Львівський національний університет імені Івана Франка
Геологічний факультет

ПРОБЛЕМИ ГЕОЛОГІЇ УКРАЇНИ

Збірник наукових праць

Львів – 2023

УДК 55 (477)

Проблеми геології України. Збірник наукових праць / Відп. ред. М. М. Павлунь. – Львів, 2023. – 82 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, і присвячені актуальним проблемам регіональної геології, палеонтології, стратиграфії, геології нафти і газу, мінералогії, інженерної геології України, тощо.

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

Редакційна колегія: д-р геол. наук, проф. **М. Павлунь** – головний редактор; д-р геол. наук, проф. **Ю. Крупський** – заступник головного редактора; 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**.

Professor **M. Pavlun –** Editor-in-Chief
Professor **J. Krupsky –** 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 факультету
Львівського національного університету імені Івана Франка

© Львівський національний університетімені Івана Франка, 2023

ЗМІСТ

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)…….. 6

Павлунь М., Крупський Ю., Марусяк В.
ЗАХІДНИЙ НАФТОГАЗОНОСНИЙ РЕГІОН УКРАЇНИ – ПЕРСПЕКТИВНИЙ ОБ'ЄКТ ДЛЯ ІНВЕСТИЦІЙ…….. 8

Шлапінський В. Є., Павлюк М. І., Лазарук Я. Г., Савчак О. З., Тернавський М. М., Гривняк Г. Б., Гарасим С. В., Ковальчук Н. А., Сенів О. Р.
ЛІТОЛОГО-СТРАТИГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА І СТРУКТУРНЕ ПОЛОЖЕННЯ ТУРИЦЬКОЇ ТЕКТОНІЧНОЇ ОДИНИЦІ В СИСТЕМІ СКЛАДЧАСТИХ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ……... 9

Багрій І. Д., Маслун Н. В., Супрун І. С., Зубаль О. О., Хевпа З. З. Земський Д.
КАРПАТСЬКИЙ, ПРИЧОРНОМОРСЬКО-КРИМСЬКИЙ ТА ДНІПРОВО-ДОНЕЦЬКИЙ НАФТИДОСОЛЕНОСНІ ВУЗЛИ (ЗАКОНОМІРНОСТІ ПРОСТОРОВО-ЧАСОВОГО ПОШИРЕННЯ, УМОВИ УТВОРЕННЯ ТА ФОРМУВАННЯ)…….. 12

Dernov V., Demianov V.
A NEW RECORD OF LATE EOCENE COLEOID CEPHALOPODS FROM UKRAINE…… 15

Martyshyn A. I.
DATA ON MYSTERIOUS ARUMBERIA FOSSILS FROM LATE EDIACARAN SEDIMENTS FROM PODILLIA (UKRAINE) AND THEIR INTERPRETATION…….. 18

Гнідець В., Григорчук К., Кошіль Л., Яковенко М.
ДЕЯКІ АСПЕКТИ ОНТОГЕНЕЗУ НАФТОГАЗОГЕНЕРУЮЧИХ ВІДКЛАДІВ ДЕВОНУ ПЕРЕДДОБРУДЗЬКОГО ПРОГИНУ…… 20

Жирнов П. В.
ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНЕ РАЙОНУВАННЯ ЯК НАУКОВО-МЕТОДИЧНА ОСНОВА ДЛЯ СКЛАДАННЯ СХЕМИ ІНЖЕНЕРНО-БУДІВЕЛЬНОЇ ОЦІНКИ (НА ПРИКЛАДІ МІСТА ІРПІНЬ КИЇВСЬКОЇ ОБЛАСТІ)…….. 23

Гнилко О. М., Генералова Л. В., Гнилко С. Р.
ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОЦЕН-ЕОЦЕНОВИХ УТВОРЕНЬ ЗОВНІШНІХ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ (АНАЛІЗ ПАЛЕОБАСЕЙНУ)…….. 26

Гнилко О., Богданова М.
МІКСТИТОВІ КОМПЛЕКСИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ…… 28

Анікеєва О.
КАРБОНАТНІ МІКРОФАЦІЇ ВІДКЛАДІВ ВЕРХНЬОЇ ЮРИ ЗАХОДУ ТА ПІВДНЯ УКРАЇНИ: КЛАСИФІКАЦІЯ ТА ПОШИРЕННЯ…… 31

Попп І. Т., Гаєвська Ю. П., Гавришків Г. Я, Мороз П. В.
ЕТАПИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗУ КРЕЙДОВО-ПАЛЕОГЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ КАРПАТСЬКОГО СЕГМЕНТУ ОКЕАНУ ТЕТІС……... 34

Січко І. П., Тузяк Я. М.
ЗУБИ ТВАРИН РЯДУ *PROBOSCIDEA* – СВІДЧЕННЯ ЖИТТЯ СЛОНОВИХ НА ТЕРЕНАХ ЗАХОДУ УКРАЇНИ……. 36

Вовк О. П., Недбайло Д. Р.
СТРАТИГРАФІЧНИЙ РОЗРІЗ ВОЛИНСЬКОЇ ОБЛАСТІ У ВІДПОВІДНОСТІ ДО МІЖНАРОДНОЇ ХРОНОСТРАТИГРАФІЧНОЇ ШКАЛИ…….. 38

Хоха Ю. В., Яковенко М. Б.
ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПЕРЕРОЗПОДІЛУ ЕЛЕМЕНТІВ ПРИ ТРАНСФОРМАЦІЇ КЕРОГЕНУ ПРОДУКТИВНИХ ТОВЩ ЗАХІДНОГО НАФТОГАЗОНОСНОГО РЕГІОНУ……... 41

Галамай А. Р., Сидор Д. В.
ГЕОЛОГІЧНІ СВІДЧЕННЯ ЗМІН КЛІМАТУ (ДОСЛІДЖЕННЯ ФЛЮЇДНИХ ВКЛЮЧЕНЬ БАДЕНСЬКОГО ГАЛІТУ КАРПАТСЬКОГО РЕГІОНУ)…… 44

Лосів В., Яремович М., Іваніна А.
ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ГОРИ ЛЕВА (РЕГІОНАЛЬНИЙ ЛАНДШАФТНИЙ ПАРК «ЗНЕСІННЯ», ЛЬВІВ)……. 46

Лосів В., Яремович М., Іваніна А.
ІНЖЕНЕРНО-ГЕОДИНАМІЧНІ ПРОЦЕСИ НА ГОРІ ЛЕВА (РЕГІОНАЛЬНИЙ ЛАНДШАФТНИЙ ПАРК “ЗНЕСІННЯ”, ЛЬВІВ)……... 50

Генералова Л. В., Костюк О.В. Генералов А.В.
МІНЕРАЛЬНІ ТИПИ ВЕРХНЬОКРЕЙДОВО-ЕОЦЕНОВИХ ФОНОВИХ УТВОРЕНЬ СКИБОВОГО ПАЛЕОБАСЕЙНУ (УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)…….. 54

Узіюк В., Шайнога І., Козопас І.. Коба О.
ПОРІВНЯЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ЯКОСТІ ВУГІЛЛЯ ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО І ДОНЕЦЬКОГО БАСЕЙНІВ……. 56

Віхоть Ю. М., Кріль С. Я.
ОСОБЛИВОСТІ ТРАДИЦІЙНОГО ТА ЦИФРОВОГО ГЕОКАРТУВАННЯ ПІД ЧАС ПОЛЬОВИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ТА ПРОВЕДЕННЯ ПРАКТИК У КАРПАТАХ…….. 59

Тузяк Я. М.
«КОЛЕКЦІЯ ФОСИЛІЙ РОСЛИННИХ І ТВАРИННИХ РЕШТОК ПАЛЕОНТОЛОГІЧНОГО МУЗЕЮ ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА» – ОБ’ЄКТ НАЦІОНАЛЬНОГО НАДБАННЯ…… 61

Борняк У. І., Рагуліна М. Є, Орлов О. Л.
СИСТЕМАТИЗАЦІЯ ТА СТИСЛИЙ ОГЛЯД ТРАВЕРТИНОВИХ ДЖЕРЕЛ МІЖГІРСЬКОЇ ВЕРХОВИНИ (ЗАКАРПАТСЬКА ОБЛАСТЬ)……. 63

Білик Н. Т., Побережська І. В., Войтович С. П., Дубровський І. М.
БЕЗЩЕЛЕПНІ РИБИ (AGNATTHA) У ВІДКЛАДАХ СЕРЕДНЬОГО ПРИДНІСТЕР'Я (УРОЧИЩЕ ЧЕРВОНЕ, ТЕРНОПІЛЬСЬКА ОБЛАСТЬ)…… 66

Мамчур С. В.
ДО ПИТАННЯ ТИПІЗАЦІЇ БУРШТИНОНОСНИХ РАЙОНІВ (НА ПРИКЛАДІ ПЕРЖАНСЬКОГО ТА КЛЕСІВСЬКОГО БУРШТИНОНОСНИХ РАЙОНІВ У ПРИП'ЯТСЬКОМУ БУРШТИНОНОСНОМУ БАСЕЙНІ)……. 68

Дацюк Ю. Р., Шваєвський О. В., Богданова М. І. Шайнога І. В.
ГЕОФІЗИЧНИЙ ПРАКТИКУМ У МЕЖАХ ГРЕБЕНІВСЬКОГО НАВЧАЛЬНОГО ПОЛІГОНУ ПІД ЧАС ПРОХОДЖЕННЯ ГЕОКАРТУВАЛЬНОЇ ПРАКТИКИ…… 70

Шваєвський О., Гупало Ю., Шваєвський Т.
ПРОГНОЗУВАННЯ ЗОЛОТОРУДНИХ ОБ'ЄКТІВ У МЕЖАХ САВРАНСЬКО-СИНІЦІВСЬКОЇ ПЛОЩІ (СЕРЕДНЄ ПОБУЖЖЯ)……. 72

Наварівська К. О.
ФОРАМІНІФЕРОВА БІОСТРАТИГРАФІЯ ПОГРАНИЧНИХ ВІДКЛАДІВ АЛЬБУ-СЕНОМАНУ ТА СЕНОМАНУ-ТУРОНУ (ВНУТРІШНІ УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)……. 73

Дубів В.
ГЕОТУРИСТИЧНІ ОБ'ЄКТИ СЕРЕДНЬОГО ПРИДНІСТЕР'Я (ТЕРНОПІЛЬСЬКА ОБЛАСТЬ) - ПЕРСПЕКТИВИ ДОСЛІДЖЕННЯ, ПОПУЛЯРИЗАЦІЇ ТА ЗБЕРЕЖЕННЯ…. 76

Ємець Л. О.
ТРУДНОЩІ СТРАТИГРАФІЧНОЇ КОРЕЛЯЦІЇ ВІДКЛАДІВ НЕОГЕНУ БІЛЬЧЕ-ВОЛИЦЬКОЇ ЗОНИ В ПРОЦЕСІ РОЗВІДУВАЛЬНОГО БУРІННЯ……. 78

Лесів М. В.
НЕБЕЗПЕЧНІ ЕКЗОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ СКИБОВОЇ ЗОНИ НА ПРИКЛАДІ СКОЛІВСЬКИХ БЕСКИД (УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)……... 80

Короткі наукові повідомлення

Крупський Ю.З., Марусяк В. П. МОЖЛИВОСТІ ЗАСТОСУВАННЯ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ДЛЯ ВИБОРУ МІСЦЕПОЛОЖЕННЯ СВЕРДЛОВИН…… 82

РОМАН ЛЕЩУХ - ЗАСНОВНИК ТА ОРГАНІЗАТОР ВСЕУКРАЇНСЬКОЇ НАУКОВОЇ КОНФЕРЕНЦІЇ "ПРОБЛЕМИ ГЕОЛОГІЇ УКРАЇНИ" У ЛЬВІВСЬКОМУ НАЦІОНАЛЬНОМУ УНІВЕРСИТЕТІ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА (ДО 80-РІЧЧЯ ВІД ДНЯ НАРОДЖЕННЯ)

Гоцанюк Г., Іваніна А., Шайнога І.

Львівський національний університет імені Івана Франка, вул. Грушевського, 4, Львів,
halina.hotsanyuk@lnu.edu.ua, antonina.ivanina@lnu.edu.ua, ihor.shaynoha@lnu.edu.ua

Цього року на геологічному факультеті Львівського національного університету імені Івана Франка відбувається вже чотирнадцята щорічна Всеукраїнська наукова конференція "Проблеми геології України", започаткована завдячуючи ініціативі професора Романа Йосиповича Лещуха та підтримана колективом кафедри загальної та історичної геології і палеонтології.

Двадцять третього червня 2023 року Роману Йосиповичу Лещуху виповнилося 80 років! Він відомий в наукових колах дослідник в царині палеонтології, стратиграфії, літолого-фаціального аналізу, геології мезозойських відкладів Українських Карпат, Північного та Західного Причорномор'я, Рівнинного Криму, Переддобруджинського прогину.

Роман Лещух – доктор геолого-мінералогічних наук, професор, багаторічний завідувач кафедри історичної геології і палеонтології Львівського національного університету імені Івана Франка, ексчлен спецрад: Д 26.162.01 Інституту геологічних наук НАН України, Д 35.051.04 геологічного факультету, вчених рад: геологічного факультету ЛНУ ім. Івана Франка, Львівського відділення УкрДГРІ, ради Українського палеонтологічного товариства НАН України, мезозойської комісії Національного стратиграфічного комітету України та мезозойської комісії Національного комітету Карпато – Балканської геологічної асоціації, багаторічний відповідальний редактор «Палеонтологічного збірника», член редколегії «Вісника Львівського університету» серія геологічна тощо.

Роман Йосипович народився 23 червня 1943 р. в с. Вільшани неподалік м. Перемишля (Західна Галичина, після 1945 р. і до тепер у складі Польщі). Здобув середню освіту у Свірзькій СШ та у 1960 році поступив на геологічний факультет Львівського державного університету імені Івана Франка. Ще з студентських років розпочав наукову діяльність, і на власно зібраному фактичному та науково опрацьованому матеріалі у верхів'ях рік Білого і Чорного Черемошів опублікував першу студентську наукову роботу про Pb-барит Чивчинських гір, яку при обговоренні високо оцінив тодішній декан Лазаренко Є.К. Переддипломну і дипломну практику Роман Лещух проходив за Полярним колом на крайньому Північному сході в басейнах рік Колими і Амгуеми, на о. Врангеля та в околицях Чаунської губи. Після завершення навчання на факультеті здобув кваліфікацію інженера-геолога. Ще зі студентських років Роман Лещух займав активну громадську позицію, і разом із відомими українськими сподвижниками незалежності В'ячиславом Чорноволом, Ігорем і Іриною Калинцями, Михайлом Горинем, Михайлом Осадчим, Стефанією Шабатурою, Любомирою та Зоряном Попадюками, Оленою Антонів, Марією Гель, Атеною Пашко та іншими шістдесятниками з різних регіонів України проводили боротьбу з тоталітарним комуністичним режимом, через що не було можливо продовжити навчання в аспірантурі у Львівському університету.

З 1970 р. Роман Лещух розпочинає трудову та наукову діяльність в Інституті геології і геохімії горючих копалин АН України, починаючи зі вступу в аспірантуру (науковий керівник академік О.С. Вялов). З цього часу його життя впродовж довгих років було пов'язане з цією установою, де працював на різних посадах – від молодшого, наукового, старшого та провідного наукового співробітника до завідувача лабораторії Стратиграфії провінцій горючих копалин. Саме тут у 1976 році захистив кандидатську дисертацію на тему "Геологія нижньої крейди південно-східної частини Українських Карпат", а в 1991 році за сукупністю публікованих наукових праць, в тому числі 4-ох монографій, вчена рада Всесоюзного науково-дослідного геологічного інституту (ВСЕГЕІ) захистив дисертацію "Молюски і біостратиграфія нижньої крейди півдня і заходу України (Рівнинний Крим, Причорномор'я, Карпати)" присуджено вчений ступінь доктора геолого-мінералогічних наук з спеціальності 04.00.09 «палеонтологія і стратиграфія».

З весни 1997 року Р. Лещух переведений на посаду професора кафедри історичної геології і палеонтології Львівського національного університету імені Івана Франка, якою керував понад два десятки років. З 1998 по 2004 роки Р. Лещух був деканом геологічного факультету ЛНУ ім. Івана Франка.

Наукові інтереси професора Р. Лещуха багатогранні й охоплюють декілька важливих різнобічних напрямів у царині фундаментальних і прикладних розробок у галузі наук про Землю, зокрема у геології Карпатської і Причорноморсько-Кримської нафтогазоносних провінцій, палеонтології та стратиграфії тріасових, юрських і крейдових відкладів, їхній малакофауні, детальному обгрунтуванні віку мезозойських відкладів, деталізації мезозойської історії геологічного розвитку півдня і заходу України тощо. Наукові дослідження професора Романа Лещуха стосувалися вивчення палеонтологічних решток із керну параметричних, опорних і розшуково-розвідувальних свердловин, пробурених у перспективних нафтогазоносних товщах мезозою Передкарпатського прогину, Рівнинного Криму, Західного Причорномор'я та ін. Результати цих досліджень широко використовувались виробничими організаціями при постановці пошуково-розвідувальних робіт впродовж багатьох років. Вони відображені у госпдоговірних роботах, що мають важливе практичне і наукове значення, а результати детального багаторічного вивчення нового фактичного матеріалу слугували йому основою для опублікування численних наукових праць.

Професор Р. Лещух є автором близько 300 друкованих праць. Він автор двох посібників, 8 монографій, зокрема: "Нижньокрейдові амоніти Українських Карпат" (Київ, 1982); "Ранньокрейдова фауна Рівнинного Криму і Північного Причорномор'я" (Київ, 1987); "Нижня крейда заходу і півдня України" (Київ, 1992); "Юрські відклади півдня Украйни" (Львів, 1999, зі співавт.); "Мезозойські відклади південно-західної України і прилеглого шельфу" (Львів,

2020; зі співавт.); Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України (Київ, 2013; зі співавт.); навчально-методичні посібники – Стратиграфія (Львів, 2002; співавт.); Геологічна практика на Поділлі і в Українських Карпатах (Львів, 2004; зі співавт.).

Слід відмітити, що наукову діяльність професор Р. Лещух вдало поєднував з педагогічною. Він професійно сформував наукову школу молодих вчених палеонтологів і стратиграфів, серед яких його учні кандидати геологічних наук продовжували на якісно новому рівні фундаментальні палеонтологічні дослідження. Під керівництвом Р. Й. Лещуха відбулися захисти кандидатських дисертацій підготованих на кафедрі за фахом 04.00.09 – палеонтологія і стратиграфія: Г. Гоцанюк (2004 р.), І. Шайнога (2004 р.), А. Данилів (2009 р.), Я. Тузяк (2010 р.), І. Мар'яш (2013 р.), О. Старжинський (2013 р.), З. Хевпа (2018 р.), Я. Курепа (2018 р.). та підготовлено десятки фахових спеціалістів, магістрів. Головною метою Романа Йосиповича була передача студентській та аспірантській аудиторії новітніх знань з геології осадових порід, популяризація та всебічний розвиток палеонтології, стратиграфії, еволюції біосфери, палеогеографії тощо, оскільки за ними, як фундаментальною частиною геології – її майбутнє.

Варто відзначити професійні якості в організації роботи Романа Лещуха, такі як активна участь в геологічних конференціях, проведення польових практик зі студентами та колегами, систематичне поповнення новими експонатами колекцій Палеонтологічного музею, наукова співпраця з виробничими організаціями та інше. Як відповідальний головний редактор "Палеонтологічного збірника" (заснований 1961 р.) приклав зусилля до відновлення періодичності випусків, адже це єдине фахове вузькопрофільне видання в Україні де висвітлюють різні проблеми палеонтології, біостратиграфії, палеоекології, нові матеріали щодо монографічного вивчення, філогенії та систематики палеоорганізмів фанерозою не лише України, а й інших країн.

З доброї ініціативи професора Романа Йосиповича вже поспіль чотирнадцяти років колектив кафедри організовує щорічну всеукраїнську наукову конференцію "Проблеми геології України", присвячену широкому колу геологічних досліджень – проблемам палеонтології, тафономії, палеоекології, біостратиграфії фанерозою, закономірностям розміщення й умовам формування родовищ різноманітних корисних копалин, геологічній освіті тощо. Щорічно в роботі конференції беруть участь викладачі та студенти українських ЗВО та різних наукових інституцій: Інститут геологічних наук НАН України (м. Київ), Київський національний університет імені Тараса Шевченка (м. Київ), Національний науково-природничий музей НАН України (м. Київ), Навчально-науковий центр "Інститут біології", (м. Київ), УкрДГРІ (м. Київ), Луганський національний університет імені Тараса Шевченка (м. Луганськ), Рівненська геологічна експедиція ПДРГП Північгеологія (м. Рівне), Відділення "Карпатський центр" ДП науканафтогаз (м. Львів). Доповідачі розкривають актуальні питання геології, зокрема: нафтогазоносності відкладів різних регіонів України; методологію і процедурні питання методів геологічних досліджень; детальної стратиграфії та пошарової кореляції осадових розрізів; вугільної геології та зіставлення вугільних пластів карбону України; проблематики палеонтології, новітні напрямки геологічних та палеонтологічних досліджень та інші важливі питання розшуків і дослідження корисних копалин нашої країни. У своїх доповідях науковці намагаються окреслити актуальне коло питань, пов'язаних із найважливішими проблемами XXI століття – покладами вуглеводнів та їхнім розшукам і раціональним використанням. Ця конференція об'єднує науковців, які вивчають геологічне середовище, і дає можливість продемонструвати наукові результати у різних форматах: усно, стендово та онлайн (дистанційно). В рамках проведення конференції щорічно організовано геологічні екскурсі: на базі польової лабораторії у с. Верхнє Синьовидне Стрийського району, спортивно-оздоровчого табору в с. Чинадієво Мукачівського р-ну Закарпатської обл. Під час польових екскурсій за маршрутом колеги мали можливість ознайомитися з геологічною будовою різних структурно-тектонічних одиниць, будова яких висвітлена під час конференцій. Це південно-західний край Східно-Європейської платформи, Передкарпатський прогин, Зовнішні та Внутрішні Карпати, територією Національного природного парку «Сколівські бескиди», Скибова структурно-фаціальна одиниця Карпат, аж до відкладів юри в Пенінській структурно-фаціальній одиниці (кар'єр с. Приборжавське Закарпатської обл.). Щорічна Всеукраїнська конференція "Проблеми геології України" проходить під час урочистого відзначення Дня Львівського університету та приурочена до пам'ятних дат в геологічній галузі. Еволюція конференції показала доцільність ідеї професора Лещуха Р. Й. в її проведенні, оскільки конференція слугує розвитку геології і підвищенню рівня геологічних знань; сприяє впровадженню нових методик як в освітній процес, так і в проведенні науково-дослідних робіт; збільшує ефективність розшукових робіт на різноманітні корисні копалини. За результатами роботи конференції щорічно публікують збірник матеріалів конференції.

Професор Роман Лещух за багаторічну сумлінну працю на науковій ниві відзначений високими нагородами. Зокрема, у 2018 році ректор університету професор Володимир Мельник нагородив подякою за вагомі здобутки у науково-педагогічній діяльності, голова Львівської обласної державної адміністрації урочисто нагородив відзнакою з нагоди професійного свята Дня геолога за вагомі наукові досягнення на благо нашої держави.

Щиро вітаємо Романа Йосиповича з ювілеєм і бажаємо міцного здоров'я, творчої наснаги, родинного затишку та довгих літ життя у вільній та незалежній 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., Шайнога І., Данилів А., Старжинський О., Мар'яш І., Курепа Я., Хевпа З.* Лещух Роман Йосипович (до 75-річчя від дня народження) Палеонтологічний збірник № 50, 2018. С. 80-83.
4. *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.

5. *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.
6. 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.

ЗАХІДНИЙ НАФТОГАЗОНОСНИЙ РЕГІОН УКРАЇНИ – ПЕРСПЕКТИВНИЙ ОБ'ЄКТ ДЛЯ ІНВЕСТИЦІЙ

Павлунь М., Крупський Ю., Марусяк В.

Львівський національний університет імені Івана Франка, вул. Грушевського, 4, Львів,
mykola.pavlun@lnu.edu.ua; iurii.krupskyi@lnu.edu.ua; valentyna.marusyak@lnu.edu.ua

В Україні з початком нападу росії не можна очікувати інвестицій у найбільший Східній НГР де видобуток був найбільшим, і в Південний НГР, де видобуток газу зростав за рахунок шельфу морів. Тому увагу інвесторів варто зосередити на Західному НГР в якому є значні можливості для пошуку, розвідки і видобутку вуглеводнів.

В Україні виділяють три нафтогазоносні регіони (НГР), Західний і Східний і Південний на рис.1. показано нафтогазогеологічне районування України.

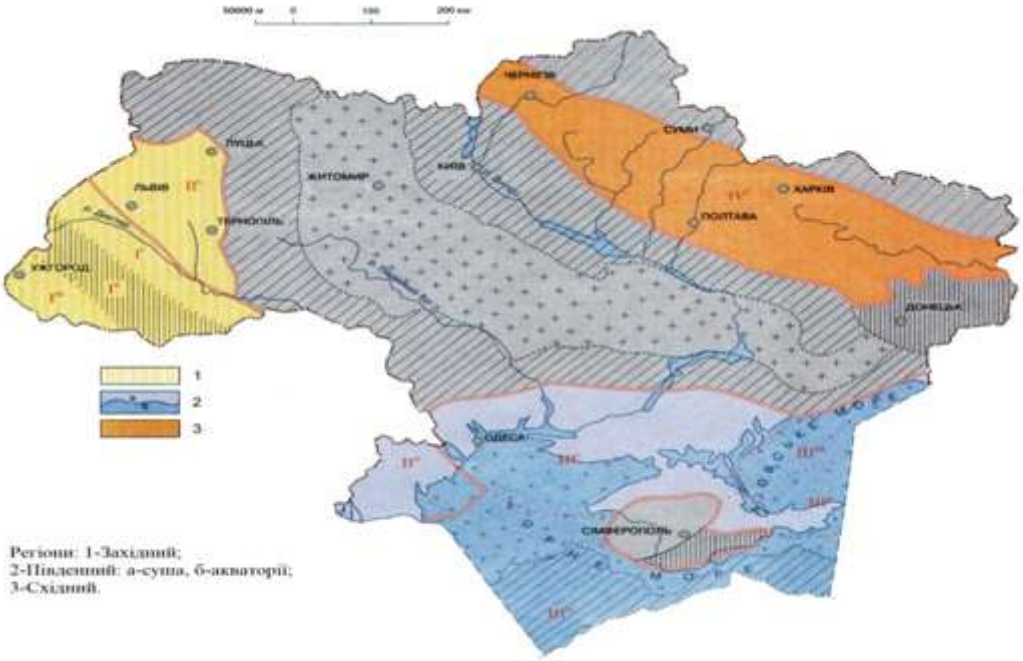

Рис. 1. Схема нафтогазогеологічного районування України

За даними ДП Укргазвидобування НАК нафтогаз України, балансові видобувні запаси природного газу станом на 1.01.2020р становить 778млрд.м^3. З цих запасів НАКУ Нафтогазу належить 86%, приватним компаніям 9% і в нерозподіленому фонді є 5%.

Валовий видобуток природного газу в Україні у 2019 р становить біля 21 млрд. м^3, з них Нафтогаз видобував 78% і приватні компанії 22%. Цих запасів при видобутку 30 млрд. м^3 в рік Україні вистачило на 25 років. На превеликий жаль, з часу підступного нападу росії на Україну іноземні інвестиції у видобуток вуглеводнів у Східному і Південному НГР неможливі. У Західному НГР виділено біля 30-ти перспективних ділянок в усіх нафтогазоносних областях. Особливої уваги заслуговують ділянки на Східноєвропейській платформі, яка слабо вивчена і розвідана, ряд ділянок в Складчастих Карпатах і в зоні Кросно, яка також недостатньо вивчена, а в під насуві Карпат Роженська площа, із законсервованою готовою до випробування свердловиною, можливо продовження піднасуву Карпат на Болехівській площі, де очікує закінчення закінчення буріння св.Міжріченська (2).

У Чивчинському рудному районі на ділянці Добрин – єдиному місці, де вперше знайдені флюїдні включення метану і етану, з густиною 0,486 – 0,494 г/см^3 і 0,674 – 0,802 г/см^3 (етанові) та 0,295 – 0,344 – 0,362 г/см^3 (метанові). Це може свідчити про наявність покладів вуглеводнів об’єктивно у під насуві Мармароського масиву, що змушує рекомендувати проведення додаткових геолого-структурних і геохімічних досліджень і після позитивного результату закласти пошукові свердловини для розкриття покладів вуглеводнів [3].

Заслуговує уваги велика за територією зона переходу платформи в Передкарпатський прогин де поклади газу можливі на незначних глибинах. На рис.2 показана територія Західного НГР.

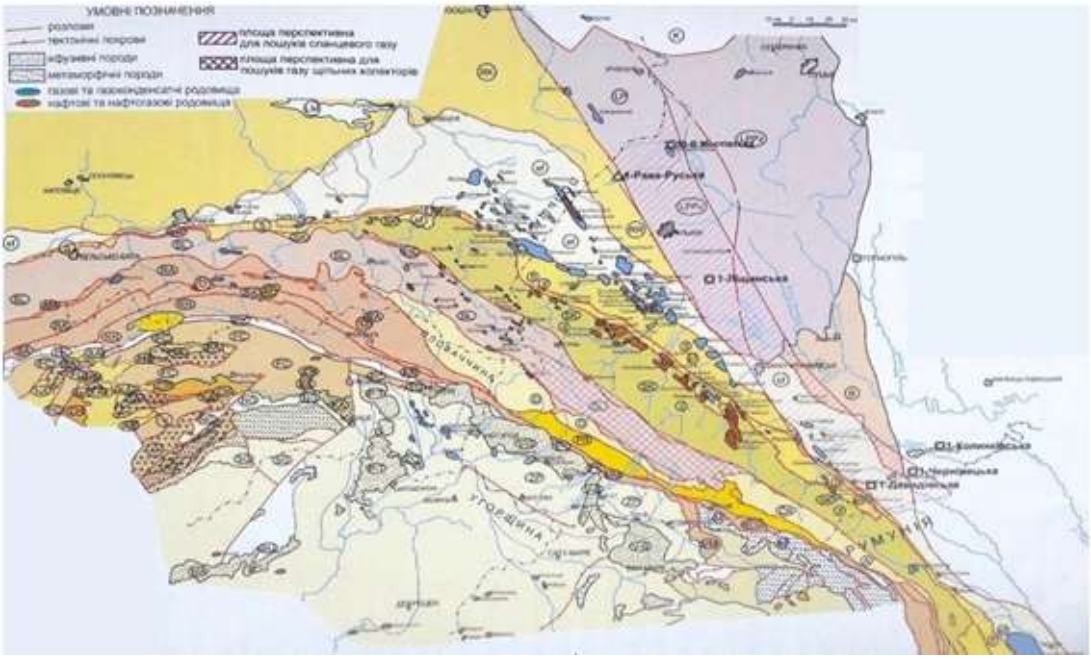

Рис. 2. Території Західного НГР перспективні для пошуків сланцевого газу і газу щільних колекторів.

Виділені території Західного НГР перспективні для пошуків сланцевого газу і газу щільних колекторів. Тільки на території Волино-Поділля прогнозні ресурси сланцевого газу складають близько 635 млрд.м^3 при 10% коефіцієнті вилучення. Газ щільних колекторів можливий, як на Волино-Поділлі, так і в покровах Скибової зони і зони Кросно. Їх прогнозні ресурси категорії D1 локалізовані на Таращанській площі Волино-Поділля становить 1,1 млрд. м^3, а в покровах зони Кросно і Скибової зони 23,3млрд.м^3.

Є дуже великі запаси газу метану різних категорії у вугільних пластах Львівсько-Волинського кам'яновугільного басейну.

Все вищесказане однозначно обґрунтовує доцільність інвестицій для пошуку, розвідки і видобутку вуглеводнів в Західному НГР України.

1. *Крупський Ю. З.* Геологія та екологія видобутку нафти і газу. Львів:Видавничий центр ЛНУ ім. І. Франка. 2010. 212 с.
2. *Крупський Ю. З.* Геологія і нафтогазоносність Західного регіону України: монографія. Львів: СПОЛОМ, 2020. 256 с.
3. *Крупський Ю. З., Марусяк В. П.* Геодинамічні умови формування Мармароського кристалічного масиву в Україні – безкореневі алохтонні тектонічні структури. Геодинаміка. 2014. №2. С.92-100.
4. *Марусяк В. П.* Геологія, мінеральний склад і генезис гідротермалітів Чивчинського рудного району в Українських Карпатах: автореф. дис. канд. геол. Наук. Київ, 2021. 24 с.
5. *Крупський Ю. З.* Пошуки і розвідка вуглеводнів: приповерхневі дослідження та їхня інтерпретація. Навч. посібник : Львів: вид. ФОП Корпан Б .І., 2022. 95 с.

ЛІТОЛОГО-СТРАТИГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА І СТРУКТУРНЕ ПОЛОЖЕННЯ ТУРИЦЬКОЇ ТЕКТОНІЧНОЇ ОДИНИЦІ В СИСТЕМІ СКЛАДЧАСТИХ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Шлапінський В. Є., Павлюк М. І., Лазарук Я. Г., Савчак О. З., Тернавський М. М., Гривняк Г. Б., Гарасим С. В., Ковальчук Н. А., Сенів О. Р.

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Наукова, 3а
savchakolesya@gmail.com

Турицька тектонічна одиниця або Турицький субпокрив Магурського покриву поширений від правобережжя р. Каменичка в басейні Ужа на північному заході до с. Сусково біля Сваляви, на віддаль близько 50 км. З південного заходу на нього насунуті Рачанський і Бистрицький субпокриви Магурського покриву, між населеними пунктами Тур'я Пасіка і Сусково його перекривають неогенові ефузиви Вигорлат-Гутинської гряди, а південніше с. Сусково на нього насунуті відклади шопурської світи еоцену Монастирецького субпокриву Мармароського покриву. В північно-східному та східному напрямках він насунутий на Дуклянський та Буркутський покриви. Таке розуміння структурного положення поділяє меншість геологів, які займалися його вивченням.

Турицький субпокрив складається з однієї досить широкої луски (до 7 км в центральному перетині). У фронтальній частині вона виповнена породами верхнього еоцену, в тиловій – олігоцену. Розповсюджена в літературі інтерпретація її, як "турицької синкліналі" (олігоценової мульди), фактичним матеріалом не підтверджується. Осьова частина такої синкліналі

може знаходитися південніше, в перекритій частині турицького олігоцену. Значна ширина виходів олігоцену і верхнього еоцену (до 3,5 км), зім'ятих у чисельні складки та дуже похилий насув дають підставу вважати товщину турицької пластини незначною. Саме це обумовлює інтенсивну складчастість порід.

Турицька або Порошковська підзона була виокремлена через розвиток в її межах своєрідного літотипу олігоцену, який О. С. Вялов виділив у 1963 р. під назвою турицька світа, як товщу темноколірних сланців з прошарками кварцитовидних пісковиків. Турицька підзона названа по с. Туриця на р. Тур'я (права притока Ужа). Початково О. С. Вялов залучив її до еоцену. Виділення темноколірного різновиду неподібного на інші розрізи еоцену Карпат, дало йому підставу для виокремлення самостійної Турицької луски. У подальшому в турицькій світі була знайдена олігоценова мікрофауна [10].

Щодо структурного положення Турицької одиниці існували різні погляди. Її знаходження між Дуклянським, Буркутським і Магурським покривами і складні літологічні співвідношення між одновіковими відкладами цих тектонічних одиниць були причиною, що Турицьку одиницю залучали то до одної, то до іншої з них. З. Ф. Жигунова, Б. Т. Полонський та Я. В. Совчик приєднали Турицьку одиницю до Дуклянської зони в ранзі підзони на підставі, як вони вважали, фаціальної спорідненості еоцен-олігоценових відкладів Турицької і Дусинської підзон та структурного співвідношення Турицької підзони з Дуклянською та Магурською зонами. Її просторове поширення вони обмежували лівобережжям р. Уж на північному заході і долиною р. Малої Пінії на південному сході [5, 9]. Такої ж думки про приналежність Турицької підзони дотримувались С. П. Гавура і В. В. Даниш, які, продовжували Турицьку підзону далі на південний схід за р. Малу Пінію, аж до басейну р. Дусинки [1, 7].

За П. Ю. Лозиняком, Порошковська одиниця з'являється з під насуву Магурської в околицях Симерок, помітно розширюється в басейні Тур'ї (близько 6 км) та простягається через Порошково і Оленівский перевал в напрямку Голубіного. Біля с. Сусково вона утворює підковоподібний вигин в бік вулканічної гряди і обмежується зі сходу Голубінським розломом частиною крупного Латорицького зсуву. В східному напрямку, зміщуючись по цьому разлому на північ на 4–5 км, Порошковська підзона простежується на 18 км в басейні Дусинки, де перекривається насунутою з півдня Пенінською, а далі Поркулецькою зонами.

У структурному відношенні це крупна асиметрична синкліналь, виповнена в осьовій частині турицькою світою. В північно-східному напрямку вона насунута на Бачавську підзону Дуклянської зони. Фронтальну частину насуву представляють палеоцен-еоценові, а місцями верхньокрейдові відклади [2]. С. С. Круглов, який обмежував поширення Турицької одиниці басейнами Тур'ї–Малої Пінії, відносив її до Поркулецької (Буркутської зони в ранзі Тур'єполянської підзони на підставі її структурної подібності з Лисичовською підзоною цієї зони (її південно-західною ділянкою) [3].

В межах Турицької одиниці, яку представляє одна широка луска, розвинуті виключно відклади палеогену (верхній еоцен і олігоцен).

Еоцен верхній(P_2^3). Тут розповсюджена потужна, близько 600 м, верхньоеоценова товща, яка літологічно нагадує відклади палеогену Рачанського субпокриву Магурського покриву, але відрізняється від одновікових відкладів південних його субпокривів Бистрицького і Черговського. Складена вона чергуванням потужних (до 50 м) пачок тонкоритмічного перешарування аргілітів та алевролітів з окремими пластами пісковиків (0,7–4 м) або піщаними пачками (до 50 м). У цілому фліш цієї товщі різноритмічний із значними змінами як по розрізу, так і по площі. На різних рівнях дуже часто зустрічаються прошарки червоних аргілітів. У районі Оленівського перевалу у верхній частині розрізу присутні пачки (до 6 м) так званих "лончських мергелів". Товща складно дислокована, із значною шириною виходу (до 3 км), але еоцеовий вік по всій її площі підтверджений мікрофауною.

Олігоцен. Турицька світа **(P_3tr).** Стратиграфічно нормально залягає на породах еоцену. Згідно маршрутних спостережень домінуючий колір порід світи сірий і темно-сірий, хоча присутні коричневі, чорні, коричнювато-зеленувато-сірі ("тютюнові"), зеленувато- і блакитно-сірі, і навіть червоні аргіліти. Світа має ознаки декількох фацій: дусинської (чорні мергелі), кросненської (сірі вапнисті аргіліти) та менілітової (чорні кременисті аргіліти). Вирізняє турицьку світу загальне переважання глинистих порід над уламковими і значна, на деяких ділянках, присутність аргілітів зелених тонів, а у вищих горизонтах – і червоних. Характерна відсутність нижньокременевого основного маркуючого горизонту Карпат в низах турицької світи. П. Ю. Лозиняк [2] показав його в стратиграфічній колонці малопотужним тілом (лінзою), з обмеженим поширенням по площі. В межах турицької світи виділяють пачки сірих та темно-сірих, різнозернистих, товстошаруватих пісковиків, зрідка гравелітів, з рослинним детритом, іноді із залишками багряних водоростей. Потужність окремих пластів досягає 4 м. Серед пісковиків знаходяться тонкошаруваті пачки (від 0,2–0,5 до 3 м). Максимальна потужність товщі пісковиків складає, імовірно, більше 200 м.

Дослідники вважали, що піщана товща розповсюджена в мульді синкліналі і займає найвище положення в розрізі [4, 6]. Але їх фактичний матеріал і карти не містять доказів для виділення так званої "Турицької синкліналі". Піщані ж пачки в деяких розрізах тяжіють як до верхів, так і до низів турицької світи. Можна зауважити і різку зміну потужності піщаних горизонтів за простяганням. Вміст пісковиків збільшується в районах сіл Солочин–Сусково, а також біля с. Тур'я Бистра.

Смуга олігоцену турицького типу дещо розширена нами, за рахунок прилучення відкладів цього віку в районі с. Раково до основного масиву, розвинутого по р. Туриця і на північ від неї.

