* (2000). *Pre-Carpathians (Construction and Destruction).* Lviv, 115 p.
6. *Stupka, O. O.* (2013). Ophiolites of the Ukrainian Carpathians: Geochemistry and Mineralogy (Abstract of PhD Thesis). Lviv, 20 p.
7. *Csontos, L., & Vörös, A.* (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210, 1–56.

ЦИФРОВІ ТЕХНОЛОГІЇ В ГЕОЛОГІЇ

ГЕОЛОГІЯ У СМАРТФОНІ: МОБІЛЬНІ ЗАСТОСУНКИ ДЛЯ НАВЧАННЯ ТА ПОЛЬОВИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

Віхоть Ю. М.[1, 2], Кріль С. Я.[2], Бубняк І. М. [3]

[1]*Львівський національний університет імені Івана Франка*
[2]*УкрНДІгаз, АТ "Укргазвидобування"*
[3]*Національний університет «Львівська політехніка»*
[1]*yuvik@ukr.net; [2]solia_kr@ukr.net; [3]ihor.m.bubniak@lpnu.ua*

Нині смартфони *Android* та *iPhone* увійшли в наше повсякденне життя та стали невід'ємною його частиною. З кожним роком вони стають все більше і більше незамінними цифровими інструментами у навчальному процесі у науках про Землю, а особливо для набуття практичних навичок під час польових геологічних досліджень, що потребують використання сучасних інформаційних технологій. Технології, що є в основі смартфонів, та, відповідно, мобільні застосунки, з кожним роком розвиваються та вдосконалюються дуже швидкими темпами, що сприяє популярності їх використання у різних галузях науки та освіти.

Метою публікації є продемонструвати деякі важливі та найбільш потрібні застосунки смартфонів *Android* та *iPhone*, що корисні для навчання, польових досліджень, під час планування та проведення польових геологічних, ознайомлювальних, картувальних або спеціалізованих практик, а також для збору, первинної візуалізації та передачі геоданих для подальшого ГІС-опрацювання.

Поряд із деякими недоліками (надмірного застосування смартфонів у ненавчальних цілях) смартфон за умови його правильного застосування можна перетворити дійсно на «*smart phone*» – розумний телефон. Успішне застосування корисних функцій та технологій смартфонів, а також вдало підібраних спеціальних застосунків є чудовою запорукою для успішного освоєння та вдосконалення знань з геології, особливо для студентів спеціальності «Науки про Землю», а саме:

1) отримання практичних навичок використання під час польових досліджень та спостережень, для проведення польових геологічних, ознайомлювальних та картувальних практик;

2) швидкого документування (під час опису та збору, наприклад, структурних або інших геологічних даних) та первинного опрацювання польових даних;

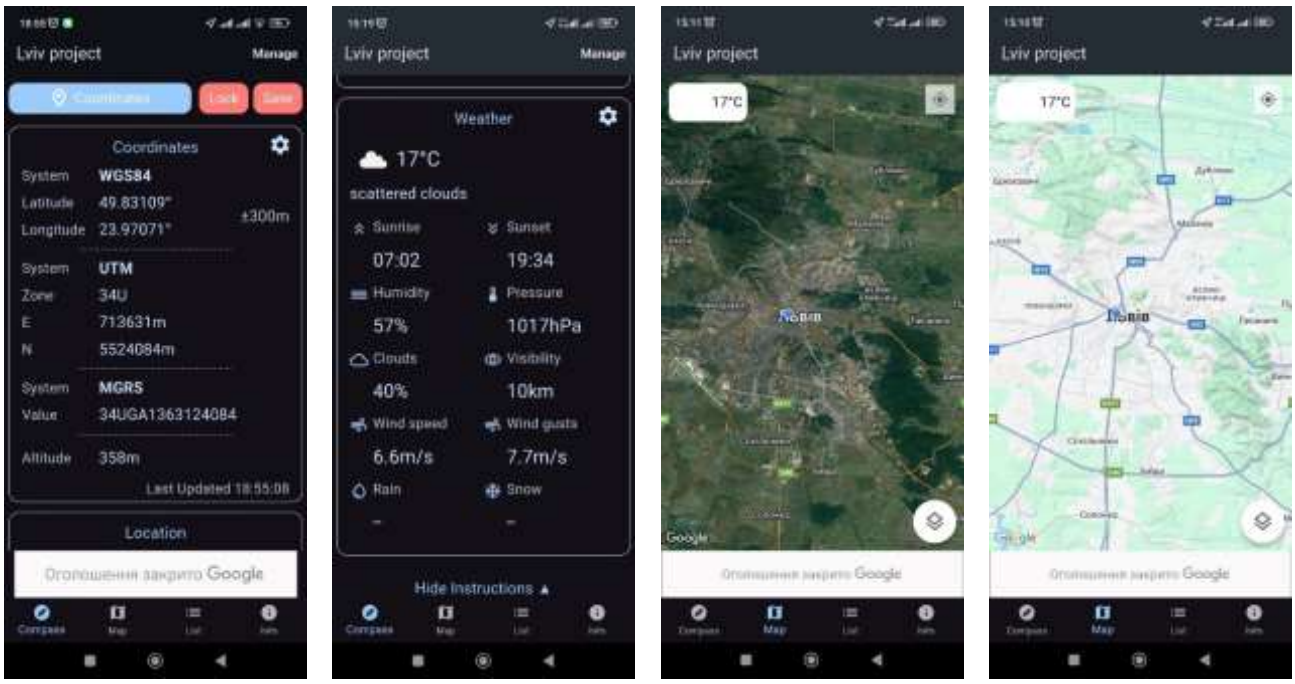
3) використання як доступних цифрових інструментів, що є завжди «під рукою» для діагностики мінералів та гірських порід, тобто як своєрідний кишеньковий «довідник» для зберігання та пошуку необхідної інформації для ідентифікації зразків.

Смартфони *Android* та *iPhone* давно вже перестали бути просто інструментом для фотографування певних об'єктів та орієнтування на місцевості. Смартфон може замінити багато традиційних інструментів геолога. Мобільні застосунки стають найкращими портативними інструментами для польових робіт. За допомогою смартфонів можна ідентифікувати місця розташування з використанням мобільної мережі Інтернет 4G, фіксувати точки спостереження або зберігати координати геологічних об'єктів з використанням вже вбудованого GPS та наявності офлайн-карт (наприклад, усім відомий застосунок *Google Maps*). У спеціалізованих застосунках смартфонів замість паперових карт можна використовувати інтерактивні або власні цифрові карти, на які можна наносити геологічні позначення різного виду. Така методика збору інформації значно спрощує подальший аналіз геологічних та інших даних, що мають просторову прив'язку, у ГІС-проектах.

Нижче наведено деякі приклади, що демонструють способи застосування – як коротка інструкція із використання деяких застосунків смартфонів, як інструментів для отримання та закріплення знань для студентів-бакалаврів спеціальності «Науки про землю» під час навчання з різних навчальних курсів, ознайомлювальних, картувальних або спеціалізованих практик та ін.

Застосунки для польових практик. Досить простим, безкоштовним, а особливо багатофункціональним є застосунок – *Geology Clinometer: GeoCompass*, який можна завантажити та встановити як на смартфон з операційною системою *Android* [6], так і *iPhone* [5].

Перевагами цього застосунку є те, що він має можливість фіксації точок спостереження та їхнього негайного перегляду у двох видах карт *Google* (рис. 1.). Крім того, він містить інструменти для внесення структурних даних, додавання фото, відео та нотаток.

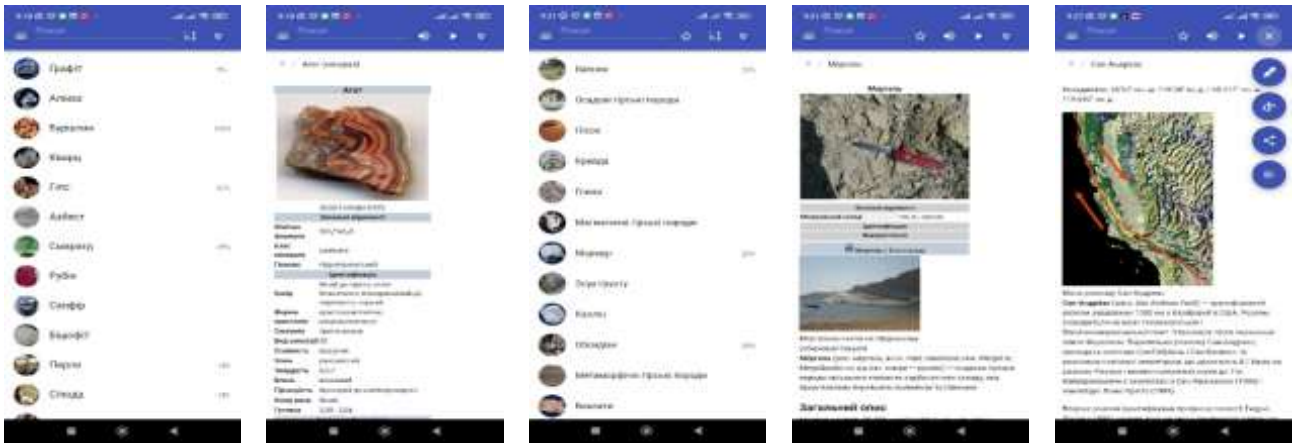


а *б* *в* *г*

Рис. 1. Скріншоти інтерфейсу мобільного застосунку *Geology Clinometer: GeoCompass* [6], основні його інструменти та функції (інструменти вкладки Compass, що відображають координати (*а*) та погодні умови, як важливий елемент під час планування маршрутів польових практик (*б*); *в, г* – вкладка Map з різними типами карт Google).

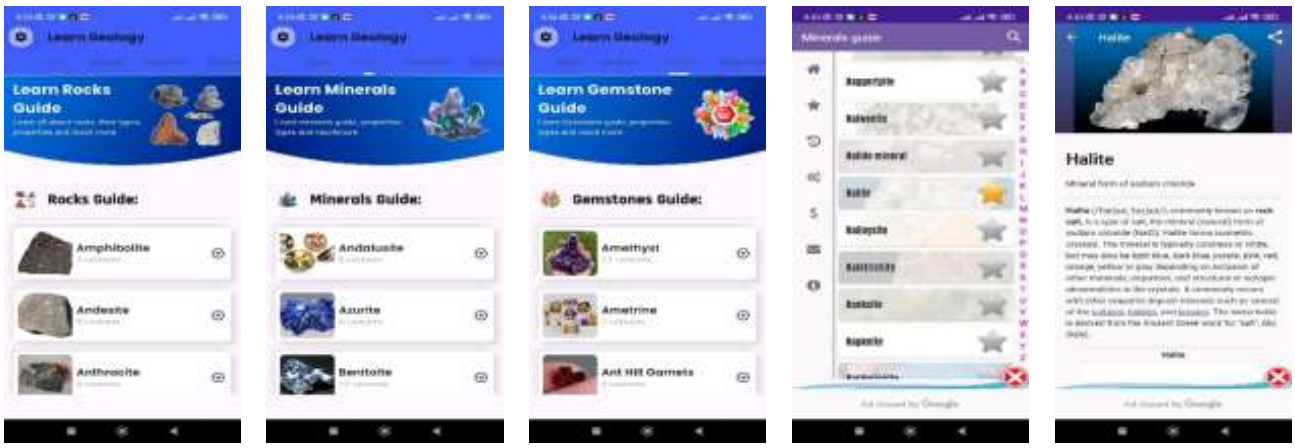
Проте перед будь-яким використанням мобільних застосунків важливо пройти курс орієнтування на місцевості без гаджетів (наприклад, працювати з традиційною паперовою картою і геологічним та туристичним компасами) та із мобільним компасом смартфона.

Застосунки для навчання – для ідентифікації зразків (мінералів та гірських порід). Існує безліч мобільних застосунків, що допомагають студентам-бакалаврам спеціальності «Науки про Землю» під час навчання, містять інформацію про властивості, склад і походження мінералів, допомагають вчитися та ідентифікувати мінерали та гірські породи [1-3, 6, 7] (рис. 2, 3). Застосунки з 3D-моделями мінералів, інтерактивними схемами тектоніки плит або візуалізаціями геологічних процесів роблять навчання наочним і цікавим.



а *б* *в* *г* *д*

Рис. 2. Мобільні застосунки для навчання та ідентифікації мінералів та гірських порід (*а, б* – перелік мінералів та опис мінералів із застосунку *Корисні копалини* [1]; *в, г* – перелік порід та короткий опис із застосунку *Скелі* [2]; *д* – застосунок *Структурна геологія* [3])



а *б* *в* *г* *д*

Рис. 3. Англомовні мобільні застосунки для навчання та ідентифікації мінералів, гірських порід (*а, б, в* – скріншоти із застосунок *Rocks, Minerals, Crystal Guide* [7]; *г, д* – скріншоти із застосунком *Minerals guide: Geology* [6])

Висновки. Мобільні застосунки смартфонів *Android* та *iPhone* стають невід'ємною частиною освітнього процесу в галузі наук про Землю, надаючи студентам-бакалаврам нові можливості для самостійного навчання та ідентифікації мінералів та гірських порід, ефективної роботи під час різних видів польових досліджень, під час проходження ознайомлювальних, картувальних та спеціалізованих практик і т. д.

Найбільшою перевагою використання смартфонів та встановлених застосунків є те, що інформація завжди «під рукою», що дозволяє вчитися (або вміло використовувати джерела даних з інформацією) в будь-який час і в будь-якому місці, оскільки смартфон став невід'ємною частиною повсякденного життя і він завжди «в кишені».

Застосунки смартфонів *Android* та *iPhone* автоматизують рутинні завдання, дозволяючи студентам більше часу приділяти аналізу та дослідженням. Візуалізація складних процесів та даних польових структурних досліджень на смартфоні із використанням застосунків значно полегшує їх розуміння.

Таке поєднання традиційних знань і сучасних технологій, яке забезпечують смартфон та застосунки, відкриває шлях до інновацій у геологічних дослідженнях.

1. *Корисні копалини*: застосунок Android: https://play.google.com/store/apps/details?id=com.do_apps.catalog_69
2. *Скелі*: застосунок Android: https://play.google.com/store/apps/details?id=com.do_apps.catalog_426
3. *Структурна геологія*: застосунок Android: https://play.google.com/store/apps/details?id=com.do_apps.catalog_784
4. *Geology Clinometer: GeoCompass*, Google Play. URL: https://play.google.com/store/apps/details?id=com.wix.lemonstudio01.geocompass3.prod
5. *Geology Clinometer: GeoCompass*, App Store. URL: https://apps.apple.com/cn/app/geology-clinometer-geocompass/id6450886950?l=en-GB
6. *Minerals guide: Geology*, Google Play. URL: https://play.google.com/store/apps/details?id=com.dictionary.MineralsGuide.Geology
7. *Rocks, Minerals, Crystal Guide*, Google Play. URL: https://play.google.com/store/apps/details?id=com.alphazstudio.Geology

ПРО ВИКОРИСТАННЯ ОНЛАЙН-НОТАТНИКА GOOGLE KEEP ПІД ЧАС ПРОВЕДЕННЯ ГЕОЛОГІЧНИХ МАРШРУТІВ НАВЧАЛЬНИХ ПРАКТИК СТУДЕНТІВ

Костюк О. В., Генералов А. В.

Львівський національний університет імені Івана Франка
oleksandr.kostyuk@lnu.edu.ua

Переваги використання сучасних інформаційних технологій для організації наукових даних польових досліджень у навчальному процесі стали особливо відчутними в останні роки. Наприклад, сьогодні цифрові інструменти дозволяють зберігати в одному місці інформацію про координати точок спостережень, фотографій геологічного відслонення, характеристик опису стратиграфічного розрізу, діагностик мінерального складу гірських порід тощо. Студенти можуть створювати нові нотатки за допомогою голосового введення, додавати та викреслювати елементи у списках, а також переглядати нагадування. Серед багатьох безкоштовних електронних нотатників, які зараз використовують дослідники (Memo, Color Note, Notepad, Journal, Inkpad), програмний продукт Google Keep має свої переваги, оскільки в ньому кожен користувач може ділитися своїми записами з іншими користувачами. Це особливо корисно під час проведення індивідуальних маршрутів, коли члени бригад збирають польову геологічну інформацію а потім діляться нею з усією бригадою для написання звіту про практику. Отже, Google Keep – цифровий інструмент для організації власного робочого простору, в якому зберігаються посилання на інтернет-ресурси, списки швидкого доступу, фотографії, звукові ряди тощо.

Інтерфейс програми представлений головним меню програми, яке знаходиться у лівому верхньому куті вікна та зображене у формі трьох горизонтальних рисочок. Відкривши головне меню Google Keep можна ознайомитися із змістом наповнення бази. У цьому меню можна створити мітку, яка власне є головним елементом організації програми, переглянути архів, кошик, налаштування, та довідку і відгуки. Натиснувши на кнопку “Довідка та відгуки” у головному меню програми, нас буде переадресовано у довідковий центр програми Google Keep (https://support.google.com/keep/) де можна багато дізнатися про особливості роботи застосунку. У верхньому правому куті робочого простору програми Google Keep знаходиться кнопка профілю натиснувши на яку можна переглядати всі активні профілі які підключені до програми. Через головне меню програми є можливість створення міток, які виконують роль звичних нам при роботі в ОС Windows папок. Таким чином, можна створити такі мітки: точка спостереження 1, точка спостереження 2 і т д. Згодом, відкривши через головне меню одну з міток, у нижньому правому куті (якщо використовується мобільний пристрій), або у нижньому рядку (якщо використовується ОС Windows), на екрані з’являться кнопки швидкого доступу: аудіо нотатка, зображення, малюнок, список і текст. Ці інструменти зручно використовувати під час проведення документування геологічних розрізів на точках спостереження. Наприклад, можна надиктувати спостереження проведені на точці спостереження у маршруті, фотографувати відслонення, за допомогою стилуса проводити замальовки використовуючи екран мобільного пристрою, або за відсутності інтернету набирати текст. Коли ми відкриваємо одну з новостворених міток, то серед кнопок швидкого доступу з’являється інструмент “палітра”, який дозволяє оформити фон та колір мітки. Також, є можливість закріплення (фіксації), встановлення нагадування та архівування для кожної з міток. Ці інструменти знаходяться у правому верхньому куті екрану, коли в нас відкрита певна мітці. Цікавою особливістю програми Google Keep є можливість надання особистих даних іншим користувачам, і відповідно редагування даних у онлайн режимі. Поділитися міткою можна використавши серед кнопок швидкого доступу у нижній частині екрану піктограму з трьома крапками та натиснувши кнопку “співавтор”. У запропонованому програмою полі потрібно набрати адресу електронної скриньки у середовищі gmail.com та схвалити.

Програму Google Keep було запущено 20 березня 2013 року для операційних систем Android та Windows [1, 2, 4], а для iOS, відповідно – 24 вересня 2015 року [3, 5]. Станом на 2025 рік Google Keep

зазнав значних вдосконалень та як безкоштовний програмний продукт, на думку автора, задовільняє основні потреби для проведення документування геологічних відслонень під час проведення польових маршрутів навчальних геологічних практик студентів.

1. *Graziano, Dan* (March 20, 2013). "Google launches Google Keep note-taking service [video]". BGR. Penske Media Corporation. Archived from the original on October 8, 2016. Retrieved January 6, 2017.
2. *Kuan, Katherine* (March 20, 2013). "Google Keep—Save what's on your mind". Official Google Blog. Archived from the original on December 22, 2020. Retrieved March 1, 2017.
3. *Tarantola, Andrew* (April 23, 2015). "Take notes on your wrist with Google Keep and Android Wear". Engadget. AOL. Archived from the original on December 22, 2020. Retrieved January 6, 2017.
4. *Lopez, Napier* (April 23, 2015). "Google Keep on Android Wear now lets you dictate notes on the go". The Next Web. Archived from the original on February 23, 2017. Retrieved February 22, 2017.
5. *Zhou, Ranna* (April 23, 2015). "Google Keep: Take notes on the go". Official Android Blog. Archived from the original on December 22, 2020. Retrieved January 6, 2017.

ЕКОЛОГІЧНА ГЕОЛОГІЯ І ГЕОТУРИЗМ

ВІДКЛАДИ КОСІВСЬКОЇ СВІТИ ВЕРХНЬОГО БАДЕНІЮ – ВАЖЛИВА СКЛАДОВА ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА ТЕРИТОРІЇ ЛЬВОВА

Волошин П. К., Марусяк В. П., Бучацька Г. М.

Львівський національний університет імені Івана Франка
petro.voloshyn@lnu.edu.ua,: valentyna.marusyak@lnu.edu.ua,, hanna.buchatska@lnu.edu.ua

Однією з важливих складових природного довкілля міст є геологічне середовище. Його роль, як важливого компонента складних систем міста, постійно зростає. Це пов'язано із збільшенням поверховості будівель, активним освоєнням підземного простору, ускладненням міської структури тощо. Забезпечення стійкості та функціональної придатності споруд і комфортних умов проживання людини у місті потребує ґрунтовного вивчення складу, стану і фізико-механічних властивостей гірських порід, які відіграють роль підґрунтя фундаментів та середовища розміщення заглиблених споруд.

Важливим елементом геологічного середовища Львова є глини косівської світи верхнього баденію. Глиниста товща світи має високий ступінь просторової літологічної неоднорідності. Їхня поведінка під фундаментами характеризується низкою специфічних особливостей. Зокрема, через високу дисперсність деформаційні процеси у них під впливом навантаження від споруд можуть тривати десятки і сотні років, з ними пов'язаний розвиток небезпечних та несприятливих геологічних процесів.

Усе це ставить на порядок денний питання ґрунтовного вивчення закономірностей поширення, умов залягання та складу косівських глин. Слід також зауважити, що цей тип грунтів на території міста є одним з найменш вивчених в інженерно-геологічному відношенні. Екологічна роль цих грунтів висвітлена недостатньо.

Єдиної точки зору стосовно стратиграфічного положення глинистої товщі загалом, як і окремих її складових немає. Найдетальніше ці відклади досліджені при виконанні пошуково-розвідувальних та експлуатаційних робіт у межах сірконосного басейну (Алексеєнко, 1967), розміщеного як у зовнішній зоні Предкарпатського прогину, так і південно-західній околиці Східно-Європейської платформи. За даними вивчення мікрофауни у розрізі косівських глин Передкарпатського прогину (Левінталь,1953, Пішванова, 1960) виділено чотири горизонти: вербовецький, прутський, коломийський і клокучинський. Натомість в межах слабкозануреної частини Східно-Європейської платформи зеленувато-сірі глини з прошарками туфітів і бентонітових глин (саме такі поширені й на території м. Львова та його околиць) віднесені до вербовецького горизонту, решта розрізу не розчленована на дрібніші стратиграфічні горизонти. Відклади косівської світи відображені також на геологічній карті масштабу 1:50 000, яка охоплює територію міста Львова та його околиці (Герасімов, 1970).

Детальне вивчення закономірностей поширення, умов залягання та складу глин косівської світи проведено нами при виконанні геолого-гідрогеологічних досліджень карстонебезпечної зони м. Львова, а також інженерно-геологічних розвідувань на ділянках розміщення окремих будівельних об'єктів, розташованих у її межах [1].

Головними завданнями досліджень були наступні:

-виявити закономірності поширення та умови залягання глин на території міста;

- вивчити склад глин;

-оцінити роль глин у розвитку зсувів, підтоплення, карстово-суфозійних процесів, формуванні природної захищеності підземних вод.

Як показали виконані дослідження глини косівської світи займають на території м. Львова 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 км^2. Ці відклади відсутні лише у межах глибоко врізаних долин річок і потоків. Вони повністю розмиті у днищі долини р. Зубри, Сокільницького, Холодновідківського, Білогірського та Руднянського 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 нижнього баденію. На невеликих за площею ділянках, головно, у південно-східній частині Львова (у межах сихівського житлового району безпосередньо на розмитій поверхні відкладів верхньої крейди.

У межах Львівського плато глиниста товща перекривається майже суцільним плащем, потужністю 6-10 м, лесовидних суглинків, які вміщують один-два горизонти викопних ґрунтів. В долинах струмків і балок північного заходу міста глини покриті потужною товщею водно-льодовикових і льодовикових відкладів, складених різнозернистими пісками і торфами. На Розточчі над глинами залягає шарувата еолово-делювіальна товща потужністю 4-8 м.