На геологічних картах З. Ф. Жигунової [4] та А. В. Зобкова [6] біля с. Раково на тлі еоценових порід зображали невелике тектонічне вікно, заповнене олігоценом. Підставою для його виділення була мікрофауна в керні свердловини №10-Перечин [4]. В інтервалі 11–58 м розкриті сірі, попелясто-сірі вапнисті аргіліти, з прошарками сірих пісковиків та вапнистих алевролітів. Такі ж сіроколірні породи були виявлені і в свердловині №11-Перечин, розташованій в 0,8 км на північ від свердловини №10, але віднесені до верхнього еоцену на підставі даних мікрофауни. З восьми свердловин площі Перечин, пробурених в зоні турицької світи, лише в трьох була знайдена олігоценова мікрофауна, а чотири показали еоценовий і крейдовий вік.

Отже, свердловина №11 розкрила олігоцен. До олігоцену слід також залучити ділянку навколо свердловини №1-Перечин, пробурену західніше с. Раково. Вона розкрила товщу сірих, зеленувато- і темно-сірих, невапнистих аргілітів з прошарками сірих вапнистих пісковиків. В кінці інтервалу 38–49 м відзначено жовтувато-сірий, смугастий вапняк, який вказує на олігоценовий вік розкритого розрізу. До олігоцену турицького типу ми також відносимо і відклади з районів сіл Зарічево та Дубриничі, які дослідники вважали верхньоеоценовими та палеоцен-нижньоеоценовими. В районі Зарічево вони розкриті свердловинами №№ 28-31-Люта, № 7, № 32, № 34-Перечин [4] та пошуковими № 1-Дубриничі і №№ 2-5-Перечин Закарпатської геологорозвідувальної експедиції [6]. Переважно, це сіроколірні породи зі значним вмістом аргілітів. Так, картувальна свердловина № 29-Люта розкрила чергування сірих вапнистих та чорних аргілітів. Такий набір порід спостерігався і в свердловинах № 28 і № 29-Люта, № 7 і № 34-Перечин, № 1-Дубриничі та № 1, № 2, № 4, № 5-Перечин. В цих одноманітних відкладах мікрофауна показала вік: № 28 і № 29-Люта – K_2–P_2 та № 28-Люта – P_2^3; № 7 і № 34-Перечин та № 1 і № 2-Перечин – P_2^3; № 4-Перечин – K_2 та P_2^3; № 5-Перечин – P_1–P_2^1; № 1-Дубриничі – P_2^2–P_2^3.

Отже, потужну (перші сотні метрів) сіроколірну товщу характеризують як верхній еоцен, за більшістю визначень мікрофауни. Але такого “сірого еоцену” немає в жодній з тектонічних одиниць Українських Складчастих Карпат. Тому й товщу з району с. Зарічево можна вважати приналежною до олігоцену, ще й через літологічну її тотожність з відкладами турицької світи. До того ж, палеонтологи знаходять у турицькому олігоцені велику кількість перевідкладеної мікрофауни крейдового та палеоцен-еоценового віку, за відсутності в деяких свердловинах мікрофауни олігоценової і спираючись тільки на дані мікрофауністичного аналізу, навіть безперечно олігоценові відклади турицької світи слід було б, на деяких ділянках, вважати більш древніми.

В свердловинах Зарічевського блоку (№ 32-Перечин, № 30-Люта, № 3-Перечин), разом з сірими, темно-сірими, чорними і коричневими аргілітами, присутні пачки і прошарки (до 10 м) зеленувато-сірих аргілітів. Такі невластиві для олігоцену породи відзначені і в межах масиву турицької світи. Вони були неодноразово розкриті в свердловині № 22-Тур’я Поляна [8]. Але ж в інтервалі 39–42 м в “еоценоподібних” породах було знайдено олігоценову мікрофауну (Virgulinella sp.). Пачки із зеленувато-сірими аргілітами присутні також в свердловині № 29-Тур’я Поляна (30–36 м та 45–57 м; в останньому інтервалі вони домінують) та у відслоненнях по пот. Завбуч (права притока р. Тур’я), пот. Млинський та Свалявський (район с. Тур’я Бистра) і вже згадуваних правих притоках р. Туриця.

Подібна сіроколірна товща, але з пачками і прошарками червоних аргілітів спостерігається і в тектонічному блоці “Дубриничі”, у відслоненнях по пот. Дверницький і Каменичка, в свердловинах № 58, № 59, № 61-Перечин та № 4 і № 8-Дубриничі Закарпатської геологорозвідувальної експедиції. Наприклад, свердловина № 59 розкрила: інтервал 4–53 м перешарування сірих слабовапнистих і невапнистих, товстошаруватих аргілітів, з прошарками і пачками світло-сірих і сірих, кварцових, слюдистих, невапнистих, хвилясто-шаруватих, з жилками кальциту пісковиків; інтервал 53–63 м перешарування вишнево-червоних, слабо вапнистих аргілітів з світло-сірими аргілітами; інтервал 63–109 м перешарування аналогічне інтервалу 4–53 м. Мікрофауна в цих свердловинах має вік від пізньої крейди до палеоцену. У свердловинах № 4 і № 2-Дубриничі червоні і зелені аргіліти зустрічаються до глибини 200 м. Нижче знаходяться сірі, темно-сірі і чорні аргіліти з тонкими прошарками пісковиків. Численні проби мікрофауни показали вік: до глибини 155–200 м – верхня крейда-палеоцен, нижче – верхній еоцен. Можна зробити висновок про наявність змішаних крейдово-еоценових комплексів мікрофауни із переважанням крейдових порід вгорі, а еоценових – внизу розрізу. Ця обставина дає підставу уявити, що при формуванні осадів сіроколірного олігоцену в них спочатку розмивались і перевідкладались більш молоді відклади еоцену, а згодом – більш древні, аж до верхньої крейди.

Аналіз фактичного матеріалу дозволяє вважати, що прошарки і пачки червоних та зелених аргілітів є олістолітами або перевідкладеними (перемитими) фрагментами древніших порід. Дані палеонтологічного аналізу не заперечують висновку про олігоценовий вік даної товщі. В списках мікрофауни, з вищеописаних свердловин неодноразово зустрічаються види Hyperammina lineariformis Mjatl., Glmospira charoides Cush. et Jarv., Spiroplectammina carinata Orb., Subbotina eocenica Terq., Chilostomella sp. (піритизовані). Ці види, згідно сучасних уявлень, спостерігаються у відкладах від нижнього еоцену по міоцен.

Таким чином, згідно літолого-стратиграфічних і структурних показників, Турицька одиниця є, ймовірніше, складовою частиною Магурського покриву. За структурним співвідношенням, в Свалявському перетині Турицька одиниця перекриває аж п’ять лусок Буркутського покриву, що свідчить про велику амплітуду її насування і його можна залучити до категорії насуву покриву [8]. Співзалежність між цими тектонічними одиницями має такий характер, що вона не може бути складовою частиною Дуклянського покриву, на який в свою чергу насунутий Буркутський покрив. Крім того, спостерігається узгоджена поведінка усіх субпокривів Магурського покриву з Турицьким, включно в Свалявському перетині. Тут Магурський покрив по Латорицькій зоні поперечних розломів тектонічно виклинюється і не поширюється на південний схід, на відміну від Буркутського і Дуклянського покривів, на яких ця зона не впливає.

На користь віднесення турицької одиниці до складу Магурського покриву свідчить і літофаціальна подібність порід турицької світи з “мальцевськими верствами” олігоцену в складі цього покриву на території Словаччини та Польщі. Їх літотип значно відрізняється від дусинської світи, особливо від характерних нижньодусинських чорних мергелів і аргілітів. В турицькій світі відсутні також пачки кременів, якими збагачений дусинський розріз. У верхньому еоцені Турицької одиниці присутні пачки мергелів типу лончських (район Оленевського перевалу), які характерні й для верхнього еоцену Бистрицького субпокриву Магури і відсутні у складі Дуклянського і Буркутського покривів.

1. *Гавура С. П., Даниш В. В.* Особливості геологічної структури міжріччя Вуж-Боржава / Геологія і геохімія горючих копалин. 39. К., 1974. С. 23–29.
2. Геологічна будова і горючі копалини Українських Карпат // Праці УкрДГРІ. 1971. Вип. XXV. 392 с.
3. *Глушко В. В., Круглов С. С.* Найголовніші особливості тектоніки і розвитку Українських Карпат. 1979. 54 с.

4. *Жигунова З. Ф., Коваль Ж. С., Петров В. Г.* Звіт про пошуково-знімальні работи масштабу 1:25000, проведені на площі Перечин Закарпатської області УССР в 1966–1967 рр. Львів, 1968. Фонди ДП "Західукргеологія".
5. *Жигунова З., Полонський Б., Совчик Я.* Палеоген Турицької підзони Дуклянської зони (Українські Карпати) / ОНТІ ВІЕМС, 1969.
6. *Зобков А. В. та ін.* Геологічна будова і корисні копалини листів М-34-118-В і М-34-130-А. Глибинна геологічна будова північно-західної Оленевсько-Дубриницької ртутоносної зони. Звіт у 4-х томах. Берегово, 1974. Фонди ДП "Західукргеологія".
7. Карпатська нафтогазоносна провінція / В. В. Колодій, Г. Ю. Бойко, Л. Е. Бойчевська та ін. Львів-Київ, 2004. – 390 с.
8. *Кузовенко В. В., Шлапінський В. Є., Мачальський Д. В.* Деталізація геологічної будови північно-західної частини Внутрішніх флішових покровів Українських Карпат, з метою виявлення обєктів перспективних на нафту і газ (1998–2001 рр.). Фонди ДП "Західукргеологія". Львів, 2001. 97 с.
9. *Полонський Б. Т.* Про співвідношення Магурської та Дуклянської зон в Українських Карпатах. Тектоніка і стратиграфія. 3. 1972. С. 3–7.
10. *Вялов О. С., Гавура С. П., Даниш В. В.* та ін. Стратотипи крейдових і палеогенових відкладів Українських Карпат К.: Наук. Думка, 1981. 180 с.

КАРПАТСЬКИЙ, ПРИЧОРНОМОРСЬКО-КРИМСЬКИЙ ТА ДНІПРОВО-ДОНЕЦЬКИЙ НАФТИДОСОЛЕНОСНІ ВУЗЛИ (ЗАКОНОМІРНОСТІ ПРОСТОРОВО-ЧАСОВОГО ПОШИРЕННЯ, УМОВИ УТВОРЕННЯ ТА ФОРМУВАННЯ)

БАГРІЙ І. Д.[1], МАСЛУН Н. В.[1], СУПРУН І. С.[1], ЗУБАЛЬ О. О.[1], ЗЕМСЬКИЙ Д.[1], ХЕВПА З. З.[2]

[1]*Інститут геологічних наук НАН України, вул. О. Гончара, 55-б;*
bagrid@ukr.net, ivanik_m@ukr.net; suprun_is@ukr.net, selenatrio@ukr.net, denua2@gmail.com
[2]*ПАТ «Стебницьке гірничо-хімічне підприємство «Полімінерал»; zenonzxv@gmail.com*

Однією із найважливіших проблем фундаментальної та прикладної геології є взаємозв'язок співвідношень вуглеводнів та солей, що є ключем для вирішення питань нафтидогенезу і конкретних задач прогнозу, пошуків, буріння та експлуатації нафтогазоносних покладів. Як правило, для нафтогазоносних провінцій характерним є сумісне поширення гігантських нафтогазоносних та соленосних басейнів з властивими їм закономірностям залягання вуглеводневих покладів під соленосними покришками та наявність структур соленосних діапірів. У цих регіонах виділяються нафтидосоленосні вузли з гігантською нафтогазоносністю і соленосністю. Їх будова характеризується загальними структуро-тектонічними літолого-фаціальними, гідро-газо-геохімічними, флюїдодинамічними особливостями, на відповідних стратиграфічних рівнях докембрію та фанерозою. Найкрупніші басейни, що входять до складу нафтосоленосних поясів у рифтогенних зонах, пов'язані з формаціями карбону, девону, пермі, тріасу, палеогену та неогену.

Активні тектонічні та геодинамічні процеси, які призводять до утворення нафтидо-соленосних вузлів, мають відповідну зональність. Наприклад, районування території з виділенням вулканічних областей Північної Євразії, де охарактеризовано закономірності розвитку вулканізму та їх зв'язок з геологічними умовами, свідчать, що вулканічні події зон континентальних колізій пов'язані з альпійсько-гімалайським орогенним поясом, що утворився в зоні стику Євразійської, Аравійсько-Африканської та Індійської плит. Новітня вулканічна діяльність в цьому поясі на території від центральних районів Тибету на сході до Піринейського півострову на заході виділяється як тетичний пояс з двома гілками – Азійською та Анатолійсько-Европейською, які є також нафтидо-соленосними поясами.

У багатьох нафтидосоленосних вузлах з активним гідродинамічним режимом (в різних морфоструктурних, гідросейсмічних зонах) вібуваєтьсяироко масштабний проявпроцесів вісхідної міграції солей та вуглеводнів, зокрема водню. Це призводить до формування нафтогазових родовищ, як правило, багатопластових, на різних вікових рівнях. У соленосних басейнах ці розгрузки пов'язані з процесами седиментації соляного та вуглеводневого матеріалу. Еталоном є Мексиканський нафтидосоленосний вузол-супергігант. З ним співставні нафтидосоленосні вузли інших регіонів.

У рифтогенних зонах Альпійсько-Гімалайсього поясу в межах Паратетису виділяються крупні нафтидосоленосні вузли: Західно- і Східносередземноморський, Карпатський, Центральноєвропейський, Прикаспійський, Перський, Червономорський.

В Україні виділяються три нафтидосоленосні вузли – Карпатський, Причорноморсько-Кримський та Прип'ятсько-Дніпрово-Донецький (найбільший газовий регіон), що належать до високопродуктивних і одночасно високоаварійних районів.

Карпатський нафтідо-соленосний вузол.

У Карпатському регіоні основні галогенні утворення і нафтогазоносність пов'язані з неогеновим формаційним комплексом. Проблемними є принципова схема співвідношень нафтидо-соленосних формацій в Паратетісі, генетичні, біостратиграфічні та седиментаційні моделі, у тому числі комплексні геологічні моделі локальних геологічних об'єктів.

Відповідно до останньої схеми неогену Карпат (П. Ф. Гожик, В. М. Семененко, А. С. Андрєєва-Григорович, М. М. Іванік та ін, 2018) виділяються наступні структурно-тектонічні геологічні регіони: Карпатський передовий прогин (Українська, Польська, Румунська частини), Закарпатський прогин (Східно-Словацький прогин, Мукачівський та Солотвинський прогини в Україні, Марамуреський прогин в Румунії), Трансільванський та Північно-Апусенський прогини в Румунії, Балканський передовий прогин у Болгарії, Тусланська западина. Щодо стратиграфічного положення визначено наступні основні вікові рівні: 1 – верхній егерський (нижній карпатський) – Воротищанська формація в Україні та її аналоги в Румунії та Польщі; 2 – карпатсько-баденсько-балицька формація в Україні, соляна формація Тусла та нижньосоляний горизонт у Східно-Словацькій западині; 3 – Верхній баден (верхній рівень Балицької формації) – тираська формація в

Україні та її аналоги в польській та румунській частинах Передкарпатського прогину, нафтидо-соленосні формації Закарпатської та Трансильванської западин, верхня соляна формація Східно-Словацької западини, гіпсова формація в Балканському передовому прогині.

В Українських Карпатах нафтидо-соленосні формації теригенно-карбонатні, теригенно-кременисті, теригенно-вулканогенні мають значне поширення в Передкарпатському та Закарпатському прогинах. Соленосні формації в Передкарпатському прогині простежуються на трьох стратиграфічних рівнях: воротищенській, поляницькій, стебницькій (ланченські верстви), тираській світах. У цих же формаціях містяться й значні поклади вуглеводнів. У Закарпатському прогині нафтидо-соленосні формації простежуються у віковому діапазоні оттнангій-карпатій (загіпсовані теригенні породи негрівської світи та кам'яна сіль в районі Прашова, у середньому баденії (Солотвинське та інші родовища кам'яної солі).

У Передкарпатському нафтидосоленосному басейні нами проаналізовано за методологією СТАГГД геологічні, стратиграфічні, структурно-тектонічні, гідрогеологічні, морфоструктурні та геодинамічні особливості будови родовищ, яка може бути проілюстровані на прикладі одного з крупних родовищ – Стебницького родовища калійних солей. Родовище знаходиться на дільниці Бориславо-Покутського покрову Передкарпатського передового прогину, безпосередньо в зоні зчленування зі складчастими Карпатами. З метою вирішення конкретних геологічних проблем модифіковано технологію цифрового структурно-літо-біостратиграфічного моделювання для евапоритових зокрема соляних утворень. Створено тривимірні моделі, що відображають структурно-літо- біостратиграфічні характетики покладів. Моделі регіонального та зонального (малого та середнього) масштабів призначені для вирішення регіональних завдань (пошуки нафти і газу, прогноз запасів солей тощо). Моделі великого масштабу (локальні) мають на меті інформаційне забезпечення науково дослідних та прикладних робіт, пов'язаних з управлінням конкретними геологічними об'єктами – розробкою родовищ, а також охороною та рекультивацією геологічного середовища. Водночас моделювання є ефективним інструментом для вирішення теоретичних проблем що стосуються формування евапоритових утворень та закономірностей просторово-часового поширення корисних копалин. (Д. П. Хрущов, О.П. Лобасов, 2006; М. М. Іванік, Н. В. Маслун, 1977; О. М. Іванік, В. В. Шевчук, М. В. Лавренюк, 2019).

В геологічній будові Стебницького родовища беруть участь породи воротищенської світи (нижньо- і верхньоворотищенська підсвіти), а також нижньої частини стебницької світи нижнього неоцену.

Характерним для родовища є те, що соленосні відклади воротищенської світи перекриті товщею порід так званої гіпсово-глинистої "шапки".

В гідрогеологічному відношенні Стебницьке родовище складне. Гідрогеологічні особливості його зумовлені двочленною будовою розрізу – соленосні відклади на родовищі скрізь перекриті товщею порід, що сформована в післянеогеновий час в результаті геодинамічних перебудов. В гірничих виробках рудників на всіх горизонтах зареєстровано понад 40 пунктів капежу високомінералізованих розсолів хлоридно-магнієвого, хлоркальцієвого типів, які відносяться до класу седиментаційних вод.

Седиментаційний етап формування соленосних відкладів відбувався в морських умовах з накопиченням хемогенного матеріалу зокрема галогенних полімінеральних солей. Поширені в розрізі на родовищі глинисті соленосні брекчії з уламками пісковиків, алевролітів, цемент в яких галітовий, причому кількість галіту в цементі брекчій коливається від 20 до 70 %. Такі текстурні і структурні особливості соленосних відкладів є результатом ерозійних процесів (утворення олістостром) в басейнах прарічок.

За результатами структурно-тектонічних побудов та аналізу стратиграфічної структури встановлено, що солі в Передкарпатському прогині є флюїдогенного походження, коли по розломах відбувались ін'єкції соляних розсолів на відповідних стратиграфічних рівнях, утворюючи різновиди кам'яної солі (В. І. Созанський, 1980, М. М. Іванік, 1977, 2018). Екранами для цих розсолів слугували калійні і глинисті пласти, що утворюють до семи горизонтів в розрізах Стебницьких рудників, в яких простежується найбільша кількість водопроникних горизонтів, особливо, в розрізах гірничих виробок.

Закарпатський прогин, зважаючи на його літофаціальну, стратиграфічну, морфоструктурну, структурно-тектонічну, геодинамічну будову є регіоном для дослідження проблем формування, розподілу, генезису різних корисних копалин, зокрема вуглеводнів і солей. У покладах різного генезису наявність цих родовищ є підґрунтям для вирішення фундаментальної проблеми утворення (біогенне чи абіогенне, глибинне, мантійне) різних корисних копалин.

Закарпатський внутрішній прогин є однією з областей новітньої тектоно-магматичної активізації. В його межах геометризований Внутрішньокарпатський вулканічний пояс, зовнішнім ланцюгом якого є Вигорлат-Гутинське пасмо (ВГП) – ефузивно-пірокластична серія неогенових вулканічних утворень, що простягається на території Мукачівської западини та Східно-Словацької депресії (М.Г.Приходько, 2018). Український сектор ВГП являє собою практично безперервну систему вулканогенних споруд, що виникли в результаті еруптивної діяльності дев'яти вулканів центрального типу, а також великої кількості їх латеральних кратерів. За аналізом геологічних, геофізичних, геохімічних даних уточнено особливості геологічної будови Закарпатського прогину, систематизовано всі дані щодо газопроявів і газових родовищ, їх компонентний хімічний склад та проаналізовано особливості їх просторово-часового розподілу. З'ясовано вплив тектоніки і магматизму на формування газоносності території. За комплексними дослідженнями різновікових формаційних порід визначено кількісний вміст органічного вуглецю в породах (А. А. Локтєв, 2019). Детально охарактеризовано виділені нафтидосоленосні товщі. На основі стовбурних замірів температур у понад 60 глибоких свердловинах визначено температурний режим на різних гіпсометричних рівнях (до – 3000 м) та встановлено зв'язок між контрастними температурними аномаліями та нафтидосоленосністю. Детально розглянуто закономірності поширення та будови нафтидосоленосних товщ, їх колекторські властивості, а також роль діапіризму в нафтидосоленосному накопиченні.

Причорноморсько – Кримський нафтидо-соленосний вузол.

Закономірності розміщення покладів вуглеводнів і соляних структур в рифтогенах Причорноморсько - Кримського нафтогазоносного регіону. Причорноморський вуглеводневий басейн розташований південніше Українського

(докембрійського) щита мезокайнозойської Східно-Європейської платформи. У тектонічному відношенні Причорноморський басейн – це низка широтних структур (з півночі на південь): Переддобрудзький-Нижньодністровсько-Північноазовський пізньогерцинський прогин та Азовський вал; Північно-Кримський крайовий альпійський прогин, включно з зоною шельфу Чорного моря та подовженням на схід Індоло-Кубанського і Кримського, а на захід – - Прибалканського крайових прогинів. Альпійсько- орогенні структури – Центрально-Кримське підняття з Альмінською западиною та з Гірсько-Кримським орогеном, Причорноморською (Південно-Українською) синеклізою.

В акваторії Чорного моря на рифтогенній палеозойській основі виокремлюються прогини Сорокіна, Таманськo-Керченський і далі – Центрально-Чорноморське орогенне підняття, Чорноморські (західно та східно) детейроорогенні глибинні западини.

В розвитку нафтидосоленосних вузлів виділяється три цикли тектонічних режимів: пізньогерцинський, ранньоальпійський рифтогенний (крейда - ранній палеоген) та пізньоальпійський.

Герцинський етап найбільш грунтовно вивчений у Добрудзькому прогині (Північній Добруджі), включно з Нижньо-Прутськиим виступом. На Українському щиті, в південній частині Волино-Подільської грабен-моноклiналі вендський комплекс представлений туфогенними глинисто-сланцевими формаціями з прошарками вапняків, пісковиків потужністю до 4000 м. Ці породи складають широтний континентальний (детейроорогенно-рифтогенний) авлакоген Карпатсько-Кавказького басейну, який включно з Кримом та Переддобрузьким прогином, починаючи з девону простягається смугою в 400 км.

Починаючи з пізньої юри в ранньоальпійському рифтогені в Карпатсько-Кримському авлакогені існував тектонічний режим пасивного розширення.

Цикл ранньоальпійських рифтогенів починався з кіммерійських широтних скидів і формування прогинів, що розширюються. Для відкладів Північної Добруджі характерні діабази і кварцові порфірити. У Рівнинному Криму потужність інтрузивних покладів сягає 2-4 км. Осадові відклади – вапняки, мергелі, теригенно-глинисті та сланцево-флішоїдні у тріасі сягають 3 км. Осадові відклади північної частини Кримського авлакогену сягають 2 км. Найбільш повний розріз палеозою розкритий у Західному Причорномор'ї та Добруджі. На півночі виділяється Одесько-Бердянський скид, що межує Одесько-Джанкойським грабеном і простягається на південь до Північно-Азовського прогину. Структура обмежена широтними зонами Кримсько-Георгієвської, Донузлавської та Південно-Азовської зони розсувів. У верхньому тріасі в Тульчинсько-Орехівській зоні Північної Добруджі сформувався грабен. У середній юрі тут накопичувалась строката товща теригенно-глинистих відкладів потужністю до 2000 м, а верхньоюрські вапнякові товщі мають потужність відкладів до 300 метрів.

Продуктивними нафтогазовими колекторами є товщі нижньої крейди в південно-бортовій зоні Каркинітсько-Північно-Кримського прогину. Ці породи утворюють пологі антиклінальні складки альбських вулканічних порід (туфи, туфіти, туфопісковики, туфоаргіліти та аргіліти з потужністю верств до 20 м). Прикладом може бути Західно-Жовтневе газоконденсатне родовище.

Пізньоальпійські структури. У палеоцені і еоцені тектонічний режим поступово змінювався з розтягування на стиснення. У північно-східній частині території виділяється Індоло-Кубанський крайовий прогин північно-східного простягання до межі Кавказського орогену. Потужність теригенно-глинистих та теригенно-карбонатних порід сягає 4000 м. Західним продовженням цієї структури був Північно-Кримський крайовий прогин, виповнений потужними до 2000м палеоцен-міоценовими відкладами . Південною межею його був Кримсько-Михайлівський насув амплітудою до 2 км, включно з шельфовою Чорноморською зоною і орогенними виступами – Губкіна, Каламітсько-Центрально-Кримським з Новоселицьким і Сімферопольським підняттями. У південних частинах цих піднять виділяються западини – Альмінська, Калинівська, що обмежені скидами. Орогенні структури Гірського Криму, обмежені на заході та сході розломами: Миколаївським та Корсаково-Феодосійським. На півдні та сході вона облямована глибокими каньоноподібними западинами Сорокіна та Керченсько-Таманською. Потужність нафтогазоносних палеоцен-миоценовых відклидів сягає 3000 м. Структури Північно-Кримського крайового прогину та розташовані південніше дітейроорогенні западини відносяться до пасивних континентальних структур і є найбільш перспективними на вуглеводні. Структурними колекторами в них були пастки: пластові і пластово-склепінні з літологічними і тектонічними екранами.. Каналами вуглеводневих флюїдів, були зони розломів, що оконтурюють зазвичай нафтогазові поклади. Локальні підняття – це еліпсоїдні брахіантикліналі палеозойських та мезозойських формаційних комплексів герцинської (перм- тріас) складчастості. Ці структури були ускладнені кіммерійськими (юра -крейда) скидами, пізньоальпійськими насувами та скидами (неоген). Височини локальних піднять у північних районах змінювалася від 20-30 до 100 м, а південних сягала 400 м. Простежується успадкованність двох структурних планів: герцинського та альпійського.

В зонах занурення Гірського Криму розвинені в олигоцен-миоцені антиклінальні глинисто діапірові структури. Криптодіапірові структури-брахіантикліналі і куполи були виявлені також в Індоло-Кубанському крайовому прогині та Керченсько-Таманській западині.

Дніпрово-Донецький нафтидосоленосний вузол.

Це один з найкрупніших вузлів на європейському континенті. Наразі Дніпрово-Донецька западина – це найкрупніший газовий регіон Європи. У Дніпрово – Донецькому басейні віковий інтервал нафтидоутворення - від пізнього девону до неоген-голоцену. Промислові скупчення нафти і газу сформувалися в основному в ранньопермський і післяюрський час (Шебелинське, Хрестищенське, Мачехвське та Рудняківське). Для верхньокам'яновугільно-нижньопермського комплексів основними покришками були нижньопермські соленосні формації, а основним нафтоупором нижньо-першоносних відкладів були срібнянська та верхньобатська глинисті товщі. В соленосних палеодепресіях виокремлюються зони нафтидонакопичення, які також екрануються карбонатними органогенними товщами. Стратиграфічний рівень виклинювання пермських і кам'яновугільних відкладів проводиться під мезозойським платформним чохлом.

На неогеновому та сучасному етапах розвитку структур ДДВ відбувалися вже висхідні рухи. З ділянками сучасного

підйому пов'язані поклади вуглеводнів з високим пластовим тиском мінералізованих вод. Тут у мезозойських відкладах під розсолами залягають високонапірні гідрокарбонатні натрієві води з високою газонасиченістю і пластовою температурою до 145°С на глибинах 4-5 км.

Пластові поклади вуглеводнів за складом поділяються на низку типів: гази, газоконденсати, газонафти та нафтогази. Більшість вивчених нафтидових систем у відкладах девону та нижнього карбону виокремлюється на глибинах понад 3 км.

У понад 150 родовищах западини нафта становить 20%, газ 74%, конденсат 60%. Критеріями локалізації покладів були: температура вуглеводневих флюїдів; потужність та проникність продуктивних горизонтів, екрануючі властивості покришок, підвищене положення в структурах продуктивних горизонтів і наявність зон розломів, що проводять флюїди. Температура вуглеводневих флюїдів, що надходять з глибин понад 50-100 км, спочатку повинна була бути на рівні 350°С. Їх фазовий склад у карбонових відкладах включав вміст газу від 25 до 75%.

Спостерігалася приуроченість соляних структур до певних дислокацій підсолевого ложа соленосних відкладів девону, що залягають нижче. Купольні підняття девонскої солі ускладнені у зонах розломів штоками пермської солі.

Пермські соляні штоки грибоподібної форми у північно-східній частині западини мали в середньому потужності понад 3,5 км, а їх площі 1,7 х 5,4 км. Потужність соляних пластів до 40 м, соленасичення – 90%. Вони перешаровувалися з малопотужними прошарками вапняків, ангідритів, гіпсів та соленосних брекчій. Текстури солей тонкошаруваті, флюїдальні, брекчієподібні. Штоки складено верствами, що круто падають, соляними брекчіями, що включають уламки глин, вапняків і ангідритів. У нижній частині розрізів соленосних формацій простежуються верстви калійних солей потужністю до 5000 м. У верхній частині розрізу соляних штоків солі зцементували великі блоки вапняків, аргілітів та мергелів. Поверхня соляних штоків контролюється рівнем передпермського перериву. У палеозої виявлено понад 500 різноманітних структурних форм.

Промислова нафтидосоленосність у ДДВ переважно приурочена до підсольових рифтогенних високопроникних відкладів (пісковики, алеврити, вапняки) карбону. У пермі з підсольовими структурами північно-західної частини западини пов'язані перевідкладені (вторинні) вуглеводневі продуктивні комплекси, а на південному сході відкрито лише газоконденсатні родовища. За складом це метано-нафтенові нафти з густиною 0,80-0,87 г/см3, вміст метану у яких понад 90%. Породи (пісковики, алевроліти) в колекторах пластових покладів становлять 18-20%.

За методологією СТАГГД опрацьовано і виявлено перспективність нафтидосоленосних формаційних комплексів на локальних та регіональних структурах. Успішність прогнозів нафтогазоперспективних об'єктів на родовищах за методологією СТАГГД становить 90%.

1. *Багрій І. Д.* Фундаментальні розробки – підґрунтя нових концепцій та високоефективних пошукових технологій (підземні води, вуглеводні). Київ: Фоліант, 2017. 562 с.
2. *Гавриш В. К., Забелло Г. Д., Рябчун Л. М.* та ін. Геологія і нефтогазоносність Дніпрово-Донецької западини. Глибинна будова і геотектонічний розвиток. Київ: Наукова думка, 1989. 208 с.
3. Гідро-біогенно-мантійна концепція походження вуглеводнів – запорука високоефективної пошукової технології: Київ: ДП «УГК», 2022. 414 с.
4. *Гожик П. Ф., Багрій І. Д., Маслун Н. В., Аксьом С. Д., Войцицький З. Я.* Досвід застосування методики геолого-структурно-термоатмогеохімічних досліджень для обгрунтування нафтогазоносності глибоководних ділянок чорноморської акваторії // Перша Міждународна конференція «Вуглеводневий потенціал великих глибин: енергетичні ресурси майбутнього – реальність і прогноз» (10–12 червня, 2012, Баку, Азербайджан): збірник тезів. Баку, 2012. С. 94–96.
5. *Гожик П. Ф., Багрій І. Д., Войцицький З. Я., Гладун В. В., Маслун Н. В., Знаменська Т. О., Аксьом С. Д., Клюшина Г. В., Іванік О. М., Клочко В. П., Мельничук П. М., Палій В. М., Цьоха О. Г.* Геологоструктурно-термо-атмогеохімічне обґрунтування нафтогазоносності Азово-Чорноморської акваторії. Київ: Логос, 2010. 419 с.
6. *Доленко Г. М.* Походження нафти і газу і нафтогазонакопичення в земній корі. Київ: Наукова думка, 1986. 136 с.
7. *Кітик В. І.* Соляна тектоніка Дніпрово-Донецької западини. Київ: Наукова думка, 1970. 204 с.
8. *Лукін А. Є.* Про наскрізьформаційні флюїдопровідні системи в нафтогазоносних басейнах // Геол. журн. 2004. № 3. С. 34–45.
9. *Шестопалов В. М., Лукін А. Е., Згонік В. А., Макаренко А. Н., Ларін Н. В., Вогуславський А. С.* Нариси дегазації Землі. Київ, 2018. 632 с.
10. *Багрій І. Д., Іванік М., Маслун Н., Науменко У.* Стратиграфічна та тектонічна складова новітніх технологій прогнозу та пошуку вуглеводнів в кристалічному фундаменті і фанерозої України. Проблеми геології фанерозою України: матеріали VIII Всеукраїнської конференції (9-11 жовтня, 2017 р., Львів). Львів, 2017. С. 10-13.

A NEW RECORD OF LATE EOCENE COLEOID CEPHALOPODS FROM UKRAINE

Dernov Vitaly[1], Demianov Victor[2]

[1]*Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, 01601 Kyiv, Oles Honchar Str., 55b; vitalydernov@gmail.com*
[2]*Independent researcher, Dnipro, Ukraine; demianovvictor@gmail.com*

Paleogene cephalopods in Ukraine are represented almost exclusively by nautilid genera *Eutrephoceras, Pseudocenoceras, Deltoidonautilus, Aturia* [12, 22, 23, 27, 28, 43, 44, 46 and unpublished data of the first author]. Data on Paleogene coleoid cephalopods from Ukraine are scarce; only Sokolov [47] briefly described and figured the spirulid *Beloptera* aff. *belemnitoidea* de Blainville, 1825 from the "early Oligocene" sands exposed near Ekaterinoslav (modern city of Dnipro) in central Ukraine. These sands were later assigned to the late Eocene and named Mandrykivka Beds [29]. Korobkov [21] reported the presence of *Beloptera belemnitoidea* de Blainville, 1825 in the Kyiv Formation (upper Lutetian–Bartonian) of southern Ukraine, but did not describe or illustrate this fossil.

The aim of this work is to present the results of the study of a new coleoid fauna from the late Eocene (Priabonian) Mandrykivka Beds exposed in the Rybalsky Quarry (city of Dnipro). In this study, we investigated six specimens of mostly poorly preserved rostrum-like sheath of *Belosaepia* and guard-like sheaths of *Beloptera*. The studied material was collected by the second author (Victor Demianov) in the Rybalsky Quarry during the past 30 years. The studied material is stored in the Department of Paleontology and Stratigraphy of the Paleozoic sediments, Institute of Geological Sciences of the National Academy of Sciences of Ukraine (Kyiv).

All available specimens comes from the Mandrykivka Beds (Priabonian, late Eocene: 37.71–33.9 Ma [19]), which are widely known because of the numerous and well-preserved fossils of marine biota, consisting of *c*. 450 gastropod species, about 200 bivalve species, about 40 coral species, and many other excellent preserved fossils that have been found here [5]. It is one of the most taxonomically diverse Paleogene mollusk assemblages in Europe [4].

About one hundred works by various authors have been devoted to the study of the fossil biota from the Mandrykivka Beds. However, the fossil fauna and flora from the Mandrykivka Beds of the Rybalsky Quarry and some other lost fossil sites (e.g., the village of Mandrykivka and Shevchenko Park in the city of Dnipro) are unevenly studied: the most investigated are corals [7, 8, etc.], gastropods and bivalves [1, 3, 4, 6, 47, 48]. Dinoflagellates, spores and pollen, calcareous nannoplankton, infusorians, foraminifers, sponges, brachiopods, scaphopods, polyplacophorans, ostracodes and fishes are less studied; worms, bryozoans, echinoids, barnacles, crabs and tetrapods are almost or completely unexplored. Based on the huge concentration of well-preserved hard skeletal remains, the outcrop of the Mandrykivka Beds in the Rybalsky Quarry apparently belongs to the Konzentrat-Lagerstätte.

The lithological composition of the Mandrykivka Beds varies considerably laterally from calcareous fine-grained detrital (coral and shelly) sands to a weakly cemented coquina and sands with numerous calcareous microbialite nodules, but in general these rocks are presented by yellowish to light gray, sometimes light brown detrital weakly clayey calcareous fine-grained sands [50, 51]. Boulders of crystalline rocks and sandstones with attached bivalves, gastropods *Vermetus*, and corals sometimes occur in the lower part of the detrital sand bed [50, 51].

The only modern outcrop of the Mandrykivka Beds is situated in the Rybalsky Quarry (coordinates: 48.449760, 35.141527), located on the left bank of the Dnipro River in the eastern part of the city of Dnipro [29, 50]. Here, the Mandrykivka Beds, 3–6 m thick [9, 50, 57], are uncovered by the quarry wall and small ravines crossing the sides of the quarry [29, 50]. The Mandrykivka Beds are locally distributed in the southern and eastern parts of the city of Dnipro [35, 45, 49, 53], filling a depression in the Precambrian crystalline basement, measuring 9 km by 3 km [4]. In most of the Rybalsky Quarry, the Mandrykivka Beds are overlain by Quaternary alluvial and fluvioglacial sands and clays [29, 49, 50] and underlay by Precambrian crystalline rocks or kaolin weathering crust [50].

The detrital sands of the Mandrykivka Beds are an extremely shallow water age analogue of the Priabonian Obukhiv Formation developed elsewhere in eastern, central and northern Ukraine [57 and references there]. The rocks exposed in the Rybalsky Quarry belong to the calcareous nannoplankton zone NP19 and the base of zone NP20 [45]; the dinoflagellate zones DP10 and DP11 were identified in the Mandrykivka Beds by Savytska [42].

Analysis of the Mandrykivkian faunal community indicates the origin of the fossil-bearing rocks in the coastal zone (0 to 10–20 m depth) of a warm-water normally saline palaeobasin with good aeration and active water dynamics [1, 51]. It is assumed that the bulk of the calcareous sands were formed as result of the destruction of a nearby coral reef [50, 51].

The studied coleoid fauna consisting of spirulids *Beloptera belemnoidea* de Blainville, 1825, *B.* cf. *longa* Naef, 1922 and sepiid *Belosaepia blainvillei* (Deshayes, 1835). In addition, the species *Vasseuria occidentalis* Munier-Chalmas, 1880 is also known from this locality, but we were unable to obtain this material for the description.

The first record of Sepiida is at about 68–70 Ma (Maastrichtian, Late Cretaceous) [25], but they are very rare in the Paleogene. Family Belosaepiidae Nyst, 1843 is usually considered a stem lineage of the recent genus *Sepia* Linnaeus, 1758, which separated from belosaepiids during the middle Eocene [17, 18, 20, 24]. Košťák & Hoşgör [24] and Košťák et al. [25] suggest that belosaepiids might have originated in the Tethyan Realm (e.g., modern India, Türkiye, Egypt) near the Cretaceous/Paleogene boundary. Based on the data of Košťák et al. [25], we can make a cautious assumption that *Belosaepia blainvillei* from the Mandrykivka Beds was the first representatives of the genus *Belosaepia* recorded in the Priabonian strata. This means that the genus *Belosaepia* co-existed with its presumed descendant, the genus *Sepia*, in the Priabonian.

In the late Eocene, the study area (southeastern slope of the Ukrainian Shield) was a part of the so-called Subparatethys (*sensu* Zosimovich et al. [56]), an interregional zone of peculiar intraplatform sedimentogenesis covering the area from NW Europe to the Southern Urals and generally oriented parallel to the marine and brackish basins of the Central and Eastern Paratethys [55]. In the Priabonian, the part of the Subparatethys bounded by the Carpathians in the west and the Fergana Depression (eastern Uzbekistan, Kyrgyzstan and Tajikistan) in the east was referred to as the so-called Beloglinian Basin [39]. Benthic animals of this basin were moderately thermophilic and belonged to the so-called Latdorfian Type fauna [39].