Потужність глин змінюється в широкому діапазоні від 0-3 до 15-20 м. Лише на одній ділянці у районі Сихівського житлового масиву, де глини залягають на мергелях верхньої крейди, вона перевищує 37,0 м. Товщина шару косівських відкладів визначається головним чином ступенем розчленування підстильної поверхні. У місцях давніх ерозійних врізів вона суттєво збільшується, а у межах давніх локальних піднять навпаки скорочується. Наприклад у межах центральної частини Львівського плато вона здебільшого не перевищує 5,0-10,0 м. Слід зауважити, що у багатьох місцях спостерігається суттєва зміна потужності на віддалі декількох десятків метрів. Так на південному схилі білогірського потоку (район с. Рясна-Руська) вона змінюється від нуля до 15 м і більше на віддалі лише 20-30,0 м.

Геологічний розріз косівської світи характеризується вкрай високим ступенем літологічної неоднорідності, що свідчить про дуже мінливі умови їхнього нагромадження. Базову основу досліджуваної товщі складають карбонатні глини, які формувалися у глибоководних умовах морського басейну. Глинистий розріз складений грудкуватими іноді аргілітоподібними твердими і напівтвердими рідко тугопластичними, важкими глинами зеленувато, голубувато- жовтувато-сірого та темно-сірого кольору, рідше зустрічаються відміни шоколадного забарвлення. Глини нерідко вміщують 2-15 % необкатаних і погано обкатаних уламків літотамнієвого і хемогенного вапняку, лінзи і прошарки глауконіт-кварцового піску та пісковику різного ступеню зцементованості. В тунелі каналізаційного колектора, що прокладався в районі вулиці Патона на глибині 20,0 м від поверхні землі в товщі глин нами були виявлені гострокутні брили обкварцьованого пісковику розміром до 1,0-1,5 м у поперечнику. У багатьох свердловинах зустрічаються численні прошарки дрібнозернистого пісковику потужністю від 0,5-1,0 до 2,0 м рідко більше. На окремих ділянках у нижній частині розрізу фіксується жорства гіпсу. У товщі глин виявлено гнізда, лінзи та прошарки бентоніту, товщиною до 1,0-1,8 м, який утворюється в результаті звітрювання вулканічних туфів. Просторових закономірностей їхнього поширення не виявлено. Місцями у верхній та нижній частинах глинистої товщі зустрічаються досить однорідні, майже без включень уламкового матеріалу сірі, голубувато-сірі, темно-сірі та шоколадного забарвлення відміни глин.

Залежно від кількості і розмірів уламкового матеріалу серед різновидів глин виділяють: 1) власне глини (з вмістом кластичного матеріалу не більше 5%); 2) алевритисті глини (вміст кластичного матеріалу коливається від 5 до 25%); 3) алевритові глини (кількість кластичного матеріалу варіює від 25 до 50%); 4) алевритово-піщані глини (містять кластичного матеріалу понад 50%). Найбільшим поширенням користуються власне глини, меншою мірою алевритисті та алевритово-піщані відміни. Іноді в зразках спостерігається макроструктурна шаруватість, зумовлена перешаруванням названих відмін.

Мінералогічний склад глин тісно пов’язаний з літологією і великою мірою залежить від

ступеню їхньої глинистості. Найбільш глинисті відміни характеризуються високим вмістом монтморилоніту. Із зростанням алевритової та піщаної складових, його вміст суттєво зменшується. Натомість з'являється значна кількість кварцу, польового шпату слюди, рудних мінералів тощо. У більшості глинистих відмін, особливо алевритово-піщаних присутня значна кількість глауконіту. Окремо слід звернути увагу на значне поширення у глинистих товщах, так званих, бентонітів, які є різновидом монтморилонітових глин [6]. При чітко підпорядкованому їхньому розвитку у вигляді малопотужних лінз і прошарків, рідше в тонко дисперсній формі, бентоніт має істотний вплив на валовий мінералогічний і хімічний склад, а також на геотехнічні властивості порід. Макроскопічно бентоніт суттєво відрізняється від вмісних порід. Це сірі, жовті, бурі глини. Вони мають блискучу поверхню та раковистий злам, характеризуються високою сорбційною здатністю, дуже пухкі, мають низькі показники механічних властивостей. Вони утворюються, головним чином, внаслідок розкладання вулканічних туфів і попелу [6].

Глини косівської світи, завдяки присутності значної кількості монтморилоніту, характеризуються яскраво вираженою, несприятливою для будівництва, здатністю набрякати при зволоженні та суттєво зменшуватися в об'ємі (зсідати) при зневодненні [2]. Завдяки високому вмісту глинистих частинок вони мають дуже низькі фільтраційні властивості і, по суті, є водотривом.

Через низькі значення міцнісних і фільтраційних характеристик косівські глини, які залягають вище базису ерозії, створюють сприятливі умови для активного розвитку зсувів. На ділянках близького від поверхні залягання глин, при влаштуванні будівельних котлованів часто можна спостерігати зсуви у їхніх бортах. Такий зсув з захопленням верхньої частини товщі глин потужністю понад 1,0 м відбувся у будівельному котловані, розташованому в північній частині Львівського плато по вул. Роксоляни. Однією з ділянок сильно вражених зсувами є правий схил долини Вулецького потоку по вул. Сахарова. Тут глини залягають під лесовидними, піскуватими супісками на глибині 4-8 м. Поверхня глин нахилена у бік днища долини, утворюючи прекрасну площину ковзання, змочену водою, сформованого над глинами водоносного горизонту потужністю 2-3 м. При будівництві гуртожитку Львівського політехнічного інституту відбувся зсув грунту об'ємом понад 2 тис $м^3$, який створив загрозу руйнуванню уже збудованої у нижній частині схилу споруди. До категорії зсувонебезпечних відноситься і ділянка схилу між трамвайним депо по вул. Сахарова і вул. Горбачевського. Для запобігання розвитку зсувних процесів біля підніжжя схилу вздовж трамвайної колії влаштована потужна підпірна стінка у вигляді буронабивних паль.

Потенційно зсувонебезпечними є також схили долини р. Зубри, Сокільницького та Холодновідківського потоків, де косівські глини також залягають вище базису ерозії [3].

Присутність у геологічному розрізі на невеликій глибині водотривкого шару глин створює передумови для активного розвитку одного з несприятливих геологічних процесів – природного і техногенного підтоплення.

Розвиток процесів підтоплення супроводжується забрудненням підземних вод, активізацією сучасних морфодинамічних процесів (зсувів, карсту, суфозії тощо), зволоженням і затопленням заглиблених приміщень, зниженням несучої здатності порід, трансформацією і вторинним засоленням ґрунтів, змінами видового складу, структури та продуктивності рослинного покриву, підвищенням сейсмічності територій [5]. Найбільші за площею ареали техногенного підтоплення приурочені до центральної, західної та північно-західної частини Львівського плато, які мають найбільш сприятливі природні умови для його розвитку та потужне антропогенне навантаження на геологічне середовище.

У межах плато до глибини 6−10 м залягає товща слабкофільтрувальних, деградованих лесових суглинків, майже повсюдно підстелених водотривкими глинами косівської світи. Незначна дренованість території, фільтраційна анізотропія лесів, наявність у них викопних ґрунтів, значне поширення блюдцеподібних западин та карстових лійок в умовах надмірного атмосферного зволоження сприяли досить високому (2-4 м) заляганню ґрунтових вод.

Значне поширення на території Львова косівських глин, які залягають над товщею

водорозчинних порід – гіпсів суттєво зменшують вірогідність проникнення агресивних до гіпсів вод четвертинного водоносного горизонту і зменшують ризик розвитку карстово-суфозійних процесів [3]. Це особливо важливо на ділянках щільної багатоповерхової забудови.

Маючи низькі фільтраційні властивості і значну потужність косівські глини є надійним екраном на шляху міграції техногенних забруднень у підземні води, які використовуються для питного водопостачання. Цей факт має неабияке екологічне значення для урбанізованих територій [4].

1. *Богуцький А. Б., Волошин П. К.* Проблеми вивчення сульфатного карсту Львова. *Вісник Львівського Університету. Серія географ.* 1994. Вип. 19. С. 155-166.
2. *Волошин П., Кремінь Н.* Деформаційні властивості міоценових глин околиць Львова (за показниками набрякання та зсідання). *Вісник Львівського університету. Серія геол*. 2022. Вип. 35. С. 15–24. URL: http://doi/org/10.30970/vgl.36.02
3. *Волошин П.* Небезпечні геологічні процеси на території Львова – важлива складова техногенно-екологічної безпеки міста. *Екологічна безпека як основа сталого розвитку суспільства. Європейсьський досвід і перспективи :* матеріали ІІ Міжнар. наук.-практ. конф-ії. Львів : ЛДУ БЖД, 2015. С. 20-22.
4. *Волошин П.* Оцінка природної захищеності та уразливості підземних вод території Львова від антропогенного забруднення. *Вісник Львівського Університету. Серія географ*. 2012. Вип. 40. С. 149–155.
5. *Волошин П.* Підтоплення території міста Львова: причини, закономірності розвитку, екологічні наслідки. *Вісник Львівського Університету. Серія географ*. 2011. Вип. 39. С. 72–77.
6. *Лазаренко Є. К.* Курс мінералогії. Вид. 2 доповнене. Київ : Вища школа, 1970. 600 с.

"ЖЕРТОВНІ ЗОНИ" ШЕПТИЦЬКОГО ГІРНИЧО-ПРОМИСЛОВОГО РАЙОНУ ТА ЇХ ВПЛИВ НА ФОРМУВАННЯ ГІДРОГЕОЛОГІЧНИХ УМОВ ТЕРИТОРІЇ

Бучацька Г. М., Дяків В. О.

[1]Львівський національний університет імені Івана Франка
buchatska@ukr.net, dyakivw@yahoo.com

Термін «жертовні зони» при видобуванні та збагачен корисних коралин використовується для позначення територій, які свідомо відводять під негативний вплив гірничих та збагачувльних робіт, коли існують об'єктивні обставини, що унеможливлюють або роблять економічно недоцільними заходи з мінімізації впливу на довкілля. Концепція таких зон формується на межі геоекології, гірничої справи та управління ризиками і відображає компроміс між економічною доцільністю та екологічною безпекою.

За визначенням «жертовна зона» — це територія або гірничий масив, який навмисно відводиться під техногенне навантаження чи деградацію з метою забезпечення стабільності інших, більш цінних природних об'єктів. Такий підхід передбачає усвідомлене прийняття обмежених екологічних втрат, що компенсуються збереженням економічної рентабельності, мінімізацією ризиків для персоналу та контролем техногенних процесів.

На практиці це означає, що певні ресурси або ділянки надр «жертвуються», оскільки їх повне освоєння чи екологічна санація є технічно складними або надмірно дорогими. Унаслідок цього пожертвувана територія повністю або частково втрачає свій мінерально-сировинний потенціал, природну, екологічну та господарську цінність.

Основні завдання «жертовних зон» полягають у: забезпеченні стійкості геологічного середовища, мінімізації ризиків для життя і здоров'я працівників та місцевих мешканців, локалізації забруднення у межах контрольованої площі, збереженні доступу до стратегічних запасів у перспективі майбутнього використання, зниженні економічних втрат при аварійних або непередбачуваних ситуаціях, формуванні постмайнінгового ландшафту з потенціалом для подальшої рекультивації чи рекреації.

Світова практика підтверджує, що подібні підходи існують у різних формах. У США застосовується концепція Sacrifice Zones (жертовних територій) у контексті екологічної нерівності, коли певні регіони свідомо піддаються промисловому навантаженню задля економічного розвитку. У Німеччині вуглевидобувні регіони Рур та Лаузіц після закриття шахт перетворено на контрольовані постмайнінгові ландшафти з розвитком туризму та водних екосистем. У Канаді та Австралії практикується створення Mining Exclusion or Sacrifice Areas, де обмеження господарської діяльності супроводжується обов'язковою постмайнінговою оцінкою і довгостроковим моніторингом. У Польщі та Чехії у законодавство введено поняття рекультиваційного резерву, який дозволяє фінансувати відновлення пожертвуваних територій після завершення видобутку.

У світовій гірничо-видобувній промисловості «жертовних зон» реалізується у всіх видах гірничого та збагачувального виробництва. На вугільних родовищах, у них передбачаються провали, мульди просідання, териконы, відвали, хвостосховища. При видобуванні руд чорних та кольорових металів, передбачаються ділянки забруднення грунтів, відстійники, полігони промислових відходів. Навіть видобуток будівельних матеріалів не обходиться без знищення ґрунтово-рослинного шару, забруднення поверхневих вод, відвалів розкривних порід та некондиційної продукції, а при видобуванні гравійно-галькових відкладів з русел, їх часткова деградація як річкових екосистем. Нафтогазовидобування передбачає ризики нафтових розливів, засолення ґрунтів і підземних вод.

Таким чином, міжнародний досвід показує, що жертовні зони можуть бути інтегровані у стратегії сталого розвитку, якщо вони супроводжуються правовим регулюванням, соціальною компенсацією та рекультиваційними програмами.

На відміну від вищезгаданих країн, в Україні поняття «жертовної зони» офіційно не закріплене у нормативних документах, однак його елементи опосередковано відображені у: Законі України «Про охорону навколишнього природного середовища», Кодексі України про надра, Законі «Про оцінку впливу на довкілля» (ОВД), Законі «Про стратегічну екологічну оцінку» (СЕО).

В той же час є суттєві екологічні та гідрогеологічні наслідки «жертовних зон», які ми дослідили на прикладі Шептицького (Червоноградського) гірничо-промислового району, де понад 60 років видобувають та збагачують кам'яне вугілля.

В межах Шептицького (Червоноградського) гірничо-промислового району, кам'яне вугілля видобувать понад 60 років на території площею 100 км2. У різний час тут працювало 12 шахт, функціонує збагачувальна фабрика, для задоволення їхніх потреб та водпостачання населення відбиралась вода з 5 водозаборів суманим об'ємом до 100 тис. $м^3$/добу. Тривале у часі функціонування гірничовидобувного та збагачувального комплексу, із порушенням цілісності геологічного середовища та накопиченням відходів призвело до техногенних порушень та геохімічних змін гідрогеологічної системи.

Ініціюючим чинником екологічних проблем є виїмка із надр кам'яного вугілля та пустих порід із відпомповуванням шахтних вод. Цей активує утворення пустот у кам'яновугільних відкладах, без їх закладення, що у свою чергу, із часом провокує просіданння денної поверхні над виробленим простором з утворенням мульд просідань, заболочень та техногенних озер. Вилучені з надр пусті породи із підвищеним вмістом вугілля, відсипаються у териконы, а зі збагаченого кам'яного вугілля відділяють некондиційні відходи збагачення та відсипають у породний відвал. Териконы пустих порід, породний відвал збагачувальної фабрики, шламонакопичувачі, відстійники шахтних вод та інші техногенні об'єкти, що забезпечують функціонування вуглевидобувного і вуглезбагачувального комплексу, разом із деформованою поверхнею над виробленим простором змінюють гідрогеологічні та гідрогеохімічні умови підземних вод в межах виділених нами «жертовних зон».

Зокрема кислі сульфатні води з териконів та відвалу збагачувальної фабрики, які утворюються внаслідок екзогенного окислення піриту, потрапляють у геофільтраційне поле, рухаються від техногенних об'єктів до річок Західний Буг, Рата та Солокія, а також до водозаборів підземних вод у верхньокрейдовому горизонті тріщинуватих мергелів. Кислі сульфатні води активно взаємодіють з тріщинуватими мергелями верхньої крейди, нейтралізуються та спричиняють екстракцію фтору з кар-

бонатної та глинистої складової водоносної товщі із його концентруванням у підземних водах, що вилучаються водозаборами. Найбільш несприятливі умови притаманні для Соснівського водозабору, вода якого у середині 90-х років спричинила гіпоплазію та флюороз у дітей.

До «жертовних зон в межах Шептицького (Червоноградського) гірничо-промислового району нами віднесено:

1. Території гірничих відводів вугільних копалень на ділянках видобування кам'яного вугілля, зазвичай за межами населених пунктів.
2. Мульди просідання над виробленим простором.
3. Території підтоплення та затоплення над виробленим простором не пов'язані із природними гідрологічними умовами.
4. Терикони вугільних копалень.
5. Відвал Збагачувальної фабрики.
6. Гідровідвали.
7. Хвостосховища.
8. Території населених пунктів із задокументованими негативними впливами від видобування та збагачення кам'яного вугілял.

В межах зазначених «жертовних зон» виникають деформації рельєфу, просідання земної поверхні, забруднення ґрунтів, поверхневих та підземних вод, зміни природних екосистем, погіршення умов проживання місцевих мешканців, деградація агроекосистем.

У період інтенсивного індустріального розвитку в другій половині XX століття, від початку 1950-х років і до нашого часу, геологічне середовище досліджуваної території зазнає суттєвих техногенних змін як частина Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну. Тривале у часі функціонування гірничо-видобувного та збагачувального комплексу, із порушенням цілісності геологічного середовища та накопиченням відходів призвело до техногенних порушень та геохімічних змін гідрогеологічної системи.

На основі оцінки хімічного складу вод у верхньокрейдовому горизонті тріщинуватих мергелів, аналізу надходження фтору у підземні води водозаборів ЧГПР, викликає зміни у інших складових природно-техногенної системи, що свідчить про пов'язану послідовність подій, що зумовили виникнення геоекологічних проблем забруднення підземнтх вод основного експлуатаційного водоносного горизонту у верхньокрейдових відкладах..

Головним чинником погіршення якості підземних вод є виїмка із надр кам'яного вугілля та пустих порід із відпомповуванням шахтних вод. Це перший елемент ефекту доміно, що активує утворення пустот у кам'яновугільних відкладах, без їх закладення, що у свою чергу, із часом провокує просіданння денної поверхні над виробленим простором з утворенням мульд просідань, заболочень та техногенних озер.

Вилучені з надр пусті породи із підвищеним вмістом вугілля, відсипаються у терикони, а зі збагаченого кам'яного вугілля відділяють некондиційні відходи збагачення та відсипають у породний відвал. Терикони пустих порід, породний відвал збагачувальної фабрики, шламонакопичувачі, відстійники шахтних вод та інші техногенні об'єкти, що забезпечують функціонування вуглевидобувного і вуглезбагачувального комплексу, разом із деформованою поверхнею над виробленим простором змінюють гідрогеологічні та гідрогеохімічні умови підземних вод.

Складування відходів у відвали та терикони в межах ЧГПР, та їхнє горіння, просідання денної поверхні над виробленим простором є головними чинниками різкого погіршення усіх без винятку компонентів довкілля.

Для підземних вод верхньокрейдового водоносного горизонту притаманний підвищений вміст як низки мікроелементів так і фтору, який має не природне геохімічне походження, а тісно пов'язаний із надходження кислих вод з відвалів. Кислі сульфатні води з териконів та відвалу збагачувальної фабрики, які утворюються внаслідок екзогенного окислення піриту, потрапляють у геофільтраційне

поле, рухаються від техногенних об'єктів до річок Західний Буг, Рата та Солокія, а також до водозаборів підземних вод у верхньокрейдовому горизонті тріщинуватих мергелів.

Кислі сульфатні води активно взаємодіють з тріщинуватими мергелями верхньої крейди, нейтралізуються та спричиняють екстракцію фтору з карбонатної та глинистої складової водоносної товщі із його концентруванням у підземних водах, що вилучаються водозаборами. Найбільш несприятливі умови притаманні для Соснівського водозабору, вода якого у середині 90-х років спричинила гіпоплазію та флюороз у дітей.

Саме тому важливо проводити постійний моніторинг, оцінку поточного стану та прогнозування можливих майбутніх змін ще на етапі проєктування, застосовуючи методи інженерно-геологічного та гідрогеологічного моделювання, оцінки ризиків та ймовірних наслідків, насамперед що стосується гідрогеологічних умов, хімічного складу та якості води.

Вирішальним є визначення постмайнінгової придатності території: чи може вона бути використана у сільському господарстві, лісогосподарській діяльності, чи лише у водогосподарському або рекреаційному напрямках.

Такий підхід є реалістичним інструментом управління техногенними ризиками у надрокористуванні. Її правильне застосування дозволяє збалансувати економічні інтереси та екологічну безпеку, мінімізувати непередбачувані втрати і сформувати контрольований постмайнінговий простір. Міжнародний досвід свідчить, що ефективність жертовних зон визначається не лише інженерними рішеннями, а й моніторингом за гідрогеологічними та геоекологічними умовами.

1. *Бик С. І., Узіюк В. І.* Еколого-геохімічні особливості відходів вугілля Львівсько-Волинського басейну. *Вугілля України*. 2000. №7. С. 22-23.
2. *Бучацька Г. М., Дяків В. О.* Сірчанокислотна обробка тріщинуватих мергелів інфільтратами вугільних відвалів Червоноградського гірничопромислового району як головний чинник збагачення підземних вод фтором (за результатами експериментального та геофільтраційного моделювання). *Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування* : матеріали Другої наук.-практ. конф-ії (5-8 жовтня 2015 р., Трускавець). ДСГіН України, ДКЗ України. Київ, 2015. С. 419-424.
3. *Buchatska H., Diakiv V, Kovalchuk M.* Geochemistry of fluorine in the hydrogeological system of Chervonograd mining and industrial region (Western Ukraine) according to the data of experimental and geofiltration modeling. *Modern Science – Moderní věda*. Praha. Česká republika, Nemoros. 2015. № 4. P.150-166.
5. *Рудько Г. І., Скатинський Ю. П., Федосєєв В. П.* та ін. Екологічний стан геологічного середовища як фактор масового захворю¬вання дітей флюорозом у ЧГПР. *Мінеральні ресурси України*. 1997. № 4. С. 34 – 42; 1998. № 5. С. 17 – 23.
6. *Рудько Г. І., Мацієвська О. О.* Розподіл фтору в природних водах. *Вісник нац. ун-ту «Львівська політехніка»*. 2010. № 664. С.171-178.
7. *Крюченко Н. О.* Геохімія фтору питних вод України : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук. К., 2002. 17 с.

СТАДІЙНІСТЬ КАРСТОВОГО ПРОВАЛОУТВОРЕННЯ У МОДЕЛІ ПІДРІЗАННЯ ЦІЛИКІВ ТА ФОРМУВАННЯ ПОСТМАЙНІНГОВОГО ЛАНДШАФТУ В МЕЖАХ РУДНИКА № 2 СТЕБНИЦЬКОГО ГХП «ПОЛІМІНЕРАЛ»

Дяків В.,[1] Хевпа З.[2]

[1]Львівський національний університет імені Івана Франка
[2]Державна установа «Інститут геохімії навколишнього середовища Національної академії наук України, м. Київ
dyakivw@yahoo.com; zenonzxv@gmail.com

Стебницьке родовище полімінеральних калійних руд сульфатного типу є найбільшим за підрахованими запасами в межах Передкарпатського прогину. Тут на протязі багатьох століть, на прилеглих територіях, видобувались ропи, із яких випарювали сіль, а в останні 70-100 років розроблялось як

потужне джерело гірничо-хімічної сировини для виробництва агрохімічної продукції, де видобувалися і збагачувались калійно-магнієві руди, вироблялися калійно-магнієві добрива і значні обсяги постачалися в різні регіони України.

Проте такий видобуток не пройшов безслідно для геологічного середовища та довкілля: первинні карстові пустоти від видобутку ропи, із часом об'єднались в єдину мережу карстових каналів, які у період водопритоків у гірничі виробки (зони розвантаження), стали зонами живлення та транзиту кастової гідрогеологічної системи, а в останні кілька десятиліть тут активно розвивається соляний карст з причини появи водопритоків та затоплення рудника № 2 [1, 2].