The species *Belosaepia blainvillei* is known from the Ypresian [36] and Bartonian [10, 14] strata of England and the Lutetian deposits of France and Belgium [11, 13, 16, 17, 26, 30, 31, 38, 41, 52, 54]. *Beloptera belemnoidea* is known from the Ypresian and Lutetian deposits of England [14, 36, 37], as well as the Lutetian [2, 11, 37, 38, 40, 52] and Bartonian rocks [15] of France; *Beloptera longa* Naef, 1922 is known from the Bartonian strata of England [34] and *Vasseuria occidentalis* Munier-Chalmas, 1880 is described from the Bartonian rocks of France [33] and Eocene of Italy [32].

The distribution of the coleoid fauna probably occurred from west to east in accordance with sea currents, which is generally consistent with the geographical and stratigraphic distribution of the coleoid cephalopods *Belosaepia blainvillei* and *Beloptera belemnoidea* described above. As far as we know, no remains of representatives of the genera *Belosaepia* and *Beloptera* are known from the Paratethys to the east of Ukraine.

Four species of coleoid cephalopods, *Belosaepia blainvillei*, *Beloptera belemnoidea*, *B.* cf. *longa* and *Vasseuria occidentalis* are identified from the Mandrykivka Beds of the Rybalsky Quarry in the city of Dnipro. The research results show that the genus

Belosaepia continued to exist in the Priabonian and are not extinct on the Bartonian/Priabonian boundary. The Rybalsky Quarry is the easternmost locality of the Paleogene coleoids in the Paratethyan Realm. Described coleoids probably came in the modern territory of Ukraine from the palaeobasin of modern Western Europe by sublatitudinal sea currents, i.e., there were no significant barriers between these paleobasins. Apparently, the sepiid genus *Belosaepia* probably existed in seagrass meadows along with other animals such as bivalves, gastropods, and ostracods.

1. *Amitrov O. V.* History of gastropods of Paleogene seas of the west of Eurasia. Moscow: Nauka, 1993. 208 p.
2. *Balavoine P*. Le gisement fossilifére de Saint-Gervais (Seine-et-Oise). Bulletin du Muséum national d'Histoire Naturelle. T. 28. 1956. P. 419–427.
3. *Berezovsky A. A. Plagiarca* (Bivalvia) from the Eocene of Ukraine. Geology and Mineralogy Bulletin of Kryvyi Rih National University. Vol. 25. 2011. P. 5–12.
4. *Berezovsky A. A.* Upper Eocene bivalves of Dnepropetrovsk: Arcida and Nuculida. Kryvyi Rih: Kryvyi Rih National University Publishing Center, 2016. 261 p.
5. *Berezovsky A. A., Demianov V. V.* Gastropods *Angaria* Röding, 1798 in the Mandrykovka Beds (upper Eocene) of Ukraine. Belokrysia. Vol. 2. 2022. P. 1–18.
6. *Berezovsky A. A., Demianov V. V., Pacaud J.-M.* Morphological features of the gastropod *Sigmesalia marginata* (Sokolov) from the upper Eocene deposits of Ukraine. *Belokrysia*. Vol. 1. 2022. P. 1–23.
7. *Berezovsky A. A., Satanovskaya T. J*. The genus *Porites* (Scleractinia) from the upper Eocene of Dnepr, Ukraine. Belokrysia. Vol. 2. 2019. P. 1–7.
8. *Berezovsky A. A., Satanovskaya T. J.* The genus *Lithophyllon* (Scleractinia) in the middle Eocene of Kryvyi Rih. Geology and Mineralogy Bulletin of Kryvyi Rih National University. Vol. 43–44. 2020. P. 105–113.
9. *Bratishko A*. Fish otolithes from the Mandrykivka Beds (Priabonian) of Dnipropetrovs'k. Paleontological Collection .Vol. 41. 2009. P. 76–85.
10. *Burton E. S. J.* Faunal horizons of the Barton Beds in Hampshire. Proceedings of the Geologists' Association. Vol. 44. 1933. P. 131–167.
11. *Cossmann M., Pissarro G*. Faune éocènique du Cotentin. 1. Bulletin de la Société Gèologique de Normandie. T. 19. 1900. P. 19–75.
12. *Dernov V. S., Udovychenko M. I.* Some Paleogene nautilids of the Donets Basin and Crimea. Paeontological Collection. Vol. 48. 2016. P. 19–27.
13. *Deshayes G.-P*. Description des coquilles fossiles des environs de Paris. Paris: L'auteur, chez Bechet jeune,1824. 392 p.
14. *Edwards F. E.* A monograph of the Eocene Mollusca, or descriptions of shells from the older tertiaries of England. Part 1. Cephalopoda. Monograph of the Palaeontographical Society of London. Vol. 1. 1849. P. 1–56.
15. *Fuchs D., Lukeneder A.* Cenozoic coleoids (Cephalopoda) from Austria – a review of Schultz's Catalogus Fossilium Austriae. Denisia 32, zugleich Kataloge des oberösterreichischen Landesmuseums Neue Serie. Vol. 157. 2014. P. 23–32.
16. *Glibert M.* Fauna malacologique des Sables de Wemmel. 2. Gastropodes, scaphopodes, cephalopodes. Mémoires du Musée Royal d'Histoire Naturelle de Belgique. T. 85. 1938. P. 1–190.
17. *Haas W.* Trends in the evolution of the Decabrachia. Berliner Paläobiologische Abhandlungen. Vol. 3. 2003. P. 113–129.
18. *Hewitt R. A., Jagt J. W. M.* Maastrichtian *Ceratisepia* and Mesozoic cuttlebone homeomorphs. Acta Palaeontologica Polonica. Vol. 44. 1999. P. 305–326.
19. International Chronostratigraphic Chart. Version 2023.04. https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2023-04.pdf
20. *Jeletzky J. A.* New or poorly understood Tertiary sepiids from southeastern United States and Mexico. University of Kansas Paleontological Contributions. Vol. 41. 1969. P. 1–39.
21. *Korobkov I. A.* Molluscs of the Buchak and Kyiv formations of southern Ukraine. Leningrad: Leningrad University Press, 1962. 96 p.
22. *Korobkov I. A.* Studies on Paleogene mollusks. Problems of Palaeontology. Vol. 6. 1971. P. 66–72.
23. *Korobkov I. A.* Mollusks. In: Grossgeim V.A., Korobkov I.A. (Eds), Stratigraphy of the USSR. Paleogene. Moscow: Nedra, 1975. P. 425–428.
24. *Košťák M., Hoşgör I*. Belosaepiid (Cephalopoda, Coleoidea) record from the Early Eocene of the Hakkari area (Southeast Turkey) and its significance. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie – Abhandlungen. Band 266. 2012. S. 59–65.
25. *Košťák M., Jagt J.W. M., Speijer R. P., Stassen P., Steurbaut E*. New Paleocene sepiid coleoids (Cephalopoda) from Egypt: evolutionary significance and origin of the sepiid 'rostrum'. PLoS ONE. e81180. 2013. https://journals.plos.org/plosone/article?id=10.1371/journal.pone.0081180
26. *Lebrun P., Courville P., Pacaud J. M.* Les mollusques des sables éocènes de Bois-Gouët (Loire-Atlantique). Revue Française de Paléontologie. T. 3. 2012. P. 92–97.
27. *Makarenko D. Ye*. New record of Nautilidae in the lower Tertiary sediments of the Ukrainian SSR. Reports of Academy of Sciences of the Ukrainian SSR. 1956. Vol. 2. P. 162–168.
28. *Makarenko D. Ye*. Paleocene mollusks of northern Ukraine. Kyiv: Naukova Dumka, 1970. 149 p.
29. *Manyuk V. V.* The Quaternary sediments in the Rybalsky Quarry, Dnepropetrovsk. Dnipro University Bulletin. Geology. Geography. Vol. 15. 2014. P. 2–6.
30. *Morellet L., Morellet J.* Faune des sables a *Nummulites variolarius* de Caumont (Seine-et-Marne). Bulletin du Muséum national d'Histoire Naturelle. Vol. 4. 1932. P. 446–455.
31. *Morellet L., Morellet J.* Faune des sables a *Nummulites variolarius* de Lévignen (Oise). Bulletin du Muséum national d'Histoire Naturelle. Vol. 8. 1936. P. 292–310.
32. *Munier-Chalmas E.* Diagnosis genesis novi Molluscorum Cephalopodum fossilis. I: *Vasseuria*, nv. gen. Journal de Conchyliologie. Vol. 20. 1880. P. 183–184.
33. Muséum National d'Histoire Naturelle, Paris. *Vasseuria occidentalis* Munier-Chalmas, 1880. https://science.mnhn.fr/institution/mnhn/collection/f/item/j03941?lang=en_US
34. *Naef A.* Die fossilen Tintenfische. Jena: Verlag von Gustav Fischer, 1922. 322 s.
35. *Nesterenko P. G.* Paleogene deposits in the vicinity of Dnepropetrovsk and the stratigraphic position of the Mandrykivka Beds. In: Vyalov O. S., Dolgopolov N. N., Menner V. V., Yanshin A. L. (Eds), *Paleogene deposits of the southern European part of the USSR*. Publishing House of the USSR Academy of Sciences, 1960. P. 136–142.
36. *Newton R. B., Harris G. F.* A revision of the British Eocene Cephalopoda. Journal of Molluscan Studies. Vol. 1. 1894. P. 119–131.

37. *Nyst P. H.* Description des Coquilles et des Polypiers fossiles des terrains Tertiaires de la Belgique. Mémoires de l'Académie Royale des Sciences, des Lettres et des Beaux-Arts de Belgique. Vol. 17. 1843. P. 1–688.
38. *Pacaud J.-M.* Mollusca. In: Merle D. (Ed.), Le contenu paléontologique du Lutétien du bassin de Paris. Paris: Muséum national d'Histoire naturelle, 2008. P. 40–94.
39. *Popov V. S., Akhmetiev M. A., Bugrova E. M., Lopatin A. V., Amitrov O. V., Andreeva-Grigorovich A. S., Zherikhin V. V., Zaporozhets N., Nikolaeva V. A., Krasheninnikov V. A., Kuzmicheva E. I., Sytchevskaya E. K., Shcherba I. G.* Biogeography of the Northern Peri-Tethys from the Late Eocene to the Early Miocene. Part 1. Late Eocene. Paleontological Journal. Vol. 35. 2001. P. 1–68.
40. *Quenstedt A.* Petrefaktenkunde Deutschlands. Tübingen: Ludwig Friedrich Fues, 1846. 580 s.
41. *Roger J.* Sous-classe des Dibranchiata Owen, 1836. In: Piveteau, J. (Ed.), Traité de Paléontologie, T. 2: Brachiopodes, Chétognates, Annélides, Géphyriens, Mollusques. Paris, 1952. P. 689–755.
42. *Savytska N. A.* Nanoplankton and dinocysts of the middle-upper Eocene strata of the platform Ukraine. PhD Thesis abstract, Institute of Geological Sciences, Kyiv, 1996. 20 p.
43. *Shimansky V. N.* Cretaceous nautilids. Moscow: Nauka, 1975. 208 p.
44. *Shimansky V. N.* Nautilidae (stratigraphic and geographical distribution, stages of development). Moscow: Nauka, 1979. 68 p.
45. *Shirokov A. Z., Veselov A. A., Stefanskyi V. L., Petrusha V. I.* Depositional environments and age of the Mandrykivka Beds in the environs of Dnipropetrovsk. Reports of Academy of Sciences of Ukrainian SSR. Vol. 2. 1986. P. 25–28.
46. *Slodkevich V. S.* Materials on the Paleogene fauna of the Donets Basin. Bulletin of the Geological Committee. Vol. 47. 1928. P. 551–566.
47. *Sokolov N.* Fauna of the Lower Oligocene strata near Ekaterinoslav. I. Fauna of glauconite sands of Yekaterinoslavskiy Railway Bridge. Transactions of the Geological Committee. Vol. 9. 1894. P. 1–136.
48. *Sokolov N.* Mollusk fauna of Mandrykovka. Transactions of the Geological Committee. Vol. 18. 1905. P. 82–89.
49. *Stefanskyi V. L.* Upper Eocene oncolithic bioherms of the Rybalsky Quarry (Dnepropetrovsk) as a facies indicator of the Mandrykivka Beds. Dnipropetrovs'k University Bulletin. Geology. Geography. Vol. 16. 2014. P. 121–131.
50. *Stefanskyi V. L.* Paleogeographic, lithological and facial features of the upper Eocene Mandrykivka Beds of Ukraine (Dnepropetrovsk). Dnipro University Bulletin. Geology. Geography. Vol. 23. 2015. P. 125–136.
51. *Stefanskyi V. L.* Taphonomic aspects of the study of the Upper Eocene Mandrykivka Beds (Dnepropetrovsk, Ukraine). Bulletin of Kharkiv National University. Vol. 1157. 2015. P. 58–62.
52. *Vasseur G.* Éocène de Bretagne. Faune de Bois-Gouët. Atlas paléontologique. Paris: A. Hermann et Fils, 1880–1917. 19 p.
53. *Veselov A. A., Golev B.T ., Lyulieva S. A., Sheremeta V. G.* New data on the stratigraphic position and age of the Mandrykivka Beds in the environs of Dnepropetrovsk (Ukrainian SSR). Reports of Academy of Sciences of the Ukrainian SSR. Vol. 217. 1974. P. 1145–1147.
54. *Vincent É.* Contribution à la Paléontologie de l'Éocène belge. Céphalopodes Dibranchiaux. Annales de la Société Royale Malacologique de Belgique. Vol. 35. 1901. P. 1–20.
55. *Zosimovich V. Yu.* Structure of the Ceno-Tethys at the periphery of the East European Platform. In: Gozhik P.F. (Ed.), Paleontological studies in Ukraine: history, present day state and prospects. Kyiv, 2007. P. 32–35.
56. *Zosimovich V. Yu., Kulichenko V. G., Savron E. B.* Subparatethys of Eastern Europe. Geological Journal (Academy of Sciences of the Ukrainian SSR). Vol. 6. 1989. P. 95–97.
57. *Zosimovich V. Yu., Shevchenko T. V.* Paleogene deposits of the Northern Ukraine paleosedimentary province. Collection of scientific works of the IGS NAS of Ukraine. Vol. 8. 2015. P. 68–121.

NEW DATA ON MYSTERIOUS ARUMBERIA FOSSILS FROM LATE EDIACARAN SEDIMENTS FROM PODILLIA (UKRAINE) AND THEIR INTERPRETATION

Martyshyn A. I.

Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine
Kyiv, 55-b, Oles Honchar Str. Ukraine
podolimirus@gmail.com

Fossils of *Arumberia banksii* were found in late Precambrian aluminosilicate deposits in the 1970s (Glaessner and Walter, 1975). These fossils have been preserved as mass accumulations on the surface of sandstone slabs of the Arumbera Formation (Late Ediacaran) of the Northern Territory, Australia. This locality also contains a rich Ediacara-type biotic complex previously found in South Australia near Adelaide. *Arumberia* fossils are relief accumulations of straight and curved structures in the form of alternating ridges and furrows, which fan out in tufts from a central or elongated zone. These ribbed structural elements are parallel, sub-parallel, sub-radial, intertwined, or overlap each other at an acute angle. The Precambrian age of the sediment layer was established in the course of research by Martin Glaessner (Glaessner and Daily, 1959). Fossils of *Arumberia* were later found in the Late Ediacaran and Early Cambrian deposits of Great Britain, India, Namibia, South and North America, the Urals, Eastern Siberia, and other areas. The wide distribution of *Arumberia* and the presence of different morphological types (species) stimulate debate about the interpretation of these fossils to this day. We find in the literature versions of the origin of these as imprints of soft-bodied vendobionts, unknown organisms, remains of microbial mats, bacterial colonies, algae, sedimentary structures, etc. (Kolesnikov et al., 2017; McMahon et al., 2022 and references). *Arumberia* often covers the surface of sandstone slabs over a large area of tens and even hundreds of square meters (McMahon et al., 2022). The age range of finds of *Arumberia* is 520–560 Ma, according to published data (McMahon et al. 2022).

The first discovery of *Arumberia* in Ukraine was made by the author in 2013 in the upper part of the sandstone Bernashivka Beds Yaryshiv Formation of the Mohyliv-Podilsky Group in the valley of the Zhvan River near the village of Bernashivka, Vinnytsia region. In subsequent years, fossil material was collected in a quarry near the Dniester HPP at the same stratigraphic level (Nesterovsky et al., 2018). It was discovered later during fieldwork that similar fossils cover sandstone and siltstone slabs at many stratigraphic levels of the Upper Ediacaran in Podillia. In addition to the Yaryshiv Formation, numerous fossils are concentrated in the

basal sandstone beds of the Danylivka, Krushanivka, and Studenytsya Formations of the Kanylivka Group. Remains of *Arumberia* are present in the intraformational layers of siltstones much less frequently. Fossil morphology shows various variations due to taphonomic factors and probably to different fossilized organisms. Morphological type of *Arumberia* aff. *vindchyanensis* is represented by long thin ridges with numerous dichotomous and false dichotomous branches. Characteristically, the supporting layer of rock containing fossils very often has a wavy surface, which is not typical for all other types of the Ediacaran biota. Such a sedimentation surface can form in shallow water with an active hydrodynamic regime, and these structures are typical wave ripples. Fossils of different morphotypes of *Arumberia* are usually oriented on the surface of sandstone slabs perpendicular to the crests of wave ripples, that is, these fixed the direction of current. The fossils of *Arumberia banksii*, described from a typical locality of the Arumbera Formation in Australia, look similar to the fossils from the Bernashivka Beds of the Yaryshiv Formation, as well as to the basal sandstone impressions of the Pylypy Beds of the Danylivka Formation. The morphology of fossils from Pylypy Beds collected on the left bank of the Dniester River near the village of Berezsvka is similar to *Arumberia* aff. *vindchyanensis* from India and the Urals (Kumar and Pandey, 2008; Kolesnikov et al., 2017). A morphotype of *Arumberia* was found in the same place, showing the superimposition of numerous bubble structures on the grooves between the ribs. Previously, similar fossils were described in Great Britain and Eastern Siberia (Callow et al., 2011; Liu et al., 2013). Fossils of *Rameshia rampurensis*, which were previously found in the state of Rajasthan in India, are often found together with *Arumberia* in the quarry near the Dniester hydroelectric power station (Kumar and Pandey, 2008; Nesterovsky et al., 2018). These have the appearance of numerous one-two-millimeter depressions on the surface of the rock (negative epirelief).

A new type of fossil, reflecting the internal structure of organisms of the genus *Arumberia*, was discovered by the author in the sandstones of the Bernashivka Beds in 2016 in a quarry near the Dniester HPP and other places. Impressions of a typical *Arumberia banksii* are well preserved on the bottom of the sandstone slabs, and their three-dimensional casts are located inside the rock layer. These fossils appear as clusters of subparallel tubular structures filled with sand and "wrapped" in a shell of mica sheets. The inner diameter of these tubes is about 2 mm, and the length reaches 0.5 m or more. The direction of surface impressions and internal casts coincide and show the direction of flow. This morphology of impressions and tubular casts shows that *Arumberia* were sedentary organisms attached to the bottom. Attachment organs look like small spherical formations similar to an onion. The substrate for attachment was bacterial mats, judging by the fossil remains collected in Podillia and other regions. In the author's opinion, the fossil remains of *Rameshia rampurensis* are a reflection of the taphonomic variant of *Arumberia* conservation in cases where the organisms themselves were not preserved during diagenesis, but the surface of the bacterial mat with numerous imprints of attachment structures was preserved. Bacterial mats were the main taphonomic factor in the formation of a “death mask” in marine ecosystems of the Late Precambrian, i.e., the process of formation of an imprint of the surface of an organism located above the surface of a bacterial mat (Gehling, 1999).

A different species of *Arumberia* was discovered by the author in the basal sandstones of the Studenytsya Formation in the coastal rocks of the Dniester River. The taphonomic picture on this outcrop is indicative. Variegated thin-layered mudstones of Zharnivka Formations occur at the base of the coastal slope above the water level. These rocks contain a layer of siltstones with massive accumulations of perfectly preserved *Arumberia* aff. *vindchyanensis*, characterized by pseudodichotomous and monopodial types of branching. Above the boundary, beds of basal sandstones and siltstones of the Studenytsya Formation occur, one of which is completely covered with reliefless carbonaceous compression fossils similar to *A.* aff. *vindhyanensis*. The author did not find data on carbonaceous compression remains of *Arumberia* fossils in scientific publications.

In the process of fieldwork on outcrops of Ediacaran rocks, the author repeatedly found at different stratigraphic levels of sediments interlayers of siltstones with imprints on surfaces similar to *Arumberia.* Superficially, these structures are quite difficult to distinguish from the aforementioned fossils. However, the author believes that practical skills will make it possible to confidently distinguish Arumberia-like structures from *Arumberia* fossils. Almost all finds of such structures are found in thin-layered siltstones (layer thickness 1-3 mm). Obviously, such deposits accumulated relatively slowly in a pulsed mode and were quite plastic. Bacterial films, characteristic of shallow Late Precambrian basins, quickly formed on the surface of the layering (Gehling, 1999). Many examples show that such formations can be observed today (Lan, Chen, 2013). A comparison of the fossil material and the processes in our time showed that deformations of the sediment surface on layered surfaces laminated with bacterial films can form structures similar to *Arumberia* (Kumar, Ahmad, 2014; Kolesnikov et al., 2017). A characteristic feature of such formations from the Ediacaran deposits of Podillia is that the deformation structures are repeated on each thin layer of siltstones. *Arumberia* fossils usually cover one or two, rarely more levels, and each level has a different morphology.

Analysis of numerous fossils of *Arumberia* from the Late Ediacaran deposits of Podillia led to the conclusion that these fossils were formed as a result of the fossilization of tubular organisms, probably algae. Some species of modern green and brown algae are morphologically close to *Arumberia* and for the most part occupy an ecological niche in modern ecosystems, close to that which existed in the Volyn-Podilsky sedimentation basin in the Ediacaran time, that is, the coastal zone of marine shallow water of the moderately cool belt (Grazhdankin et al., 2005). *Arumberia* may be related to bacterial colonies, but the author does not know examples of bacterial colonies of such sizes.

Analyzing numerous and diverse materials from the Late Ediacaran sediments of Podillia, it was concluded that *Arumberia* fossils were formed as a result of the fossilization of tubular organisms, probably algae. Some species of modern green and brown algae are close to *Arumberia* morphologically, and they mostly occupy an ecological niche in modern ecosystems, close to the one that existed in the Volyn-Podilsky sedimentation basin during the Ediacaran period, i.e. the coastal zone of marine shallow water of the temperate-cool zone (Grazhdankin, et al., 2005). We cannot rule out the possibility that *Arumberia* is related to bacterial colonies, but the author is not aware of examples of bacterial colonies of such sizes.

1. *Callow R. H. T., Duncan McIlroy D., Martin D. Brasier M. D.* John Salter and the Ediacara Fauna of the Longmyndian Supergroup. Ichnos. Vol. 18. 2011. P. 176–187.
2. *Gehling J. G*. Microbial mats in terminal Proterozoic siliciclastics: Ediacaran death masks. PALAIOS. Vol. 14: 1999. P. 40–57.
3. *Glaessner M. F., Daily B*. The geology and late Precambrian fauna of the Ediacara fossil reserve. Records of the South Australian Museum. Vol. XIII. 1959. P. 369–401.
4. *Glaessner M. F., Walter M. R*. New Precambrian fossils from the Arumbera Sandstone, Northern Territory, Australia. 5. Alcheringa. Vol. 1. 1975. P. 59–69.
5. *Grazhdankin D. V. Podkovyrov V. N., Maslov A. V.* Paleoclimatic Environments of the Formation of Upper Vendian Rocks on the Belomorian-Kuloi Plateau, Southeastern White Sea Region. Lithology and Mineral Resources. V. 40. No. 3. 2005. P. 232–244.
6. *Kolesnikov A. V., Danelian T., Gommeaux M., Maslov A. V., Grazhdankin D. V*. Arumberiamorph structure in modern microbial mats: implications for Ediacaran palaeobiology. Bull. Soc. Géol. Fr. Vol. 188 (5). 2017. P. 1–10.
7. *Kumar S., Pandey S. K. Arumberia* and associated fossils from the Neoproterozoic Maihar Sandstone, Vindhyan Supergroup, Central India. Journal of the Palaeontological Society of India. Vol. 53 (1). 2008. P. 83–97.
8. *Kumar S., Ahmad S*. Microbially induced sedimentary structures (MISS) from the Ediacaran Jodhpur Sandstone, Marwar Supergroup, western Rajasthan. Journal of Asian Earth Sciences. Vol. 91. 2014. P. 352–361.
9. *Lan Zh.-W., Chen Zh.-Q*. Proliferation of MISS-forming microbial mats after the late Neoproterozoic glaciations: Evidence from the Kimberley region, NW Australia. Precambrian Research. Vol. 224. 2013. P. 529–550.
10. *Liu A. G., Bracier M. D., Bogolepova O. K., Raevskaya E. G., Gubanov A. P*. First report of a newly discovered Ediacaran biota from the Inkineeva Uplitt, East Siberia. Newsletters on Stratigraphy. Vol. 46/2. 2013. P. 95–110.
11. *McMahon W. J., Davies N. S., Liu A. G., Went D. J*. Enigma variations: characteristics and likely origin of the problematic surface texture *Arumberia*, as recognized from an exceptional bedding plane exposure and the global record. Geological Magazine. Vol. 159. 2022. P. 1–20.
12. *Nesterovsky V. A., Martyshyn A. I., Chupryna A. M*. New biocenosis model of Vendian (Ediacaran) sedimentation basin of Podilia (Ukraine). Journ. Geol. Geograph. Geoecology. No. 27(1). 2018. P. 95–107.

ДЕЯКІ АСПЕКТИ ОНТОГЕНЕЗУ НАФТОГАЗОГЕНЕРУЮЧИХ ВІДКЛАДІВ ДЕВОНУ ПЕРЕДДОБРУДЗЬКОГО ПРОГИНУ

Гнідець В., Григорчук К., Кошіль Л., Яковенко М.

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України; Львів, вул. Наукова, 3-а;
vgnidets53@gmail.com, kosagri@ukr.net, koshillesia@gmail.com, myroslavakoshil@ukr.net

У Переддобрудзькій нафтогазоносній області у відкладах середнього і верхнього девону відкриті Східносаратське та Жовтоярське нафтові родовища, крім того отримані припливи нафти на Білоліській, Сариярській та Розівській структурах; та газу з теригенних порід нижнього девону (св. Жовтоярська-1).

У роботах минулих років [3, 5, 7, 11, 12, 14, 15] детально вивчені особливості літологічної структури відкладів девону та умов їх осадонагромадження, характеру поширення порід-колекторів та ймовірних нафтогазоматеринських відкладів. Втім, проблема формування у регіоні нафтогазових систем не розглядалася. Були частково вивчені певні аспекти поширення нафтогазоматеринських відкладів. Однак при цьому враховані лише результати, отримані на структурах, що розташовані по периферії Тузлівської та Алібейської депресій, а власне їх депоцентри представляють найбільший інтерес з точки зору формування осередків генерації вуглеводнів. Динаміка катагенезу в контексті реконструкції процесів генерації, міграції та акумуляції вуглеводнів взагалі не вивчалася. У даній роботі розглянуті принципові риси онтогенезу нафтогазогенеруючих відкладів в аспекті формування нафтогазової системи (НГС) девонських відкладів Переддобрудзького прогину.

При вивченні динаміки формування та розвитку НГС важливим є з'ясування характеру просторово-вікового поширення нафтогазоматеринських утворень, оскільки власне вони визначають ефективність роботи системи в цілому. У Переддобрудзькому прогині до такого («чорносланцового») типу відкладів [12] або «вуглецево-глинистої формації» [6] віднесено утворення розівської та кочулійської світ нижнього девону. Породи розівської світи (потужність близько 135 м) представлені чорними горизонтальношаруватими вапнистими аргілітами з прошарками вапняків та мергелів. Кочулійська світа (до 550 м) складена чорними некарбонатними слабослюдистими аргілітами з тонкими (1–2 см) прошарками темно-сірих пелітоморфних вапняків. Основна маса порід представлена тонкодисперсним оптично орієнтованим глинистим матеріалом з поодинокими зернами кварцу та лусками слюди. Ділянками аргіліти збагачені органічною речовиною (ОР). Вміст $C_{орг}$ у породах становить 0,3–4,2% [12]. Формування цих вуглецевмісних глинистих утворень пов'язують [6] з діяльністю у ранньому девоні приберегового апвелінгу.

У біогенно-евапоритовій сульфатно-карбонатній формації середнього та верхнього девону також встановлені шари чорних, збагачених органічною речовиною аргілітів та мергелів, але дотепер відсутні аргументовані моделі їх формування.

За даними [12], такі утворення розвинені у відкладах живетського та на межі франського і фаменського ярусів. Вони формують пласти потужністю 8–10 м, які у св. Східносаратська-3 представлені чорними бітумінозними кременистими аргілітами, іноді з уламками карбонатно-глинистих порід і гідрослюдистими аргілітами з тонкорозсіяним піритом. У св. Сариярська-1 в живетській товщі встановлено [12] до 9 пачок з чорними піритизованими аргілітами і бітумінозними мергелями, прошарками глинистих органогенно-детритових вапняків з обмеженим видовим складом органічних залишків (15–20 % на породу). Пірит тонкорозсіяний в основній масі породи, а також утворює стяжіння і виповнює внутрішні ділянки органогенного детриту, який представлений фрагментами остракод, пелеципод, спікулами губок, рідко форамініферами та водоростями. Згідно [5] у нижніх частинах циклітів як живетських, так і ейфельських нашарувань

розвинені горизонти подібних літотипів потужністю до 3–10 м.

Параґенез «чорносланцових» та евапоритових відкладів є доволі відомим. В палеогеографічному плані ці утворення характеризується певними закономірностями просторового розвитку. Останнє проявляється у послідовній зміні відкладів прибережної частини шельфу з підвищеною солоністю глинистими та карбонатно-глинистими осадами збагаченими ОР більш глибоководного басейна [2]. Ці області частіше за все розділяються зоною карбонатного осадонагромадження, в межах якої можуть формуватися різноманітні органогенні споруди (біогерми, рифи). В той же час, у цій зоні періодично відкладаються і карбонатно-глинисті осади з підвищеним вмістом ОР [9]. Це спричиняє поліциклічний характер розвитку карбонатних, сульфатних та «чорносланцових» утворень. Такі взаємовідносини літогенетичних типів встановлені у девонських (формація Дюпероу) та нижньокам'яновугільних відкладах басейну Уілістон (Канада), крейдових відкладах Нижньоконголезької западини та ін. [15], де циклічність проявляється у розвитку чорних бітумінозних глинистих порід у низах циклів та переходом догори в евапоритові нашаруваннями [4].

Досліджувані середньо-верхньодевонські відклади Переддобрудзького прогину можна віднести до утворень подібного типу. При цьому слід зазначити, що на даний час вони вивчені лише у периферійних ділянках депресій (Тузлівської, Алібейської) і головно на конседиментаційних підняттях. А, отже, враховуючи вищезгадані приклади [4, 16] є підстави прогнозувати розвиток потужніших горизонтів «чорносланцових» відкладів в депоцентрах цих депресій..

У середньо-пізньодевонський час в межах досліджуваної території панували седиментаційні обстановки т.зв. компенсаційної водної циркуляції (за [16]). При цьому поверхневі води відкритої частини водойми надходили у плитководну область підвищеної солоності, а сильно мінералізовані – стікали у більш глибоководну частину басейну. Засолонені ділянки в цілому були мало сприятливими для розвитку життя та нагромадження сапропелевої органіки. Натомість, у відкритій частині водойми інтенсивно розвивався органічний світ завдяки надходженню поживних речовин постійними течіями, спрямованими вбік евапоритового басейну. На мілководді у ділянках інтенсивного промивання масово розвивалися колоніальні організми з формуванням різнорангових біогенних споруд. При цьому надлишковий органогенний матеріал скидався у занурені ділянки дна, що слугувало додатковим джерелом збагачення карбонатно-глинистих мулів ОР. Більш глибоководна частина системи поряд з підвищеною біопродуктивністю характеризувалася сприятливими для збереження і захоронення ОР умовами. Це спричинялося надходженням щільних осолонених вод, які займали спочатку найбільш занурені частини рельєфу морського дна, а надалі охоплювали більшу площу, знижуючи рівень трофічної переробки ОР.

Враховуючи вищенаведені дані побудована принципова модель осадонагромадження в межах Білоліського блоку Переддобрудзького прогину, де показано, що депоцентри Тузлівської та Алібейської депресій могли бути областями розвитку доволі потужних відкладів середньо-пізньодевонського аноксичного седиментогенезу, які поряд з подібними відкладами нижнього девону представляли собою достатньо ефективні нафтогазоматеринські утворення. Останні є складовою НГС, що в ряду інших її елементів: динаміка розвитку осередків генерації, шляхів міграції та зон акумуляції вуглеводнів (ВВ); визначає головні особливості формування їх покладів.

Важливим для просторово-вікової локалізації осередків генерації, окрім загальногеологічних та літологічних особливостей відкладів, є реконструкція теплової історії басейну. Для цього були враховані дані [10], де показано, що в ранньому карбоні геотермічний градієнт досягав 75°/ км, наприкінці мезозою – становив 40–45 ^{o}/ км, а в кайнозої – 20–25 ^{o}/ км.

Встановлення особливостей динаміки розвитку НГС було здійснене на основі флюїдодинамічної концепції катагенезу [8], яка обґрунтовує циклічну природу катагенезу. Цикли розпочинаються інфільтраційним або ексфільтраційним пасивним підетапом (домінування низхідних рухів) і завершуються ексфільтраційним активним підетапом (висхідні рухи), коли відбувається масштабна еміграція ВВ флюїдів з осередку генерації (т.зв. «критичний момент» за [17]. Періодизація катагенезу базується на моделюванні історії занурення осадового комплексу.

Відклади девону зазнали впливу декількох циклів катагенезу, основними серед яких були два [5]. Пасивний підетап першого продовжувався до кінця раннього карбону, коли відклади досягли максимальних температур; пізніше розпочався активний підетап, який тривав до ранньої юри. Другий був короткочасним (пасивний підетап – середня, пізня юра, активний – рання крейда). Ця модель історії занурення та періодизації катагенезу була створена для Східносаратської структури, яка знаходиться за межами області поширення потужніших «чорносланцових» нашарувань.

Нами здійснена подібна реконструкція для приосьової зони Тузлівської депресії, де товщина літостратиграфічних комплексів зростає [5, 13]. Відповідно, більшою була і інтенсивність занурення та прогріву (до 200^{0} у підошві середнього девону). Враховуючи це, депоцентри Тузлівської та Алібейської депресій можна вважати осередками генерації ВВ.

Час прояву активного підетапу першого циклу катагенезу (середній-пізній карбон) розглядаємо як основний етап міграції вуглеводневих флюїдів, яка відбувалася на трьох гіпсометричних рівнях по зонах регіонального розущільнення. Оскільки останні дренували осередки генерації, які відрізнялися за температурними умовами, формувалися потоки ВВ різного фазового складу. Джерелом газу слугували відклади нижнього девону (градація катагенезу $МК_5$). Основний об'єм нафти генерувався у нашаруваннях ейфельського віку (градація катагенезу $МК_3$–$МК_4$). Певна кількість нафтових ВВ утворювалася у «чорносланцових» горизонтах, розвинених поблизу межі франу та фамену (градація катагенезу $МК_1$ – $МК_2$).

Флюїдопровідні зони охоплювали нижні частини нафтогазоматеринських товщ. Втім очевидно це стосується лише початкових моментів активного підетапу катагенезу. Значна тривалість останнього (середній карбон–рання юра) не виключає можливість певних тектонічних перебудов (чергування висхідних та низхідних рухів) з відповідними вертикальними переміщеннями регіональних флюїдопровідних зон. Отже, можна передбачати, що дефлюїдизацією нафтогазоматеринські товщі були охоплені на повну потужність.

У зв'язку з тим, що осередки генерації приурочені до відкладів різного віку, відрізняються температурним режимом, шляхами міграції флюїдів та відокремлені один від одного, є підстави говорити про існування трьох нафтогазових систем.

Міграція флюїдів відбувалася головно вбік зниження термобаричних параметрів (периферичні частини депресій). По нижній зоні тріщинуватості газ транспортувався у відклади силуру, втім, певні його порції могли переміщуватися і в теригенну товщу нижнього девону приосьової зони депресії. По середній – нафтові ВВ надходили у нашарування нижнього девону та припідошовну частину ейфельських відкладів. Верхня зона відрізнялася в цілому незначними масштабами міграції, при цьому як в напрямку крайових ділянок, так і центральної частини басейну. Цікавим в аспекті акумуляції ВВ виглядає район Жовтоярської структури, куди флюїди могли надходити з трьох напрямків.

Для з'ясування ролі в акумуляції ВВ другого циклу катагенезу (середня юра – рання крейда) важливо розглянути питання стосовно рівня перетворення ОР, зокрема ступеня збереження її потенціалу після завершення першого циклу. Виходячи з градацій катагенезу та даних [1], залишкова ОР у материнських відкладах нижнього девону мала становити 40%, середнього – 55%, верхнього – близько 90%. Втім, зважаючи на значну тривалість активного підетапу катагенезу, а також акселерацію трансформації ОР у зонах регіонального розущільнення [8], цифри повинні бути меншими, особливо для відкладів нижнього та середнього девону. Це дозволяє констатувати, що основна акумуляція ВВ у Переддобрудзькому прогині відбулася протягом середнього карбону–ранньої юри, надалі ймовірно проходили головно процеси трансформації та переформування утворених раніше скупчень ВВ.

Таким чином, створена модель середньо-пізньодевонського осадонагромадження дозволяє аргументувати ширший, ніж раніше вважалося, розвиток у Переддобрудзькому прогині осадів збагачених ОР. Останні формувалися у занурених частинах Тузлівської та Алібейської депресій внаслідок характерної динаміки морського басейну: приповерхневі води нормальної солоності перманентно рухалися вбік прибережної мілководної області евапоритоутворення, а придонні (мінералізовані) – переміщувалися у зворотному напрямку. Перше сприяло формуванню зони масового розвитку планктонної біоти, а друге – ефективному захороненню в осадах органічної маси. Отже, є підстави виділяти в приосьових зонах згаданих депресій вуглецево-карбонатно-глинистий літологічний комплекс як частину карбонатно-евапоритової формації середнього-верхнього девону. Встановлені на даний час шари «чорносланцових» утворень у периферійних ділянках депресій представляють собою віддалені (крайові) частини цього комплексу.

Осередки генерації ВВ були локалізовані у депоцентрах Тузлівської та Алібейської депресій, де нафтогазоматеринські відклади наприкінці раннього карбону досягли градацій катагенезу $МК_5$ (нижній девон), $МК_3$ – $МК_4$ (ейфель).

Відклади девону зазнали впливу двох основних циклів катагенезу. Пасивний підетап першого продовжувався до кінця раннього карбону, коли відклади досягли максимальних температур; пізніше розпочався активний підетап, який тривав до ранньої юри. Другий був короткочасним (пасивний підетап – середня, пізня юра, активний – рання крейда). Час прояву активного підетапу першого був основним етапом міграції вуглеводневих флюїдів, яка відбувалася на трьох гіпсометричних рівнях по зонах регіонального розущільнення. При цьому формувалися потоки ВВ різного фазового складу. Джерелом газу слугували відклади нижнього девону, а основний об'єм нафти генерувався у нашаруваннях ейфельського віку. Упродовж другого циклу катагенезу у зв'язку зі зниженням пластових температур та певним вичерпанням потенціалу ОР прогнозуються лише процеси переформування раніше утворених покладів ВВ

Оскільки осередки генерації приурочені до відкладів різного віку, відрізнялися за температурним режимом, шляхами міграції флюїдів та відокремлені один від одного можна передбачати існування трьох нафтогазових систем.

1. *Баженова Т. К., Шиманський В. К.* Дослідження онтогенезу вуглеводневих систем як основа окремого прогнозу нафтогазоносності осадових басейнів // Нафтогазова геологія. Теорія і практика. 2007 (2). С. 1–17.
2. *Бахтуров С. Ф.* Бітумінозні карбонато-сланцеві формації Східного Сибиру. Наука, 1985. 125 с.
3. *Воловик В. Т., Гавриш В. К., Няга В. І.* Особливості геологічної будови і перспективи нафтогазоносності Північно-Західного Причорномор'я. Геол. журн. 1988. № 2 (239). С. 48–61.
4. *Висоцький І. В., Оленин В. Б., Висоцький В. І.* Нафтогазоносні басейни закордонних країн. Надра, 1981. 479 с.
5. *Гнідець В. П., Григорчук К. Г., Полухтович Б. М., Федишин В. О.* Літогенез девонських відкладів Придобрудзького прогину (палеоокеанографія, седиментаційна циклічність, формування порід-колекторів). Київ: УкрДГРІ, 2003. 94 с.
6. *Гнідець В. П., Григорчук К. Г., Сеньковський Ю. М., Ковтун Ю. В.* Геологічна палеоокеанографія океану Тетіс. Київ: Наукова думка, 2004. 171 с.
7. *Гнідець В. П., Григорчук К. Г., Кошіль Л. Б., Ціж Н. В., Яковенко М. Б.* Циклічність, літофаціальні особливості та умови седиментації ейфельських відкладів Переддобрудзького прогину. Геодинаміка. 2020. № 1 (28). С. 38–51.
8. *Григорчук, К. Г.* Динаміка катагенезу порід осадових комплексів нафтогазоносних басейнів. Автореф. дис. ... д-ра геол. наук 04.00.21. Львів. 2012. 40 с.
9. *Жарков М. А.* Про проміжні басейни епох соленакопичення і парагенетичного зв'язку з соленосними серіями нафтовихі газових родовищ / / Проблеми нафтоносності Сибиру. Наука, 1971 . С. 163–185.
10. *Іванова А. В.* Вплив геотектонічних умов на формування вугленосних формацій Львіського і Пеереддобрудзького прогинів / А. В. Іванова // Геол. журн. 2016. – № 1 (354) – С. 36-50.
11. *Лукін А. Е., Трофименко Г. Л.* Про середньопалеозойський Білоліський мегаатол в Переддобрудзькому прогині. Доп НАН України. 1992. № 5. С. 1008–1012.
12. *Мачуліна С. О., Олійник О. П.* Чорносланцеві товщі силурійських і девонських відкладів Переддобрудзького прогину. Геологічний журнал. 2021. № 4 (377). С. 90–103. https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2021. 4.238357
13. *Сеньковський Ю. М., Михайлов В. А., Куровець І. М., Вижва С. А., Загнітко В. М., Гнідець В. П., Григорчук К. Г., Карпенко О. М., Куровець С. С.* Нетрадиційні джерела вуглеводнів України // Південний нафтогазоносний регіон. К.: ВПЦ «Київський університет», 2014. 222 с.
14. *Скачедуб Є. О.* Умови осадконагромадження і нафтогазоносність середньодевонсько-нижньокам'яновугільної евапоритової формації Переддобрудзького прогину // Геологія і геохімія горючих копалин. 1998. № 1 (102). С. 41–52.
15. *Трофименко Г. Л., Герасимов М. Е.* Перспективи нафтогазоносності сульфатно-карбонатної товщі девону-карбону Преддобрудзського прогину // Геологічний журнал. 1991. №5. С. 93–100.

16. *Штейнгольц В. Л., Баталін Ю. В.* Парагенез доманікоїдів і галогенних відкладів відмінних гідрохімічних типів // Осадові формації та обстановки їх утворення. Наука, 1987. С. 85–99.
17. *Magoon L. B., Dow W.G* . The petroleum system // The Petroleum system – From source to trap . AAPG Memoir 60. 1994. P. 3–24.

ІНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГІЧНЕ РАЙОНУВАННЯ ЯК НАУКОВО-МЕТОДИЧНА ОСНОВА ДЛЯ СКЛАДАННЯ СХЕМИ ІНЖЕНЕРНО-БУДІВЕЛЬНОЇ ОЦІНКИ (НА ПРИКЛАДІ МІСТА ІРПІНЬ КИЇВСЬКОЇ ОБЛАСТІ)

Жирнов П. В.

Проектний інститут Служби безпеки України
Київ, вул. Золотоворітська, 5
zhirnovpavel2015@gmail.com

Державними будівельними нормами визначено, що при розроблені проектів генеральних планів населених пунктів серед додаткових графічних матеріалів бажана схема інженерно-будівельної оцінки, [3] яка створюється на основі інженерно-геологічного районування території міста, що передбачає виділення різнорівневих таксономічних одиниць, що володіють певним набором спільних інженерно-геологічних умов, які в кінцевому випадку визначають приналежність будівельних ділянок до певної категорії придатності.

Основою для складання якісної схеми інженерно-будівельної оцінки міста слугують, перш за все, інженерно-геологічні карти, які відображають інженерно-геологічні умови міста. Найважливішими з цих умов є геологічна будова території, характер складаючих її порід, гідрогеологічні умови та сучасні геологічні процеси та явища природного та техногенного характеру. Серед інженерно-геологічних карт для інженерно-будівельної оцінки особливе значення мають карти інженерно-геологічного районування, які складаються в результаті виявлення у просторі на основі сукупності теоретичних положень та методичних прийомів об’єктивно існуючих територіальних елементів, що мають спільні інженерно-геологічні ознаки відмежування їх від територій, які цими ознаками не володіють, їх картографування та описання [7].

При регіональному типі інженерно-геологічного районування виділяють територіальні одиниці різного порядку, а кожну наступну одиницю виділяють із попередньої (більш великої) шляхом поділу на окремі частини за специфічними класифікаційними ознаками. Кожна виділена територіальна одиниця характеризується вираженою індивідуальністю та має унікальну характеристику та власну назву.

Принципи виділення різнорівневих таксономічних одиниць закладені І.В. Поповим [4] і передбачають виділення інженерно-геологічних регіонів, як найбільш крупної таксономічної одиниці інженерно-геологічного районування, за структурно-тектонічними ознаками, виділення інженерно-геологічних провінцій – за морфоструктурою та гідрогеологічною структурою, виділення підпровінцій – за морфогенетичним типом території І порядку, областей – за морфогенетичним типом території ІІ порядку, районів – за спільністю умов геологічного розвитку, підрайонів – за інженерно-геологічними комплексами порід четвертинної товщі, ділянок – за умовами будівництва.

Згідно принципів таксономії інженерно-геологічного районування, Ірпінь знаходиться в межах регіону Східно-Європейської платформи, провінції північно-східного схилу Українського кристалічного щита, підпровінції Київського Полісся, інженерно-геологічній області Макарівської моренної водно-льодовикової пологохвилястої, розчленованої рівнини [8]. Інженерно-геологічні райони виділяються за загальними умовами геологічного розвитку та за морфогенетичними типами рельєфу.

При інженерно-геологічній зйомці міста Ірпінь виділено заплави з болотними масивами та торфовими зниження голоценового віку, І надзаплавна тераса річок Ірпінь та Бучанка, плато та підвищену частину моренно-водно-льодовикової рівнини дніпровського часу з абсолютними відмітками вище 135-160 м, низинну частину моренно-водно-льодовикової рівнини дніпровського часу з абсолютними відмітками 120-135 м, днища балок та конуси виносу голоценового віку та ділянки зі штучно зміненим рельєфом [2].

Головними перешкодами для будівельного освоєння міста є значна обводненість четвертинних відкладів, близький рівень залягання підземних вод, що провокує процеси затоплення, підтоплення та заболочування [5].

Аналіз геоморфологічних особливостей території та їх геологічної будови дозволили виділити на територіях м. Ірпінь чотири геолого-генетичних комплекса порід:

1) Комплекс сучасних алювіальних піщано-глинистих відкладів (al_{IV}) потужністю 10-16 м, представлених кварцовими дрібно-зернистими пісками світло-жовтого та сіро-жовтого кольору з лінзами та прошарками супісків та суглинків потужністю 0,3-0,9 м;

2) Комплекс верхньочетвертинних алювіальних піщано-глинистих відкладів (al_{III}) потужністю 8-12 м, представлених кварцевими середньозернистими пісками світло-сірого та жовто-сірого кольору з лінзами та прошарками супісків потужністю 0,2-0,5 м;

3) Комплекс верхньочетвертинних водно-льодовикових піщано-глинистих відкладів ($f_{II}dn$) потужністю 5-20 м, представлених зернистими кварцевими пісками світло-сірого кольру з лінзами та прошарками супісків, суглинків та глин потужністю 0,2-2,7 м, з включенням гравію та слабкоокатаної гальки кристалічних порід;

4) Комплекс верхньочетвертинних моренних відкладів ($g_{II}dn$) потужністю 8-13 м, представлених валунними суглинками та глинами, місцями з прошарками піску [8].

Аналіз фізико-механічних властивостей грунтів дозволив розчленити виділені комплекси на 12 інженерно-геологічних

елементів.

Дослідивши геоморфологічну та геолого-генетичну будову м. Ірпінь відповідно до схеми таксономії інженерно-геологічного районування на основі співставлення геоморфологічної та геолого-генетичної карти, можна виділити інженерно-геологічні райони та підрайони. Фізико-механічні властивості інженерно-геологічних елементів є основою для виділення інженерно-геологічних ділянок, однак для цього необхідні гідрогеологічні дані, тому поки що виділити інженерно-геологічні ділянки не представляється можливим [6].

Отже, I район представлено ерозійно-акумулятивною алювіальною рівниною Q_{III-IV} з абсолютними відмітками поверхні 107-118 м. Алювіальні відклади потужністю 8-16 м залягають на мергелях київської світи, які є водоупором для даної території. У I районі виділяється два інженерно-геологічні підрайони: 1) алювіальна заплавна пласка тераса голоценового віку з болотними масивами та торфовими зниженнями голоценового віку, що складена сучасними алювіальними відкладами Q_{IV}al потужністю 10-16 м, що майже повсюдно перекрита сучасними органогенними утвореннями (мул, торф) Q_{IV}b потужністю 0.3-0.5 м. Алювіальні відклади представлені кварцовими дрібнозернистими пісками світло-жовтого та сіро-жовтого кольору з лінзами та прошарками супісків та суглинків потужністю 0.3-0.9 м. Алювіальний комплекс залягає на розмитій поверхні мергелів київської світи P_2kv; 2) алювіальна верхньочетвертинна надзаплавна тераса, що складена алювіальними верхньочетвертинними піщано-глинистими відкладами Q_{III}al потужністю 8-12 м, що представлені алювіальними кварцовими середньозернистими пісками світло-сірого та жовто-сірого кольору з лінзами та прошарками супіску потужністю 0.2-0.5 м. Алювіальний комплекс залягає на розмитій поверхні мергелів київської світи P_2kv.

II район представлено денудаційно-акумулятивною вододільною моренно-зандровою рівниною середньочетвертинного віку з абсолютними відмітками 120-160 м. Водно-льодовикові та льодовикові відклади потужністю від 5 до 23 м залягають на мергелях київської світи, що є регіональним водоупором для даної території. У II районі виділяється чотири інженерно-геологічних підрайонів: 1) низинна частина моренно-водно-льодовикової рівнини дніпровського часу з абсолютними відмітками 120-135 м. Складений підрайон комплексом середньочетвертинних флювіогляціальних піщано-глинистих відкладів (Q_{II}fldn$_3$) потужністю від 5 до 20 м при середній потужності 10 м. Представлений комплекс середньозернистими кварцовими пісками світло-сірого кольору з лінзами та прошарками супісків, суглинків та глин потужністю 0.5-2.7 м з включенням гравію та слабкоокатаних гальки кристалічних порід. Іноді гравійно-гальковий матеріал зібраний у вигляді лінз та прошарків; 2) підвищена частина та плато моренно-водно-льодовикової рівнини дніпровського часу з абсолютними відмітками 135-160 м. Складений підрайон моренними комплексами (Q_{II}gldn$_2$) потужністю 8-13 м, які перекриті і підстеляються флювіогляціальними піщано-глинистими відкладами наступу та відступу дніпровського льодовику (Q_{II}fldn$_1$та Q_{II}fldn$_3$). Моренні відклади представлено супісками, суглинками та глинами з включенням гальки та валунів, флювіогляціальні – різнозернистими кварцовими пісками з прошарками та лінзами супісків, суглинків та глин з включенням гравію та гальки; 3) днища балок та конуси виносу голоценового віку, що складені сучасними пролювіально-делювіальними відкладами Q_{IV}pr-dl, які представлено середньозернистими кварцовими пісками, перешаруванням піщаних та супіщаних грунтів потужністю 0.5-2.5 м; 4) ділянки зі штучно зміненим рельєфом, що складені сучасними техногенними відкладами Q_{IV}t – насипами з структурованими, відсортованими середньозернистими світло-сірими, сіро-жовтими пісками потужністю 1-2 м та перешаруванням мергелів та глини потужністю 1-2 м [8].

Відповідно до геологічної будови та геоструктурних особливостей району на території міста Ірпінь виділяють п’ять водоносних комплексів:

1) Водоносний комплекс, приурочений до сучасних і верхньочетвертинних алювіальних відкладів;
2) Водоносний комплекс, приурочений до середньочетвертинних водно-льодовикових і льодовикових відкладів;
3) Водоносний комплекс у бучансько-канівських відкладах;
4) Водоносний комплекс у сеноманських відкладах;
5) Водоносний комплекс тріщинуватої зони докембрійських кристалічних порід [1].

Глибина залягання дзеркала підземних вод змінюється в широкому діапазоні: від 0-2 м в долинах річок до 20-25 м на вододілі. За складом води в основному сульфатно-гідрокарбонатні та сульфатно-хлоридні кальцієво-натрієво-магнієві, прісні. Виділяються три типи та ступені агресивності підземних вод: слабка загальна кислотна агресивність, (I тип) середня лужна агресивність (II тип) та сильна сульфатна агресивність (III тип) [8].

Аналізуючи геоморфологічну, геолого-літологічну будову, гідрогеологічні умови, склад та властивості грунтів м. Ірпінь, можна виділити інженерно-геологічні ділянки в межах підрайонів за оцінкою комплексів природних та антропогенних умов та надати відповідну їх інженерно-будівельну характеристику, що в кінцевому випадку буде складати інженерно-будівельну оцінку території м. Ірпінь.

Виділено 11 інженерно-геологічних ділянок з відповідними характеристиками природних та антропогенних факторів умов будівництва згідно з принципами інженерно-геологічного районування.

<u>I-1-а.</u> Ділянка представлена заплавами річок Бучанки та Ірпеня. За гідрогеологічними та літологічними умовами ділянка відноситься до несприятливих для будівельного освоєння. Максимальні відмітки рівня підземних вод вище відміток залягання фундаментів. В геологічному розрізі на різноманітних глибинах присутні слабкі ґрунти (мул, торф). Повсюдне підтоплення та заболочування. Умови для будівництва несприятливі. В теперішній час заплави частково осушені, меліоровані та широко використовуються під с/г угіддя.

<u>I-2-а.</u> За гідрогеологічними умовами ділянка відноситься до несприятливих для будівництва: максимальні відмітки рівня підземних вод вище відміток закладання фундаментів. Підземні води володіють слабкою та середньою агресивністю по відношенню до бетону. Ґрунти піщані, непросідні. Умови для будівництва несприятливі, близьке залягання рівнів підземних вод, (0-2 м) які володіють слабкою лужною (I вид) та сильною сульфатною (III вид корозії) агресивністю потребує проведення робіт по гідроізоляції та зниженню рівня підземних вод, а також здійснення протиерозійних заходів. Ґрунтові

умови сприятливі – можливе будівництво на природній основі.

I-2-б. За гідрогеологічними умовами відноситься до умовно сприятливих для будівництва. Максимальні рівні підземних вод на глибині закладання фундаментів або на глибині 1-2 м нижче. Ґрунти піщані, непросідні. Геологічні процеси, що негативно впливають на будівництво, відсутні. Територія умовно сприятлива для будівництва. Підземні води залягають на глибинах 2-5 м і володіють слабкою лужною (I вид корозії) та сильною сульфатною (III вид корозії) агресивністю. Потрібні заходи по зниженню підземних вод, гідроізоляції. Ґрунти характеризуються високою несучою здатністю – можливе будівництво на природній основі.

I-2-в. За комплексом умов ділянка відноситься до умовно сприятливих для будівництва. Максимальні відмітки рівнів підземних вод залягають нижче відмітки закладання фундаментів більше ніж на 3.0 м. Ґрунти піщані, непросідні. Геологічні процеси, що негативно впливають на будівництво, відсутні. Умови для будівництва цілком сприятливі. Підземні води володіють сильною сульфатною агресивністю, (III вид корозії) залягають на глибинах більше 5 м. Ґрунти володіють високою несучою здатністю. Необхідні захисні заходи фундаментів і підземних металевих конструкцій від агресивності підземних вод.

II-1-а. За гідрогеологічними умовами ділянка відноситься до несприятливих для будівництва. Максимальні відмітки рівня підземних вод вище фундаментів. Підземні води володіють середньою та сильною агресивністю по відношенню до бетону. Характерне підтоплення території. Умови для будівництва несприятливі, близьке залягання рівнів підземних вод, (0-2 м) що володіють середньою загально кислотною агресивністю (II вид корозії) потребує проведення робіт по гідроізоляції та зниженню рівня підземних вод, а також здійснення протикорозійних заходів. Необхідне влаштування штучних основ та фундаментів.

II-1-б. За гідрогеологічними умовами відноситься до умовно сприятливих для будівництва. Максимальні відмітки рівня підземних вод на глибині залягання фундаментів або на 1-2 м нижче. Геологічні процеси, що негативно впливають на будівництво, відсутні. Підземні води володіють середньою агресивністю по відношенню до бетону. Ґрунти піщано-глинисті, непросідні. Територія умовно сприятлива для будівництва. Підземні води залягають на глибинах 2-5 м та володіють середньою загально кислотною агресивністю (II вид корозії). Ґрунти володіють високою несучою здатністю – можливе будівництво на природній основі. Необхідний невеликий об’єм планувальних робіт.

II-1-в. За комплексом природних умов ділянка відноситься до цілком сприятливих для будівництва. Максимальні відмітки рівня підземних вод залягають нижче відмітки залягання фундаментів більше, ніж на 3.0 м. Підземні води володіють середньою агресивністю по відношенню до бетону. Ґрунти піщано-глинисті, непросідні. Геологічні процеси, що негативно впливають на будівництво, відсутні. Умови для будівництва цілком сприятливі. Ґрунтові води залягають на глибинах більше 5 м. Ґрунти володіють високою несучою здатністю – можливе будівництво на природній основі. Необхідний невеликий об’єм планувальних робіт. Спеціальних заходів по інженерній підготовці не потрібно.

II-1-г. Ділянка представлена техногенними формами рельєфу: піщаними насипами та кар’єром по видобутку глин. Дана ділянка непридатна для будівництва. Ділянка не планується під будівництво. Залучення підроблених територій у будівництво неможливе.

II-1-д. Ділянка представлена яружно-балковою мережею з проявом яружної ерозії та процесами підтоплення. Через складність геоморфологічних умов та наявність небезпечних природних процесів, ділянка несприятлива для забудови. Ділянка відноситься до несприятливих для будівництва. Для ділянки характерне підтоплення та інтенсивний прояв яружної ерозії, ділянка слугує місцем розвантаження підземних вод, у зв’язку з чим будівництво недоцільне.

II-2-а. За комплексом природних умов ділянка відноситься до цілком сприятливих для будівництва. Максимальні відмітки рівня підземних вод залягають нижче відмітки закладання фундаментів більше, ніж на 3,0 м. Підземні води володіють середньою агресивністю по відношенню до бетону. Ґрунти піщано-глинисті, непросідні. Геологічні процеси, що негативно впливають на будівництво, відсутні. Умови для будівництва цілком сприятливі. Підземні води залягають на глибинах більше 5 м. Ґрунти володіють високою несучою здатністю. Можливе будівництво на природній основі. Необхідний невеликий об’єм планувальних робіт. Спеціальних заходів по інженерній підготовці непотрібні.

II-2-б. Ділянка представлена яружно-балковою мережею з проявом яружної ерозії та процесами підтоплення і за інженерно-будівельними характеристика аналогічна ділянці II-1-д [8].

1. *Алєксєєв Ю. Н.* Інженерно-геологічне районування Київської області для меліоративного будівництва. Київ: Будівельник, 1980. 128 с.
2. *Барщевський М. Є., Купраш Р. П., Швидкий Ю. М.* Геоморфологія та рельєфоутворюючі відклади району м. Києва. Київ: Наукова думка, 1989. 178 с.
3. ДБН Б.1.1-14:2021: Склад та зміст містобудівної документації на місцевому рівні. Київ: Міністерство розвитку громад та територій України, 2022. 77 с.
4. *Попов І. В.* Інженерна геологія: навч. посіб. Москва: Державне видавництво геологічної літератури, 1951. 444 с.
5. *Руденко Ф. А., Соляков І. П., Місяць І. А.* Гідрогеологія УРСР. Надра, 1971. 614 с.
6. *Сєдін В. Л., Грабовець О. М., Бондар О. В.* Інженерна геологія: навч. посіб. Дніпропетровськ: Середняк Т. К., 2015. 488 с.
7. *Трофімов В. Т., Красилова Н. С.* Інженерно-геологічні карти: навч. посіб. КДУ, 2008. 383 с.
8. *Цибко В. А.* Інженерно-геологічний атлас міста Ірпінь масштабом 1:5000. Київ: УКРІІНТР, 2020. 97 с.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛЕОЦЕН-ЕОЦЕНОВИХ УТВОРЕНЬ ЗОВНІШНІХ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ (АНАЛІЗ ПАЛЕОБАСЕЙНУ).

Гнилко О. М.[1], Генералова Л. В.[2] Гнилко С. Р.[1]

[1]*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАНУ, Львів, вул. Наукова, 3 а*
ohnilko@yahoo.com; s.hnylko@yahoo.com
[2]*Львівський національний університет імені Івана Франка, Львів, вул. Грушевського, 4.*
larisa.generalova.geo@gmail.com

Палеогенові утворення Українських Карпат активно вивчаються з метою покращення енергетичних ресурсів країни. Проте їх системне вивчення методами літофаціального, седиментологічного , біостратиграфічного (за форамініферами) аналізів дає змогу отримати нові результати щодо уточнення стратиграфії доолігоценових відкладів, батиметрії палеобасейну, реконструкції умов (відповідно до сучасних теоретичних концепцій і методик) формування палеоцен-еоценових флішових відкладів.

Мета роботи розглянути літостратиграфічні, біостратиграфічні, седиментологічні особливості палеоцен-еоценових відкладів Українських Карпат та доповнити уявлення про розвиток Карпатського седиментаційного палеобасейну.

Українські Карпати є покривно-складчастою спорудою альпійського віку, в якій виділяють Внутрішні і Зовнішні Карпати. Головні елементи Внутрішніх Карпат представлені кристалічним масивами з доальпійськимии метаморфітами і магматитами, які є частинами терейнів Алькапа та Тисія-Дакія. Зовнішні Карпати та деякі структурні одиниці Внутрішніх Карпат утворюють флішево-моласову акреційну призму насунену до північного сходу на утворення Передкарпатського прогину. Тектонічні одиниці, як правило, характеризуються різними типами розрізів відкладів. Акреційна призма складається з давнішої крейдово-палеогенової внутрішньої та неогенової зовнішньої призм. Внутрішня призма включає покривно-насувні системи Східних і Західних Карпат. В Східних Карпатах Передмармароська крейдово-палеогенова призма (внутрішні флішові покриви Зовнішніх Карпат: Кам'янопотоцький, Рахівський, Буркутський, Красношорський, Свидовецький, Чорногорський) формувалась перед терейном Тисія-Дакія. Пенінсько-Магурсько-Дуклянська палеогенова призма (Пенінська зона, Монастирецький покрив Внутрішніх Карпат, внутрішні флішові покриви Зовнішніх Карпат: Магурський і Дуклянський) зростали перед фронтом терейну Алькапа. Неогенова зовнішня призма нарощує внутрішню призму перед фронтом спряжених терейнів Алькапа і Тисія-Дакія. Вона представлена зовнішніми флішово-моласовими покривами: Сілезьким, Субсілезьким, Скибовим, Бориславсько-Покутським, Самбірським.

Стратиграфія та седиментологічні риси палеоцену-еоцену Зовнішньокарпатських структурних одиниць.

Бориславсько-Покутський та Скибовий покриви мають неперервний стратиграфічний палеоцен-еоценовий розріз, що має згідний нижній (з крейдою) та верхній (з менілітовою світою олігоцену) контакти. В розрізі приймають участь (знизу до гори): верхня частина стрийської світи (даній-низи зеландію) – тонко ритмічний фліш (потужністю 300 м); ямненська світа (зеландій-танет) – пісковики, грубо ритмічний фліш (350 м) з яремчанським горизонтом (до 40 м) строкатоколірних (вишнево-червоних і зеленкувато-сірих) аргілітів; манявська світа (верхи танету-іпр) тонко-середньоритмічний зелений та/або строкатоколірний фліш (до 400 м); вигодська світа (верхі іпру-лютет) – пісковики, товсторитмічний фліш (до300 м); бистрицька світа (верхі лютету-приабон) – тонко і різноритмічний зелений фліш (1000–300м) зі строкатоколірними аргілітами у підошві та шешорським горизонтом "глобігерінових мергелів" у покрівлі. В окремих розрізах зазначені світи заміщуються витвицькою світою ("ієрогліфовий фліш") потужністю 200400м (зеландій-приабон), мергелястими пасічнянською (іпр-лютет) та попельською (бартон-низи рюпелю) світами.

Седиментологічні дослідження дають змогу розпізнати серед утворень згаданих світ такі літодинамічні (генетичні) типи: геміпелагіти та пелагіти (червоні, зелені гомогенні, тонко ламіновані аргіліти, мергелі, кремені), різнозернистий фліш – турбідити з текстурами Боума (стрийська, манявська, бистрицька світи), грейніти (ямненські, вигодські масивні псаміти), дебрити (попельська світа); відклади придонних течій (контурити – скісношаруваті алевропсаміти "оравської"фації вигодської світи). Літодинамічні типи відтворюють характер гідродинамічних потоків позашельфових океанічних областей: (гемі)пелагіти – осади субвертикальних потоків типу "частинка за частинкою", турбідити, грейніти, дебрити (гравітити) – гравітаційні перевідкладені осади, а також відклади придонних течій.

В Субсілезькому покриві сойменська світа (еоцен) або так званий "чорний еоцен", згідно нарощує голятинські верстви турону-палеоцену і перекривається менілітовою світою. Вона складена темним середньо ритмічним флішем (400 м) з шешорським горизонтом у покрівлі. Седиментологічний аналіз утворень еоценового флішу сойменської світи демонструє, що найбільш поширені відклади катастрофічних гравітаційних потоків представлені різнозернистими турбідитами.

В Сілезькому покриві витвицька та сойменська світи (палеоцен-приабон) розвинені у межах, відповідно, Турківського та Сойменського субпокривів. Вони згідно перекриті менілітовою світою. Їх нижні контакти тектонічні. Витвицька світа характеризується тонко- середньо ритмічним флішем (200 м) з пакетами червоних та зелених аргілітів, що відповідає турбідитам та геміпелагітам. Сойменська світа (до 800 м) демонструє еоценовий темний фліш (турбідити) та масивні псаміти (грейніти, подекуди дебрити).

У Дуклянському покриві спостерігається стратиграфічно неперервний розріз палеоцен-еоцену, який нарощує верхню крейду і згідно перекритий менілітовою світою. В розрізі приймають участь: верхня частина березнянської світи (даній) – темно-сірий фліш (500 м), лютська світа (зеландій-танет) – пісковики товсто шаруваті, масивні (до 400 м), стрічавська світа (нижній еоцен) – зеленкувато-сірий різно- та середньритмічний фліш (до 350 м), ставнянська світа (нижній-середній еоцен) – піскуватий фліш, конгломерати (до 400 м), вишівська світа (верхи лютету-низи рюпелю) – тонкоритмічний строкатоколірний фліш з горизонтами аргілітів (до 200 м) з шешорським горизонтом у покрівлі, яка згідно перекрита олігоценовою дусинської

світою. Вишківська світа до півдня фаціально заміщуються різно- і тонкоритмічним флішем сольської світи (середній-верхній еоцен). У Турицькому субпокриві Дуклянського покриву палеоцен-еоцен представлений нерозчленованим різноритмічним флішем.

Стратиграфічний розріз Магурського покриву у нижній частині, від тектонічного контакту, представлений тонкоритмічний сірим і строкатоколірним флішем біловезької світи (даній-приабон) потужністю до 500 м, а у верхній середньо- та товсторитмічним псамітовим флішем і пісковиками магурської світи (середній еоцен-низи рюпелю) потужністю до 800 м.

Досліджені седиментологічні риси порід Дуклянського та Магурського покривів реконструюють відклади , що нагромаджувались внаслідок дії турбідитних (ритмічний фліш з текстурами Боума), зернових (масивні псаміти), грязекамяних (еоценові ставнянські ненасичені конгломерати з хаотичними текстурами) та фонових геміпелагічних потоків.

У Чорногірському покриві палеоцен-еоценові утворення локалізуються у Скупівській субодиниці (субпокриві), де неперервну послідовність складають: *скупівська світа* (крейда-низи палеоцену) – піскуватий фліш (100 м), *гнилецька світа* (палеоцен-нижній еоцен) – різноритмічний, місцями строкатоколірний або зеленкувато-сірий фліш (400 м), *топільчанська світа* (нижній-середній еоцен) – пісковики (до 200 м), *пародчинська світа* (лютет-приабон) – аргіліти та тонкоритмічний глинисто-мергелистий і строкатоколірний фліш (до 250 м) з шешорським горизонтом у покрівлі, яка згідно перекрита менілітовою світою. У відкладах покриву діагностуються літодинамічні типи такі, як гемипелагіти (строкатоколірні аргіліти), різнозернисті турбідити, грейніти (масивні пісковики).

Стратиграфічна послідовність палеоцен-еоценових відкладів Свидовецького покриву складають: *урдинська світа* (крейда-палеоцен) – пісковики та різноритмічний піскуватий фліш (100 м); *бобруцька світа* (палеоцен-приабон) – товсторитмічний суттєво піскуватий фліш (800 м), яка перекрита менілітовою світою. За структурно-текстурними особливостями у цих світах виокремлюються утворення гравітаційних (турбідити, грейніти) та субвертикальних (гемипелагіти) потоків.

У фліші Зовнішніх Карпат широко розвинені бентосні і планктонні дрібні форамініфери. Біофаціальний аналіз форамініфер палеогену переважно у межах Бориславсько-Покутського та Скибового покривів проводили О.В. Мятлюк [3], М.М. Іванік і Н.В. Маслун [2] та інші дослідники.

За нашими даними з врахуванням літературних джерел [1 – 3 та інші] в палеоцені-еоцені Зовнішніх Українських Карпат виділено три основні біофації: аглютинованих форамініфер (1); мішана планктонно-бентосна (2); планктон-домінантна (3).

Біофація аглютинованих форамініфер (1) складена кременистими аглютинованими формами, іноді з домішкою (до 5 % форм) вапнистих форамініфер. Представники родів *Silicobathysiphon, Nothia, Rhabdammina, Saccammina, Hyperammina, Ammodiscus, Glomospira, Rzehakina, Reophax, Subreophax, Hormosina, Caudammina, Haplophragmoides, Recurvoides, Trochamminoides, Paratrochamminoides, Reticulophragmium, Karrerulina* характерні для біофації.

Форамініфери подібного родового складу поширені в крейдово-палеогенових відкладах флішового типу Карпатсько-Альпійського регіону, Західного Середземномор'я та в сучасних і давніх осадах Атлантичного, Тихого і Індійського океанів [4]. де трактуються як глибоководні аглютинованні форамініфери, які поширені на глибинах нижче рівня компенсації кальциту. В палеоцені-еоцені Зовнішніх Українських Карпат, в межах біофації (1) виділяємо форамініферові асоціації за родовим складом мікрофауни та морфологічними особливостями черепашок.

Асоціація "*Rzehakina*" = *Rzehakina*-фауна: W. Kuhnt, M. Kaminski [5]. Виділена в нижньому палеоцені стрийської світи, в нижньому-середньому палеоцені витвицької світи у розрізі Сілезького покриву, урдинської, скупівської світ. Приурочена до середньо-тонкоритмічного флішу або до строкатих (червоних і зелених) аргілітів. Характеристика асоціації: середне видове та родове розмаїття (20 видів приналежних до 15 родів); перевага великих (0,6 – 1 мм) черепашок з тонкозернистою стінкою і гладенькою поверхнею, представлених видами з родів *Silicobathysiphon, Glomospira, Annectina, Rzehakina. Hormosina* і *Caudammina*; присутність поодиноких вапнистих форм. Вказує на умови континентального схилу

Асоціація "*Paratrochamminoides*" = *Paratrochamminoides*-фауна: [5]. Виділена в червоних і зелених аргілітах яремчанського горизонту. Для асоціації характерні: високе видове та родове розмаїття (приблизно 40 видів з 20 родів); переважання родів *Trochamminoides* і *Paratrochamminoides, Ammodiscus, Caudammina, Conglophragmium, Karrerulina.* Вказує на глибини нижньої батіалі–абісалі.

Асоціація "*Glomospira*" = "*Glomospira*-акме": M. Kaminski, F. Gradstein [4]. Поширена в строкатому горизонті низів манявської світи, у зелених аргілітах нижньосойменської підсвіти (низи нижнього еоцену), в сірих аргілітах бобруцької світи. Відповідає першій (нижній) "*Glomospira*-акме" Західного Тетису. Визначена також у строкатих аргілітіх манявської світи (верхи нижнього еоцену), де відповідає другій (верхній) "*Glomospira*-акме" Західного Тетису і Атлантики. Низьке видове та родове розмаїття (кілька родів і видів) та домінування роду *Glomospira* (70-80 % форм) характерні для асоціації. Вказує на період оліготрофічних умов існування донної фауни, які пов'язані, зокрема зі значним підвищенням температури на початку раннього еоцену.

Асоціація "*Glomospira-Karrerulina*" виділена в пограничних шарах нижнього і середнього еоцену, представлених червоними і зеленими аргілітами витвицької світи у розрізі Сілезького покриву. Характеристика асоціації: середне видове та родове розмаїття (приблизно 20 видів з 15 родів); чисельні форми родів *Glomospira* (20-40 %), *Karrerulina* (15-35 %), *Trochamminoides, Paratrochamminoides.* Форми з червоних аргілітів мають переважно малі розміри (0, 2 – 0, 5 мм), тонкозернисту стінку і відноситься до фауни океанічного типу. Асоціація зіставляється з "*Karrerulina*-акме" Західного Тетису і Атлантики [4] за віком і є подібною за родовим і видовим складом форамініфер.

Асоціація "*Rhabdammina-Reticulophragmium*": B. Olszewska [6]. Виділена в зелених і червоних аргілітах низів бистрицької світи (верхи середнього еоцену), у ритмічному фліші середнього еоцену витвицької, сойменської, бобруцької, вишківської, сольської, біловезької світ. Характеристика асоціації: середне розмаїття (10-15 видів, 10-15 родів); високий

вміст трубчастих форм (20-60 %) і *Reticulophragmium amplectens* (Grzybowski). Поширена у середньому еоцені (лютеті) Карпатського регіону, вказує на батіальні глибини.

Мішана планктонно-бентосна біофація (2) містить планктонні (від 10 до 40 % форм) і бентосні (вапнисті і аглютиновані кременисті) форамініфери, за співвідношенням яких виділені дві асоціації.

Асоціація "аглютинований бентос-планктон" виділена в березнянській, лютській, стрічавській і ставнянській світах. Переважають аглютиновані форми з родів *Nothia, Hyperammina, Ammodiscus, Glomospira, Hormosina, Caudammina, Haplophragmoides, Trochamminoides, Recurvoides, Reticulophragmium, Karrerulina*. Вказує на глибини басейну поблизу рівня компенсації кальциту.

Асоціація "вапнистий бентос" поширена у попельській, пародчинській, магурській світах (верхи середнього-верхній еоцен Характерне наступне співвідношення форм: вапнистих бентосних – 30-50 %; планктонних – 10-40 %; аглютинованих – 10-60 %. Вапнистий бентос представлений, переважно, родами *Nodosaria, Cibicidoides, Oridorsalis, Gyroidina Heterolepa, Bolivina*. Вказує на глибини субліторалі.

Планктон-домінантна біофація (3) приурочена до "глобігерінових" мергелів регіонально розвинених в Карпатах у пограничних відкладах еоцену і олігоцену. Характеризується переважанням планктону (70-100% форм). Домінують роди *Globigerina, Dentoglobigerina, Globigerinatheka, Globoturborotalita, Subbotina, Tenuitella.* Вапнисті бентосні форми представлені, переважно, родами *Nodosaria, Nuttallides, Oridorsalis, Gyroidina, Lagena, Heterolepa* і *Cibicidoides.* Вказує на обстановки середньої-верхньої батіалі з повільною карбонатною седиментацією.

Седиментологічні особливості відкладів палеоцену-еоцену Зовнішніх Українських Карпат свідчать про процеси переважно турбідитної і супроводжуючої її седиментації, які притаманні глибоководній обстановці схилу – підніжжя континентальної окраїни.

Форамініферові біофації вказують на переважно нижньобатиальні-абісальні глибин протягом палеоцену-раннього еоцену та головно батіальні глибини з наявністю мілководних ділянок в середньому-пізньому еоцені. Наприкінці еоцену умови басейну вирівнялись, при цьому значно збільшилась площа схилів з умовами середньої – верхньої батіалі і повільною карбонатною седиментацією.

1. *Danysh V. V., Vyalov O. S., Gavura S. P., Lemishko O. D., Leshchukh R. Y., Ponomareva L. D., Romaniv A. M., Smirnov S. V., Smolinskaya N. I., Tsarnenko P. N.* Stratotipy melovykh i paleogenovykh otlozheniy Ukrainskikh Karpat. Kiyev: Nauk, dumka, 1988. 204 s.
2. *Ivanik M. M., Maslun N. V.* Kremnistyye mikroorganizmy i ikh ispol'zovaniye dlya raschleneniya paleogenovykh otlozheniy Predkarpat'ya. Kiyev: Nauk. dumka. 1977. 118 s.
3. *Myatlyuk Ye.V.* Stratigrafiya flishevykh osadkov Severnykh Karpat v svete dannykh fauny foraminifer Tr. VNIGRI. N.s. 1950. Vyp. 51. 302 s.
4. *Kaminski M. A, Gradstein F. M.* Atlas of Paleogene Cosmopoliten Deep-Water Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation Special Publication, 10, 2005. 547 p.
5. *Kuhnt W., Kaminski M.* Upper Cretaceous deep-water agglutinated benthic foraminiferal assemblages from the western Mediterranean and adjacent areas // Cretaceous of the western Tethys: Proceedings 3rd International Cretadceous Symposium, Tubingen 1987 (ed. J. Wiedmann). Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 1989. P. 91–120.
6. *Olszewska B.* Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outher Carpathians: a record of basin geohistory. Annales Societatis Geologorum Poloniae. 67. 1997. P. 325–337.

МІКСТИТОВІ КОМПЛЕКСИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Гнилко О. М.[1], Богданова М.[2]

[1]*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАНУ, Львів, вул. Наукова, 3 а*
ohnilko@yahoo.com
[2]*Львівський національний університет імені Івана Франка, Львів, вул. Грушевського, 4.*
milena.bohdanova@lnu.edu.ua

У будові складчасто-покривних областей світу (у тому числі й Карпат) беруть участь своєрідні утворення, представлені нагромадженнями брилового матеріалу значної потужності, які іноді простягаються на багато десятків і навіть сотні кілометрів. Такі утворення привернули увагу геологів ще в кінці 19 ст. Описані були різними авторами під різними назвами: меланж, дикий фліш, мегабрекчії, брилові брекчії, тіллітоподібні конгломерати, олістостроми. Л.Шемерхорн у 1966 р. запропонував групову назву утворенням, які мають змішаний склад, – мікстит (лат. mixtum – змішаний). Проблемі вирізнення мікститів присвячено багато літературних джерел. Зокрема, існує велика кількість класифікаційих утворень за характером стратифікації, внутрішньої будови, речовинного складу, а також за геоморфологічними та тектонічними умовами утворення і геодинамічними критеріям тощо. Серед них дослідники виділяють два головні різновиди з відмінним генезисом – меланжі, які мають тектонічне походження, та олістостроми, представлені гравітаційними підводно-осувними нагромадженнями.Хоча далеко не всі геологи надають саме такого значення цим термінам, іноді терміном «меланж» називають утворення типу «брили + матрикс», не надаючи йому генетичного значення, а вже генетично розрізняють «тектонічний меланж» та «седиментаційний меланж» (олістострома) (див. Festa et al., 2019). Зрозуміло, що від правильної інтерпретації таких, доволі складних утворень, прямо залежать достовірність уявлень про стратиграфію, тектоніку і, відповідно, корисні копалини регіону. Це диктує необхідність цілеспрямованого системного їх дослідження. В той же час в

Українських Карпатах вони вивчені недостатньо. Перші праці по вирізненню мікститів у Східних Карпатах належать М. Лімановському та Я. Новаку (перша половина 20-го ст.), котрі такі змішані відклади назвали "тектонічною мореною". В Українських Карпатах, підводно-осувні олістостромові утворення почали описуватись з середини 1960-х років, зокрема в працях С. С. Круглова, який вперше їх описав для Мармароської зони скель (Круглов, 1965), а пізніше в роботах К. П. Астахова, С. Л. Бизової, Л. А. Глущенка, С. С. Круглова, Я. О. Кульчицького, С. Є. Смирнова і ін., де схарактеризовані переважно комплекси підводно-осувного, а не тектонічного генезису.