Метою роботи було аналіз даних геологічних спостережень та сейсмічного моніторингу в умовах активізації соляного карсту та формування гідрогеологічної системи у зоні впливу найбільших карстових провалів у межах Стебницького родовища калійних солей [2]. Для досягнення поставленої мети вирішувалися задачі аналізу динаміки водопритоків у часі, змін ландшафту, карстових деформацій і провалоутворення, обгрунтування моделей та виділення стадій геодинамічних процесів за сукупністю ознак, [3]. Застосовувалися методи просторового аналізу картографічних матеріалів – карт, схем, планів гірничих робіт, дистанційного зондування з використанням багатофункціонального програмного комплексу Google Earth Pro, польової верифікації проявів геодинамічних процесів, фотодокументування наслідків карстоутворення, вимірювання розмірів, розрахунки об'ємів

Складні гідрогеологічні умови родовища призвели появи водопритоків у рудниках, які або вдавалось локалізувати так як це сталось у руднику № 1, або вони призводили до формування депресійних лійок та активізації соляного карсту. Рудник № 2 Стебницького гірничо-хімічного підприємства "Полімінерал" став проблемним у 1978 р. коли у видобувні камери почала проникати вода з перекриваючих відкладів. До 2001 р. відбувалась перехоплення вод на дренажному горизонті та їх активна відкачка на денну поверхню. Однак внаслідок відключення енергопостачання спинились водовідливні насоси, вода переповнила водозбірні ємності, розмила соляні перемички і затопила глибокі горизонти рудника № 2. Виробки найглибшого 5 горизонту були затоплені.

На сьогоднішній день вода затопила усі гірничі виробки. В силу багатофакторності, затоплення рудника супроводжується низкою небезпечних екзогенних процесів, серед яких головним є розвиток соляного карсту у період затоплення рудника № 2 та карстово-суфозійні явища у період після повного затоплення та відновлення порушених гідрогеологічних умов, коли у раніше розмиті карстові порожнини, на найбільш високих гіпсометричних відмітках залягання солей, відбувалось вимивання тонко дисперсного матеріалу та його транспортування до рівня карстового водоносного горизонту із провалом поверхні.

Безумовною передумовою розвитку карстового процесу є те, що одна літра прісної води, яка досягла товщі калійних солей, здатна розчинити 360 г породи. У карстознавстіві є правило: «об'єм породи який розчинився з часом буде рівним об'єму породи, яка провалилась». Наслідком цього є утворення з часом чисельних карстових провалів.

Безумовною передумовою розвитку карстово-суфозійного процесу є наявність раніше вилугуваних карстових порожнин та їх заповнення тонко дисперсним матеріалом за умови наявності між зоною активного водообміну та карстовими порожнинами на рівні залягання солей гідравлічного зв'язку.

Тривале функціонування у часі карстової гідрогеологічної системи та потрапляння у видобувні камери агресивних до калійних солей дренажних вод, призвело до підрізання та обвалювання целіків, формування склепіннь стійкої рівноваги, їхнього руйнування та утворення трьох великих провалів № 27, 30 та 32, в межах пласта № 10 на незначній один від одного та їх зміни в процесі самозатоплення та формування постгірничого ландшафту за останні вісім років на території гірничого відводу рудника № 2.

За результатами понад 20-ти річного моніторингу, експериментального та матеріально-балансового моделювання, польових досліджень, нами обґрунтовано сім стадій карстового провалоу-

творення у моделі підрізання циліків та формування постмайнінгового ландшафту в межах рудника № 2 Стебницького ГХП «Полімінерал»:

Стадія 1 – потрапляння агресивних вод у видобувні камери, із підрізанням циліків, їхнім обвалюванням та формування склепіння стійкої рівноваги.

У період 1979-1993 рр. в рудник проникло 2189152 м^3 дренажних вод розсолу із середньою мінералізацією близько 300 г/дм^3, ща вказує на дефіцит насичення солей біля 60 г/л. Об'єм розчинених солей при цьому склав близько 320 тис. м^3. З часом водоприток збільшився на 30% з 519 до 683 м^3/добу, у 2001-2007 роках стабілізувались на рівні 1000 м^3/добу, з окремими максимумами до 1400 та 1600 м^3/добу у 2010-2011 рр. пов'язаними із попереднім проривом р.Вишниця у рудник № 2 у 2009 р., аж до 250 м^3 на добу [3].

Така ситуація – потрапляння агресивних карстових вод при затопленні рудника № 2 у видобувні камери була експериментально змодельована у 2006-2007 рр. [4].

Результати експериментального моделювання розчинення циліків, показали, що у агресивному розчині відбувається спочатку початкове розчинення, формування ніш вилуговування, зростання асиметрії ніш вилуговування (інтенсивне розчинення циліків камери з водопритоком, сповільнене розчинення і аж до передобвального стану.

Наслідком обвалу циліків є утворення склепіння стійкої рівноваги..

Стадія 2 – стадія просідання над майбутнім провалом, що напряму залежить від рівня гідравлічного підпору затопленого рудника та може бути масштабним (провал № 27), помірним (провал № 30) та локальним (провал № 32)/

Інтенсивність просідання над майбутнім провалом, залежить від рівня затоплення. Встановлено що над практично затопленим рудником – просідання мінімальне, а над сухим – максимальне.

Стадія 3 – втрата стійкості склепіння стійкої рівноваги та утворення циліндричного провалу у центрі: при формування провал № 27, ця стадія тривала лічені хвилини та ініціювала техногенний землетрус і гідравлічний удар; при формуванні провалу № 30, ознаки циліндричного провалу зберігались кілька днів та не супроводжувались техногенним землетрусом; при утворенні провалу № 32 наслідки цієї стадії зберігались найдовше.

Стадія 4 – доцентрових обвалів: ймовірно не проявлялась при утворенні провалу № 27, тривала лічені години при утворенні провалу № 30 на найбільш яскраво виражена при формуванні провалу № 32.

Стадія 5 – зародження тріщин та осувних тіл із активізацією різноамплітудних, багатофазових, доцентрових осувів.

Стадія 6 – стабілізації осувних тіл у процесі формування карстових озер із підстадіми 6a: стабілізації осувних тіл у процесі формування карстових озер у період розвантаження озерних вод через репресійний конус на прикладі провалів № 27 та № 30, а також підстадії 6b: стабілізації осувних тіл у процесі формування карстових озер у період становлення пересічних гідрогеологічнихумов на прикладі провалів № 27 та № 30.

Стадія 7 - стабілізації осувних тіл у процесі фільтраційного розвантаження карстових озер у провалах № 27 та № 30 та витоку з останнього у річкову мережу.

Усі вищевказані процеси пов'язані з геологічними, гірничо-геологічними та гідрогеологічними особливостями розвитку техногенно-активізованого соляного карсту. Зокрема, тісний зв'язок між поверхневими та підземними водопритоками, розчинністю соляних порід, розмірами та морфологією гірних виробок, локацій водопритоку та іншими чинниками.

Аналіз сейсмограм за періоди спостережень показали, що розчинення та руйнування міжкамерних циліків в умова затоплення у водному середовищі практично не проявляє сейсмічної активності. Причиною цього є буферування ймовірних помітних сейсмічних подій водною товщею.

В той же час руйнування циліків та стелини камер з утворенням склепіння стійкої рівноваги у сухому середовищі характеризується помітними сейсмічними подіями, які пов'язані із падінням крупних брил з висоти 50-100 м.

Така ж сама ситуація притамана і для допровальних обвалів на стадії осідання поверхні: крупні брили, падаючи із значної висоти, викликають як одиночні, так і серійні сейсмічні події.

Найбільш значимі сейсмічні події притаманні для циліндричних провалів при руйнуванні склепіння стійкої рівноваги. Зокрема наслідком циліндричного провалу 30 вересня 2017 року (провал № 27) став техногенний землетрус та гідравлічний удар. Визначено точну дату та точний час землетрусу – 0 годин 46 хвилин. Маса обвалу 1 млн. тонн, висота обвалу 100 м. Виходячи з цього розрахована енергія удару при обвалі $E=M*V^2= 1,0*10^9*100^2= 10,0*10^{12}$ Кг*м^2/с^2 (кДж). Це відповідає 1000 т або 1 кт у тротиловому еквіваленті. При утворенні провалів № 30 та № 32, циліндричні првали так само мали найбільші сейсмічні прояви, однаб буферувались значно меншою масою та практично повною (провал № 30) та повною (провал № 32) заповненістю рудника № 2.

Швидкі післяпровальні доцетрові обвали та доцентрові осуви, які мали місце після провалу № 27, який стався 30 вересня 2017 року формували підвищене сейсмічне тло після найпотужнішого доцентрового обвалу.

Повільні післяпровальні доцентрові обвали, нами візуально документувались на відео, але їхніх сейсмічні прояви слабо проявлені при утворені провалу № 30, оскільки у даному випадку мало місце падіння брил у сухому сеоедовищі зі значної висоти (біля 50 м) та фактично не зафіксовано при утворенні провалу № 32, оскільки брили падали у воду.

Повільні післяпровальні багатоамплітудні, багатофазні, доцентрові осуви ми вважаємо геодинамічними подіями активізованими процесами соляного карсту, які стабілізують порушене геологічне середовище Стебницького родовища та формують його сучасний постмайнінговий ландшафт.

Висновки. У моделі підрізання циліків нами виділяється сім стадій, що характеризуються різними типами геодинамічних процесів:

Стадія 1 – потрапляння агресивних вод у видобувні камери, із підрізанням циліків, їхнім обвалюванням та формування склепіння стійкої рівноваги.

Стадія 2 – стадія просідання над майбутнім провалом, що напряму залежить від рівня гідравлічного підпору затопленого рудника та може бути масштабним (провал № 27), помірним (провал № 30) та локальним (провал № 32).

Стадія 3 – втрата стійкості склепіння стійкої рівноваги та утворення циліндричного провалу у центрі: при формування провал № 27, ця стадія тривала лічені хвилини та ініціювала техногенний землетрус і гідравлічний удар; при формуванні провалу № 30, ознаки циліндричного провалу зберігались кілька днів та не супроводжувались техногенним землетрусом; при утворенні провалу № 32 наслідки цієї стадії зберігались найдовше.

Стадія 4 – доцентрових обвалів: ймовірно не проявлялась при утворенні провалу № 27, тривала лічені години при утворенні провалу № 30 на найбільш яскраво виражена при формуванні провалу № 32.

Стадія 5 – зародження тріщин та осувних тіл із активізацією різноамплітудних, багатофазових, доцентрових осувів

Стадія 6 – стабілізації сувних тіл у процесі формування карстових озер із підстадіми 6a: стабілізації осувних тіл у процесі формування карстових озер у період розвантаження озерних вод через репресійний конус на прикладі провалів № 27 та № 30, а також підстадії 6b: стабілізації осувних тіл у процесі формування карстових озер у період становлення пересічних гідрогеологічнихумов на прикладі провалів № 27 та № 30.

Стадія 7 - стабілізації осувних тіл у процесі фільтраційного розвантаження карстових озер у провалах № 27 та № 30 та витоку з останнього у річкову мережу.

Повільні післяпровальні багатоамплітудні, багатофазні, доцентрові осуви ми вважаємо геодинамічними подіями активізованими процесами соляного карсту, які стабілізують порушене геологічне середовище Стебницького родовища та формують його сучасний постмайнінговий ландшафт.

1. Гайдін А. М., Дяків В. О. Геодинамічні процеси на соляних родовищах. *Форум гірників 2010 : м*атеріали міжнар. паук.-практ. конф-ії (21 -23 жовтня 2010 р., Дніпропетровськ. 2010. С.23-41.

2. *Дяків В.* Експериментальне моделювання дезінтеграції галопелітових мінеральних асоціацій при затопленні рудника № 2 Стебницького ДГХП “Полімінерал”. *Вісник Волинського ун-ту.* 2007. Вип. 2., част. 2. С. 285-291.
3. *Дяків В., Хевпа З., Огірчак О.* Еволюція постмайнінгових змін гідрогеологічних умов у зоні впливу найбільших карстових провалів у межах Стебницького родовища калійних солей. *Вісник Львівського університету. Серія геологічна.* 2024. Вип. 38. С. 94–115. https://journals.lnu.lviv.ua/index.php/geology/article/view/401/376
4. *Дяків В.* Експериментальне моделювання дезінтеграції галопелітових мінеральних асоціацій при затопленні рудника № 2 Стебницького ДГХП “Полімінерал”. *Вісник Волинського ун-ту*. 2007. Вип. 2., част.2. С. 285-291.

ГЕОТРЕЙЛИ ЛЬВОВОМ: ХАРАКТЕРИСТИКА, ЗАСАДИ МЕНЕДЖМЕНТУ

Іваніна А. В., Ніколенко В. С.