Терміном "олістострома" італійський геолог Ж. Флорес (1959) ще в середині минулого століття запропонував називати утворення, що містять два обов'язкові компоненти. Перший компонент – це матрикс (оболонка), складений, як правило, піскувато-глинистими відкладами з хаотичними нешаруватими чи неясношаруватими, часто пудинговими осадовими текстурами. Другий – олістоліти (седиментаційні відторженці): крупні брили порід, що поміщені в матрикс. Причому під олістостромою розумілись достатньо великі тіла, які піддаються геологічному картуванню. В такому значенні цей термін більшістю дослідників вживається і зараз. Терміни "матрикс" і "олістоліти" розглядаються в залежності від масштабу зображення – так у відслоненні невеликі брили вважаються олістолітами, а на геологічній карті – ці ж брили можуть зображуватись у складі матриксу. В генетичному плані матрикс олістостроми – це відклади підводносхилових мулисто-уламкових (або грязекам'яних, англ. debris-flow) гравітаційних потоків, які супроводжують крупні підводно-осувні явища, а олістоліти – це осунуті блоки відносно цілісних порід. Відклади мулисто-уламкових потоків називають дебритами. Часто дослідники розрізняють також олістоплаки – крупні (до перших і перших десятків кілометрів) осунуті тіла, що мають вигляд пластин.

Вперше термін меланж [від франц. melange - суміш] застосував Грюне (Gruner, 1857) до брилових брекчій вугленосної моласси карбону Сент-Этьен в околиці Центрального Французського масиву, складених несортованими брилами гранітів, гнейсів та слюдяних метаморфічних сланців. цей термін, що не знайшов поширення у французькій геологічній літературі, був використаний англійським геологом І. Грінлі [Greenly, 1919] при описі брекчій, виявлених ним у докембрійській товщі серії Мона острову Енглсі (Англія). Двохтомна монографія Грінлі досі залишається неперевершеним взірцем детального вивчення таких утворень

Головною вімінністю меланжів та олістостром є характер їх матриксу. Матрикс олістостроми – це осадове утворення, що характеризується седиментаційними текстурами, в той час як матрикс меланжу – це тектонічно перероблена порода, якій притаманні суто тектонічні риси – тектонічна фоліація, структура глинки тертя тощо. Загалом, тектонічні меланжі характеризуються "структурно впорядкованою" блочно-матричною структурою, яка сильно відрізняється від "невпорядкованої" тканини осадових меланжів, проте обидва мають однаковий тип масштабно-інваріантного вигляду (Pini, 1999). Така структурна організація узгоджується з орієнтацією регіонального поля напружень і загальним великомасштабним тектонічним середовищем, в якому формується блочно-матрична структура меланжів. Меланжі приблизно обмежують ширину ділянок високих деформацій розломів і зон зсуву, коливаючись від десятків метрів до сотень метрів (Ujiie, 2002; Festa et al., 2012). Частота та/або розташування "екзотичних" блоків значною мірою залежать від "зрілості" тектонічного меланжу, що пов'язано з інтенсивністю. тектонічного перемішування. Це, в свою чергу, залежить від тектонічного середовища і реології, досягнутої в локальних термодинамічних умовах земної кори. Початкові стадії деформації характеризуються слабким перемішуванням разом зі структурним порядком, який визначається розподілом розірваних блоків і уламків, сконцентрованих на краях зони розлому/зсуву. Така внутрішня будова свідчить про близьку літологічну відповідність з ділянками висячого та лежачого крил розломної зони, яка поступово стирається під впливом зростаючої деформації від цієї крайової (перехідної) зони вглиб (в зону ядра).

Ще однією відмінною рисою меланжів є вік матриксу і блоків (олістолітів або кластолітів). В осадових меланжах вік матриксу є молодший, ніж вік "екзотичних" жорстких блоків, інкорпорованих з субстрату під час руху вниз по схилу, і лише "корінні" блоки або компоненти можуть мати однаковий вік з матриксом. Навпаки, в тектонічних меланжах вік матриксу може бути древнішим або молодшим а також одновіковим за вік "екзотичнних" блоків, в залежнсті від стратиграфічного і структурного рівня, вибраного в архітектурі орогенного поясу.

Проведені нами впродовж останніх років польові дослідження з крупномасштабного картування доводять широке поширення меланжів в зонах контактів структурно-тектонічних одиниць різного масштабу (від покривів до лусок) Українських Карпат.

Характерним прикладом олістостроми у Флішевих Карпатах є Волосянківська олістострома, яка локалізується в Сілезькій тектонічній одиниці перед фронтом Дуклянського покриву і простягається від басейну Ужа до басейну Латориці. Олістострома седиментаційно перекриває олігоценову кросненську світу і завершує стратиграфічну послідовність Сілезької одиниці. Вона містить олістоліти флішу, поміщені в піскувато-глинистий матрикс. Добрі її відслонення розміщені на берегах р. Латориця в с. Підполоззя Закарпатської обл. Тут в підошві олістостроми лежить потужна товща пікуйських пісковиків кросненської світи, в складі яких розвинені відклади зернових і дебрисних потоків, які містять невеликі слабкообкатані граівійно-галькові включення, складені флішовим матеріалом, поміщені в піскуватий матрикс. На цій товщі лежить власне олістострома – відклади мулисто-уламкових потоків з олістолітами флішу. Формування Волосянківської олістостроми пов'язуєм з процесами зросту та насування давньої Карпатської покривно-складчастої споруди. Передовим елементом споруди в олігоцені був Дуклянський покрив, беспосередньо перед яким утворювалась Волосянківська олістострома. В подальшому Дуклянський покрив насунувся (частково ?) на олістостромові відклади, що призвело до тектонічної переробки частини олістостроми і, місцями, утворення меланжу, який можна спостерігати у врізі автотраси біля перевалу Абранка .

В Карпатах, до типового тектонічного меланжу більшість дослідників (переважно польських і словацьких) відносять хаотичний комплекс Пенінської зони (а точніше Пенінського поясу, враховуючи різноманітність розвинених тут юрських і крейдових літофацій). Тут величезні брили (власне «кліпи») жорстких юрсько-неокомських вапняків поміщені в пластичний матрикс, складений переважно червоними і зеленкуватими крейдовими мергелями тисальської і пухівської світ. Брили часто

відслонені в кар'єрах. Матрикс меланжу представлений розслацьованими або нерозсланцьованими «м'якими» червоними та зеленкуватими мергелями. Часто спостерігається субвертикальна тектонічна фоліація , яка може вказувати на зсувний характер переміщень і видавлювання матеріалу паралельно до тектонізованої зони (фоліації).

У Зовнішніх Карпатах серед флішових утворень також розвинені меланжові зони, які, проте, майже не описані в літературі. Одна з таких зон розвинена у внутрішній частині Сілезької тектонічної одиниці і відслонена по руслу р. Віча на південно-західній околиці м. Воловець. Як показали результати наших картувальних робіт, тут розвинені крейдові відклади шипотської світи, які заповнюють велику субвертикально розміщену тектонічну лінзу (розміром 1 х 3 км), яка знаходиться серед суцільного поля олігоценового флішу шипотської світи. В зоні контакту тектонічної лінзи з навколишніми породами фіксується тектонічний меланж , який представлений невеликими брилами (кластолітами) жорстких пісковиків, іноді шипотського вигляду, поміщених в алевро-пелітовий матрикс. Фоліація матриксу меланжу також субвертикальна і близька до меридіонального і/чи субкарпатського напрямку. Проведені структурні дослідження свідчать, в зоні тектонічного контакту тектонічної лінзи крейдових порід шипотської світи з олігоценовим флішем існували напруження стиску перпендикулярні до простягання Карпат, та поля напружень, що викликали зсувні переміщення, найвірогідніше правобічні, уздовж простягання Карпат. Тектонічна лінза локалізується в межах широкої Латорицько-Стрийської зсувної зони. Вона, вірогідно, витиснена знизу рухами транспресивного характеру (стиск та зсув) і формує "позитивну квіткову структуру" (англ. "positive flower structure"). Такі структури часто наявні в зсувних зонах. Вертикальна фоліація в навколишньому меланжі дозволяє допустити, що брили шипотських пісковиків були винесені догори разом з пластичним матриксом при діапіризмі. Подібні процеси, мабуть призвели і до підйому крупної лінзи шипотських пісковиків. Це, вірогідно меланж діапірового типу за класифікацією (Festa et al., 2019).

В насувних і інших розломних зонах Карпат широко розвинені брокен-формації.(від англійського терміна "broken formation", див.: Festa et al., 2019), які складені сильно переробленими і дезінтегрованими породами близькими до тектонічного меланжу. Проте, на відміну від типового меланжу (де жорсткі блоки розташовані в пластичному матриксі тектонітів і первинна структура повністю зруйнована), тут загалом зберігається первинна форма товщі. У цих утвореннях тектонічна фрагментація відбувається без сильного перемішування і характеризується перехідною структурою – від шаруватої до інтенсивно порушеної товщі. Брокен - формація є продуктом зон руйнування, а справжній меланж розвивається тільки в ядрі розлому. (Cowan, 1985; Festa et al., 2012).

Брокен-формація, утворена при насувоутворенні внаслідок тектонізації однотипного флішу, добре відслонена у Гребенівському кар'єрі у фронтальній частині насуву скиби Зелем'янка на скибу Парашк. Вона досягає в перетині кар'єру триста п'ятдесят метрів і простежується серед сірого верхньокрейдово-палеоценового флішу стрийської світи, яким складений алохтон (скиба Зелем'янка). Паравтохтон (скиба Парашка) заповнений олігоценовими відкладами верецької світи (перехідний стратон від менілітової до кросненської літофацій), які простежуються далі на схід за межами кар'єру по руслу річки Зелем'янка догори проти течії. Значна частина відслонених утворень складена сильно переробленими і дезінтегрованими породами, в яких спостерігається перехідна структура – від шаруватої до інтенсивно порушеної товщі. Матричний тектоніт розвинений по некомпетентних глинисто-аргілітових шарах різної потужності, що катаклазовані та розсланцьовані. Кластоліти (брили в матриксі) – це переважно продукти будинажу шарів дрібно- та середньо-зернистих пісковиків. Розміри кластолітів різні. Породи великих брил зазвичай менш змінені і часто зберігають свій первинний вигляд. Вони іноді, по суті, є окремими слабко тектонізованими реліктовими блоками і сягають розміру 10–30 м. Їм притаманне будинування та інтенсивна тріщинуватість пісковиків (компетентні шари), пошаровий призматичний крихкий кліваж алевролітів, пошарова механічна сланцюватість або лускуватість аргілітів (некомпетентних верств).

У кар'єрі, серед описаних зруйнованих утворень, можна спостерігати тектонічні брекчії – нагромадження в зоні розривів зцементованих, кутастих, відносно ізометричних уламків пісковиків різного розміру. Дрібні кластоліти, складені тріщинуватими пісковиками, алевролітами, які «закатані» у тонкорозсланцьовані аргіліти або глинку тертя. Грубоуламкова частина таких брекчій представлена вигнутими, необточеними (кутастими) уривками будинованих шарів пісковику та брилами різного розміру (від 1 до 5 м) в алевро-пелітовому розтертому матриксі .

Загалом, описана брокен-формація зберігає свою літологічну і стратиграфічну ідентичність, загальний шаруватий вигляд, незважаючи на сильну тектонізацію і розвиток структур типу «брили + матрикс». Вона є перехідним елементом від слабкодеформованих товщ до тектонічних меланжів.

На нашу думку, такі широко розвинені утворення як олістостроми, меланжі та брокен-формації варто вирізняти при геологічних роботах і зображувати на геологічних картах.

1. *Festa A., Pini G.A., Ogata K., Dilek Y.* Diagnostic features and field-criteria in recognition of tectonic, sedimentary and diapiric m?langes in orogenic belts and exhumed subduction-accretion complexes. Gondwana Research. 2019. 74: 11–34.
2. *Flores G.* Evidence of slump phenomena (Olistostromes) in areas of hydrocarbon exploration in Sicily. Proceedings 5th World Petroleum Congress, Sect. 1, pap. 13.1959, Roma: 259–275.

КАРБОНАТНІ МІКРОФАЦІЇ ВІДКЛАДІВ ВЕРХНЬОЇ ЮРИ ЗАХОДУ ТА ПІВДНЯ УКРАЇНИ: КЛАСИФІКАЦІЯ ТА ПОШИРЕННЯ

Анікеєва О.

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України
79060 Львів, вул. Наукова, 3-А
geolena@ukr.net

Карбонатне осадконагромадження і його особливості. У світовій практиці одним з основних методів, які використовуються при комплексних дослідженнях карбонатних товщ є аналіз карбонатних мікрофацій. На теперішній час поняття «карбонатна мікрофація», або біолітомікрофація, розуміється як «сукупність усіх седиментологічних і палеонтологічних даних, які можуть бути визначені і класифіковані у шліфах, пришліфовках або зразках порід» [2, с. 1].

Нагромадження карбонатних осадів – результат переважно біохімічних процесів у морському середовищі, пов'язаний з двома основними факторами – відсутністю накопичення теригенного матеріалу і високою біологічною продуктивністю басейну. Біологічна продуктивність, і, як наслідок, накопичення карбонатних осадів контролюється багатьма факторами, такими як глибина басейну, температура води, солоність, насиченість киснем, гідродинамічний режим, і т. ін. Основна маса карбонатного матеріалу утворюється на місці і має органічне походження – або безпосереднє, тобто скелетний матеріал, або побічне, як продукт життєдіяльності певних організмів. Автохтонне походження переважної більшості карбонатних осадів дозволяє з великою точністю відновити умови осадконагромадження. Дж. Л. Уїлсоном [4] була запропонована модель розподілу карбонатних осадів, що виражається у певній послідовності фацій – стандартні фаціальні пояси карбонатного шельфу. У межах загальних фаціальних зон (передрифова, рифова, зарифова) виділяється дев'ять типових фаціальних поясів, від заглибленої зони басейну до прибережної. Пояси в залежності від конкретних умов змінюються по ширині і витриманості – на вузькому шельфі більш вузькі та однорідні, на похилому – більш широкі. Ця послідовність є досить стійкою і її можна використовувати як критерій для стратифікації, кореляції та палеогеографічних побудов по різним регіонам. В подальшому модель Уїлсона модернізувалась і доповнювалась [2; 3 та ін.]). Так, був виділений 10 фаціальний пояс (континентальні умови), та як альтернатива була запропонована фаціальна модель карбонатного схилу (carbonate ramp), характерна для карбонатного осадконагромадження у помірному кліматі [2].

Метою мікрофаціального вивчення у шліфах є виділення частин фацій за схожими ознаками, які характеризують специфічні обстановки осадконагромадження. Ця мета потребує інтеграції дрібномасштабних мікрофаціальних даних та крупномасштабних літо- та біофаціальних критеріїв [2]. Це може бути зроблено, якщо критерії текстури, складу та органічних решток у вапняках розглядати спільно з допомогою типів стандартних мікрофацій.

Основою для концепції Стандартних мікрофацій стала виняткова структурна та композиційна подібність вапняків різного віку, утворених в аналогічних умовах. Концепція була розроблена Е. Флюгелем у 1972 р. для класифікації відкладів рифів та карбонатних платформ пізньотріасового віку на основі поєднання текстурних і палеонтологічних критеріїв [2]. Пізніше ця класифікація була розширена і більш строго визначена Уїлсоном [4] при дослідженні історії карбонатних фацій у часі. Ним було виділено 24 типи стандартних мікрофацій, які були використані як додаткові критерії для визначення основних обстановок осадконагромадження.

За визначенням Е. Флюгеля, стандартна мікрофація (СМФ) – це віртуальна категорія, яка класифікує мікрофації за визначеними критеріями. Ці критерії прості, не кількісні, або кількісні частково, легкі до розпізнання. Більшість типів СМФ базуються лише на кількох основних характеристиках, таких як тип зерен, біота або седиментаційні текстури [2].

Стандартні фаціальні зони (пояси) характеризуються певним набором стандартних мікрофацій, які можуть утворитися лише в певних умовах і різняться, в залежності від віку і умов у басейні, складом органічних решток [4].

Методика мікрофаціальних досліджень включає:

1. Польові спостереження – літологічні, палеонтологічні та седиментаційні ознаки порід у відслоненнях або у керні свердловин.

2. Мікроскопічне дослідження зразка, визначення його віку, умов утворення та належності до типу СМФ. Включає: 1) кількісне співвідношення основних компонентів – карбонатних зерен та основної маси (матриксу), наявність теригенних домішок. Присутність глинистої речовини та аутигенних мінералів; 2) характер і кількість органогенно-уламкових зерен. Різноманітність органічних решток, належність їх до певних екологічних умов. Тафономічні особливості – ступінь збереженості, мікритизація, регенерація, ознаки перевідкладення; 3) збереженість зерен (границі біокластів, форма зерен, наявність грануляції та мікритизації); 4) присутність ооїдів, пелоїдів, фекальних пелет чи невизначених грудок; водоростевих онкоїдів та гроноподібних грудок; літокластів та інтракластів; 5) структурно-текстурні особливості – орієнтація, упаковка та ступінь сортування біокластів та літокластів за розміром або за формою; 6) явища ущільнення (компакції); 7) тип цементації – склад, будова, наявність кількох генерацій; 8) вміст доломіту – розмір ромбоедрів, присутність прожилків та лінз, заміщення доломітом органічних решток; 9) текстури заповнення порожнин (мікритові, грудкуваті, шаруваті); 10) тип основної маси (розмір зерен, однорідність або шаруватість, присутність грудок або згустків, брекчируваність). Наявність геопетальних та інших текстур – індикаторів покрівлі та підошви; 11) біотурбації – переробка осаду риючими та мулоїдними організмами.

3. Дослідження органічних решток: виявлення автохтонних та алохтонних асоціацій, наявність планктонних організмів. Визначення домінуючих організмів та їх екологічних пріоритетів. Асоціації мікроінкрустаторів та бактеріальні утворення.

4. Аналіз послідовності мікрофацій та їх асоціацій. Визначення належності відкладів до стандартних фаціальних поясів. Виявлення компенсаційних поверхонь, «твердого дна» та інших ознак перерви в осадконагромадженні, виявлення штормових верств та інших корелятивних елементів. Виділення секвенсів та циклів, зумовлених евстатичними коливаннями Світового океану.

Аналіз мікрофацій у комплексі з секвенс-стратиграфічними дослідженнями часто є основним інструментом при палеогеографічних побудовах та палеоекологічних реконструкціях, а також при кореляції різних ділянок палеобасейну. Широко використовується для детальної стратифікації та кореляції потужних карбонатних товщ різного віку – середній тріас та верхня юра Західної і Центральної Європи, крейда Мексики та Південної Індії, та ін. Особливого поширення набуває у нафтогазоносних регіонах, зокрема на Близькому Сході [2].

Карбонатні мікрофації відкладів верхньої юри заходу та півдня України.

На території України карбонатні відклади верхньої юри відслонюються у Гірському Криму та локально в Українських Карпатах і у басейні р. Дністер на Волино-Поділлі та також розкриті свердловинами в Українському Передкарпатті, Західному Причорномор'ї (Переддобрудзький прогин) та у Південно-східному Криму. Вони є ланкою пізньоюрського рифового поясу Середземноморської провінції і сформовані на північній периферії Тетису під впливом загальних для цього басейну тенденцій осадконагромадження [1].

Мікрофаціальний склад порід вивчався нами при комплексному дослідженні відкладів верхньої юри Півдня та Заходу України з метою деталізації стратиграфічних, палеогеографічних та корелятивних побудов та палеоекологічних реконструкцій. Матеріалом слугували зразки з відкладів верхньої юри Українського Передкарпаття, Західного Причорномор'я, Південно-східного Криму та Ялтинського амфітеатру (Гірський Крим). В результаті проведених досліджень були виділені типи мікрофацій (JU), характерні для відкладів українського сегменту рифового поясу верхньої юри та узгоджені зі стандартними мікрофаціями. Стандартні типи мікрофацій (СМФ) приведені згідно [2], з поправками та зауваженнями по [4].

Мікрофації передрифових та глибоководних відкладів

JU-1 – спікулові вакстоуни або пакстоуни. Темні вапняки, переважно шаруваті, глинисті, збагачені органічною речовиною, часто окременілі, деколи з біотурбаціями. Містять велику кількість кременистих або заміщених кальцитом спікул губок, деколи радіолярії, зуби та луску риб, інші пелагічні організми. Відповідають СМФ-1 і характерні для обстановок басейну та відкритого шельфу. Зустрінуті у біогермних та передрифових відкладах нижнього оксфорду Передкарпаття та Переддобруджя.

JU-2– мікробіокластичні пелетові вапняки (грейнстоуни та пакстоуни) (off-bank debris). Зерна – суміш дрібного біодетриту (переважно уламки голкошкірих та молюсків, форамініфери, дрібні пелети. Часто мікрошаруваті. Відповідають СМФ-2 і характерні для передрифових відкладів у всіх регіонах.

JU-3 – темні пелагічні мікрити та біомікрити (мадстоуни та вакстоуни) з численними планктонними мікрофосиліями. Відповідають СМФ-3. Характерні для відкладів басейну та глибокого відкритого шельфу. Цей тип мікрофацій дуже поширений у передрифових відкладах верхньої юри всієї Північно-Тетичної провінції і і придатний для кореляції. Для відкладів оксфорду характерні мікрити з планктонними форамініферами («глобулігеринова мікрофація»), кімериджу – пелагічними криноідеями («сакокомова мікрофація»), титону – «кальпіонелова мікрофація» та «шари з глобохетами».

JU-4 – мікробрекчія з уламків різного походження. Уламки переважно обкатані, з ознаками переносу, і можуть складатися з біокластів, утворених на місці, матеріалу, перенесеного з мілководдя та попередньо зцементованих літокластів. Склад уламків – однорідний або поліміктовий. Часто зустрічаються градаційні текстури та домішка теригенного матеріалу. Цей тип порід включає в себе як дрібний осип, так і сміття, принесене турбідитами і характерний для осипів передового схилу та його підніжжя. Відповідає СМФ-4 і зустрінутий у передрифових відкладах титону-валанжину Передкарпаття та у відкладах оксфорду на хребті Іограф у Гірському Криму.

Мікрофації рифових відкладів

JU-5 – алохтонні біокластові грейнстоуни та пакстоуни з органічних решток, знесених з рифу. Складені зі щільно упакованих цілих фосилій або їх фрагментів, часто присутнє геопетальне заповнення порожнин. Цемент – спарит або пелспарит. Відповідає СМФ-5 і характеризує наближені до рифу фації – фланкуючі верстви, передовий схил, ближню передрифову або зарифову зону. Дуже поширений у відкладах верхньої юри і зустрінутий повсюдно.

JU-6 – щільно упаковані рифові вапняки, знесені з верхівки або флангів рифу під дією обвалів та інших гравітаційних процесів. Відповідають СМФ-6 і поширені у рифових та прилеглих до рифу комплексах, на краю платформи та у відкладах передового схилу. Даний тип відкладів присутній повсюдно, особливо характерний для відкладів титону Криму (г. Беденекир та Ай-Петрі).

JU-7 – кораловий баундстоун (біолітит). Характерний для рифових відкладів оксфорду у всіх регіонах та титону у Передкарпатті та Південно-Східному Криму. Відповідає СМФ-7.

JU-8 – вакстоуни і флоатстоуни з цілими організмами та добре збереженою ендо- та епібіотою (молюски, губки, корали, вапнисті водорості), часто перероблені риючими організмами. Утворені у низькоенергетичних обстановках нижче базису дії хвиль, шельфових лагунах з вільною циркуляцією. Відповідає СМФ-8 і зустрінутий лише у відкладах оксфорду Гірського Криму.

Мікрофації зарифових відкладів

JU-9 – сильно перероблені біокластичні вакстоуни (мікрити) з численними мікритизованими органічними уламками, перемішані риючими організмами. Біокласти (бівальвії, гастроподи, голкошкірі) часто мікритизовані. Утворення мілководних лагун з відкритою циркуляцією на рівні чи трохи нижче базису дії хвиль в хорошу погоду та глибокого шельфу. Відповідають СМФ-9 і 10 і характерні для зарифових відкладах усіх регіонів.

JU-10 – грейнстоун з біокластами в оболонках та спаритовим цементом. Складається з гранульованих біокластів в

оболонках, повністю або частково мікритизованих, обкатаних інтракластів, пелоїдів, деколи ооїдів. Утворення пісків краю платформи) та рифів в умовах нормальної морської солоності під постійним впливом вітру, на рівні або вище нормального базису дії хвиль. Оболонки внаслідок мікритизації свердлячими мікроорганізмами притаманні дуже мілководним обстановкам. Відповідає СМФ-11 і повсюдно присутній у верхній частині рифових відкладів оксфорду.

JU-11 – онкоїдні грейнстоуни. Каркас породи утворюють мікробіальні (переважно ціанобактеріальні) агрегати. Часто зустрічаються у відкрито-морських піщаних мілинах, відкритих шельфових лагунах, обстановках платформних патч-рифів та у зарифовій зоні бар‘єрних рифів. Відповідають СМФ-13. Даний тип є одним з найбільш характерних для відкладів рифової та зарифової фації Переддобруджя та відкладів прибережних біогермів у Передкарпатті.

JU-12 – залишкові відклади («lag deposit»). Характеризують періоди уповільненої седиментації або її відсутності. Залишкові вапнякові брекчії, складені зернами з оболонкою, деколи містять домішку ооїдів і пелоїдів. Характерна присутність гідроокислів заліза, фосфатів, та незначна потужність відкладів. Даний тип відповідає СМФ-14 і присутній у лагунних відкладах кімериджу у Передкарпатті та Переддобруджі.

JU-13 – олітові грейнстоуни та вакстоуни. Нагромадження карбонатних пісків з високим вмістом ооїдів відбувається поблизу мористих окраїн платформ, банок та шельфів, а також характерний для припливно-відпливної зони (за Уїлсоном). Відповідає СМФ-15 і зустрічається у верхній частині оксфордських рифів.

JU-14 – нешаруваті пелоїдні грейнстоуни та пакстоуни і шаруваті пелоїдні біндстоуни. Основою породи є скупчення дуже дрібних округлих або неправильної форми пелет. Відповідають СМФ-16 і утворені у мілководних платформних обстановках – ізольованих та напівізольованих лагун, мілководно-морських з обмеженою циркуляцією, аридних евапоритових платформ. Характерні для зарифових відкладів титону-беріасу у Передкарпатті та Рівнинному Криму.

JU-15 – грейнстоуни (пелспарити) з агрегатів зерен (грейпстоуни). Складаються з окремих або аглютинованих пелоїдів, обкатаних та мікритизованих уламків, часто з інтракластами. Фосилії зустрічаються рідко, за винятком деяких форамініфер та водоростей. Відклади дуже теплого мілководдя з помірною циркуляцією води. Відповідають СМФ-17 і характерні для відкритих та обмежених карбонатних платформ. Зустрінуті у відкладах кімериджу Гірського Криму.

JU-16 – біокластичні грейнстоуни та пакстоуни з численними, часом породоутворюючими бентосними форамініферами або вапняними зеленими водоростями. Відклади цього типу відповідають СМФ-18 і зустрічаються в барах, каналах, затоках, на піщаних відмілинах, які намиті припливними течіями в мілководних лагунах і бухтах та у шельфових лагунах з вільною циркуляцією. Форамініферові піски також часто формуються у зарифовій зоні та на поверхні рифа (reef flat). Характерні для відкладів титону у Рівнинному Криму та Передкарпатті.

Мікрофації лагунних відкладів

JU-17 – тонкошаруваті мікрозернисті або різнозернисті вапняки, перероблені мулоїдами, часто з характерною очковою структурою. Характерна велика кількість мулу, присутність фекальних пелет та асоціація остракод, форамініфер та водоростей. Утворені у прибережних платформних обстановках, припливно-відпливних зонах. Такі породи відкладаються у застійних умовах – ізольованих бухтах і затоках. Відповідають СМФ-19: Характерні для відкладів кімериджу у Передкарпатті та Переддобруджі.

JU-18 – водоростеві строматолітові мікрозернисті вапняки, утворені в умовах періодичного осушення. Відповідають СМФ-20. Зустрінуті у верхній частині оксфордських біогермів Передкарпаття, Переддобруджя, лагунних відкладах кімериджу у Передкарпатті та Переддобруджі.

JU-19 – мікрити (чисті нешаруваті однорідні мікрити, мікроспарити або доломіти) без органічних решток. Деколи присутні кристали селеніту Утворені в умовах засолонених лагун, пересихаючих мілин. Відповідають СМФ-23 і характерні для відкладів кімериджу Передкарпатського та Переддобрудзького регіонів.

JU-20 – шаруваті евапоритово-карбонатні мадстоуни – перешарування дрібнокристалічних вапняків, доломітів, деколи перероблених бактеріями та діагенетично деформованих, та евапоритів. Відповідають СМФ-25. Утворюються у верхній частині припливної зони, посушливих і напівпосушливих прибережних рівнинах і евапорітових озерах. Зустрінуті у лагунних відкладах кімериджу в Передкарпатті та Переддобруджі.

1. *Anikeyeva O., Zhabina N.* Ukrainian part of the Upper Jurassic reef belt of Europe and correlation with adjacent regions. Buletini i Shkencave Gjeologjike. Special Issue. Proc. of XX CBGA Congress, Tirana, Albania. 2014. Vol. 1. P. 191–194.
2. *Flügel E.* Microfacies of Carbonate Rocks. Analysis, Interpretation and Application. Second Edition. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2010. 984 p.
3. *Schlager W.* Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms. – American Association of Petroleum Geologists, Continuing Education Course Note Series, 34. 1992. 71 p.
4. *Wilson J.L.* Carbonate facies in geologic history. Berlin (Springer), 1975. 471 p.

ЕТАПИ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗУ КРЕЙДОВО-ПАЛЕОГЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ КАРПАТСЬКОГО СЕГМЕНТУ ОКЕНУ ТЕТІС

Попп І. Т., Гаєвська Ю. П., Гавришків Г. Я, Мороз П. В.

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України
Львів, вул.. Наукова, 3а
itpopp@ukr.net

У складі карпатської флішової формації карпатські геологи виділяють чотири субформації – нижньокрейдову, верхньокрейдову, палеоцен-еоценову, олігоценову. Границі між цими осадовими комплексами часто фіксуються регіонально витриманими горизонтами (строкатими, кременистими) і відображують різкі зміни характеру теригенної і біогенної седиментації. З ними пов'язуються [2, 4, 5] важливі події в геолого-тектонічному розвитку Карпат. Це дозволяє нам [4] виділити чотири етапи седиментогенезу в історії геолого-палеоокеанографічного розвитку Карпатського сегменту північної континентальної окраїни океану Тетіс: ранньокрейдовий (етап I), пізньокрейдовий (етап II), палеоцен-еоценовий (етап III), олігоцен-ранньоміоценовий (етап IV). Кожному з них притаманні певні геохімічні умови седименто-, діагенезу. На ранньокрейдовому етапі (етапі I) в аноксичному середовищі переважало відновне середовище (Eh<0) при значних коливаннях pH. Для пізньокрейдового етапу (етапу II) переважно були характерні лужно-окисні умови (Eh>0) вище рівня глибини карбонатної компенсації (ГКК). На ділянках морського дна, які знаходилися нижче рівня ГКК встановлювалися слабколужні і слабкокислі окисні умови (Eh>0), які різко переважали під час палеоцен-еоценового етапу (етапу III). В олігоцені – ранньому міоцені (етап IV) в різних частинах басейну в залежності від положення рівня ГКК і поширення зони кисневого мінімуму (КМ) домінували відновні (Eh<0) лужно-окисні умови (Eh>0). Спільна дія певних геолого-палеоокеанографічних і геохімічних факторів зумовила нафтогазоносність відкладів карпатського флішу. Геохімічні умови седиментогенезу і діагенезу істотно вплинули на специфічні особливості літогенезу відкладів, виділених нами [1, 4] літолого-геохімічних типів (сірих вапняковисто-глинисто-теригенних (ЛГХТ I); невапняковистих або слабковапняковистих, часто строкаті глинисто-теригенних (ЛГХТ II); чорні вуглецевмісних скременілих теригенно-глинистих (ЛГХТ III) товщ) і, відповідно, на формування їх колекторських властивостей. В одному осадовому комплексі сформувалися як потужні товщі псамітолітів, що нагромаджувалися в періоди лавинної теригенної седиментації і є резервуарами вуглеводнів, так і бітумінозні нафтоматеринські кременисто-глинисті відклади, утворення яких пов'язане зі сповільненням процесів теригенного осадонагромадження і фазами океанічних безкисневих безкисневих подій ОАЕ-1 (баррем-альб) і ОАЕ-4 (олігоцен).

Ранньокрейдовий етап (етап I) приурочений до тектонічного режиму регіонального розтягу в межах Карпатського сегменту північної континентальної окраїни океану Тетіс. Тоді відбулося нагромадження відкладів валанжин-альбського віку, нижня частина яких залягає на відкладах дофлішового етапу історії розвитку Карпат. Серед них поширені переважно темноколірні товщі. Їх літологічний дозволяє розділити етап I на два підетапи: валанжин-ранньобарремський (підетап I-1) і пізньобаррем-альбський (підетап I-2). На валанжин-ранньобарремському підетапі (підетапі I-1) відбулося зародження флішового басейну в режимі тектонічного розтягу літосферних плит. В таких палеогеографічних умовах формувалися флішоїдні відклади кам'янопотокської і рахівської ("дикий фліш") світ. Їх характерними особливостями є фаціальна строкатість (невпорядкованість фацій), погана відсортованість уламкового матеріалу, а також значне поширення грубоуламкових відкладів (гравелітів, конгломератів, брекчій) і або олістостромових горизонтів з включеннями екзотичних порід дофлішового фундаменту. Пізньобаррем-альбський (підетап I-2) приурочений до загальновідомої [1, 8] глобальної фази "океанічних безкисневих подій" ОАЕ-1 в баррем-альбі, під час якої в багатьох частинах Світового океану існував дефіцит кисню, що було сприятливою умовою для нагромадження і фосилізації в осадах великих кількості органічної речовини. В Карпатському флішовому басейні дія апвелінгового ефекту спричинила бурхливий розвиток організмів з кремнієвою функцією. Наслідком таких обставин було формування чорних вуглецевмісних теригенно-глинистих відклади шипотської і спаської світ (ЛГХТ III), які, частково, фаціально заміщуються піскуватими утвореннями буркутського типу. Характерними особливості верхньобаррем-альбського осадового комплексу Українських Карпат є порівняно вирівняні фації, що карпатськими геологами, зазвичай, пояснюється незначним розчленуванням флішового басейну і слабким розвитком так званих "кордильєр". На нашу думку, фаціальний склад відкладів карпатського флішу зумовлений не тільки розчленованістю басейну, але й характером теригенної седиментації в підніжжі континентального схилу (лавинним під час регресій і сповільненим під час трансгресій) та розподілом фацій в проксимальних і дистальних частинах фенів (конусів виносу).

На межі ранньо- (етап I) і пізньокрейдового (етап II) етапів відбувається зміна тектонічних режимів розвитку Карпатського флішового басейну, тобто перехід від регіонального розтягу до регіонального стиску, який став додатковим чинником, що впливав на процеси теригенної і біогенної седиментації в цьому сегменті океану Тетіс.

Етап II (сеноман – ранній палеоцен) седиментації в Карпатському басейну приурочений до інтенсивного пізньокрейдового карбонатонагромадженняу Світовому океані. Виділяємо два підетапи етапу II: сеноман-туронський (підетап II-1) і пізньотуронський-ранньопалеоценовий (підетап II-2). Важливим чинником седиментації підетапу II-1 була велика сеноман-туронська трансгресія. Внаслідок значного евстатичного підвищення рівня Світового океану в цей час великі площі континентів були покриті епіконтинентальними морями і швидкість процесів теригенної седиментації в підніжжі континентального схилу була максимально сповільнена. Такі палеоокеанографічні обставини істотно вплинули на літолого-фаціальний склад сеноман-туронських відкладів Карпат, які можна вважати аналогоми сучасних пелагічних глинистих і карбонатно-глинистих мулів. Для них характерні найбільш вирівняні фації порівняно з іншими осадовими комплексами карпатського флішу. Чітко спостерігається фаціальний перехід від менш глибоководних карбонатних осадів, що

нагромаджувалися вище рівня ГКК, до більш глибоководних безкарбонатних глинистих утворень, формування яких відбувалося нижче рівня ГКК. Тобто, в Українських Карпатах на північному заході Скибової зони поширені сірі піскувато-мергелисті відклади головнінського типу, які в південно-східному напрямку фаціально переходять в строкаті мергелисто-глинисті утворення ілемкінської і яловецької світ (Кросненська зона, Говерлянська підзона Чорногорської зони) типу і далі у повністю безкарбонатні строкаті глинисті яловецькі відклади, поширені в Скуповській підзоні Чорногорської зони та Дуклянській і Свидовецькій зонах. Для пізньотуронсько-ранньопалеоценового підетапу (підетапу II-2) характерна набагато потужніша теригенна седиментація, пов'язана з евстатичними коливаннями рівня моря. Зокрема, відклади верхньострийської підсвіти, нижня частина яких відповідає масстрихтському ярусу, складені тонкоритмічним чергуванням пісковиків, алевролітів, аргілітів, і можуть бути віднесені до дистальних турбідітів. Крім постачання великої кількості теригенного матеріалу зі Східно-Європейської платформи (фени пра-Вісли і пра-Стрия) відбувався потужний його з південного сходу, з Мізійської плити (гіпотетичний фен пра-Молдови). Доказом існування останнього можуть існувати потужні піскуваті, груборитмічні і грубоуламкові товщі Переддуклянської, Дуклянської, Чорногорської, Свидовецької, Красношорської, Сухівської зон. Більший або менший вміст карбонатної складової в осадах був зумовлений положенням рівня ГКК, його змінами в просторово-часовому відношенні. Про поглиблення басейну нижче рівня ГКК в південно-східному і південно-західному напрямках свідчить поява і Скибової зони строкатих горизонтів у стрийських відкладах та подібних утворень в Магурській зоні.

Палеоцен-еоценовий етап (етап III) седиментогенезу в Карпатському сегменті океану Тетіс характеризується потужним теригенним осадонагромадженням, яке особливо сильно себе проявило в палеоцені і середньому еоцені, а також досить значною фаціальною різноманітністю, що, на нашу думку, пов'язано не стільки з існуванням так званих "кордильєр" скільки із зміною фацій від дистальних до проксимальних в межах фенів (конусів виносу). Карбонатного матеріалу в глибоководні осади континентального схилу і його підніжжя в цей час попадало значно менше ніж підчас пізньокрейдового етапу (етапу II) седиментогенезу. Причиною цього могли бути як флуктуації рівня ГКК, так і події в біосфері Землі (масові вимирання організмів з карбонатною функцією або навпаки значні спалахи їхнього розвитку). На межі пізньої крейди і палеоцену (етапів II і III) відбулася глобальна біотична криза (велике масове вимирання багатьох груп морських і наземних організмів), причини якої дослідниками [3] до кінця не з'ясовані (зіткнення Землі з астероїдом або кометою, підвищення інтенсивності вулканічних процесів, планетарна зміна клімату). В розрізі карпатського флішу стратиграфічна границя між стрийськими карбонатно-теригенними і ямненськими безкарбонатними теригенними знаходиться дещо вище від цієї межі, що можна пояснити скидуванням матеріалу з першого рівня лавинної седиментації на другий. При цьому карбонатно-теригенний матеріал, який в кінці крейдового періоду відкладався на зовнішньому шельфі, на початку палеоцену внаслідок евстатичного пониження рівня Світового океану переміщувався на континентальний схил, а потім у його підніжжя.

Виділяємо два підетапи етапу III: палеоценовий (підетап III-1) і еоценовий (підетап III-2). Потужна теригенна седиментація палеоценового підетапу (підетапу III-1), пов'язана із евстатичним пониження рівня моря, фіксується потужними псамітолітовими товщами ямненського (Скибова зона), лютського (Дуклянська зона), гнилецького (Чорногорська зона), урдинського (Свідовецька зона) типів, які були модулями проксимальної частини фенів (конусів виносу). В дистальних їх частинах нагромаджувалася строкаті тонкоритмічні теригенно-глинисті відклади (яремчанський горизонт, битківські верстви та інш.), які в сучасному заляганні розвинені в Скибовій, Венгловецькій, Кросненській і Магурскій зонах. Досить незначна кількість кальциту в палеоценових відкладах свідчить про різке зменшення інтенсивності біогенної карбонатної седиментації в цей час. Відклади еоценового підетапу (підетапу III-2) характеризуються значною фаціальною різноманітністю. Під час евстатичних підвищень рівня Світового океану в ранньому і пізньому еоцені нагромаджувалися переважно тонкоритмічні, часто строкаті, теригенно-глинисті товщі. Посилення теригенної седиментації, пов'язане із евстатичним пониженням рівня моря, відбулося всередині еоценової епохи. У зв'язку з цим потужні піскуваті товщі в розрізах карпатського флішу залягають в середньому еоцені Скибової (вигодська світа), Кросненської (сойменська світа), Передуклянської (ужокські верстви), Дуклянської (ставнянська світа), Чорногорської (топільчанська світа), Свідовецької (бобрукські і угорокські верстви) зон. Виділений нами підетап III-2 в седиментологічній історії Карпатського флішового басейну корелює з еоценовим карбонатонагромадженням у Світовому океані, що проявилося у підвищенні вмісту $CaCO_3$ в окремих верствах в розрізі досліджуваних відкладів (піскуваті вапняки пасічнянської світи, вапняковисто-піскуваті плати вигодської світи та інш.), а також у наявності самій верхній частині еоценового розрізу регіонально витриманого горизонту глобігеринових мергелів (шешорського горизонту). Формування останнього є результатом співпадіння в часі двох чинників: сприятливих кліматичних умов для розвитку теплолюбних організмів з карбонатною функцією і різкого зменшення надходження теригенного матеріалу у глибоководний седиментаційний басейн, спричиненого евстатичним підвищенням рівня моря. В кінці еоценової епохи внаслідок колізії континентів відбувається відокремлення від основного басейну океану Тетіс напівзамкненого моря Паратетіс. В розрізі карпатського фліші ця подія проявилася у формуванні олістостромового горизонту (попельська світа), пов'язаного з руйнуванням стінок підводних каньйонів і попаданням в осади уламків більш давніх порід.

Найбільш значною геолого-палеоокеанографічною і седиментологічною подією олігоцен-ранньоміоценового етапу (етапу IV) седиментогенезу в Карпатському сегменті північної континентальної окраїни океану Тетіс було нагромадження відкладів з підвищеним вмістом $C_{орг}$ і $SiO_{2біог}$, спричинене дефіцитом кисню в наддонних морських водах. Згідно [1] формування таких товщ пов'язуємо з регіональною океанічною безкисневою подією OAE-4. В планетарному масштабі на межі еоценового (етапу III) і олігоценового (етапу IV) часу відмічається глобальна біотична криза (масове вимирання окремих груп морських організмів), ймовірніше всього пов'язана похолоданням клімату [3, 6, 7]. В Карпатському флішовому басейні у зв'язку з цим відбувається різка зміна характеру біогенної седиментації, В розрізі досліджуваної товщі вона виражена тим, що вище глобігеринових мергелів шешорського горизонту залягають силіцити нижнього кременистого горизонту нижньоменілітової підсвіти.

Виділяємо три підетапи етапу IV: ранньоолігоценовий (підетап IV-1), середньоолігоценовий (підетап IV-2) і пізньоолігоцен-ранньоміоценовий (підетап IV-3). Відновлення дії Карпатського апвелінгу в ранньому олігоцені (підетап IV-1), яке корелюється з глобальною зміною клімату, трансгресією моря та екологічною (біотичною) кризою, привело до розвитку анаеробної зони в проміжних водах басейну, підвищення рівня ГКК і нагромадження відкладів з високим вмістом $C_{орг}$ і $SiO_{2\ біог}$. Період формування цієї товщі, яка в сучасному заляганні представлена вуглецевмісними скременілими породами нижньоменілітової підсвіти і дусинської світи, виділяємо як підфазу безкисневих подій ОАЕ–4а в Карпатському сегменті океану Тетіс. Глобальна регресія в середині олігоцену (підетап IV-2) спричинила різке пониження рівня ГКК у Світовому океані, тимчасове припинення дії апвелінгу на північній континентальній окраїні Тетису і нагромадження в Карпатському седиментаційному басейні сірих карбонатно-теригенних відкладів лопянецького типу, що характеризуються низьким вмістом $C_{орг}$ і $SiO_{2біог}$. З пізньоолігоценовою трансгресією (підетап IV-3) ми пов'язуємо відновлення дії апвелінгу, підйом рівня ГКК і новий спалах біогенного кремненагромадження, який фіксується появою в розрізі верхнього кременистого горизонту менілітової світи. Різке підвищення біопродукції в зоні апвелінгу спричинило до повторного встановлення в мезопелагічній частині басейну анаеробних умов (підфаза безкисневих подій ОАЕ–4б в Карпатському сегменті океану Тетіс) і нагромадження скременілих вуглецевмісних відкладів верхньоменілітової підсвіти.

Таким чином, верстви вуглецевмісних силіцитів, які підстеляють бітумінозні товщі нижньо- і верхньоменілітової підсвіт, можна вважати не тільки маркувальними горизонтами в стратиграфії флішу Карпат, а і важливими літологічними корелятивами, що фіксують різкі зміни океанологічних обставин в Карпатському олігоценовому басейні.

Фаціальні переходи між чорними вуглецевмісними скременілими теригенно-глинистими (ЛГХТ III) і сірими вапняковисто-глинисто-теригенними (ЛГХТ I) товщами пояснюємо різними співвідношеннями зони кисневого мінімуму (КМ) і рівня ГКК в різних частинах басейну. Формування перехідних товщ між між менілітовими і кросненськими та між менілітовими і лоп'янецькими або поляницькими пов'язуємо з флуктаціями рівня ГКК, а також нижньої та верхньої границь зони КМ, під час яких аноксичні відновні умови седиментогенезу відкладів змінювалися окисними.

2. Безкисневі події океану Тетіс / Ю. М. Сеньковський, Ю.В. Колтун, К.Г. Григорчук і ін. К.: Наук. думка, 2012. 183 с.
3. Еволюція Українських Карпат і суміжних областей з позиції регіональної геодинаміки / О. Ступка, З. Ляшкевич, Л. Пономарьова та ін. Геологія і геохімія горючих копалин. 2006. № 3–4. С.58–75.
4. *Кенет Дж. П.* Морська геологія. 1987. Т. 2. 384с.
5. Літогенез осадових комплексів океану Тетіс. Карпато-Чорноморський сегмент / Ю. М. Сеньковський, К. Г. Григорчук, Ю. В. Колтун і ін. Київ: Наукова думка, 2018. 158 с.
6. Тектоно-магматична еволюція Карпат / З. М. Ляшкевич, А. П. Мєдвєдєв, Ю. З. Крупський та ін. К.: Наук. думка, 1995. 132 с.
7. *Ozsvárt P., Kocsis L, Nyerges A. et al.* The Eocene-Oligocene climate transition in the Central Paratethys. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2016. 459. P. 471–487. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.07.034.
8. *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. 31(2). P. 363–379. https://doi.org/10.15421/112234.
9. *Shlanger S. O., Jenkyns H. C.* Cretaceons oceanic anoxic events couses and conseguences. Geolofie en Mijnbow. 1976. V. 55. P. 179–184.

ЗУБИ ТВАРИН РЯДУ *PROBOSCIDEA* – СВІДЧЕННЯ ЖИТТЯ СЛОНОВИХ НА ТЕРЕНАХ ЗАХОДУ УКРАЇНИ

Січко І.[1], Тузяк Я.[2]

[1]Львівський фізико-математичний ліцей при ЛНУ імені Івана Франка, вул. Караджича, 29, Львів
sichkoihor@gmail.com
[2]Львівський національний університет імені Івана Франка, Львів, вул. Грушевського, 4
yarynatuzak@gmail.com

Вступ. Палеонтологічний музей містить багату колекцію викопних зубів тварин з ряду *Proboscidea*, зібрану у 50-х–60-х роках XX ст. в межах західних областей України (Глиняни, Новий Розділ, Львів та ін.), яка належить до наукових об'єктів, що отримала статус національного надбання. Знахідки зубів – це унікальний, рідкісний і цінний матеріал, який дає відповідь на цілий спектр питань: хто жив, коли жив, який спосіб життя вів, чому з'явився і з-за яких обставин зник. На сучасному етапі колекція зубів хоботних відділу біоти антропогену Палеонтологічного музею потребує ревізії і додаткового вивчення з використанням сучасних методів досліджень з метою визначення систематичної приналежності, уточнення кліматичних умов середовища проживання, з'ясування чинників вимирання. Практичним аспектом вивчення викопного матеріалу, представленого молярами хоботних, є побудова схем і карт ареалів поширення особин, визначення вікової приналежності вмісних утворень, а також використання результатів досліджень при створенні геопарків – заповідних зон з метою збереження не лише живого біорізноманіття, а й тих екосистем, які існували на планеті Земля мільйони, сотні і тисячі років тому й створюють уявлення про угруповання доісторичних тварин, які населяли територію України у далекому минулому.

На сучасному етапі рештки давніх слонів і мамутів виявлені на території всієї України – Львівська, Вінницька, Івано-Франківська, Рівненська, Тернопільська, Київська, Полтавська, Чернівецька, Чернігівська, Черкаська області. Перші знахідки були виявлені в с. Старуня Івано-Франківської обл. у жовтні 1907 р.

Матеріали та методи. Матеріалом для написання статті слугувала колекція викопних зубів хоботних різного ступеня

збереження Відділу біоти антропогену Палеонтологічного музею ЛНУ імені Івана Франка. Зібрання містить 32 моляри різної систематичної приналежності і походить з теренів Заходу України – Глиняни, Новий Розділ, Львів. Для опису використано 7 зубів. Головним методом досліджень був морфолого-порівняльний з проведенням замірів розмірів таких величин: довжина, ширина і висота моляра, форма жувальної поверхні, форма і кількість емалевих пластин, висота коронки, ширина емалі, які є головними критеріями при визначенні родів хоботних і вікових відмін молярів (m1 до m6).

Результати. На підставі морфолого-порівняльного аналізу таких ознак як загальна форма зубів, форма жувальної поверхні, форма емалі в зубних плитах, кількість зубних плит, товщина емалі, простір в середині зубних плит, характер складчастості (нерівності) емалі в зубних плитах, висота коронки [2] визначено приналежність зубів/молярів до родів *Loxodonta* (Африканські слони), *Elephas* (Азійські слони) і *Mammuthus* (Мамути). Наприклад, зуби *Loxodonta* і *Elephas* відрізняються за формою емалі в зубних плитах на жувальній поверхні. У *Loxodonta* емаль має форму ромба, а у *Elephas* емалеві пластини паралельні. Також простежується відмінність у загальній формі зуба: у перших – зуб без дугоподібного вигину і прямий, а у других – зуб вигнутий, і повернутий у бік щелепи. Товщина емалі також має значення – це один з показників раціону тварин і може вказувати, якої твердості їжу вживала тварина. У *Loxodonta* дієта змішаного типу через доступність тих чи інших ресурсів їжі у різні сезони [6]. Під час посухи вони їдять тверду їжу як, наприклад, високоросла трава, кора, гілки, а у сезон дощів – молоді пагони, низькорослу молоду траву, фрукти, листя та інші рослини. На сучасному етапі тривають дискусії серед дослідників щодо приналежності Африканських слонів до пасовищних тварин чи до таких, раціон яких міг охоплювати різну м'яку рослинну їжу як от листя чи різні м'які дводольні рослини. Ця дискусія ґрунтується на різному типі рослинності в різних регіонах Африки [7]. Азійські слони мають відносно тонку емаль (за результатами досліджень [2] від 2.6 мм до 3.7 мм для m3), що свідчить про вживання дещо м'якшої їжі – фруктів, листя, молодих пагонів та інших м'яких рослин. Кількість зубних плит також важлива, бо дає можливість з'ясувати, в яких умовах жила тварина. Африканські слони мають меншу кількість зубних плит (від 5 до 12), що дає можливість стверджувати про споживання їжі різної жорсткості. В саванах їжі не так багато і потрібно з кожних доступних рослин отримати максимально поживних речовин. Дещо інша ситуація з Elephas. Слони цієї групи спеціалізуються не на якісному перетиранні, а на кількісному, так як в тропіках і субтропіках наявність їжі у надлишку, через що число зубних плит може бути більшим і становити понад 12. Висота коронки також різна. У перших коронка низька, у других висока. Це все пов'язано з перетиранням (подрібненням) твердої їжі. Чим нижча коронка, тим більш м'якшу їжу вживає тварина. Різним також є простір в середині зубних плит у видів і підвидів вище названих родів. У Африканського лісового слона простір в середині зубної плити менший ніж у саванного [2]. У Суматранського слона простір в зубній плиті більший ніж у Індійського [2]. Структура емалі на жувальній поверхні зубних плит також є різною у двох вище зазначених родів. У *Loxodonta* емаль рівна без викривлень, а у *Elephas* емаль має дуже чітко виражені викривлення.

Для порівняння зубів з роду *Mammuthus* складено таблицю з урахуванням головних ознак (табл. 1).

Таблиця 1

Порівняльна характеристика ознак зубів/молярів мамутів

Ознаки	*Mammuthus trogontherii*	*Mammuthus primigenius*
Загальна форма зубів (A, B)	Зуб дещо викривлений, його задня частина має кутасту форму	Зуб дещо викривлений, задня частина заокруглена
Форма емалі в зубних плитах на жувальній поверхні (D)	Паралельна	Паралельна
Кількість зубних плит	18–22 (для M3) [8]	18–24 (для M3) [8]
Товщина емалі (G)	1–2.5 мм	1–2.5 мм
Простір в середині зубних плит (E)	Мала відстань	Мала відстань
Складчастість емалі в зубних плитах (F)	Присутні викривлення	Присутні викривлення
Висота коронки	Низька коронка	Низька коронка

Корінні зуби (моляри) мамутів є одними з найскладніших у ссавців. Вони складені пластинками дентину, оточених емаллю. Між самими пластинами в коронковій зоні присутній цемент, який скріплює пластини між собою. Кількість пластин у кожному зубі визначається видом і віком зуба. Біля основи зуба корінь утримував зуб у щелепі. У мамутів та слонів у міру дорослішання прорізується максимум шість наборів зубів. Коли зуби змінюються, кожен наступний зуб стає більшим і складений більшим числом пластин. Розмір зубів коливається від приблизно 2,5 см при народженні до 19–30 см і більше у шостому й останньому наборі. Після того, як у мамута зношуються шостий і останній ряд зубів, тварина стає нездатною пережовувати їжу і зрештою помирає від голоду. У табл. 2 наведено морфолого-порівняльний аналіз вікових категорій молярів хоботних з урахуванням таких ознак: довжина, ширина, висота зубів, кількість зубних плит, товщина емалі.

Таблиця 2

Порівняльна характеристика зубів/молярів вікових категорій видів родів *Loxodonta* та *Mammuthus*

Ознаки	З	Т.З.	L	W	H	Е.Т.	P	Коментарі
Loxodonta africana	Нж	M2	10	5	12.9	3	6+	Емаль трохи зношена, відсутня передня частина зуба
Elephas maximus	-	M4	18+	8	8	2	6+	Емаль майже не зношена, передня частина зуба відсутня
Mammuthus primigenius	Нж	M 2+Щ	10	5	5	±2	10	Зуб повністю збережений, емаль повністю зношена
	Нж	M3	12.5+	7	11.5	±2	12+	Емаль зношена не повністю, задня частина зуба відсутня
	Вх	M4	19.5+	7.3	12.5	±2	14	Емаль зношена не повністю, передня частина зуба відсутня
	Нж	M5+Щ	23	7	15	2	14	Емаль майже не зношена,. зуб збережений повністю
Mammuthus trogonterii	Нж	M6	30.2+	9	15.5	2	13+	Емаль майже не зношена, передня частина зуба відсутня

Пояснення до скорочень: З – положення зуба (Нж – нижнє; Вх – верхнє); L – довжина (см); W – ширина (см); H – висота (см); P – кількість зубних плит; Т.З. – тип зуба (Щ – щелепа); Е.Т. – товщина емалі (мм); коментарі – характеристика зуба (аналіз його елементів).

1. About Mammoth Molars – https://www.fossilera.com/pages/about-mammoth-molars
2. *Chang Chun-Hsiang*. Sexual Dimorphism and Ontogeny in the Dentition of the Asian Elephant (Elephas maximus) // Collection and Research. 32. 2019. P. 63–77.
3. *Laws R. M.* Age criteria for the African elephant, Loxodonta a. Africana // African Journal of Ecology. 4(1). 2008. P. 1–37
4. *Lister A. M.* Mammoth evolution in the late Middle Pleistocene: The Mammuthus trogontherii-primigenius transition in Europe // Quaternary Science Reviews. 294(1). 1996. P. 202–213.
5. *Metcalfe J. Z., Longstuff F. J., Zazula G. D.* Nursing, weaning, and tooth development in woolly mammoths from Old Crow, Yukon, Canada: Implications for Pleistocene extinctions // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 298(3). 2010. P. 257–270.
6. *Saarinen J., Karma A., Cerling Th*. A New Tooth Wear–Based Dietary Analysis Method for Proboscidea (Mammalia) // Journal of Verterbrate Paleontology. 2015. P. 1–8.
7. *Sach F., Dierenfeld E.S., Langley-Evans S. C., Watts M. J., Yon L*. African savanna elephants (Loxodonta africana) as an example of a herbivore making movement choices based on nutritional needs // PeerJ 7. 2019. P. 62–60.
8. *Todd N. E*. Qualitative Comparison of the Cranio-Dental Osteology of the Extant Elephants, *Elephas Maximus* (Asian Elephant) and *Loxodonta africana* (African Elephant) // The Anatomical Record. 293. 2010. P. 62–73.

СТРАТИГРАФІЧНИЙ РОЗРІЗ ВОЛИНСЬКОЇ ОБЛАСТІ У ВІДПОВІДНОСТІ ДО МІЖНАРОДНОЇ ХРОНОСТРАТИГРАФІЧНОЇ ШКАЛИ

Вовк О. П., Недбайло Д. Р.

Волинський національний університет імені Лесі Українки
м. Луцьк, Україна пр-т Волі, 13
geologygeochemistry@gmail.com; denbay@ukr.net

Вступ. Значення та життєво важливу роль води, як невід'ємної передумови для забезпечення здоров'я людини та збереження навколишнього середовища, неможливо переоцінити. Оскільки вода присутня у поверхневих водоймах та в породах-колекторах земної кори, глибоке розуміння геологічної структури регіону є невід'ємною частиною проведення гідрогеологічних досліджень.

Постановка проблеми. Незважаючи на те, що геологічна будова Волинської області добре вивчена [1, 3-5], у стратиграфічноному розрізі часто наводяться застарілі одиниці такі як Рифей та Венд. Тому необхідно привести стратиграфічний розріз Волинської області у відповідність до Міжнародної Хроностратиграфічної Шкали (МХШ) [6]. Перші спроби були зроблені у [2; 7].

Мета роботи. Розробити новий стратиграфічний розріз Волинської області на основі опублікованих та фондових матеріалів, який буде відповідати МХШ, а не застарілим радянським стратиграфічним одиницям.

Об'єкт дослідження – геологічна будова Волинської області.

Предмет дослідження – стратиграфічний розріз Волинської області.

Для досягнення мети були поставлені такі **завдання**:

- Опрацювати літературні та фондові матеріали з геологічної будови Волинської області;
- Співставити міжнародні та місцеві стратиграфічні одиниці;
- Побудувати стратиграфічний розріз Волинської області, який буде відповідати Міжнародній Хроностратиграфічній Шкалі;

Методи дослідження. Під час виконання роботи ми використовували такі методологічні підходи: географічний, системний, екологічний, раціоналістичний, історичний, конструктивний. Крім того, використовувались загальнонаукові методи дослідження, як картографічний, аналізу і синтезу, спостереження, порівняльно-географічний, історичний, класифікації та групування.

Результати. Волинська область розташована на території Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи. В геологічному контексті, територія області знаходиться в межах Балтійсько-Придністровської зони перикратонних опускань. Основними структурами в цій області є північна частина Львівського палеозойського прогину (ЛПП), Волинське палеозойське підняття (ВПП), Львівсько-Ратнівська горстова зона (ЛРГЗ) і південна частина Брестської западини.

У своєму геологічному розвитку, територія пройшла складний шлях, включаючи різноманітні етапи й цикли формування фундаменту та платформеного чохла. Геологічна будова цієї області різноманітна та складна. Вона включає утворення Криптозою та Фанерозою.

Фундамент переважно складається з гранітів, гранодіоритів, сланців, гнейсів та інших кристалічних порід. Проте дані про цей фундамент недостатньо вивчені, і маються деталі лише з керну небагатьох свердловин. Кристалічний фундамент, який відноситься до архейсько-протерозойського періоду, був виявлений у свердловинах, таких як І-Берестечко, І-Володимир-Волинський, І-Горохів, І-Луцьк та І-Овадне. За даними абсолютного віку, більшість цих порід належить до нижнього та середнього протерозою. На жаль, поки що немає відомостей про родовища корисних копалин, пов'язаних з цими породами, на території області. Це в основному обумовлено значними глибинами залягання фундаменту (від 150 м у тектонічних блоках ЛРГЗ до 3,5 км у ЛПП) та недостатньою вивченістю.

Осадовий чохол складений відкладами Протерозою, Палеозою, Мезозою і Кайнозою. Він представлений потужною товщею вулканогенних і осадових порід, досягаючи в південно-західній частині області (ЛПП) 3-3,5 км.

Зведений стратиграфічний розріз Волинської області, побудований на основі літературних даних та фондових матеріалів має такий вигляд.

Протерозойська група

Поліська серія (1650-680 млн. р.). Серед найдавніших осадових утворень південно-західної частини Східноєвропейської платформи знаходяться породи Поліської серії. Вони лежать на кристалічному фундаменті. Поліська серія відноситься до Палеопротерозою – Неопротерозою за Міжнародною Хроностратиграфічною Шкалою [6]. Вона перекривається молодшими відкладами Едіакарію, Палеозою і Мезозою. Утворення Поліської серії виявляються в лінійному грабеноподібному Волино-Оршанському прогині, відображаючи авлакогенну стадію розвитку південно-західної частини Східноєвропейської платформи. Це перехідний комплекс між архейсько-протерозойським фундаментом і платформенним покривом.

У регіоні Волино-Поділля відклади Поліської серії містять пісковики, алевроліти та аргіліти. В пісковиках переважають кварцові і польовошпат-кварцові різновиди. Алевроліти та аргіліти з'являються як прошарки серед пісковиків. Деякі ділянки, зокрема місцевості навколо м. Горохів, м. Луцьк, м. Берестечко та с. Овадне, мають магматичні породи потужністю до 100 м, такі як габро, габро-діабази і габро-долерити. Потужність відкладів Поліської серії нерівномірно збільшується в напрямку до центральної частини Поліського басейну. Максимальна товщина (870 м) відкладів спостерігається в районі м. Луцька.

Пісковики Протерозою та Кембрію, які містять тріщини, містять напірний горизонт підземних вод. Це особливо актуально на північному сході області. Використовується місцевим населенням, зокрема для водопостачання смт. Маневичі.

Едіакарій (680-570 млн. р.). Породи цього віку залягають на відкладах Поліської серії та перекриваються породами Балтійської серії Кембрію. Вони розповсюджені на території Волино-Поділля і представлені осадовими та вулканогенно-осадовими утвореннями товщиною до 950 м.

В розрізі Едіакарію виділяють дві товщі - Волинська і Валдайська серії, які залягають одна на одній. Волинська серія включає Горбашівську і Берестовецьку світи. Горбашівська світа має різнобарвні пісковики і гравеліти аркозового складу. Ця верства порід товщиною до 46 м виражено на каротажних діаграмах і корисно при міжплощинній кореляції.

Берестовецька світа - значна вулканогенна товща до 465 м, з ефузивними, пірокластичними та частково інтрузивними породами. У північних ділянках Волино-Поділля Берестовецька світа поділяється на 3 частини: нижню і верхню ефузивні, та середню туфогенну, вказуючи на циклічний характер вулканічної активності. Тут базальти мають тонку текстуру, а туфи відрізняються зафарбуванням та текстурою. Лінзовидні прошарки аргілітів і алевролітів також присутні. Базальти темно-сірі, тоді як туфи зеленувато-сірі та бурувато-бузкові.

Відклади Валдайської серії трансгресивно лежать на розмитих утвореннях Волинської серії, а в деяких місцях непосредствено на кристалічному фундаменті. Вони перекриваються відкладами Балтійської серії нижнього Кембрію, а також Крейди та Антропогену. Валдайська серія складається з 2 частин: нижньої (Гдовський горизонт) і верхньої (Котлинський горизонт). Нижній частині цієї серії відповідають Могилевська, Яришівська і Нагорнянська світи, а верхній - Каніловська.

Нижньовалдайські відклади, що становлять Гдовський горизонт, мають нерівномірнозернисті пісковики з алевролітами. В аргілітах цього горизонту часто містяться конкреції фосфоритів (Нагорнянська світа). Найбільша потужність нижньовалдайських утворень (186 м) зафіксована в східній частині регіону, зменшуючись на заході через випадання нижньої частини розрізу.

Верхньовалдайські відклади Котлинського горизонту представлені шаруватими пісковиками, алевролітами та аргілітами сірого кольору, з характерною хвилястою шаруватістю. У відміну від Гдовського горизонту, товщина утворень Котлинського збільшується на заході, досягаючи 200 м. Це може вказувати на зміну палеогеографічних умов в Котлинський час, яка вплинула на накопичення осадків та їх розподіл.

Палеозойська група

Кембрій. Кембрійські відклади розташовані на породах Едіакарію та перекриваються силурійськими, а іноді ордовицькими і верхньокрейдяними утвореннями зі стратиграфічною перервою. Межі між Верхнім Протерозоєм і Нижнім Палеозоєм встановлюються в межах Рівненської світи.

В розрізі Кембрію виділяють нижній відділ та середньо-верхній відділи. Нижній відділ має дві серії: Балтійську, що складається з Рівненської та Стохідської світ, і Бережківську, об'єднуючу Домінопольську, Любомильську та Світязьку світи. Глибокі свердловини в Львівському прогині розкривають найповніший розріз кембрійських відкладів. В основі цього розрізу лежать дрібнозернисті кварцитовидні пісковики Рівненської світи. Верхній шар Стохідської світи містить перешарування алевролітів та аргілітів з рідкісними пісковиками. Аргіліти відрізняються дзеркальними сковзаннями. Товщина Рівненської та Стохідської світ становить 100-240 м.

Межі між Балтійською та Бережківською серіями визначаються різкою зміною властивостей порід залягаючої вище Домінопольської світи. У нижній частині Домінопольської світи переважають дрібнозернисті кварцові пісковики з алевролітами та аргілітами, вище – глинисті різновиди. Любомильська світа містить чергування тріщинуватих пісковиків та алевролітів з аргілітами. В Світязькій світі переважають аргіліти та алевроліти з прошарками дрібнозернистих пісковиків. Бережківська серія має потужність 280-500 м і більше.

В середньо-верхньому Кембрії зустрічаються переважно дрібнозернисті кварцові пісковики та алевроліти, аргіліти зустрічаються менше. Породи мають світло-сіре, сіре до чорного забарвлення. Потужність порід Кембрію змінюється і залежить від розташування. В західних та південно-західних напрямках від Українського щита вона постійно збільшується, досягаючи понад 1000 м у місцях, таких як м. Львів.

Ордовик. Утворення Ордовицької системи розповсюджені всюди. Вони трансгресивно лежать на Кембрійських і Едіакарських відкладах, а незгідно перекриваються породами Силуру. Найповніші відклади Ордовику розкриті на півночі регіону та включають три відділи. За літологічними характеристиками вони поділяються на нижній, який складається переважно з уламкових та глауконітових пісковиків, та верхній, представлений в основному різнокристалічними вапняками. Товщина ордовикських відкладів на Волинському піднятті становить 90 метрів.

Силур. Відклади Силуру трансгресивно залягають на породах Ордовику, Кембрію та Едіакарію, а незгідно перекриваються молодшими утвореннями Палеозою і Мезозою-Кайнозою. Нижній відділ Силурійської системи складається переважно з Вендлокського ярусу, включаючи Китайгородський горизонт, тоді як верхній відділ включає Лудловський і Скальський яруси. Перший відділ включає Баговицький і Малиновецький горизонти, а другий - відповідає Лудловському ярусу.

Відклади Силурійського періоду складаються з глинисто-карбонатних порід, які багаті на фауну брахіопод, остракод, граптолітів, конодонтів та інших скелетних залишків. За східним напрямком спостерігається поступовий перехід від карбонатного типу розрізу до глинистого. У розташуванні карбонатного типу виділяється смуга рифогенних вапняків, яка тягнеться від північно-західного напрямку до південно-східного, від м. Володимир до району м. Чернівці. Товщина силурійських відкладів зростає зі сходу на захід і в південно-західному напрямку, досягаючи 730 метрів у Львівському прогині.

Девон. Утворення девонської системи включають середній та верхній відділи. Середньодевонські відклади складаються з Ейфельського і Живетського ярусів. Це в основному теригенно-карбонатні накопичення, які неоднорідно чергуються і мають різний склад та забарвлення. Верхньодевонські відклади представлені Франським і Фаменським ярусами, в яких переважають карбонатні породи сірого кольору з невеликою домішкою різнобарвного теригенного матеріалу. Загальна товщина девонських відкладів у західній частині Волино-Подільської плити становить 3200 метрів і більше.

Карбон. Відклади Кам'яновугільної системи розвинуті особливо яскраво у Львівському прогині, де виокремлюють нижній та частину середнього відділів, відомих як Башкирський ярус. Вони представлені лімнично-паралічною поліфаціальною товщею, складеною теригенними та хемогенними породами, з характерною ритмічною будовою. Складові цієї товщі включають вапняки, аргіліти, алевроліти та вугілля, які утворюють ряд ритмів, що повторюються. Відклади цього віку вміщують промислові пласти кам'яного вугілля та формують Львівсько-Волинське вугільне басейн. Загальна товщина відкладів перевищує 1000 метрів.

Мезозойська група

Крейда. Крейдяні відклади мають значне розповсюдження в області, відомій як Львівська крейдяна мульда. В розрізі Крейдяної системи виділяються нижній та верхній відділи. Утворення ранньокрейдяного віку, такі як Неокомський і Альбський яруси, розповсюджені обмежено. Неокомські відклади складаються з теригенно-карбонатних порід, включаючи глини, пісковики і вапняки. Альбський ярус формується кварц-глауконітовими пісками і слабозцементованими пісковиками, а також моховатково-голкошкірими та органогенно-детритовими вапняками. Верхньокрейдяні відклади включають Сеноманський, Туронський, Коньякський, Сантонський, Кампанський і Маастріхтський яруси. Верхній відділ Крейдяної системи складається з карбонатних і теригенних порід. Загальна товщина крейдяних відкладів на південно-західній околиці древньої платформи досягає 900 метрів.

Кайнозойська група

Порівняно невеликий комплекс теригенно-карбонатних порід палеогенового віку (товщина до 30 метрів) закінчує розріз осадового покриву південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи. В складі карбонатних порід виокремлюють метасоматичні вапняки, що містять сірку, гіпс та ангідрити, а також відзначаються наявністю барієво-стронцієвої мінералізації. Теригенні породи представлені пісковиками та глинами.

Висновки.

1. Для проведення гідрогеологічних досліджень на території Волинської області необхідно добре знати геологічну будову регіону.
2. Геологічна будова області різноманітна і складна, у зв'язку із значними глибинами залягання фундамент вивчений недостатньо.
3. Відповідно до Міжнародної Хроностратиграфічної Шкали Поліську серію (1650-680 млн. р.) доцільно відносити до Палеопротерозою – Неопротерозою, а породи віком 680-570 млн. р., які на ній залягають до Едіакарію. Стратиграфічні одиниці Рифей та Венд є застарілими і не відповідають Міжнародній Хроностратиграфічній Шкалі.

1. Атлас Волинської області. / відп. ред. Ф. В. Зузука. М. : ГУГК, 1991. 42 с.
2. *Вовк О. П., Недбайло Д. Р.* Стратиграфія Волинської області на сучасному етапі. «Молода наука Волині: пріоритети та перспективи досліджень». Матеріали XVII Міжнародної науково-практичної конференції студентів і аспірантів. Луцьк, 16−17 травня 2023 року. Електронне видання на CD-ROM, 2023. 1010 с., С. 139-141.
3. *Залеський І., Богуцький А*. Геологічні особливості доплейстоценового зрізу Волинського Полісся. Зб. Глеціал і периглеціал Волинського Полісся. Львів: ВЦ Львів університету, 2005 с. 14-37
4. Природа Волинської області. За ред. Геренчука К.І. Видавниче об'єднання «Вища школа». Вид-во про Львівському ун-ті, 1975, 147 с.
5. Сучасний екологічний стан та перспективи екологічно безпечного стійкого розвитку Волинської області : колективна монографія / В. О. Фесюк, С. О. Пугач, А. М. Слащук [та ін.]; за ред. В. О. Фесюка. Київ : ТОВ «Підприємство ВІ ЕН ЕЙ», 2016. С. 74–87.
6. International Chronostratigraphic Chart. https://stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2015-01.pdf
7. *Vovk O. P., Osmanov M. P.* Stratigraphy and mineral resources of Volyn region. «Наука, освіта, технології і суспільство в XXI столітті: наукові ідеї та механізми реалізації». Збірник тез доповідей Міжнародної науково-практичної конференції. Житомир, 11 квітня 2023 р. Житомир: ЦФЕНД, 2023. 59 с., С. 47-48.

ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПЕРЕРОЗПОДІЛУ ЕЛЕМЕНТІВ ПРИ ТРАНСФОРМАЦІЇ КЕРОГЕНУ ПРОДУКТИВНИХ ТОВЩ ЗАХІДНОГО НАФТОГАЗОНОСНОГО РЕГІОНУ

Хоха Ю. В., Яковенко М. Б.

Інститут геології і геохімії горючих копалин Національної академії наук України
79060, м. Львів, вул. Наукова 3а.
khoha_yury@ukr.net, myroslavakoshil@ukr.net

Історію утворення, міграції та трансформації природних вуглеводневих газів складно відтворити за допомогою тих небагатьох показників, які доступні при проведенні рутинного аналізу газових проб. Тому геохіміками докладено чимало зусиль для кращого розуміння хімічних та фізико-хімічних процесів, які впливають на зміни складу вуглеводневих газів в процесі їхньої еволюції. Протягом тривалого часу двома основними хімічними показниками газу були вологість газу (відношення суми вуглеводнів від C_2 до C_5 до загальної суми вуглеводнів) та ізотопний склад вуглецю метану ($\delta^{13}C$).

Із розвитком апаратного забезпечення та появою нових аналітичних технік з’явились методи, які дають доступ до ширшого набору геохімічних показників, ніж це було будь-коли в історії практичної геохімії. Наприклад, різновид газової хроматографії із мас-спектрометричним детектуванням компонентів GC-CI-IRMS забезпечує одержання відомостей про значення $\delta^{13}C$ для легких алканів від метану до бутану включно та вуглекислого газу [10, 11]. Впровадження цього методу у широку практику є малоймовірним, з огляду на винятково високу вартість обладнання. Значно більшу кількість геохімічних даних по природному газу одержано газовою хроматографією, яка дозволяє із високою точністю визначати концентрації органічних та неорганічних складників у широкому діапазоні з чутливістю по алканах до 1 ppm при використанні детектора іонізації полум’я.

Шлях окремих вуглеводнів від зони утворення до покладу супроводжується змінами у їхній концентрації, як абсолютній, так і у відносних значеннях. Ці зміни, зафіксовані у кінцевому складі природних вуглеводнів, відображають різноманітні процеси диференціації. Для термогенних газів, що утворюються в гірській породі з розсіяної органічної речовини (ОР), можна передбачити три можливі джерела генерування: газ, що утворюється з керогену в процесі генезису нафти, пізнє генерування газу зі «зрілого» керогену (це переважно метан) та газ, що утворюється при термічній деградації нафти [3, 10]. Вже на стадії утворення кожна з газових сумішей характеризуватиметься своїми особливостями складу, з огляду на відмінності у вихідному матеріалі.

У подальшому гази мігрують в напрямку градієнту тиску, що неодмінно призводить до сегрегації, характер якої залежить від низки параметрів – фільтраційних особливостей породних масивів, через які відбувається міграція, наявності води, швидкості руху та температури. Якщо поклад залягає неглибоко, на склад газу може вплинути метан бактеріального походження. З моменту акумуляції газу у покладі починається процес зміни його компонентного складу, який керується законами термодинаміки і спрямований на досягнення термодинамічної рівноваги, тобто максимальної ентропії при мінімальній енергії Гіббса для всієї системи. Таким чином, можна прийняти, що склад газу родовищ викопних вуглеводнів одночасно віддзеркалює динамічні зміни геологічної обстановки під час їхнього утворення та статичні зміни хімічного складу після акумуляції в покладі [4].

Численні експерименти з піролізом керогену у закритих системах продемонстрували деякі залежності зміни складу газів, що генеруються, із зміною температур, що може бути використано як геохімічні критерії, які описують його еволюцію

в процесі утворення природного газу. Нагрівання керогену в ізольованому від зовнішнього середовища просторі (піролізі) багато десятиліть використовується для швидкого моделювання його перетворень в осадовій товщі.

Слід, однак, мати на увазі, що безпосередня екстраполяція результатів піролітичних дослідів на природні феномени неможлива, з огляду на значні відмінності в умовах, особливо щодо температури та тривалості. Виведення кількісних закономірностей з піролітичних дослідів здається сумнівним, однак, вони можуть демонструвати загальні тенденції у змінах геохімічних показників природного газу відповідно до зміни геологічної ситуації. Натомість, термодинамічні розрахунки для простих систем можуть надавати достатньо точні відомості щодо складу хімічної системи [4]. На використання методів рівноважної термодинаміки значне обмеження накладає вимога щодо встановлення рівноваги в системі, бо лише за цієї умови розрахунки будуть збігатись із дослідом. Ми вважаємо, що природний газ у покладі є достатньо ізольованим від зовнішнього впливу, перебуває у пастці тривалий час і на нього впливають лише термодинамічні умови (температура та тиск) та матеріал керогену, що знаходиться із ним у контакті.

Щодо часу перебування, то більшість родовищ газу та газоконденсату Більче-Волицької нафтогазоносної провінції знаходяться у зовнішній зоні Передкарпатського прогину в товщах верхньоміоценових моласс (тортон, сармат) та, подекуди, в породах крейди, юри та девону. Таким чином, пастка наймолодшого віку у Більче-Волицькій нафтогазоносній провінції датується віком 7,25 млн.р. Найстаріша зафіксована пастка знаходиться в породах нижнього та середнього девону (Локацьке газове родовище) – її вік більший за 385 млн. років. Нафтові родовища зосереджені переважно в межах Бориславо-Покутської нафтогазоносної провінції, за виключенням Коханіського та Лопушнянського родовищ. Практично всі вони залягають у породах палеогену, разом із газоконденсатними, нафтогазовими, газонафтовими та нафтогазоконденсатними родовищами [2]. Такий значний вік продуктивних горизонтів передбачає, загалом, надзвичайно тривалий час перебування вуглеводнів в умовах відносної ізоляції, що може бути підставою для твердження про досягнення стану, близького до термодинамічної рівноваги.

Тепловий потік в межах Західного нафтогазоносного регіону коливається у межах 60-70 мВт/м^2; поклади газу розміщені на глибинах ≈ 1000 м, тоді як газоконденсатні та інші типи родовищ, що містять значну частку важких алканів, виявляються в межах 1000-3000 м, а нафтові – до 4000 м і глибше [1]. Температури для цих глибин (взято усереднений тепловий потік 75 мВт/м^2) знаходяться в межах 38-108 °С. Із вступного курсу хімічної термодинаміки відомо, що чим вища температура у замкненій системі, тим швидше вона досягає стану термодинамічної рівноваги. Таким чином, сумарний вплив достатньо високих температур та тривалого часу зсуває геохімічну систему газ/кероген у стан рівноваги і дає нам можливість використовувати методи рівноважної термодинаміки для опису її кількісних характеристик та загальних тенденцій в перерозподілі елементів між окремими компонентами.

Із збільшенням термічної «зрілості» гази закономірно збагачуються метаном. Цей факт підтверджено як дослідним шляхом, так і термодинамічними розрахунками [5]. Рівень збагачення метаном визначається «сухістю» газу, яку визначають різними способами – відношенням вмісту метану до суми алканів від C_1 до C_5 включно, або обчисленням відношення вмісту метану лише до етану (C_1/C_2), яке за даними деяких досліджень [10] надає еквівалентну інформацію і легко корелюється з іншими геохімічними співвідношеннями. Незважаючи на розповсюдженість цього критерію, на його значення можуть впливати окремі постгенетичні явища – забруднення бактеріальним метаном у покладі, розділення під час міграції тощо. Експерименти з піролізом показали, що із зростанням «зрілості» монотонно зростає відношення ізомерної форми бутану до нормальної (i-C_4/n-C_4). Крім зазначених відношень, для аналізу перетворень вуглеводневих сумішей в процесі їхньої еволюції використовують вологість газу, відношення етану до пропану (C_2/C_3), етану до ізобутану (C_2/i-C_4), метану до суми ізомерів бутану (C_1/C_4) та інші.