Львівський національний університет імені Івана Франка
antonina.ivanina@lnu.edu.ua

Геотуризм – це розділ пізнавального краєзнавчого туризму, що ґрунтується на пізнанні геологічних об’єктів і процесів і отриманні від спостережень естетичних вражень. Для успішної реалізації геотуристичної діяльності важливими є, по-перше, наявність території з високим геотуристичним потенціалом – численними та різноманітними геологічними об’єктами (які є атракційними, мають наукову пізнавальну цінність, здатні формувати світоглядні принципи і викликати естетичну насолоду); по-друге, відповідний менеджмент і, по-третє, інфраструктурне забезпечення. Власне всім зазначеним вимогам відповідають урбанізовані території великих міст, у яких легко запровадити новий для України напрям туристичної діяльності, основою якого є використання об’єктів сучасних міст для популяризації геології, просвітницької діяльності і потреб туристичного бізнесу. Серед головних завдань міського геотуризму є виявлення, вивчення й характеристика цікавих локацій у містах і розробка геотрейлів – геотуристичних маршрутів, які б відображали зв’язок між геологією, палеонтологією та міським розвитком. Такі дослідження наразі запроваджені в деяких великих містах: Лондоні, Лісабоні, Римі і маленьких містечках Європи [15] тощо. В Україні цей напрям геотуристичної діяльності лише започатковано.

Львів – місто з давньою історією і багатим архітектурним надбанням. В його межах є численні й різноманітні геосайти – об'єкти природної і природно-культурної спадщини – унікальні ділянки земної поверхні, які “найбільш виразно характеризують геологічну будову та історію розвитку Землі, мають наукове та освітнє значення і потребують охорони” [15]. Це природні експозиції нашарувань порід, численні палеонтологічні рештки та інші цінні невідновлювані природні об'єкти, свідчення геологічного розвитку нашої планети. Вони постійно перебувають у процесі руйнівних перетворень під дією природних чинників і впливом людської діяльності та потребують особливих заходів з їхнього збереження. Виявлення та охорона геологічних об’єктів як частина загальної природоохоронної справи набули міжнародного значення і значно поширені в Україні. Геологічну спадщину потрібно популяризувати (передусім в геотуризмі), оскільки в ній зареєстрована історія розвитку Землі, пізнання якої позитивно впливає на освіту, культуру, формування світоглядних принципів і взаємин людей з довкіллям.

Львів – місто з високим геотуристичним потенціалом завдяки унікальній геоморфологічній, геологічній позиції, добре розвиненій туристичній інфраструктурі, хорошому інформаційному забезпеченню і значній концентрації унікальних легкодоступних різноманітних геотуристичних об’єктів. Але для досягнення оптимального балансу між збереженням геоспадщини та її раціональним використанням в геотуризмі, а також для зменшення неконтрольованого відвідування природних об’єктів, необхідно облаштовувати тематичні геологічні маршрути (геотрейли), які б

об’єднували локації, найцікавіші в науковому, інформаційному, естетичному та рекреаційному сенсі. Цьому напрямку геотуристичної діяльності буде присвячена майбутня наукова робота автора.

Витоки геолого-палеонтологічних досліджень у Львові сягають початку XIX століття, коли було закладено основи геологічних та палеонтологічних досліджень у регіоні. Геологічну будову Львова вивчали А. Альт, М. Ломницький [16], О. Вялов, І. Венглінський, В. Горецький [1, 2], Л. Кудрін [14], І. Круглов, О. Круглов (рукописні праці), П. Волошин та інші. В XIX столітті вийшли друком праці Д. Штура (1859) [17], Е. Титце, В. Гільбера, в яких наведено біостратиграфічну характеристику, систематичний склад і морфологічні описи молюсків неогену місцевості Кайзервальд; М. Ломницького (1884, 1898) [16], який з неогену Знесіння вперше описав нірки рийних тварин, виділив ервілієвий горизонт, а також визначив видовий склад молюсків з надервілієвих верств. В XX столітті з'явились ґрунтовні геологічні праці заходу України таких дослідників, як В. Фрідберг, Л. Кудрін, В. Горецький, в яких висвітлено питання стратиграфії, палеоекології, геологічної будови неогену Волино-Поділля загалом [1, 14].

Термін “міський геотуризм” запропоновано недавно, проте цікаві геологічні об’єкти та перші маршрути для знайомства з геологією Львова описані ще в 60-х роках XX ст. [2].

Нині вивченням геології та палеонтології і розвитком геотуризму у Львові займається група співробітників геологічного факультету ЛНУ ім. І. Франка (Іваніна та ін., 2016; 2018; 2023) [3–12], дослідження яких свідчать, що Львів – туристична “мекка” України – є ще і геотуристичним кластером, містом зі значним природним потенціалом, на території якого є численні цікаві геологічні та палеонтологічні локації. Зокрема у 2016-2023 роках групою дослідників геологічного факультету ЛНУ ім. І. Франка детально вивчено, систематизовано та обліковано природні геологічні об’єкти регіонального ландшафтного парку “Знесіння”, створено їхні паспортизовані характеристики, визначено їхню наукову, пізнавальну, геоатракційну цінність [3–8, 10–12]. Вивчення урбаністичних сайтів для потреб геотуризму, дослідження потенційних об’єктів, що висвітлюють взаємозв’язок геології та архітектури у розвитку історичного міського ландшафту у Львові відображене в працях [6, 9].

На території Львова відслонені різні за віком гірські породи: крейдові (маастрихтський ярус), неогенові і четвертинні. Наймолодші – четвертинні відклади, вкривають суцільним шаром практично всю територію, відіграють важливу роль у формуванні і розвитку сучасних ландшафтних систем. У межах більшої західної частини міста відслонені переважно теригенні неогенові відклади різних стратиграфічних рівнів. Загальна товщина неогену становить понад 84 м. У північно-східній частині міста, що належить до Пасмового Побужжя, відслонюються найдавніші відклади – крейдової системи.

Сучасна природно-ландшафтна структура Львова зумовлена не тільки особливостями глибинної геологічної будови, а й є наслідком господарювання людей. На всій території є техногенні форми рельєфу – нерекультивовані колишні каменоломні та кар’єри, утворені під час видобування покладів піску, пісковиків, гіпсу, мергелів, вапняків відкритим способом.

Метою досліджень є розробка геотрейлів – геотуристичних маршрутів Львовом, які б об'єднували різні типи геосайтів для їхньої популяризації, захисту, збереження природного ресурсу та використання для освітньо-пізнавальної, навчальної і пропагандистської природоохоронної роботи.

Завдання: збір і систематизація геологічних матеріалів по унікальних геологічних локаціях Львова; створення реєстру найбільш цікавих локацій для геотуристичної діяльності; ознакування території міста, нанесення локацій і маршрутів на карту; розробка тематичних (палеонтологічних, історико-геологічних, змішаних) геотрейлів для майбутніх екскурсій та освітніх заходів.

Методика виконання досліджень доволі складна, дослідження мають відбуватись поетапно. Підготовчий етап – ознайомлення з напрацюваннями попередніх досліджень. Етап конкретизації – відбір експозиційних об’єктів. Етап картування – робота з GPS-трекінгом та створенням маршрутів і нанесення їх на карту.

Об’єднувальною ідеєю розвитку геотрейлів у Львові є те, що вони повинні формуватися як демонстраційно-навчальний комплекс з інфраструктурою туристично-рекреаційного обслуговування, створення якої вимагає ознакування території, виявлення і вивчення найцікавіших геологічних об’єктів; опрацювання тематичних й оглядових дидактичних майданчиків; створення стендів з такими інформаційними матеріалами, які б сприяли ліквідації браку знань у галузі охорони довкілля, виховували б толерантне шанобливе відношення до довкілля, заповідних ландшафтів, природних пам’яток і розуміння взаємного зв’язку між природними та історико-культурними елементами довкілля.

Дослідження виконували у декілька етапів. На етапі польових досліджень описано й систематизовано природні об’єкти; визначено їхне географічне положення; надалі створено їхня класифікація та паспортизовані характеристики [6, 9, 10]; виконано оцінювання та відбір і найцікавіших геологічних сайтів; визначено місця зупинок і розміщення інформаційних стендів тощо.

Наразі триває вибір і опис обраних об’єктів згідно класифікаційної системи урбангеотуристичних об’єктів Львова ([6, 9, 10]). Усі об’єкти за походженням об’єднані у дві великі надгрупи: природні (геологічні об’єкти неживої природи, які утворилися природним способом) та антропогенні геотуристичні атракції – виникли внаслідок діяльності людини. У надгрупах визначені групи: поміж природних геооб’єктів виділені природні утворення і природні процеси. Серед антропогенних атракцій виділено дві групи: природно-культурні та гірничопромислові [6, 10, 13] об’єкти.

Наразі завершено опис і створення паспортів геотуристичних об'єктів парку “Знесіння” [6, 10]. Вони легкодоступні, з високою атракційністю, науковою та освітньо-пізнавальною цінністю, придатні для поєднання пізнавально-освітньої та виховної роботи, проведення моніторингових спостережень за сучасними геологічними процесами, збору і створення колекцій скам’янілостей, вивчення особливостей гірських порід, виконання різноманітних геологічних маніпуляцій з діагностики відкладів, визначення залишків давніх організмів тощо. В 5 локаціях парку встановлені інформаційні стенди, які не тільки містять наукову інформацію про об'єкт, а й розкривають унікальність й цінність кожного геосайту і демонструють головні правила поведінки в межах локацій.

В подальшому інформаційно-освітня робота сконцентрована на таких головних напрямах: ознакування території, виявлення і вивчення найцікавіших геотуристичних об’єктів Львова; опрацювання тематичних й оглядових дидактичних стежок і майданчиків; створення геотуристичних маршрутів, які б сполучали унікальні геологічні та історико-культурні об’єкти і показували взаємозв’язок між геологією, геоморфологією і міським розвитком.

Перспективною формою природоохоронної справи є геотуристичні трейли.

Це спеціально обладнані маршрути, прокладені по привабливих для туриста місцях й організовані у такий спосіб, щоб вони не порушували природний баланс ландшафтів, не виснажували туристично-рекреаційні ресурси та, одночасно, сприяли популяризації геоспадщини і розвитку міського геотуризму у Львові. Їхнє головне призначення – ліквідація браку знань у галузі охорони довкілля, виховання толерантного шанобливого відношення до довкілля, заповідних ландшафтів, наших надбань, історичних та природних пам’яток і розуміння взаємного зв’язку між природними та історико-культурними елементами довкілля.Метою створення геотуристичних маршрутів є захист, збереження природного ресурсу, регулювання розвитку геотуристичної діяльності у Львові завдяки популяризації унікальних об’єктів, які розташовані на території міста, і створення умов для освітньо-пізнавальної, навчально-виховної природоохоронної роботи.

Перспективною формою природоохоронної справи є облаштування поряд з унікальними геологічними об'єктами інформаційних стендів, які б були організовані та розміщені у такий спосіб, щоб вони не порушували природний баланс ландшафтів, не виснажували туристично-рекреаційні ресурси та, одночасно, сприяли популяризації геоспадщини і розвитку міського геотуризму у Львові. Їхнє головне призначення – ліквідація браку знань у галузі охорони довкілля, виховання толерантного

шанобливого відношення до довкілля, заповідних ландшафтів, природних пам’яток і розуміння взаємного зв’язку між природними та історико-культурними елементами довкілля.

Найскладнішим питанням є створення відповідної інфраструктури, яка потребує суттєвих капіталовкладень. Це облаштування доступу до геологічних пам'яток, оглядових майданчиків, доріжок, відпочинкових зон, встановлення лав для сидіння, інформаційних стендів з мапами, догляд за інфраструктурними об'єктами для підтримання їх в експлуатаційному стані. Також стежки включатимуть деякі оглядові майданчики та історико-культурні атракції, в яких використано природний камінь. Наразі завершується опис об’єктів, підбір матеріалів для інформаційних стендів, їх конструкція та композиційне вирішення, опрацювання правил і норм поведінки на маршрутах тощо. Найскладнішим питанням під час прокладання геостежки є створення відповідної інфраструктури, яка потребує суттєвих капіталовкладень. Це облаштування оглядових майданчиків, доріжок, відпочинкових зон, встановлення лав для сидіння, інформаційних стендів з мапами, видання та розповсюдження путівників, інших інформаційних матеріалів, догляд за стежкою для підтримання її в експлуатаційному стані.