Наприклад, досліди з піролізу керогену [10, 11] впевнено корелюються із тенденцією зростання пропорції i-C_4/n-C_4 одночасно із ростом концентрації метану. Втім, тенденції до подальшого зменшення i-C_4/n-C_4 при збільшенні вмісту метану понад 95% дослідники не спостерігали. Причиною цього слід вважати досягнення стану, близького до рівноважного, в закритих піролітичних системах. Ця рівновага встановлюється між газовими компонентами, які представлені вуглеводнями алканового ряду і неорганічними сполуками та залишком керогену. Якщо це твердження відповідає дійсності, то аналогічні тенденції мають реалізовуватись при термодинамічному моделюванні подібних систем.

З метою проведення такого моделювання нами обрана система, яка складається з керогену II типу та газових компонентів – алканів від метану до пентану включно, вуглекислого газу, води, сірководню та аміаку. Кероген II типу обрано з огляду на його розповсюдженість в породних масивах Західного нафтогазоносного регіону, вуглеводневі компоненти важчі за пентан, у розрахунок не вводились. Для обчислень обрані три теплових потоки: 40, 75 та 100 мВт/м^2.

Розрахунки проведені за методикою, розробленою авторами на базі формалізму Джейнса, яка докладно описана в публікаціях [5, 8] та являє собою визначення оптимального несуперечливого розподілу 5-ти елементів (C, H, O, N, S) серед 44-х адитивних складових конденсованої фази (керогену II типу) та інших індивідуальних речовин (насамперед води та розповсюджених газів CO_2, H_2S, NH_3), які входять у систему. Рішення шукають максимізацією ентропії, вибираючи з набору квазірівноважних проміжних рішень таке, що характеризується мінімальною енергією Гіббса. Вихідними даними для розрахунку є елементний склад незрілого керогену II типу, температура та тиск, які відповідають глибині встановлення рівноваги (залежно від зони прогрітості) та енергії Гіббса утворення для газових складових системи. Глибини взято в діапазоні від 1 до 20 км. Визначення енергії Гіббса утворення індивідуальних речовин в термобаричних умовах осадової товщі проводилось за методикою, наведеною у [8] із автоматизацією бібліотеки CoolProp [6].

За співвідношенням ізомерів бутану ми встановили рівноважну температуру утворення системи газ/кероген в покладах, за умови справедливості припущення перебування керогену в контакті із газом. Нами обрані родовища газу, газоконденсату, нафти, а також нафтогазові, газонафтові, та нафтогазоконденсатні родовища Західного нафтогазоносного регіону [1], для яких є відомості щодо вмісту ізомерних форм бутану у газовій фазі, у т.ч. розчинених газах нафтових родовищ. В розрахунок було включено 59 родовищ. Нами виділені ділянки із високими значеннями рівноважних температур

(400-600 °C), які зосереджені у Бориславо-Покутській нафтогазоносній провінції, у той самий час газові родовища Більче-Волицької нафтогазоносної провінції характеризуються меншими показниками, які практично не перевищують 400 °C.

Виявлено, що дві ділянки з найбільшими значеннями рівноважної температури з достатньою точністю репрезентують розташування перетинів регіональних розломів – Самбірсько-Надвірнянського з Тячівсько-Надвірнянським в районі м. Надвірна та Судово-Вишнянського з Самбірсько-Надвірнянським [2].

Ми звернули увагу на співвідношення кислих газів до лужних (сума CO_2 та H_2S до NH_3). З передумов первинної міграції органічно/неорганічного флюїду [3] має спостерігатись рух від більш щільних порід (материнських) в породи-провідники, які характеризуються очевидно меншою щільністю. Для того, щоб це припущення реалізовувалось в умовах осадової товщі необхідно передбачити шляхи руйнації карбонатного цементу материнських порід, що неодмінно спричинює зростання їхньої проникності та реалізації вищезазначеної умови первинної міграції.

Кислотність флюїду може надати відомості щодо хімізму цієї руйнації, а саме переходу карбонатів у розчинні гідрокарбонати під впливом вуглекислого газу у водному середовищі. Вплив гідросульфідного іону SH^- на карбонатні породи складніший, втім загальна протонізація системи сприятиме розчиненню карбонатного цементу та переходу первинної нафти у породи провідники або колектори.

Ми висунули припущення про поведінку вуглеводневої системи кероген/гази при взаємодії з глибинним флюїдом, який також містить вуглекислий газ, сірководень та аміак. Оскільки система з часом рухатиметься до стану рівноваги, то вуглеводні почнуть реагувати з тими газами, які знаходитимуться у надлишку. Тому ми припускаємо, що декарбоксилізація, яку спостерігають на початкових стадіях категенезу, може замінитись карбоксилізацією навіть на глибших стадіях перетворення ОР. Прикладом такої реакції може бути синтез типу Кольбе-Шмітта, коли за температури, що перевищує 100 °C та помірних тисків (в лабораторних дослідах від атмосферного до 15 МПа) вуглекислий газ вбудовується в ароматичні структури [9] з утворенням відповідних ароматичних кислот.

Проте, слід зазначити, що реагувати з вуглекислим газом буде не стільки твердий матеріал керогену, скільки рідкі вуглеводні. Таким чином в рідкій вуглеводневій фазі можуть з'являтись карбонові кислоти, характерні для молодої нафти. Крім того, при досягнені рівноваги в структуру високомолекулярних органічних складових може вбудовуватись сірка із утворенням тіолової або тіофенової групи, як у високосірчистих нафтах.

Нами встановлена тенденція обернено пропорційної зміни мольної частки вуглекислого газу та води із зануренням породи, що містить ОР. На відміну від сірководню та аміаку, ці компоненти відчутно реагують на зміну тиску та температури рівноваги.

Утворення сірководню з керогену при зміні рівноважних умов, подібно до співвідношення води та вуглекислого газу, може надавати інформацію щодо умов, в яких відбувався катагенез ОР. Загалом, для усіх розглянутих теплових потоків спостерігається така залежність: частка сірководню із заглибленням, тобто зростанням тиску і температури, монотонно зростає. Монотонне зростання концентрації сірководню у рівновазі з керогеном II типу можна пояснити відщепленням тіолової групи та заміни сульфідних містків на алканові.

Як засвідчив розрахунок, в стані термодинамічної рівноваги цілком очікувано, що основна частка твердої фази, за виключенням нечисленних гетероатомних груп, представлена ароматичним вуглецем. Загалом, тенденція до ароматизації та карбонізації керогену відмічена всіма дослідниками цього питання. Експерименти показують, що при катагенезі керогену II типу відсотковий вміст ароматичного вуглецю зростає від 40% до практично 80%. Ідентичні дані наводяться у [7], де вміст ароматичного вуглецю на найглибших стадіях катагенезу навіть перевищує 80%. Паралельно із ароматизацією, в дослідах спостерігається зростання кількості атомів вуглецю в ароматичних кластерах. В цілому, розрахунок добре збігається із тенденціями, що відмічені в дослідах. Відхиленням можна вважати лише зменшення вмісту третинного ароматичного вуглецю із зростанням температури.

Обчислення вмісту вуглеводневих газів від метану до пентану (із ізомерами включно) у рівновазі із керогеном II типу засвідчило складний характер змін, які відбуваються із зануренням породи та зі змінами теплового потоку, який впливає на ОР. Розподіл енергій Гіббса утворення окремих вуглеводнів, розрахований в [5] безпосередньо впливає на концентрації цих компонентів.

Ми зробили висновки про характер перерозподілу вуглецю та водню між газами в контакті з керогеном при зміні теплового потоку та із зануренням осадової товщі. Найбільшу частку у вуглеводневій компоненті газу становить метан. Ідентичні результати показують численні досліди з піролізу керогену та розрахунки іншими термодинамічними методами, наприклад [4]. Далі, із зростанням кількості атомів Карбону в молекулі, концентрація компонентів зменшується. Характерною особливістю змін у концентрації вуглеводнів, важчих за метан, є наявність концентраційного максимуму, який проявляється для всіх теплових режимів, але краще виражений в зонах з малим тепловим потоком (40 мВт/м^2).

Локалізація цього максимуму коливається в межах глибин від 2 до 4 км, і зростає із зменшенням теплового потоку. Із збільшенням глибини підвищення температури стає базовим фактором, який впливає на систему кероген/газ та призводить до деструкції високомолекулярних компонентів, тому концентрація важких вуглеводнів зменшується. Така тенденція добре корелюються із гіпотезою «нафтового вікна», де зона генерування важких вуглеводнів нафти в процесі катагенезу керогену знаходиться в межах 2-4 км, а на глибинах, більших за 6 км основною складовою газу є метан.

1. Атлас родовищ нафти і газу України. Західний нафтогазоносний регіон. [під ред. Федишин О.В.]. Львів: Львів: Центр Європи, 1998. 328 с.
2. *Крупський Ю.З.* Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. Київ: УкрДГРІ, 2001. 144 с.
3. *Тіссо Б., Вельте Д.* Утворення і розповсюдження нафти. Москва. 1981. 501 с.
4. *Хоха Ю.В.* Термодинаміка глибинних вуглеводнів у прогнозуванні регіональної нафтогазоносності. Київ, Наукова думка, 2014. 57 с.

5. *Хоха Ю.В., Любчак О. В., Яковенко М.Б.* Енергія Гіббса утворення компонентів природного газу в осадових товщах. Геологія і геохімія горючих копалин. 2(179). 2019. P. 37-47.
6. *Bell I.H., Wronski J., Quoilin S., Lemort V.* Pure and Pseudo-pure Fluid Thermophysical Property Evaluation and the Open-Source Thermophysical Property Library CoolProp. Industrial & Engineering Chemistry Research. 53(6). 2014. P. 2498-2508.
7. *Kelemen S. R., Afeworki M., Gorbaty M.L., Sansone M., Kwiatek P.J., Walters C.C., Freund H., Siskin M., Bence A.E., Curry D.J., Solum M., Pugmire R.J., Vandenbroucke M., Leblond M., Behar F.* Direct Characterization of Kerogen by X-ray and SolidState ^{13}C Nuclear Magnetic Resonance Methods. Energy & Fuels. 21(3). 2007. P. 1548−1561
8. *Khokha Yu. V., Yakovenko M. B., Lyubchak O.V.* Entropy maximization method in thermodynamic modelling of organic matter evolution at geodynamic regime changing. Geodynamics 2(29). 2020. P. 79-88.
9. *Lindsey, A.S., Jeskey, H.* The Kolbe-Schmitt Reaction. Chemical Reviews 57(4). 1957. P. 583-620.
10. *Prinzhofer A., Mello M. R., Takaki T.* Geochemical Characterization of Natural Gas: A Physical Multivariable Approach and its Applications in Maturity and Migration Estimates. AAPG Bulletin. 84(8). 2000. P. 1152-1172.
11. *Prinzhofer A., Battani A.* Gas Isotopes Tracing: an Important Tool for Hydrocarbons Exploration. Oil & Gas Science and Technology – Rev. IFP. 58 (2). 2003. P. 299-311.
12. *Wood J. M., Sanei H.* Secondary migration and leakage of methane from a major tight-gas system. Nature Communications. 7(1). 2016. P. 1-9.

ГЕОЛОГІЧНІ СВІДЧЕННЯ ЗМІН КЛІМАТУ (ДОСЛІДЖЕННЯ ФЛЮЇДНИХ ВКЛЮЧЕНЬ БАДЕНСЬКОГО ГАЛІТУ КАРПАТСЬКОГО РЕГІОНУ)

Галамай А. Р., Сидор Д. В.

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України
Львів, вул. Наукова, 3а.
galamaytolik@ukr.net, dariyasydor@gmail.com

Використання закономірностей змін клімату минулого – однин з підходів до передбачення кліматичних змін майбутнього, зокрема, під впливом антропогенних забруднень атмосфери [2]. Палеокліматичні реконструкції, зазвичай, проводять з використанням інформації результатів різноманітних досліджень: льодяних кернів, морської фауни, неорганічного матеріалу океанічних відкладів, відкладів континентів, наземної рослинності, тощо. Як одне з новітніх джерел про палеоклімат, увагу вчених все частіше привертають дані вивчення флюїдних включень у галіті, найпоширенішому мінералу соленосних товщ [9, 11, 18–20]. Мета представленого дослідження – визначення температур баденського соленагромадження за флюїдними включеннями у галіті та реконструкція палеоклімату для етапу середньоміоценового похолодання в Карпатському регіоні.

Одновікові соленосні товщі, літологічний склад яких має багато спільних рис, залягають у Карпатському регіоні на території України, Польщі, Румунії та Словаччини. У часовому інтервалі 20,5–13,8 млн. років тому на цій території існував єдиний солеродний мегабасейн, у якому за різних кліматичних умов здійснювалося соленагромадження. Ранньо- і средньоміоценовий температурий оптимум (21,0–15,3 млн. років тому, чи за іншими даними 21,0–14,5 млн. років тому), змінився близько 14,2 млн. років тому глобальним охолодженням Землі (Mi3a), одразу за яким настало ще більш суттєве земне охолодження Mi3b [2, 6, 12], яке у районі Середземного моря призвело до зникнення теплолюбивої планктонної мікрофауни та панування одного холоднолюбивого таксону [3, 7, 8]. Для району Середземного моря похолодання Mi3b фіксується в інтервалі 13,92–13,78 млн. років тому [13]. Температура поверхневих і придонних нормальноморських вод Паратетису під час кліматичного оптимуму визначається відповідно як 20–25 °C і 10–14 °C, а безпосередньо перед кристалізацією баденського галіту – відповідно як 16–21°C і 7–9°C [7].

Згідно радіометричних досліджень баденське соленагромадження у польській частині Передкарпаття розпочалось 13,81±0,08 млн. років тому і тривало близько 200 тис. років [7]. Соленосні відклади Карпатського регіону характеризуються діахронністю, а їхній вік визначається як середньо-пізньобаденський [1]. Тому вважається, що воно мало місце або одночасно з глобальним похолоданням, або безпосередньо після нього. У зв'язку з цим, передбачається можливість евапоритового процесу в холодних сухих кліматичних умовах, що викликане гідрологічними змінами в басейнах із-за утворення потужного льодовикового покриву в приполярних областях Землі [5, 9, 13, 17]. Враховуючи дані фактори, питання реконструкції палеокліматичних умов під час баденського соленагромадження потребувало подальшого вивчення.

Головною проблемою, яка раніше унеможливлювала встановлення конкретних температур кристалізації баденського галіту Карпатського регіону було те, що всі первинні включення у галіті є виключно однофазові рідкі. Ця проблема була знята завдяки використанню інноваційної методики попереднього охолодження зразків галіту з однофазовими флюїдними включеннями з наступною їхньою гомогенізацією. Дана методика опробóвана на штучних кристалах галіту і кристалах із сучасних соляних озер [4, 14]. Згідно неї ми охолоджували галіт з однофазовими рідкими включеннями протягом декількох днів за температури -5– -15 °C і таким чином досягали того, що у рідких включеннях утворилась газова фаза, за гомогенізацією яких у спеціальній термокамері визначено температурні умови кристалізації галіту. Досліджувалися включення у придонному і у приповерхневому галіті в українській, польській, румунській частинах Передкарпаття, а також Трансільванської западини і Закарпатського (української і словацької частин) прогину. Цілих структур приповерхневого галіту не було виявлено, у зв'язку із своєю скелетною будовою вони перекристалізовувались та слугували зародками для кристалів придонного галіту. Було виявлено лише окремі фрагменти таких структур, що мали вигляд седиментаційних площин. Кристали із седиментаційними структурами були відібрані від підошви до покрівлі відкладів і пропорційно по

кожній з ділянок басейну. Всього виконано 435 визначень температури гомогенізації включень. Встановлено, що в залежності від глибини басейну седиментації, температура його придонних розсолів коливалася в інтервалах 19,5–20,5 °С; 20,0–22,0 °С; 24,0–26,0 °С, в той час як температура поверхневих розсолів становила 34,0–36,0 °С. Результати досліджень добре узгоджуються з даними розподілу температур у товщі сучасного Мертвого моря, яке розташоване у поясі середземноморського клімату, де літня температура вдень підвищується до 32–45 °С. У цих умовах 25–30-метрова водна товща Мертвого моря влітку прогрівається до 34–36 °С, а нижче за цю глибину існує термоклин, де температура на глибині 32 метри опускається до 26 °С, а на глибині 35 метрів становить 24°С.

Отже, згідно отриманих даних можна зробити висновок, що температура повітря під час середньо-пізньобаденського соленагромадження становила 34–36 °С. Очевидно, часовий інтервал 15,3–13,5 млн. років тому, на який припадає глобальне похолодання, характеризувався нестійкістю клімату з флуктуаціями, що нагадують льодовиково-міжльодовикові події плейстоцену. Причини охолодження земного клімату міоцену та наявність у ньому встановлених періодичних флуктуацій потребують додаткового вивчення. Найвірогідніше, вони пов’язані зі змінами циркуляції океанічних вод під впливом тектонічних процесів та внаслідок коливання вмісту атмосферних газів, що діяли сумісно [15, 16].

1. *Андрєєва-Григорович А. С., Ващенко В. О., Гнилко О. М., Трофимович Н. А.* Стратиграфія неогенових відкладів Українських Карпат та Передкарпаття. Тетоніка і стратиграфія. Вип. 38. 2011. С. 67–77.
2. *Зубаков В. А.* Глобальні кліматичні події неогену. Л.: Гідрометеовидав, 1990. 224 с.
3. *Abels H. A., Hilgen F. J., Krijgsman W., Kruk R. W., Raffi I., Turco E., Zachariasse W. J.* Long-period orbital control on middle Miocene global cooling. Integrated stratigraphy and astronomical tuning of the Blue Clay Formation on Malta. Paleoceanography. Vol. 20 (4). 2005. P. 1–17.
4. *Acros D., Ayora C.* The use of fluid inclusions in halite as environmental thermometer: an experimental stady. XIV ECROFI. 1997. P. 10–11.
5. *Bàldy K.* Paleocenography and climate of the Badenian (Middle Miocene 16.4–13.0 Ma) in the Central Paratethys based on foraminifera and stable isotope (□^{13}C and □^{18}O) evidence. Int. J. Earth Sci. Vol. 95. 2006. P. 119–142.
6. *Böhme M.* The Miocene climatic optimum evidence from ecto thermic vertebrates of Central Europe. Palaeogeogr., Palaeogeogr., Palaeoecol. Vol. 195. 2003. P. 389–401.
7. *Bukowski K.* Badeńska sedymentacja salinarna na obszarze między Rybnikiem a Dębicą w świetle badan geochemicznych, izotopowych I radiometrycznych. Kraków: AGN, 2011. 184.
8. *Gonera M.* Otwornice i paleośrodowisko formacji badenianu (miocen środkowy) na obszarze Górnego Śląska. Studia Naturae. Vol. 48. 2001. P. 1–211.
9. *Li M., Sun S., Yan M., Meng F., Fang X., Song X., Zhu L.* Late Cretaceous paleoclimate reconstruction from halite in an evaporite deposit on the Khorat Plateau, Laos. Cretac. Res. Vol. 116. 2020. 104589.
10. *Lopez-Martinez N., Agusti J., Cabrera L.* Approach to the Spanish continental Neogene synthesis and palaeoclimatic interpretation //Ann. Inst. Geol. Publ. Hung. Vol. 70. 1987. P. 383–391.
11. *Lowenstein T., Li J., Brownet C.* Paleotemperatures from fluid inclusions in halite: method verification and a 100,000 year paleotemperature record, Death Valley, CA. Chemical Geology. Vol. 150. 1998. P. 223–245.
12. *Miller K. G., Mountain G. S.* Drilling and dating New Jersey Oligocene-Miocene sequences. Ice volume, global sea level, and Exxon records. Scince. Vol. 271. 1996. P. 1092–1094.
13. *Mourik A. A., Bijkerk J. F., Cascella A., Hüsing S. k., Hilgen F. J., Lourens L. J., Turco E.* Astronomical tuning of the La Vedova High Cliff section (Ancona, Italy) – Implications of the Middle Miocene Climate Transition for Mediterranean sapropel formation. Earth Planet. Sci. Lettr. Vol. 279. 2010. P. 249–261.
14. *Roberts S. M., Spencer R. J.* Paleotemperatures preserved in fluid inclusions in halite. Geochim. et Cosmochim. Acta. Vol. 59 (19). 1995. P. 3929–3942.
15. *Shevenell A. E., Kennett J. P. Lea D. W.* Middle Miocene Southern Ocean cooling and Antarctic cryosphere expansion. Science. Vol. 305. 2004. P. 1766–1770.
16. *Vincent E., Berger W.* Carbon dioxide and polar cooling in Miocene. The Monterey hypothesis. In: Sunquist E. T., Broecker W. S. (eds). The carbon cycle and atmospheric CO_2. Natural to present. Am. Geophys. Union Monogr. Vol. 32. 1985. P. 455–468.
17. *Westerhold T., Bickert T., Röhl U.* Middle and late Miocene oxygen isotope stratigraphy of ODP site 1085 (SE Atlantic). New constraints on Miocene climate variability and sea-level fluctuations. Palaeogeogr., Palaeogeogr., Palaeoecol. Vol. 217. 2005. P. 205–222.
18. *Xu Y., Liu C., Cao Y., Zhang H.* Quantitative temperature recovery from middle Eocene halite fluid inclusions in the easternmost Tethys realm. Int. J. Earth Sci (Geol. Rundsch). 2018. DOI 10.1007/s00531-018-1648-0.
19. *Zambito J., Benison K.* Extremely high temperatures and paleoclimate trends recorded in Permian ephemeral lake halite. Geology. Vol. 41 (5). 2013. P. 587–590.
20. *Zhang H., Lü F., Mischke S., Fan M., Zhang F., Liu C.* Halite fluid inclusions and the late Aptian sea surface temperature the Congo Basin, northern South Atlantic Ocean. Cretaceous Research. Vol. 71. 2017. P. 85–95.

ГЕОЛОГІЧНА БУДОВА ГОРИ ЛЕВА (РЕГІОНАЛЬНИЙ ЛАНДШАФТНИЙ ПАРК «ЗНЕСІННЯ», ЛЬВІВ)

Лосів В.[1], Яремович М.[1], Іваніна А.[2]

[1] ТОВ «Науково-виробниче технічне підприємство ГЕОЛОГІЧНІ ТЕХНОЛОГІЇ», Львів, Україна,
vmlosiv@gmail.com, geoltechnologies@gmail.com
[2]Львівський національний університет імені Івана Франка, Україна,
antonina.ivanina@lnu.edu.ua

Різноманітні екзогенні процеси мають суттєвий вплив на формування середовища проживання людей і заслуговують прискіпливої уваги. Серед них дуже поширеними є інженерно-геодинамічні процеси [5]: схилові у вигляді осувів[1] та різноманітні ерозійні, а також процеси фізичного звітрювання. На території проживання людей прояви осувних явищ завдають суттєвої шкоди та часто стають причинною людських жертв. При цьому, як правило, виникнення осувів на таких територіях є пов'язаним з людською діяльностю. Не є виключенням і територія м. Львова – на ній в різних місцях зафіксована значна кількість, відносно невеликих, різнотипних, активних, а також у різній мірі стабілізованих, осувів, спровокованих антропогенним впливом. Одним з таких місць є територія Регіонального ландшафтного парку (РЛП) «Знесіння» – надзвичайно цікавого, як у геотуристичному аспекті, через його розташування близько від центру міста, так і для геологічних досліджень, оскільки він займає унікальну геологічну та геоморфологічну позицію (дивись текст далі). Причиною практично всіх проявів осувних процесів на цій території є людська діяльність, оскільки на значній її частині століттями вівся видобуток піску, пісковику і вапняку. На схилах г. Лева, яка знаходиться майже в центрі м. Львова і з 1993 р. входить до складу РЛП «Знесіння»; є окрасою і парку, і міста; видобуток піску вели практично до кінця 19 ст. Саме йому гора завдячує своїй другій назві – г. Піскова, та третій – Лиса гора. Судячи з наявних ретрофотографій гори, інтенсивний видобуток піску, відбувався з різних її боків. Відповідно, всі її схили, які були стінками піскових кар'єрів, цілком природньо, інтенсивно осувалися, намагаючись виположитися до ухилу стабільного природнього відкосу. На деяких ділянках схилів таке виположування, досі не настало і продовжується їх оповзання. Одночасно з осувними процесами інтенсивного руйнування горі завдавали, і продовжують завдавати, водна та вітрова ерозія, а також фізичне вивітрювання.

Характер всіх руйнівних процесів (в тім числі і людська діяльність, які мали і мають місце на г. Лева і ведуть до її зменшення) чітко пов'язані з особливостями її геологічної будови. На жаль, інформація про геологічну будову г. Лева, необхідна для оцінки масштабів загроз для неї з боку інженерно-геодинамічних процесів та фізичного вивітрювання і, відповідно, для вживання адекватних, дієвих заходів спрямованих на зменшення інтенсивності їх проявів, досі залишалася дуже поверхневою.

В геоморфологічному плані парк «Знесіння» знаходиться на збігу двох геоморфологічних областей – Подільської, представленої Лисогірською височиною Львівського Опілля, та Волино-Малополіської у складі Пасмового Побужжя Малого Полісся. В тектонічному відношенні цим одиницям відповідають тектонічні блоки: Львівський (Лисогірська височина), ймовірно, Західноєвропейської платформи і Буський (Пасмове Побужжя), Східноєвропейської платформи, які відділені один від одного різким і крутим тектонічним уступом.

Перша відома публікація про накопичення, якими складена г. Лева, відноситься до 1859 р. і належить авторству Д. Штура [7]. Саме він виділив на Лисогірській височині (у «Кайзервальді») кайзервальдські верстви [2]. Починаючи з 1954 року г. Лева згадується у публікаціях, присвячених їй, як цікавому геологічному і геотуристичному об'єкту [2, 3, 4].Однак в жодній з публікацій немає детальної інформації про її геологічну будову. У Короткому геологічному путівнику по Львову [3] приводиться досить детальний опис багатого фауною розрізу кайзервальдських верств у відслоненнях г. Вовча, складеного перешаруванням різнотипних пісковиків з прошарками бентонітів. При цьому вказується, що відклади г. Лева, які займають аналогічне положення у розрізі накопичень Лисогірської височини і також належать кайзервальдським верствам, представлені у нижній частині німими білими кварцовими пісками, над якими розвинуті перешарування пісковиків і пісків з такою ж фауною, як на г. Вовча. Вінчається їх розріз, за цим описом, на г. Лева літотамнієвими вапняками. На жаль жодна з публікацій не супроводжується, ні геологічними планами з прив'язкою описаних розрізів, ні геологічними розрізами, а стратиграфічні колонки, які у них приводяться, дуже і схематизовані.

Що стосується осувних та ерозійних процесів, проявлених на схилах гори, то вони взагалі ніким не вивчалися і ніде не описані.

Методика робіт, виконаних нами, визначалася необхідністю ліквідації, згаданих вище, суттєвих прогалин в знаннях про г. Лева. Вони складалися з двох етапів. На першому етапі вона полягала у детальному обстеженні території гори з метою отримання максимально повної інформації про її геологічну будову та загальної оцінки на предмет проявів осувів, ерозійних процесів та фізичного звітрювання. Завданням другого етапу було детальне вивчення осувів і їх класифікація, як основа для класифікація схилів гори за рівнем осувонебезпеки на даний час. Також на цьому етапі здійснювалося вивчення характеру та оцінка масштабів ерозійних процесів і процесів фізичного звітрювання, які мають місце на горі, і вияснення факторів, які

[1] В публікаціях, підручниках, що стосуються інженерної геодинаміки, та в нормативних документах з виконання інженерно-геологічних вишукувань, для визначення гравітаційних, схилових процесів екзогенної природи, використовується термін зсув. Однак в тектоніці, яка також є предметом вивчення геології, цим же терміном визначається кінематичний різновид розломів ендогенної природи при якому вздовж крутоспадного зміщувача відбувається горизонтальне переміщення тектонічних блоків. Для уникнення плутанини в термінології ми вважаємо, вслід за [6] доцільним для визначення гравітаційних, схилових процесів використовувати термін осув.

впливають на їх інтенсивність. Завершилися наші роботи розробкою рекомендацій стосовно запобігання проявам руйнівних явищ і процесів на г. Лева, чи хоча б максимальному зменшенню їх інтенсивності.

Нами детально обстежена територія власне гори Лева, як вона представляється на плані об'єктів РЛП "Знесіння", та територія, прилегла до неї з північного сходу, яка розглядається нами, як імовірне дно піскового кар'єру, що був з цього боку. Також максимально детально описаний розріз відкладів, які можна спостерігати у наявних відслоненнях.

Площа гори становить приблизно 3,5 га. В плані вона має вигляд неправильного еліпсу, витягнутого з південного сходу на північний захід. З північного сходу та з півночі вздовж підніжжя її достатньо крутих схилів тягнеться вирівняна поверхня у вигляді сходинки шириною від 15 до 35 м. Висота цієї сходинки 5-10 м. До неї з цих же сторін примикає вирівняна субгоризонтальна поверхня, яка, імовірно, і була дном піскового кар'єру, коли він розташовувався з цих боків гори. В межах території досліджень ця поверхня займає незначну площу у її північно-східному кутку. Ця поверхня складена вапняками[2] «нараївських верств», якими завершується розріз широко відомої нижньонеогенової опільської світи. Неподалік від підніжжя г. Лева вапняки «нараївських верств» можна спостерігати у відслоненнях у стінках будівельного котловану, що буквально примикає до досліджуваної території. Крутизна схилів гори досить висока і в більшості випадків варіює від 30 до 40^0, лише у нижній частині, перед вищезгаданою сходинкою, схили виположуються до $20\text{-}25^0$.

В даний час більша частина гори повністю задернована, поросла кущами та деревами. Відкритими для безпосередніх спостережень є лише відклади її привершинної скельної шапки з північно-східної та північно-західної сторін.

Відповідно, спостерігати розріз піскових відкладів кайзервальдських верств, про які йшла мова вище, зараз не можливо. Згідно з описами 50-х років минулого століття (коли схили гори, імовірно, були ще не задернованими, і відклади, якими вони складені, були доступні для спостереження) від підніжжя гори - від тилового шва вищезгаданої сходинки, і до виходів скельних порід у її привершинній частині, кайзервальдські верстви представлені німими білими кварцовими пісками, над якими розвинуті перешарування пісковиків і пісків з фауною. За результатами опису цієї частини розрізу, зробленого А. Іваніною[3] у 2016 році, ця частина розрізу кайзервальдських верств, представлена перешаруванням 2-х літотипів (л/т) світло-сірих кварцових пісків: 1-й л/т - пісок дрібно-середньозернистий, карбонатний, 2-й л/т - дрібнозернистий, глинистий, некарбонатний. В перешаруванні зафіксовано 7 прошарків охристо-рудуватих прошарків бентонітів товщиною до 2 см. Прошарки пісковиків у цій частині розрізу кайзервальдських верств зафіксовані не були. Її потужність, за нашими побудовами, становить біля 38,4 м. Між цією частиною розрізу кайзервальдських верств і покрівлею вапняків «нараївських верств», які у розрізі г. Вовча підстеляють кайзервальдські верстви знаходиться вищезгадана сходинка у рельєфі, яка примикає до крутого схилу гори. Ми припускаємо, що вже у 50-і роки минулого століття, коли був зроблений, вищезгаданий, схематизований опис розрізу кайзервальдських верств на г. Лева, ця частина її підніжжя була задернована, і автори тодішнього опису її не змогли детально дослідити. За нашими припущеннями, вона складена перешарування пісковиків і пісків. Саме це і стало підставою для її збереження у вигляді, вищезгадуваної сходинки, - вона було нижнім уступом піскового кар'єру. На користь нашого припущення говорить той факт, що в 350 м на південний схід від г. Лева, у невеликому відслоненні на стежці, можна спостерігати зпаяний контакт між «нараївськими» вапняками та пісковиками. Пісковики сірі, дрібнозернисті, щільні з малопомітно. шаруватістю. Можна було б припустити, що ці пісковики, це прошарок у вапняках. Однак контакт між вапняками і пісковиками можна спостерігати у так званій «Мандрівній брилі», де потужність пісковиків більше 1,5 м. Поруч з цією брилою є звали плитоподібних брил пісковиків потужністю до 0,3 м, які могли тут появитися лише в результаті обвалу, чи сповзання їх по схилу з відкладів, які залягають вище по схилу. А такими відкладами є саме нижня частина кайзервальдських верств.

Виходячи з усього сказаного вище розріз кайзервальдських верств г. Лева такий (опис знизу догори):

1. 10 м - перешарування пісковиків і пісків; потужність шарів пісковиків до 0,3 м; у підошві залягає шар пісковиків біля 1,5 м;

2. 38,4 м - перешарування двох літотипів світло-сірих кварцових пісків двох літотипів (перший - пісок дрібно-середньозернистий, карбонатний, другий - дрібнозернистий, глинистий, некарбонатний) і семи прошарків охристо-рудуватих прошарків бентонітів товщиною до 2 см

3. 1,6 м - в припокрівельній частині кайзервальдський верств, піски з лінзовидними прошарками з нечіткими межами пісковиків (товщина 2-20 см); цю частину розрізу можна спостерігати у відслоненні на північно-західному мису г. Лева у підніжжі її скельної «шапки».

Контакт накопичень кайзервальдських верств з пісковиками тернопільських верств, які залягають вище, нечіткий, без будь-яких ознак перерви в осадонакопиченні. На цій підставі межа між відкладами цих верств умовна і проводиться по підошві першого потужного шару щільних пісковиків, з якого починається суттєво пісковиковий розріз тернопільських верств.

Загальна потужність накопичень кайзервальдських верств, виходячи з усього наведеного вище стосовно них, на горі Лева оцінюється нами в 50 м. Вік кайзервальдських верств визначений як пізньолангійський (середній під'ярус баденського регіоярусу) за положенням у розрізі між ранньолангійською (нижній регіоярус баденського регіоярусу) опільською світою і охарактеризованими численними фауністичними знахідками відкладами тернопільських верств (серавалійський ярус).

Скельними відкладами тернопільських верств складена майже вся привершинна частина г. Лева. Їх розріз нами пошарово описаний по скельному виходу на північно-західному мису гори, де він доступний для спостереження від підошви до покрівлі. Тут у його будові приймають участь 5-ть л/т пісковиків, 3-и л/т вапняків та 1-н л/т пісків.

Пісковики: 1-й л/т - пісковик сірого - світло-сірого кольору, середньозернистий, кварцовий, карбонатний, у нижній

[2] Всі описи порід зроблені макроскопічно.

[3] Необхідно враховувати, що на час опису схил був опливаючим, тобто, на нього, нашу думку, не можна посилатися, як на пошаровий та опорний.

частині розрізу верств горизонтальношаруватий, щільний, міцний, при вивітрюванні темно-сірий; 2-й л/т - пісковик сіро-охристий, жовтуватий, у вологому стані рудий, середньо-дрібнозернистий, аргілітистий, з уламками устриць, неясношаруватий, рихлуватий - при зволоженні розповзається, при висушуванні помітно піддається вітровій ерозії; 3-й л/т - пісковик сірого - світло-сірого кольору, середньозернистий, кварцовий, карбонатний, щільний, міцний, при вивітрюванні темно-сірий, паралельно-, лінзовидно- і косошаруватий; 4-й л/т - пісковик світло-сірий до сірувато-білуватого, дрібно-середньозернистий, шаруватий - потужність шарів 5-15 см; 5-й л/т - пісковик подібний до пісковика 4-го л/т, але помітно рихлуватий.

Вапняки: 1-й л/т - ервілієві вапняки; 2-й л/т - устричники (Ostrea sp.) у вигляді прошарків (3-5 см), деколи до 10 см, 3-й л/т - літотамнієвий вапняк у вигляді прошарків у 10-15 см, в якому є рештки черевоногих і двостулкових молюсків, серпули, відбитки стебел вищих рослин і скамянілі колонії літотамнієвих водоростей.

Піски - світло-сірі до білих, дрібно-середньозернисті, паралельно шаруваті - шари 1-5 см.

Спостережений нами пошаровий розріз тернопільських верств має наступний вигляд знизу вверх:

1. Пісковик 1-го л/т - 1,4 м. В масі породи присутні окремі уламки устриць. У верхній частині є зпаяні з пісковиками, нечіткі прошарки до 10 см та кишені (0,35 м потяжність до 1,щ м) вапняків 1-го л/т (ервілієвих)[4].

2. Пісковик 2-го л/т - 0,65 м з 4-ма прошарками вапняків 2-го л/т (устричних), товщиною 3-5 см.

3. Пісковик 1-го л/т - 0,4 м, з невиразними шаром вапняків 1-го л/т (ервілієвих) (3-5 см) у припокрівельній частині шару.

4. Пісковик 2-го л/т - 0,15 м, з прошарками вапняків 2-го л/т (устричники) до 3 см і пісковика 1-го л/т до 5 см.

5. Пісковик 1-го л/т - 0,1м.

6. Пісковик 2-го л/т - 1,8 м в прошарками вапняків 2-го л/т (устричних) (3-5, в окремих банках, до 10 см).

7. Пісковик 2-го л/т - 2,8 м з прошарками, в т.ч., не витриманими (до 10-15 см), вапняків 3-го л/т (літотамнієвих). Прошарки тяжіють до верхньої частини шару.

8. Пісковики 3-го л/т - 1,2 м, з прошарками пісковиків 2-го л/т (5-15 см).

9. Пісковики 3-го л/т 2,2 м, з прошарками тих же пісковиків (1-3 см) з дещо нижчою щільністю.

10. Пісок - 3,2 м.

11. Перешарування пісковиків 4-го л/т (5-15 см) і 5-го л/т (3-5 см) - 1,1 м.

Загальна потужність відкладів тернопільських верств складає біля 15 м.

Вік тернопільських верств за палеонтологічними визначеннями - ранній серавалій.

На перешаруванні пісковиків, якими завершується розріз тернопільських верств, безпосередньо на вершині г. Лева, залягають сіро-охристі (у мокрому стані руді) суглинисто-глинисті накопичення, насичені устричним детритом, які відносяться до буглівських верств. За побудовами потужність цих накопичень на г. Лева біля 3 м. Їх вік, як і у тернопільських верств, також ранній серавалій.

Шаруватість в породах тернопільських верств на північно-західному краю скельної «шапки» гори незначно нахилена на південь[5] - азимут падіння 170^0, кут 18^0. По простяганню на південний схід, вздовж краю цієї «шапки», залягання пісковиків кайзервальдських верств виположується до субгоризонтального - азимут падіння 100^0, кут 5^0. У відслоненні, виявленому на південно-західному схилі гори, де спостерігаються пісковики 1-го літотипу з ервілієвими вапняками 1-го літотипу, тобто мають місце нижні рівні тернопільських верств, шаруватість орієнтована по азимуту падіння 40^0 кут 20^0. Тобто скельна «шапка» г. Лева має в розрізі трохи ввігнуту, синклінальну форму.

За результатами детального обстеження території гори, простеження контактів між стратонами, які беруть участь в її будові, та характерних маркувальних порід та їх асоціацій, визначення характеру залягання порід на різних її ділянках, ми дійшли до висновку, що в її будові є різноорієнтовані, крутопадаючі розривні порушення. Головним, на наш погляд, є розлом, який субмеридіонально протягується з півдня території гори, практично до її осьової лінії (розлом1). Не доходячи до неї, розлом повертає на північний схід і розгалужується дві зближені вітки, які досить чітко проявлені в рельєфі. Пісковики тернопільських верств у місці, де розломи перетинають гребінь гори, роздроблені до білого піску. Цей пісок навіть макроскопічно відрізняється від піску, описаного в шарі 10 тернопільських верств, який примикає до розлому з південно-східного боку. Права гілка розлому (розлом 1б) у рельєфі на топоматеріалах 1:500 проявлена чітко вираженою просадкою, яка на поверхні гори, у верхній її частині, представлена промоїною глибиною біля 0,5. Ця промоїна тягнеться вниз по схилу приблизно на 20-30 м і далі губиться під тілами цілої групи невеликих осувів (група 5), приурочених до цієї гілки розлому. Ліва гілка розлому (розлом 1а) теж виражена у рельєфі, хоча і значно менш чітко. Вона проявлена незначною просадкою, яка тягнеться вниз по схилу майже паралельно правій гілці і теж губиться під вже згаданими вище осувами, приуроченими до обох, описаних гілок розломів. Обидві гілки розломів протягуються майже паралельно одна одній до північно-східного кута території досліджень. Інформація про поведінку розлому та його гілок у розрізі відсутня. Однак враховуючи, що у відслоненні на південно-західному схилі гори у пісковиках спостерігаються субвертикальні притерті поверхні (поверхні ковзання), ми приймаємо, що і розлом і його гілки субвертикальні. Описаним розломом територія г. Лева ділиться на південно-східну та північно-західну частини (блоки). Переміщення по ньому становить перші метри - південно-східний блок припіднятий - це відслідковується по взаємному положенню у суміжних блоках асоціації пісковиків 1-го літотипу і вапняків 1-го літотипу (ервілієвих). Південно-східний блок розломом (розлом 2), субпаралельним описаному вище, ділиться на дві частини. У будові північно-західного, міжрозломного, блоку беруть участь відклади майже половини розрізу тернопільських

[4] Дана асоціація є маркуючою для нижньої частини розрізу тернопільських верств.