У Львові є досвід розробки геотрейлу під назвою „Пісок і камінь” парку “Знесіння” [7, 11, 12]. Підготовка проекту під назвою доволі складна і тривала. Роботу над організацією геотрейлів виконували у декілька етапів. На першому етапі створено логотип, проведено польові роботи, під час яких виконано оцінювання та відбір найцікавіших об’єктів, прокладено маршрути на місцевості, за допомогою GPS-технологій визначено точне географічне розташування компонентів геостежки, виміряно довжину маршрута, відстань між експозиціями, визначено місця зупинок. В подальшому виконано систематизацію та опис геотуристичних об’єктів, створено карту маршруту.

Геотуристичний маршрут парком містить різні пункти та експозиції, що демонструють унікальні природні відслонення, скам’янілості, останцеві пагорби, джерела в межах парку, а також історико-культурні будівлі, під час спорудження яких використовували природний камінь. Усі об’єкти парку, які запропоновано залучити до геотрейлу, поділено на три групи: природні геолого-геоморфологічні (відслонення гірських порід різних геологічних періодів, геоморфологічні та палеонтологічні пам’ятки, джерела тощо), антропогенні гірничо-промислові (колишні піскові кар’єри) та історико-культурні (сакральні споруди, під час будівництва яких використовували природний будівельний камінь). Найцікавішими природними об’єктами обрано чотири, паспортизовану характеристику яких наведено в [6, 8]. Вони легкодоступні, з високою атракційністю, науковою та освітньо-пізнавальною цінністю. Біля них встановлені інформаційні стенди. Загальна протяжність маршруту – 7 км, він розрахований на різновікові групи, проходить у мальовничих місцях парку “Знесіння” і придатний для проведення пізнавальних, наукових і навчальних екскурсій різної тривалості для різних категорій населення.

Цей досвід є цінним для розробки геотрейлів на інших теренах нашого міста. На території Львова є численні геологічні утворення. Це виходи корінних порід різного віку, джерела, ерозійні останцеві пагорби. Поміж геотуристичних об’єктів, що віднесені до природної надгрупи, найбільш цінними і привабливими для геотуриста визначено десять геосайтів, з них чотири - гори Високий Замок, Лева, Кортумова і Медова печера мають юридичний статус. Вони оголошені геологічними пам’ятками місцевого значення, потребують режиму обмеженої охорони з рекомендацією для масового туризму, важливі для пізнання історії геологічного розвитку, є науково-освітніми і науково-туристичними об’єктами з високим ступенем атракційності.

Гора Лева – політипна геологічна пам’ятка, віднесена до геоморфологічної і стратиграфічної категорій геосайтів. Гора є ерозійним останцем, на схилах якого є еталонні (опорні) розрізи кайзервальдських і тернопільських шарів неогену, описана в [2, 6, 9, 10, 16]. Гора Ратин є політипною - стратиграфічною, геоморфологічною і спелеологічною, пам’яткою. Вона - ерозійний останець і опорний (єдиний в Західній Україні) розріз ратинських шарів неогену, складених вапняками. Гора відома передусім горизонтальною печерою (Медова печера) карстового походження,

що розміщена у вапняках. Печеру внесено до державного реєстру охоронних територій 1970 р. і частково описано в [9].

Кортумова гора – геологічна пам'ятка України з 1970 р., політипний геотуристичний об'єкт, оскільки є ерозійним останцем (геоморфологічна категорія) та опорним розрізом неогену Розточчя (стратиграфічна категорія). Стисло описана в [9].

Гору Високий замок внесено до реєстру геологічних пам'яток України 1970 р. [9]. Це монотипний об'єкт геоморфологічної категорії - ерозійний останець з корінними малопотужними виходами кайзервальдських шарів неогену, є улюбленим місцем відпочинку львів'ян і гостей міста.

Інші геосайти, хоча розміщені на території регіонального ландшафтного парку Знесіння, не входять до об'єктів тематичного геотрейлу "Пісок і камінь". Вони монотипні, стратиграфічної (три типові розрізи: Пасмового Побужжя; типовий розріз примежових відкладів крейди і неогену – єдиний у межах Львова; типовий розріз нараївських шарів і межі зі знесенськими шарами неогену; один опорний розріз – нижньої частини кайзервальдських шарів неогену). Усі геосайти є важливими геотуристичними об'єктами з високим ступенем геотуристичної атракційності, зі значною науковою, освітньо-пізнавальною, естетичною культурною цінністю, є об'єктом геологічних екскурсій і практик, описані в науковій [6, 9, 10] та науково-популярній літературі. Їх також можна об'єднати в геотрейл.

Наразі можна запропонувати такі тематичні геотуристичні маршрути Львовом (вони різного ступеня розробки):

1. "Пісок і камінь" – геологічні мандри парком Знесіння; розроблений.
2. "Міські фосилії Львова – палеонтологія на вулицях центральної частини Львова, частково розроблений.
3. "Кам'яний декор будівель Львова" – оздоблювальний камінь в стінах історичних будівель Львова, частково розроблений.
4. "Геологічні мандри гірничо-промисловими об'єктами Львова" – в стадії розробки.
5. "Гідрогеологія Львова" – в стадії розробки.
6. "Природний будівельний камінь сакральних споруд Львова" – в стадії розробки.

Отже, на території Львова є унікальний природний комплекс, що об'єднує численні цікаві геолого-геоморфологічні, гірничо-промислові та історико-культурні об'єкти. Це повні розрізи, які демонструють геологічну будову певних ділянок парку; чи відклади, що містять унікальні комплекси скам'янілих організмів, або відслонення – еталонні для місцевих стратиграфічних підрозділів; гідрогеологічні та геолого-промислові об'єкти (колишні кар'єри) і приклади застосування природного каменю в будівництві сакральних споруд. Усе зазначене належить до цінних об'єктів місцевого значення, які потребують режиму обмеженої охорони і рекомендовані для міського геотуризму, наукової, освітньо-пізнавальної, культурно-естетичної діяльності. Вони зосереджені близько одне до одного, що дає змогу об'єднати їх в тематичні геотуристичні стежки для демонстрації геологічної будови та пізнання геологічного літопису території Львова і розробити нові підходи до туризму, які поєднують природу, історію та культуру.

Одним із головних викликів є відсутність ресурсів у вигляді коштів, людських сил та часу. Важливо зберегти й підтримати інтерес до цього напрямку досліджень, важливо підтримувати мотивацію та залучати більше зацікавлених людей, наприклад аспірантів, які можуть отримати практичний досвід, працюючи над цією темою. У подальшому важливо продовжувати започатковані дослідження і розробки.

1. *Венглінский І. В., Горецкий В. О.* Стратотипи міоценових відкладів Волино-Подільської плити, Передкарпатського і Закарпатського прогинів. Київ : Наук. думка, 1979. 172 с.
2. *Вялов О. С., Горецкий В. О., Кудрин Л. Н., Пастернак С. І.* Короткий геологічний путівник Львовом. Львів : вид-во Львівського університету, 1954. 46 с.
3. *Іваніна А., Гоцанюк Г., Спільник Г., Салінська Г., Підлісна О.* Унікальне місцезнаходження міоценової біоти в центрі Львова. *Проблеми геології фанерозою України* : матеріали VI Всеукраїнської наук. конф. (6–8 жовтня 2016 р., Львів). Львів, 2016. С. 32–33.

4. *Іваніна А., Гоцанюк Г., Спільник Г., Салінська Г., Підлісна О.* Характеристика унікальної палеонтологічної пам'ятки – місцезнаходження міоценової біоти в центрі Львова. *Вісник Львівського університету. Сер. геол.* 2016. Вип. 30. С. 149-158.
5. *Іваніна А., Гоцанюк Г., Спільник Г., Салінська Г., Підлісна О.* Літолого-палеонтологічна характеристика унікального місцезнаходження міоценової біоти в парку Знесіння, м. Львів. *Актуальні проблеми та перспективи розвитку геології: наука і виробництво :* матеріали Міжнародного геологічного форуму (19–24 червня 2017 року, м. Одеса). К. : УкрДГРІ, 2017. С. 149–153.
6. *Іваніна А., Підлісна О.* Стандартизована характеристика природних геологічних об'єктів регіонального ландшафтного парку Знесіння (Львів). *Вісник Львівського університету. Сер. геол.* 2017. Вип. 31. С. 118–129.
7. *Іваніна А. В., Завадович О., Зінько Ю., Підлісна О.* Проект геотуристичної стежки у регіональному ландшафтному парку „Знесіння" (Львів). *Геотуризм: практика і досвід :* зб. мат. III міжнар. наук.- практ. конф. (26-28 квітня, 2018 р., Львів). Львів : Каменяр, 2018. С. 50–53.
8. *Іваніна А., Гоцанюк Г., Спільник Г., Підлісна О.* Міоценова біота як геотуристичний об'єкт регіонального ландшафтного парку «Знесіння» (Львів). *Геотуризм: практика і досвід* : зб. мат. III міжнар. наук.- практ. конф. (26-28 квітня 2018 р., Львів). Львів : Каменяр, 2018. С. 54–56.
9. *Іваніна А., Борняк У.* Потенційні об'єкти міського геотуризму Львова. *Геотуризм: практика і досвід* : зб. мат. III міжнар. наук.- практ. конф. (26-28 квітня, 2018, Львів). Львів : Каменяр, 2018. С. 46–49.
10. *Іваніна А., Гоцанюк Г., Спільник Г., Підлісна О.* Систематизація та характеристика геотуристичних об'єктів регіонального ландшафтного парку «Знесіння» (м. Львів). *Вісник Дніпропетроського університету. Геологія, географія*. 2018. № 26 (1). С. 50–63. doi: 10.15421/111806
11. *Іваніна А., Підлісна О., Гоцанюк Г., Чучман Н.* Геотуристичні маршрути регіональним ландшафтним парком "Знесіння" (Львів). *Вісник Львівського університету. Сер. геол*. 2018. Вип. 32. С. 54-62.
12. *Іваніна А., Гоцанюк Г., Підлісна О., Зінько Ю., Чучман Н*. Геотуристична стежка у регіональному ландшафтному парку "Знесіння" (Львів). *Природоохоронна територія як базова навчальна платформа Нової української школи* : збірник статей Всеукраїнської наук.-практ. конф. з міжнародною участю. Ч. 2. Львів, 2019. с. 60–70.
13. *Іванов Є.* Геокадастрові дослідження гірничопромислових територій : монографія. Львів : Видавничий центр ЛНУ імені Івана Франка, 2009. 372 с.
14. *Кудрін Л. Н.* Стратиграфія, фації і екологичний аналіз фауни палеогенових і неогенових відкладів Передкарпаття. Львів : вид-во Львів. ун-та, 1966. 174 с.
15. Geoheritage in Europe and its Conversation [eds. W. A. P. Wimbeidon, S. Smith-Meyer] // ProGEO, 2012. 405 p.
16. *Lomnicki A. M.* Atlas geologiczny Galicyi. tekst do zeszyty dzisiatego. Cz. I, Geologia Lvova i okolicy. Krakov. Akademia Umiejetnosci, 1897. 208 s.
17. *Stur D.* Uber die Umgebung von Lemberg. Verh.K. K. Geol. Reichsanstait, 1859, S. 104-105.

ПРЕЗЕНТАЦІЯ НАВЧАЛЬНОГО ПОСІБНИКА «ОЦІНКА ЕКОЛОГІЧНОГО СТАНУ ГЕОЛОГІЧНОГО СЕРЕДОВИЩА»

Холоденко В. С.

Національний університет водного господарства та природокористування
v.s.kholodenko@nuwm.edu.ua

Для економічної, екологічної безпеки країни важливим аспектом в інтелектуальному розвитку особистості, поряд з іншими освітніми складовими, для формування всебічно розвинутої людини є геологічна грамотність суспільства. Однак, як стверджують автори О.А. Терешкова, Н.В. Білан, Е.С. Салівончик у своїй статті [1], що на сьогоднішній день доводиться констатувати, що на всіх етапах освіти геологічній складовій приділяється необґрунтовано мало уваги. У підсумку ми маємо в Україні малограмотне в геологічному і екологічному відношенні населення. Основні чинники, що впливають на це: нерозуміння ролі геологічних знань є відсутність геологічної складової в стратегії розвитку освіти в Україні, немає чітких уявлень про місце і роль геологічного знання в дошкільному вихованні, в середній школі, в додатковій позашкільній освіті, у вищій негеологічній освіті.

Сучасний розвиток суспільства, науки, геологічні підприємства потребують спеціалістів, які

здатні вирішувати задачі спираючись на досвід попередників, власні спостереження, сучасні геологічні знання, які будуть здатні розв'язувати проблеми комплексного використання природних ресурсів, запобігання стихійних явищ і боротьби з їхніми наслідками тощо. Зокрема, на Рівненщині це такі підприємства як ТОВ «Земресурсінвест», ТОВ «Бурпром», ТОВ «Потенціал-Полісся», ТОВ «Західкапіталінвест», на останньому відкрито філію кафедри геології та гідрології Національного університету водного господарства та природокористування.

В Національному університеті водного господарства та природокористування у 2023 році акредитована магістерська освітньо-професійна програма "Прикладна геологія та захист довкілля в надрокористуванні" спеціальності Е4 «Науки про Землю» в галузі знань «Природничі науки, математика та статистика». Тому, цього ж 2023 року для навчання та отримання фахових практичних навичок здобувачів, автори д. геолог. н., проф. Мельничук В.Г., к. географ. н., доцент Косяк Д.С., к. географ. н., доцент Холоденко В.С. розробили навчальний посібник «Оцінка екологічного стану геологічного середовища» [2], який введено в навчальний процес, розміщений у цифровому репозиторії НУВГП, презентацію якого представляємо тут.

Актуальність теми. У сучасних умовах значного техногенного навантаження на довкілля важливою складовою екологічної безпеки територій є стан геологічного середовища. Його забруднення і деградація створюють ризики для здоров'я населення, сталого розвитку регіонів та раціонального надрокористування. В умовах зміни клімату, активного освоєння природних ресурсів та впливу радіоактивного і хімічного забруднення виникає потреба у комплексному підході до оцінки екологічного стану геологічного середовища (ЕСГС).

Геологічне середовище - це верхня частина літосфери, що являє собою багатокомпонентну динамічну систему (поверхневі ландшафти, формації гірських порід, гази, підземні води, фізичні поля - теплові, гравітаційні, електромагнітні тощо), в межах якої здійснюється господарська діяльність людини. Сфера взаємодії геологічного середовища із господарськими об'єктами – це геологічне тіло, яке знаходиться під цими об'єктами (вміщує їх), де змінюється екологічний стан самого геологічного середовища та протікання природних геологічних процесів під дією техногенних впливів, під якими розуміються статичні і динамічні навантаження від техногенних об'єктів, підтоплення і осушення територій, забруднення ґрунтів, виснаження і забруднення підземних вод, а також фізичні, хімічні, радіаційні, біологічні та інші впливи.

Актуальність посібника визначається необхідністю комплексної оцінки екологічного стану геологічного середовища територій України, яка виконується в рамках Державної програми «Держгеолкарта-200» за номенклатурними аркушами комплекту геологічних карт масштабу 1 : 200 000. Навчальний матеріал викладено на прикладах геоекологічних досліджень в басейні р. Стир в межах аркуша М-35-VIII (Луцьк) масштабу 1 : 200 000 охарактеризоване з фондових джерелах інформації НВО «Держгеоінформ» з використанням набору спеціалізованих карт еко-геологічного змісту. Дана територія є південно-західною крайовою частиною радіогеохімічної провінції «західного сліду» Чорнобильської аварії, що охоплює Прип'ятське Полісся Білорусі, північні райони Рівненської та Волинської областей України. В північному кутку території знаходиться Рівненська АЕС, на півдні - м. Луцьк, загалом територія густо заселена і освоєна в господарському відношенні, що в створює значні потенційні загрози довкіллю і зокрема геологічному середовищу. Кумулятивний ефект впливу літо-гідрохімічних і радіологічних чинників на геологічне середовище обумовлює забрудненість ґрунтів, донних відкладів і підземних вод, що є джерелом надходження токсикантів у харчові ланцюги. Роль цих чинників в екосистемах басейну р Стир, як і ураженість території небезпечними геологічними процесами, поки що недостатньо досліджені.

Мета і зміст посібника. Метою навчального посібника є формування у здобувачів вищої освіти компетенцій, необхідних для дослідження, моніторингу та оцінки екологічного стану геологічного середовища, а саме: з прийомами вивчення інтегральної оцінки екологічного стану геологічного середовища певної території на основі результатів дослідження характеристик природних компонентів: рельєфу, складу і геохімічного стану ґрунтів і гірських порід, умов їх залягання і

властивостей, підземних вод, геологічних і інженерно-геологічних процесів і явищ, а також техногенних і антропогенних чинників, які вливають на загальний стан довкілля при надрокористуванні. Посібник охоплює питання еколого-геохімічної, гідрогеологічної, інженерно-геологічної оцінки, методів просторового аналізу та картографування, з урахуванням чинників природного, техногенного та радіаційного походження.

Структура і змістовне наповнення. Посібник складається із списку скорочень прийнятих в тексті, вступу, 7 розділів: **розділ 1** – критерії оцінки еколого-геохімічного стану ґрунтів і донних відкладів, який включає чотири підрозділи – геохімічні критерії екологічного стану ґрунтів та донних відкладів, гігієнічні критерії екологічного стану ґрунтів, оцінка рівнів забруднення та еколого-геохімічного стану компонентів геологічного середовища, фактологічні матеріали геоекологічних досліджень; **розділ 2** – критерії оцінки еколого-гідрогеологічних умов та якісного складу підземних вод, який включає два підрозділи – оцінка рівнів забруднення підземних вод та визначення еколого-гідрогеологічного стану ГС, оцінка умов захищеності та підземних вод; **розділ 3** – критерії впливу на стан довкілля інженерно-геологічних процесів і техногенного навантаження, який включає одинадцять підрозділів – екзогенні геологічні та інженерно-геологічні процеси, вивітрювання, геологічна діяльність вітру, геологічна діяльність поверхневих вод, геологічна діяльність льоду і льодовиків, геологічна діяльність підземних вод, геологічна діяльність сил гравітації, деформації ґрунтів в основах споруд, оцінка проявів екзогенних геологічних процесів, оцінка техногенного впливу на геологічне середовище, оцінка ураженості території небезпечними геологічними процесами та явищами; **розділ 4** – диференціальна оцінка екологічного стану геологічного середовища на прикладі території аркуша М-35-VIII (м. Луцьк), який включає одинадцять підрозділів – фізико-географічна характеристика, оцінка будови геологічного середовища, палеопротерозойський кристалічний фундамент, осадовий чохол, оцінка стану підземних вод, водоносні горизонти і комплекси, водотриви, основний водоносний горизонт, природна захищеність підземних вод, промислово-рекреаційне навантаження, ландшафтно-геохімічна структура території; **розділ 5** – інтегральна оцінка екологічного стану геологічного середовища на прикладі території аркуша М-35-VIII (м. Луцьк), який включає п’ять підрозділів – критерії, прийняті для інтегральної оцінки екологічного стану геологічного середовища, оцінка забруднення ґрунтів геохімічних ландшафтів, оцінка забруднення донних відкладів, оцінка забруднення поверхневих і підземних вод, забруднення поверхневих вод та вод І-го від поверхні водоносного горизонту; **розділ 6** – оцінка радіогеохімічого забруднення, який включає три підрозділи – оцінка експозиційної дози місцевості, оцінка забруднення штучними радіонуклідами, карта забруднення території радіонуклідами; **розділ 7 –** оцінка рівнів напруженості екологічного стану геологічного середовища на прикладі території аркуша М-35-VIII (м. Луцьк), який включає три підрозділи – оцінка площ з напруженим рівнем екологічного стану ГС, оцінка площ з помірно-напруженим рівнем екологічного стану ГС, оцінка площ із задовільним рівнем екологічного стану ГС; тестових завдань та літератури.

Методологічна база. Методичною основою є критерії та методики, розроблені УкрДГРІ в рамках програми «Держгеолкарта-200» [3]. Увага акцентується на визначенні фонового стану природного середовища, обчисленні СПЗ, оцінці впливу небезпечних геологічних процесів [4,5,6].

Особливості досліджуваної території. Дослідження проведено на прикладі території аркуша М-35-VIII (басейн р. Стир, м. Луцьк). Це південно-західна частина радіогеохімічної провінції «західного сліду» Чорнобильської аварії. Виявлено забруднення важкими металами, радіонуклідами, пестицидами, зокрема в зонах промислово-рекреаційного навантаження. База включає понад 4000 аналітичних досліджень. Результати досліджень базуються на таких матеріалах: екогеологічне обстеження з радіометричними вимірюваннями експозиційної дози місцевості (1023 точки спостереження); відбір проб і статистична обробка результатів спектрального аналізу грунтів (близько 2300 ан.), гідрохімічного аналізу поверхневих і підземних вод, донних відкладів (240 ан.), напівкількісних спектральних аналізів сухого залишку (134 ан.), хімічних аналізів на виявлення пестицидів, фенолів, СПАР, нафтопродуктів (70 ан.), напівкількісних спектральних аналізів донних

відкладів (708 ан.), визначення штучних радіонуклідів в грунтах (200 ан.), доних відкладах та хвойних рослинах (20 ан.).

Практичне значення. Навчальний посібник має міждисциплінарний характер і може бути використаний у підготовці фахівців з наук про Землю, екології, гідрогеології. Він сприяє впровадженню в навчальний процес сучасних методів оцінювання екологічної ситуації, включаючи використання ГІС, екогеохімічного моделювання, статистичного аналізу.

Висновки. Навчальний посібник є результатом багаторічного досвіду викладачів кафедри геології та гідрології НУВГП і містить як теоретичні засади, так і практичні рекомендації. Він є важливим внеском у розвиток сучасної геоекологічної освіти та може бути використаний при виконанні наукових досліджень, студентських проєктів, курсових і дипломних робіт. Територія досліджень районована у відповідності до 4-х градацій ЕСГС, тобто типізована за комплексом показників (Границі площ з різним рівнем ЕСГС визначені методом суперпозиції (накладання) карт, що характеризують окремі компоненти на базі ландшафтно-геохімічного районування. Територія аркуша М-35-VIII, за результатами геоекологічних досліджень містить три ділянки з напруженим рівнем ЕСГС загальною площею 1178 км^2, або 23 % території аркуша. Шістдесят відсотків площі аркуша М-35-VIII (3130 км^2) має помірно-напружений рівень ЕСГС з ураженістю екзогенними геологічними процесами 12,4 % (391 км^2), забрудненістю поверхневих та ґрунтових вод нітратами площі в 1291 км^2. На території аркуша М-35-VIII залишилось 2 ділянки з задовільним рівнем ЕСГС загальною площею 873 км^2, або 17 % території.

Ключові слова: екологічний стан, геологічне середовище, геохімічний фон, підземні води, СПЗ, ГДК, еколого-геологічні дослідження, GIS, радіоекологія, надрокористування.

1. *Терешкова О. А., Білан Н. В., Салівончик Е. С.* Місце геології в системі освіти України. [Електронний ресурс]. https://core.ac.uk/download/pdf/132414828.pdf
2. *Мельничук В. Г., Косяк Д. С., Холоденко В. С.* Оцінка екологічного стану геологічного середовища: навч. посібник. Рівне: НУВГП, 2023. 174 с.
3. УкрДГРІ. Методичні рекомендації щодо оцінки екологічного стану геологічного середовища. К., 2010.
4. Про охорону навколишнього природного середовища: Закон України від 25 червня 1991 р. № 1264-XII / Верховна Рада України // Відомості Верховної Ради України. 1991. № 41. Ст. 546. – (Бібліотека офіційних видань).
5. Державні гігієнічні нормативи. Норми радіаційної безпеки України. НРБУ-97. Київ, МОЗ України, 1997.
6. Державні санітарні норми і правила «Вода питна. Гігієнічні вимоги до якості централізованого господарсько-питного водопостачання», К., Мінохорони здоров`я, 1997.