[5] Довгий час вважалося, що падіння скельних порід на г. Лева моноклінальне. Однак, у такому випадку скельна «шапка» на її південно-західному схилі мала б доходити до її підніжжя.

верств, а у південно-західному блоку вони представлені лише свою нижньою частиною. Саме завдяки цьому тут у рельєфі гори має місце вирівняний майданчик - міцні пісковики 1-го л/т виконують для нього бронюючу роль. Ця ситуація склалася внаслідок здіймання південно-східного крила розлому і наступної денудації накопичень, які залягали вище. Амплітуда переміщення по цьому розлому, судячи з геологічної ситуації, становить 4-5 м. До його південної частини, приурочена група осувів (група 1), які його тут перекривають. Не можна виключати, що така ж ситуація має місце і на північно-східній частині розлому і тут він теж перекритий осувом, що було б цілком логічно очікувати. Можливо саме до таких осувів відносяться осуви групи 4. Однак, наразі немає достатньої інформації для таких висновків. До розлому, визначеного нами головним для території г. Лева (розлом 1), поблизу місця його розгалуження, у північно-західному блоку, примикають два розломи - субширотний (розлом 3) та захід-південно-західного простягання (розлом 4). Обидва ці розломи також добре проявлені у рельєфі, субширотний, крім того, можна спостерігати у відслоненні на південно-західному схилі гори. Тут зона розлому має потужність біля 0,5 м і представлена піском з жорствою пісковика. До цього розлому приурочені осуви блокового типу (група 3). Розлом 4 ближче до підніжжя губиться під приуроченими до нього тілами невеликих осувів (група 2). Для всіх блоків, які утворені наявністю розломів 2 і 4, достатньо чітко простежується їх взаємне відносне здіймання на перші метри з північного сходу на південний захід.

Вище, при описуванні розломів, відмічалася приуроченість до них різнотипних осувів і їх груп. В основному це циркоподібні осуви. Лише осуви групи 3 відносяться до блокових. У підніжжі північно-східного схилу, нижче від осувів групи 5 у рельєфі чітко фіксується наявність валу витискання протяжністю біля 50 м при ширині 10-15 м. Всі описані осуви і вал витискання заліснені і не мають ніяких ознак можливого поновлення осувних процесів. З нашої точки зору вони відносяться до повністю стабілізованих. Крім вищезгаданих осувів, велика кількість, невеликих за розміром і, імовірно, глибиною, тіл осувів спостерігається на більшій, північно-східній, частині північно-західного схилу гори. Ці осуви відносяться осувів-опливин у яких відбувається повільне в'язке оповзання грунтованих мас. В результаті, задеренована поверхня схилу має дрібногорбкуватий, гофрований вигляд, а дерева, які на ній ростуть, в основному це берези, мають шаблевидно вигнуті стовбури, характерні для т.зв. «п'яного лісу». Ці осуви залишаються активними. На південно-західному флангу цього ж схилу чітко фіксуються два достатньо крупні осувні тіла (група 6), вкладених один в одного циркоподібних осувів. Крім пісків кайзервальдських верств у складі тіл цих осувів приймають участь блоки пісковиків тернопільських верств - це можна спостерігати у відслоненнях по промоїнах, які досить інтенсивно формуються вздовж поверхонь ковзання осувів. У тих же відслоненнях чітко видно ввігнутий у схил характер цих поверхонь ковзання. Інтенсивність вимивання піску по зонах поверхонь ковзання, у яких порушена природня щільність пісків схилу, досить висока і захисні тини, які будуються поперек промоїн не здатні цьому протидіяти. Безпосередньо біля підніжжя скельного виходу на північно-західному мису гори спостерігається формування невеликого блокового осуву. Ці осуви, з нашої точки зору, відносяться до тимчасово стабілізованих - при інтенсивному дренуванні води по зонах поверхонь ковзання можливе посилення в'язкого перетікання грунтових мас з верхніх частин осувних тіл у нижні. Можливе навіть виникнення осувів-спливів. Вздовж всього північно-західного схилу зформований вал витискання грунтових мас протяжністю біля 70 м при ширині біля 30 м. При цьому цей вал продовжує рости за рахунок поступового перетікання грунтових мас з ділянки поширення осувів-опливин, а також з північно-східних боків тіл осувів групи 6.

ВИСНОВКИ.

1. Вперше складений геологічний план та збудовані геологічні розрізи г. Лева, на яких показані особливості її геологічної будови.

2. Встановлене узгоджене залягання пісковиків кайзервальдських верств на літотамнієвих вапняках «нараївських верств», якими завершується розріз опільської світи.

3. Встановлено, що розріз кайзервальдських верств починається з шару пісковиків потужністю біля 1,5 м.

4. Висловлено припущення про залягання у нижній частині розрізу кайзервальдських верств пачки, потужністю біля 10 м, перешарування пісковиків (до 0,3 м) і пісків.

5. Зафіксовано, що основна частина розрізу кайзервальдських верств, потужністю біля 40 м, складена перешаруванням 2-х л/т пісків у якому є 7 прошарків бентонітів. Завершується розріз кайзервальдських верств горизонтом пісків (1,6 м) з прошарками рихлуватих пісковиків.

6. Загальна потужність відкладів кайзервальдських верств на г. Лева становить 50 м.

7. Контакт з перекривними відкладами тернопільських верст згідний і проводиться по підошві першого потужного шару пісковиків 1-го л/т, характерних для тернопільських верств.

8. Тернопільські верстви представлені перешаруванням у різних комбінаціях пісковиків 5-и л/т, вапняків 3-х л/т, та шаром пісків і містять значну кількість палентологічних залишків.

9. Потужність тернопільських верств становить 15 м.

10. На відкладах тернопільських верств згідно залягають відклади буглівських верств.

11. Встановлено, що скельна шапка г. Лева, представлена тернопільськими верствами, має в розрізі ввігнутий характер.

12. Зафіксоване широке поширення у геологічній будові разноорієнтованих розломів; амплітуда переміщення по них переважно біля 1-2 м, лише по розлому 2 вона сягає 4-5 м.

13. На обстеженій території значним поширенням користуються схилові процеси у вигляді осувів. До розломів 1, 1а, 1б, 2 у нижній частині схилів гори проурочені циркоподібні осуви (групи 1, 2, 5). В підніжжі північно-східного схилу перед осувами групи 5 зформований вал витискання. До розлому 4 приурочені осуви блокового типу (група 3). Осуви груп 1-5, а також вал витискання перед осувами групи 5 повністю стабілізовані, заліснені і загрози не несуть. На північно-східному флангу північно-західного схилу відбувається сучасне формування осувів-опливин. Південно-західний фланг цього ж схилу представлений двома вкладеними циркоподібними осувами групи 6. Ці осуви тимчасово-стабілізовані - відбувається в'язке

перетікання грунтових мас їх східних флангів у вал витискання біля підніжжя схилу. Вал витискання протягується вздовж всього підніжжя північно-західного схилу і продовжує «рости».

14. Осувні та ерозійні процеси, як такі, що також належать до інженерно-геодинамічних, потребують окремого детального розгляду.

1. *Венглінский І. В., Горецький В. А.* Стратотипи міоценових відкладів Волино-Подільської плити, Передкарпатського і Закарпатського прогинів. Київ: Наук. думка, 1979. 172 с.
2. *Волошин П., Сливко Є., Книш І., Кремінь Н., Бубняк І.* Геотуристичний потенціал околиць Львова. Геотуристичний потенціал околиць Львова. Зелені Карпати. 2017. 14. С. 82-85.
3. *Вялов О. С., Горецький В. А., Кудрін Л. Н., Пастернак С. І.* Короткий геологічний путівник по Львову. Львов: вид-во Львівського ун-ту, 1954. 46 с.
4. *Іваніна А., Гоцанюк Г., Спільник Г., Салінська Г., Підлісна О*. Систематизація та характеристика геотуристичних об'єктів регіонального ландшафтного парку «Знесіння» (м. Львів). Вісник Дніпропетровського університету. Геологія, географія. 2018. № 26 (1). С. 50-63. doi: 10.15421/111806
5. *Ломтадзе В. Д.* Інженерна геологія. Інженерна геодинаміка. Л., 1977. 479 с.
6. *Паранько І., Сіворонов А., Мамедов О*. Геологія з основами геоморфології. Навчальний посібник. Кривий Ріг: Мінерал, - 2008. 373 с.
7. *Stur D.* Uber die Umgebung von Lemberg. Verh.K. K. Geol. Reichsanstait. 1859. S. 104-105.

ІНЖЕНЕРНО-ГЕОДИНАМІЧНІ ПРОЦЕСИ НА ГОРІ ЛЕВА (РЕГІОНАЛЬНИЙ ЛАНДШАФТНИЙ ПАРК "ЗНЕСІННЯ", ЛЬВІВ)

Лосів В.[1], Яремович М.[1], Іваніна А.[2]

[1] ТОВ «Науково-виробниче технічне підприємство ГЕОЛОГІЧНІ ТЕХНОЛОГІЇ», Львів, Україна, vmlosiv@gmail.com, *geoltechnologies@gmail.com*

[2]Львівський національний університет імені Івана Франка, Україна, antonina.ivanina@lnu.edu.ua

Прояви інженерно-геодинамічних процесів [1]: схилових у вигляді осувів[6] та різноманітних ерозійних, а також процесів фізичного вивітрювання, завдають суттєвої шкоди на територіях проживання людей та часто стають причинною людських жертв. Особливо відчутно це на урбанізованих територіях. Яскравим прикладом місця, де можна спостерігати цілий комплекс проявів різноманітних осувних і ерозійних процесів, та процесів фізичного вивітрювання, є г. Лева, розташована майже в центрі м. Львова. Ця гора цікава як у геотуристичному аспекті, так і для геологічних досліджень, оскільки розташована близько від центру міста і займає унікальну геологічну та геоморфологічну позицію. У 1973 р. вона включена у реєстр геологічних пам'яток місцевого значення, а з 1993 р. входить до складу Регіонального ландшафтного парку "Знесіння". Висота г. Лева 388 м. Вона є найвищою природною височиною міста. З її вершини відкриваються захоплюючі види значної частини Львова.

На її схилах практично до кінця 19 ст. провадили інтенсивний видобуток піску і каменю для забудови міста. Саме цьому гора завдячує своїй другій назві - г. Піскова, та третій - Лиса гора - при видобувних роботах, на її схилах була знищена будь-яка рослинність. Судячи з наявних ретрофотографій гори, видобуток піску, вели з усіх її боків. Відповідно, всі її схили, в різний час, були стінками піскових кар'єрів. Цілком природно, що вони інтенсивно осувалися, намагаючись виположитися до ухилу стабільного природного відкосу. На деяких ділянках схилів таке виположування, досі не настало і продовжується їх оповзання. Одночасно з осувними процесами інтенсивного руйнування горі завдавали, і продовжують завдавати, водна та вітрова ерозія, а також фізичне вивітрювання.

Характер всіх руйнівних процесів, в тім числі людська діяльність, які мали і мають місце на г. Лева, і ведуть до зменшення її розмірів, чітко пов'язані з особливостями її геологічної будови. Остання була нами детально вивчена на першому етапі робіт з оцінки стану г. Лева та надання рекомендацій з розробки дієвих заходів протидії, чи хоча б зменшення інтенсивності проявів процесів її руйнування. При цьому були зафіксовані місця та характер проявів цих процесів для детального вивчення на другому етапі робіт.

Геологічна будова г. Лева визначається її положенням в структурі регіону - вона є ерозійним останцем на Лисогірській височині на північній, розчленованій окраїні Львівського плато. Останнє належить до Львівського Опілля Подільської геоморфологічної області. У тектонічному відношенні це Львівський блок Західноподільської структурно-фаціальної зони Східноєвропейської платформи.[7]

Гора і прилеглі до неї території складені відкладами нижнього неогену. Основний об'єм гори складений накопиченнями кайзервальдських верств (верхній лангій). Вони узгоджено залягають на вапняках т. зв. «нараївських верств», які завершують розріз опільської світи (нижній лангій), значно поширеної на території Львівського плато.

[6] В публікаціях, ряді підручників, що стосуються інженерної геодинаміки, та в нормативних документах з виконання інженерно-геологічних вишукувань, для визначення гравітаційних, схилових процесів екзогенної природи, використовується термін зсув. Однак в тектоніці, яка також є предметом вивчення геології, цим же терміном визначається кінематичний різновид розломів ендогенної природи при якому вздовж крутопадаючого зміщувача відбувається горизонтальне переміщення тектонічних блоків. Для уникнення плутанини в термінології ми вважаємо, вслід за [2] доцільним для визначення гравітаційних, схилових процесів використовувати термін осув.

[7] Існують припущення, що Львівський блок належить до Західноєвропейської платформи і відділений від Східноєвропейської платформи тектонічним уступом, який проходить вздовж його північно-східного краю.

Кайзервальдські верстви без видимих ознак неузгодження залягають на нараївських вапняках. Їх нижня частина представлена пачкою перешарування пісковиків і пісків потужністю біля 10 м. Вище і до підошви скельної «шапки» гори, тобто на основній частині схилів гори, залягають два літотипи (л/т) світло-сірих кварцових пісків, потужністю біля 40,0 м, у якому зафіксовано 7 прошарків бентонітів. Загальна потужність накопичень кайзервальдських верств біля 50 м. Контакт з перекривними відкладами тернопільських верст (нижній серавалій) умовний - він не несе ніяких ознак неузгодження і проводиться по підошві першого потужного шару щільних пісковиків 1-го л/т, характерних для тернопільських верств. Тернопільські верстви представлені перешаруванням у різних комбінаціях пісковиків 5-и л/т, вапняків 3-х л/т і пісків. Їх потужність становить біля 15 м. На них без ознак неузгодження залягають глинисто-суглинисті відклади буглівських верств (нижній серавалій), видимою потужністю біля 3 м.

За елементами залягання шаруватості порід тернопільських верств з різних боків г. Лева її скельна «шапка» має в розрізі ввігнутий характер.

Значно ускладнюють геологічну будову гори різноорієнтовані, за нашими припущеннями, імовірніше всього, субвертикальні розломи, які розбивають гору на блоки. Взаємні вертикальні переміщення цих блоків в основному становлять перші метри, лише один з розлом має амплітуду 4-5 м.

На першому етапі наших робіт, за результатами детальних обстежень території гори, з використанням матеріалів детальної топографічної зйомки масштабу 1:500, нами встановлено, що на всіх схилах гори, нижче скельної «шапки», тобто, на їх частині, складеній пісками кайзервальдських верств, є прояви осувних процесів. При чому, на кожному схилі характер цих проявів та їх сучасний стан, помітно відрізняються.

Методика наших робіт на другому етапі полягала у детальному вивченні осувів, визначенні їх приуроченості до певних рівнів накопичень, якими складена гора, та виявлених нами розломів. Метою цих робіт була класифікація осувів за комплексом параметрів як основи для класифікації схилів гори за рівнем осувонебезпеки на даний час. Також на цьому етапі здійснювалося вивчення характеру та оцінку масштабів ерозійних процесів і процесів фізичного вивітрювання на горі і вияснення факторів, які впливають на їх інтенсивність. Завершенням наших робіт є, наведені нижче, рекомендації стосовно запобігання проявам руйнівних явищ і процесів на г. Лева, чи хоча б максимальному зменшенню їх інтенсивності.

Оскільки існує велика кількість класифікацій осувних процесів і осувів за різними ознаками, щоб, по можливості, уникнути плутанини, при виконанні наших робіт ми класифікували їх: за формою в плані - циркоподібні, фронтальні, потокові (глетчерного типу) (за Ломтадзе В., 1977 [1]); структурою - асеквентні, консеквентні, інсеквентні (за Саваренським Ф., в [1]); видом гравітаційних явищ - структурні, пластичні, структурно-пластичні (за Ломтадзе В., 1977 [1]); станом і динамікою - древні, повністю стабілізовані, стабілізовані, тимчасово стабілізовані, активні (за Поповим І. В., в [1]). Ми усвідомлюємо, що поділ осувів за видом гравітаціїних явищ достатньо умовний, оскільки їх прояв у чистому вигляді, в реальності, практично не можливий. Додатковою перешкодою для класифікаціїї осувів за цією ознакою є задернування більшості їх тіл, що не дає можливості вияснити їх внутрішню структуру. Саме через це також неможливо класифікувати осуви за особливостями процесу зміщення (за Павловим А. П., в [1]) - розділити їх на деляпсивні та детрузивні.

РЕЗУЛЬТАТИ РОБІТ. Всього нами виділено на схилах г. Лева 6 груп осувів.

Південно-західний схил. На ньому спостерігаються кілька, виражених у рельєфі, осувних тіл. Більшість з них (групи 1, 2), судячи з форми в плані та морфології їх поверхні, яка нагадує конус виносу, є циркоподібними. Вони приурочені до розломів. Це, імовірно, обумовлено тим, що зони розломів навіть у пісках, при порушенні їх природньої щільності, стають каналами підвищеного дренування води атмосферних опадів. Вздовж них відбувається інтенсивне водонасичення пісків суміжних блоків, яке при досягненні критичного рівня, призводить до виникнення пластичного осуву в нижній частині промоїни, яка трасує розлом. Цьому сприяють процеси суфозії, які супроводжують дренування води. Саме до такого виду осувів, імовірно, відносяться осуви групи 2, які розташовані ближче до підніжжя схилу. Не виключено сповзання і великих масивів порід, що веде до появи інсеквентних структурних осувів. Саме до таких, імовірно, відносяться осуви групи 1, які приурочені до головного та субпаралельного йому розломів. В їх будові беруть участь пісковики тернопільських верств, якими складені верхні частини тіл осувів; і піски кайзервальдських верств (складають їх нижні частини). Тіла осувів обох груп мають ступінчастий характер, що вказує на те, що осувні процеси тут були неодноразовими. Внаслідок них розломи, з якими вони пов'язані, в нижній частині схилів перекриті тілами осувів.

Крім осувів цих двох груп, біля підніжжя схилу фіксується ще кілька зовсім невеликих тіл осувів, які теж, судячи з форми в плані та морфології поверхні, є циркоподібними.

Особливе місце серед осувів, які можна спостерігати на цьому схилі, займають осуви групи 3, тіла яких - достатньо крупні (10-20 м) цілісні блоки порід. Вони прирурочені до субширотного розлому - прямо притикаються до нього одним своїм боком, що може вказувати, що саме його наявність сприяла сповзанню відірваних блоків по схилу вздовж його субвертикальної поверхні. Блок, який знаходиться на північ від розлому, складений пісковиками тернопільських верств, а у будові блоку, суміжного з півдня, беруть участь також піски кайзервальдських верств. За характером зміщення обидва осуви, представлені цими блоками, є структурними інсеквентними.

Східний схил. На ньому, на ділянці від південно-східного мису гори до переходу на північно-східний схил, в рельєфі діагностується кілька тіл осувів (група 4). За формою в плані та морфологією поверхні вони віднесені до циркоподібних. Те, що їх поверхня повністю задернована та заліснена, не дає змоги дати їм детальнішу характеристику.

Північно-східний схил. На ньому є кілька осувних тіл, добре проявлених у рельєфі (група 5). За формою в плані та морфологією поверхні це циркоподібні осуви. Їх розташування ближче до підніжжя схилу і чітка приуроченість до гілок головного розлому території гори вказує на те, що тут, як і у випадку з осувами групи 1, ми, імовірно, маємо справу з пластичними осувами. Тіла цих осувів розташовані каскадом одне над одним, догори по схилу, тобто тут мають місце багатоярусні осуви, які формувалися в кілька етапів.

Вздовж підніжжя схилу, безпосередньо перед фронтом осувів, спостерігається вал витискання ґрунтових мас з під їх

підошви. Його ширина не перевищує 10-15 м при довжині до 50 м.

На залісненій частині цього схилу, за межами тіл осувів, валу витискання та смуги шириною 5-10 м, на його спряженні з північно-західним схилом ознак «п'яного лісу» та викривлення стовбурів дерев нема.

У вузькій смузі схилу, між підошвою скельної «шапки» гори і його залісненою частиною, є порушення ґрунтово-рослинного шару, незначні оповзання ґрунту і спостерігається одне, невелике (до 5 м) тіло осуву.

Прояви «п'яного лісу» та викривлення стовбурів дерев, які є у смузі спряження північно-східного схилу з північно-західним схилом, пов'язані з впливом осувних процесів, які відбуваються на останньому.

Дещо осторонь від основного північно-східного схилу гори, знаходиться схил сходинки, яка прилягає до нього з цього ж боку. Його ширина від 5 до 20 м. Він інтенсивно залісненний і на ньому нахилені дерева зустрічаються помітно частіше, ніж на основному схилі. Однак, осуви тут практично не помітні - вони дуже локальні і слабо виражені - проявлені у вигляді в'язкого сповзання ґрунту схилу.

Північно-західний схил. Північно-східна частина його поверхні має гофрований, дрібно-горбкуватий характер, притаманний схилам, сформованим зривами. Однак, оскільки поверхня цього схилу задернована і на ній не видно розривів дерену, то, імовірніше всього, тут має місце в'язке оповзання приповерхневої частини пісків кайзервальдських верств, якими він складений. Тобто, на цій його частині проявлені пластичні осуви - осуви-опливини. Ці осуви тут мають ешелонований, багатоярусний характер - їх тіла буквально наповзають каскадом одне на друге[8]. Осувні процеси, які привели до їх формування, відбуваються і в даний час - берези, якими поросла ця частина схилу, мають вигнуту, шаблевидну форму стовбурів, у деяких дерев проявлені ознаки «п'яного лісу». Додатковим підтвердженням сучасної активності осувних процесів на цій частині північно-західного схилу є формування і ріст валу витискання біля його підніжжя перед південно-західним флангом цієї частини.

Південно-західна частина цього схилу помітно відрізняється від описаної - тут в рельєфі чітко проявлені два циркоподібні осуви (група 6) - тіло одного осува вкладене в друге. Поверхні ковзання цих осувів мають ввігнутий характер, що можна спостерігати у відслоненнях на північно-західному мису гори. На схилах, вздовж їх виходів на поверхню, формуються промоїни, що пов'язане з інтенсивним дренуванням води атмосферних опадів по поверхнях ковзання, та з процесами суфозії, які його супроводжують.

У відслоненнях в промоїні, приуроченій до поверхні ковзання, що обмежує менший (вкладений) осув з півдня, видно, що принаймні у його вершинній частині, ми маємо справу з інсеквентним структурним осувом. В його будові беруть участь достатньо крупні блоки порід, верхня частина яких складена пісковиками тернопільських верств, а нижня - кайзервальдськими пісками. Таким же, на нашу думку, є і другий осув.

На поверхні обох осувів практично немає видимих ознак їх сучасної активності, за винятком наявності одиничних, дерев зі злегка вигнутими стовбурами. Однак, перед їх фронтом, вздовж підніжжя схилу, є вал витискання, який є продовженням валу перед північно-східною частиною цього ж схилу. Загальна протяжність об'єднаного валу біля 70 м при ширині до 30 м. За нашими спостереженнями, в даний час він продовжує «рости», що, відповідно, вказує на те, що продовжується в'язке стікання ґрунтових мас нижніх частин тіл осувів групи 6.

Крім описаних вище осувів, які поширені на північно-західному схилі гори, буквально на його спряженні з південно-західним схилом, відбувається сучасне формування структурного інсеквентного осуву - осуву-обвалу (за [1]). Це крупний (понад 10 м) блок пісковиків тернопільських верств, який повільно оповзає і одночасно руйнується. На сучасну активність цього осуву вказує те, що він з'явився недавно. Його руйнування супроводжується обвалами і падінням його уламків.

Крім осувних процесів суттєвий негативний вплив на стан г. Лева мають ерозійні процеси. В першу чергу це стосується водної ерозії, з якою пов'язані лінійний розмив і формування промоїн вздовж зон поверхонь осувів групи 6, і широко проявлені по необлаштованих стежках на схилах гори, ходіння по яких порушує задернованість схилів. Тут теж відбувається помітне формування промоїн. Менше поширений площинний змив. Він має місце переважно у вершинній частині гори, де відбувається розмивання пісків тернопільських верств та глинисто-суглинистих відкладів буглівських верств.

Крім водної ерозії у суху, а особливо, у суху морозну погоду, помітна вітрова ерозія достатньо високої інтенсивності. Видуванню піддаються пісковики 2-го літотипу у відслоненнях північно-західного мису гори.

Прояви фізичного вивітрювання в цілому досить незначні. У нижній частині схилів, нижче скельної «шапки» відбувається виморожування і подальше опливання порід у бортах промоїн осувів групи 6. У вершинній частині гори, під дією замерзлої в тріщинах води, відбувається відколювання достатньо крупних блоків скельних порід - один з таких блоків тримається буквально на «волосині» - існує цілком реальна загроза його падіння вниз по схилу гори, що може бути небезпечним для відвідувачів.

ВИСНОВКИ.

1. Південно-західний схил. Тіла всіх осувів на цьому схилі задерновані і заліснені. У них повністю відсутні будь-які ознаки можливої активізації осувних процесів, тобто вони і, відповідно, весь схил, відносяться до повністю стабілізованих. В даний час відбувається лише ерозійне руйнування блокових тіл осувів з їх західного боку, яким вони виходять на схилі гори. Можливі незначні обвали порід, якими складені ці блоки.

2. Східний схил. Поверхня тіл всіх осувів на цьому схилі повністю задернована та залісненена, що свідчить про повну відсутність у них ознак можливої активізації осувних процесів. Тобто, осуви на цьому схилі, і схил в цілому повністю стабілізовані.

3. Північно-східний схил. Всі тіла осувів, приурочених до розломів, та вал витискання біля осувів групи 5 повністю

[8] Характер прояву осувних процесів на цьому схилі підтверджує відсутність у цій частині розрізу кайзервальдських верст значимих прошарків пісковиків – при їх наявності характер поверхні схилу був би зовсім іншим.

задерновані, заліснені і не несуть ознак можливої активізації, тобто є повністю стабілізованими. Наявність у деяких крупних дерев ознак «п'яного лісу», вказує на те, що ця стабілізація настала відносно недавно. Заліснена частина цього схилу, за межами тіл осувів, валу витискання, та смуги шириною 5-10 м, на його спряженні з північно-західним схилом, на якій повністю відсутні ознаки «п'яного лісу» та викривлення стовбурів дерев, віднесена нами до повністю стабілізованих. Вузьку смугу цього схилу, між підошвою скельної «шапки» гори і його залісненою частиною, ми вважаємо тимчасово стабілізованою - тут можливе виникнення малорозмірних, локальних осувів, які, з нашої точки зору, не несуть загрози значного руйнування схилу. Інтенсивно заліснений схил сходинки, яка прилягає до основного схилу з північного-східного боку, ми також відносимо до тимчасово стабілізованих - тут можливе локальне оповзання схилів, яке не несе суттєвої загрози.

4. Північно-західний схил. Північно-східна частина його поверхні є осувонебезпечною - тут відбувається сучасне оповзання ґрунтових мас з формуванням каскаду осувів-опливин. Південно-західна частина цього схилу є тимчасово стабілізованою - перед нею продовжується «ріст» валу витискання, тобто продовжується в'язке стікання у нього ґрунтових мас нижніх частин тіл осувів групи 6. Це дає підстави припускати можливе поновлення осувних процесів в їх вершинній частині, пов'язане з перетіканням ґрунтів їх нижньої частини у вал витискання. Також на північно-західному мису гори можливе виникнення осувів-обвалів. Формування одного з таких осувів-обвалів відбувається в даний час. Його руйнування супроводжується падінням його уламків.

5. Загроза ерозійних процесів у вигляді лінійного розмиву має місце практично на всіх без винятку необлаштованих стежках на схилах гори. Особливо це стосується північно-західного схилу, де ґрунтово-рослинний покрив дуже малопотужний і чутливий до найменшого впливу.

6. Найбільшу загрозу становить розростання промоїн, які приурочені до зон поверхонь ковзання осувних тіл групи 6.

7. Суттєву загрозу несе вітрова ерозія, якій піддаються рихлуваті пісковики тернопільських верств у нижній половині розрізу.

РЕКОМЕНДАЦІЇ

1. Вжити якихось дієвих, ефективних заходів для запобігання можливому розвитку осувних процесів на північно-східному флангу північно-західного схилу малореально. Сприяти закріпленню схилу можна засіванням його швидко ростучими травами і засаджуванням кущами.

2. Росту валу витискання біля підніжжя північно-західного схилу, малоймовірно, що вдасться запобігти. Для зменшення його фронтального розповзання можна збудувати капітальну і довговічну габіонну стінку. Можливо також створення на цьому місці брилового навалу з дикого каменю. При цьому бажано використовувати брили пісковику та вапняку, схожого з тим, які складають вершинну частину гори. З часом, при продовженні витискання, і габіонна стінка, і бриловий навал будуть перекриті ґрунтовою масою схилу і не будуть «псувати» вигляд цієї частини гори.

4. Стосовно ерозійних процесів, то основним заходом для зменшення лінійного розмиву на північно-східному і північно-західному схилах, є повне припинення ходіння по неофіційних необлаштованих стежках, включаючи встановлення огорожі вздовж підніжжя гори з північно-східного і північно-західного боків, оскільки попереджувальні знаки про заборону постійно ігноруються. Це, одночасно, зменшить і порушення ґрунтовно-рослинного шару, і площинний змив на схилах. Також воно, певною мірою, зменшить небезпеку для відвідувачів від можливого падіння нестійких блоків скельних порід.

5. Для запобігання розмиву вздовж стежок на північно-східному фланзі осувів групи 6 можна спорудити поперечні загати зі стовбурів дерев. Промоїни, які по тут утворюються, між загатами можна заповнювати опалим листям, хмизом, присипати землею для створення умов заселення рослинністю - травами, кущами, які можна також засівати та насаджувати. Також можна використати біомати, геотекстиль, геомати або геосітку.

6. Для зменшення інтенсивності розмиву по промоїні, яка йде південно-західному краю осувів групи 6, можна використати наступні заходи:

- спробувати влаштувати водовідведення води, яка стікає зверху в промоїну, шляхом закопування вздовж поверхні ковзання осуву, яку тут добре видно, поліетиленової дренажної труби. Це відіграло б суттєву роль в зменшенні процесів виносу піску по промоїні, а також водонасичення тіл, згаданого вище каскаду, на північно-східному фланзі осувів групи 6;
- продовжити спорудження поперек промоїни загат, подібних до вже збудованих, але зі стовбурів дерев, щоб підвищити їх довговічність;
- як варіант, для створення загат можна використати рідке скло, створюючи з його допомогою поперечні стінки.
- між загатами заповнювати промоїну, як і у випадку зі стежками, опалим листям, хмизом, присипати землею для створення умов заселення рослинністю;
- для зменшення процесів суфозії і виносу піску в промоїні і, відповідно, для його закріплення можна використати метод завапнування піщаної маси, який використовується в будівництві для укріплення грунтів під фундаментами;
- поверхню промоїни можна покрити полосами георешітки з наступним присипанням її піском з бортів промоїни. Після цього виконати засівання закритої полоси швидкоростучими травами та засаджувати кущами. Для прискорення формування грунтово-рослинного шару можна використати штучний дерен після засипання піском укладеної георешітки. Також для вказаних заходів можна використати, вже згадані вище, біомати, геотекстиль, геомати або геосітку.

7. Виконати додаткове обстеження вершинної частини гори на предмет оцінки стійкості відколотих блоків нависаючого козирка скельних порід. В разі необхідност, виконати спуск цих блоків вниз по схилу, для запобігання можливому провокуванню їхнього падіння, та осувних процесів і усунення загрози життю відвідувачів парку.

8. Категорично заборонити ходіння відвідувачів по схилах та по необлаштованих стежках.

9. Вести постійний моніторинг осувонебезпечних схилів та місць проявів інтенсивного лінійного розмиву.

1. *Ломтадзе В. Д.* Інженерна геологія. Інженерна геодинаміка. Л., 1977. 479 с.

2. *Паранько І., Сіворонов А., Мамедов О*. Геологія з основами геоморфології. Навчальний посібник. Кривий Ріг: Мінерал, 2008. 373 с.

МІНЕРАЛЬНІ ТИПИ ВЕРХНЬОКРЕЙДОВО-ЕОЦЕНОВИХ ФОНОВИХ УТВОРЕНЬ СКИБОВОГО ПАЛЕОБАСЕЙНУ (УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)

Генералова Л. В., Костюк О. В. Генералов А. В.

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

Вступ. Вивчення петрохімічного складу теригенних, зокрема глинистих утворень дає змогу уточнити генетичні та геодинамічні особливості їхнього утворення. велика Скибовий покрив як тектонічна одиниця Українських Карпат простягається на цій території з північного заходу на південний схід. Стратиграфічний розріз флішових відкладів представлений перш за все крейдово-нижньоміоценовими турбідитами, які утворіють секвенції (цикліти), а розділяють їх – фонові утворення. В Скибовому покриві вони репрезентовані горизонтами строкатоколірних (вишнево-червоних та зеленкувато-сірих) аргілітів. Фонові відклади містять інформацію про особливості седиментації у басейні осадонагромадження.

Аналіз попередніх досліджень, формулювання проблеми, актуальність її вирішення, задачі дослідження. У зв'язку з домінуванням турбідитної гіпотези дослідники розглядають давні флішові утворення як теригенні осади приконтинентальних позашельфових океанічних глибоководних областей. Їх називають алохтонними утвореннями турбідитних систем. Проте сучасні дослідження підкреслюють важливість і необхідність вивчення фонових (аутигенних) відкладів. Літодинамічні типи турбідитних утворень Скибового покриву і Українських Карпат висвітлена в низці сучасних наукових публікацій. Дослідники виконували роботи щодо вивчення деяких мінералогічних параметрів фонових глинистих порід. Проте залишились питання, які потребують уточнення.

Мета дослідження полягає у вивченні речовинного складу верхньокрейдово-еоценових аргілітів строкатоколірних горизонтів та уточнення їх генетичної позиції. Для виконання мети реалізовані такі завдання: систематизовано літохімічні особливості фонових аргілітів; діагностовано літодинамічні типи верхньокрейдово-еоценових утворень і, зокрема, аргілітів, які є фоновими; за допомогою дискримінаційних діаграм встановлено мінералогічні типи фонових зеленкувато-сірих аргілітів; розглянуто мінеральні типи фонових аргілітів як індикатори умов осадонагромадження у верхній крейді–еоцені; реконструйовано геодинамічні умови утворення фонових аргілітів в контексті розвитку регіону.

Фактичний матеріал та методологія досліджень. Для аналізу літохімічних параметрів пелітових (тонкозернистих) порід використані хімічні аналізи фракції менше 0,001 мм з аргілітів стрийської, ямненської та манявської світ відомі за опублікованими [1, 2], фондовими та оригінальними джерелами. Для характеристики порід аналізувався керновий матеріал та поріди з природних відслонень Скибового покриву. У масив даних щодо складу пороутворюючих оксидів потрапили головно зелені та зеленкувато-сірі аргіліти (в кількості> 200), які рівномірно відібрані з теренів Скибової структурної одиниці. При дослідженні аргілітів методами седиментологічного аналізу діагностовано їх літодинамічні (генетичні) типи відповідно до методик [5, 9, 10]. Для визначення мінеральних типів аргілітів за літохімічними параметрами використано дискримінаційну діаграму $(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$–$(FeO+Fe_2O_3+MnO+MgO)/SiO_2$.

Об'єкт дослідження і його головні риси будови. Дослідження Скибового покриву стосуються розрізів сенон-палеоценового сірого флішу стрийської світи (>1000 м), відклади якого згідно (?) залягають на головнинській світі. Відклади стрийської світи вверх за розрізом нарощуються середньо-верхньопалеоценовими ямненської світи представленої пісковиками (до 350 м) з яремчанським горизонтом строкатоколірних аргілітів і дрібнозернистих пісковиків (до 40 м) в основі та перекривається нижньоеоценовимтонко-середньоритмічним зеленим або строкатий флішем манявської світи (до 400 м) [6–8]. На різних стратиграфічних рівнях цієї частини розрізу розвинуті строкатоколірні горизонти (перші метри – перші десятки метрів). За седиментологічними дослідженнями у зазначених відкладах діагностуються гемипелагіти (вишнево-червоні, зеленкувато-сірі аргіліти строкатоколірних горизонтів), різнозернисті турбідити з тестурами Боума та грейніти (масивні ямненські пісковики). Геміпелагіти – літифіковані утворення вертикальних седиментаційних потоків, турбідити та грейніти – продукти дії гравітаційних підводних схилових потоків.

Вивчення седиментаційних рис верхньокрейдово-еоценових утворень дав змогу виокремити різні фаціальні комплекси. Встановлено, що в крейді-еоцені домінувала глибоководна (глибше CCD – Calcite Compensation Depth) турбідитна седиментація, яка періодично чергувалась з (гемі)пелагічним осадженням. Власне ямненські пісковики дослідники розглядають як комплекси палеорусел, тонкозернисті турбідити та строкатоколірні гемипелагіти (яремчанский горизонт та інші) як міжруслові відклади та фонові утворення [8]. Ця наочність щодо седиментологічних типів обумовила вибір хроностратиграфічного інтервалу стратиграфічного розрізу Скибового покриву.

Мінералогічний склад зеленкувато-сірих аргілітів вивчався з використанням рентгеноструктурного аналізу. Результати досліджень показують, що до складу порід (фракція<0,001 мм) входять гідрослюди (іліт), змішано шаруваті мінерали іліт-монтморилоніт [1, 2]. та хлорит-монтморілоніт [3, 4], хлорит. Монтморілоніт та хлорит присутні у вільній фазі. Серед аргілітів стрийської та ямненської світ фіксується каолініт [1, 2]. Часто в аргілітах присутній уламковий матеріал (0,01–0,08 мм), представлений кварцом, польовими шпатами, уламками гірських порід, який нерівномірно розподілений в основній масі (його кількість змінюється від кількох зерен до 10–15 %).

Отримані результати, їх обговорення. Мінеральні типи верхньокрейдово-еоценових зеленкувато-сірих аргілітів ілюструє модульна дискримінаційна діаграма кореляції модулів нормованої лужності (НКМ) та фемічності (ФМ):

$(Na_2O+K_2O)/Al_2O_3$–$(FeO+Fe_2O_3+MnO+MgO)/SiO_2$ для систематики глинистих порід.

На діаграмі НКМ-ФМ (Юдович, 2000; Маслов, 2014) фігуративні точки складу аргілітів стрийської світи утворюють сукупність (контент) в області II (переважно складені з монтморілоніту та гідрослюд), де перекривається полем I та полем V (стандартна трьокомпонентна суміш хлорит-монтморилоніт (смектит)-гідрослюда (іліт)).

На діаграмі НКМ-ФМ фігуративні точки складу аргілітів ямненської світи (і яремчанського горизонту) потрапляють в поле II, де домінує монтморилоніт (є каолініт і гідрослюда) та в поле III, де розвинені мінеральні асоціації з переважанням хлориту з підпорядкованою кількістю залізистих гідрослюд.

На цій же діаграмі точки складу аргілітів манявської світи локалізуються в полі II з переважанням монтморилоніту, полі IV, з домінуванням мінеральних асоціацій хлорит-гідрослюдистого складу, та полі V, яке характеризується стандартною трикомпонентною сумішшю хлорит+ монтморілоніт+гідрослюда.

Поля фігуративних точок складу аргілітів верхньокрейдово-еоценових зеленкувато-сірих аргілітів на названій діаграмі вкладаються у чотири поля, послідовно зміщуючись в область збільшення натрій-калійового модуля та зменшення фемічного модуля. Для сукупності точок складу аргілітів існує типова стійка асоціація в полі II з поступовим зміщенням в поле V, що може бути інтерпретовано нами як дуже поступовий перехід від суттєво монтморилонітових (смектитових) аргілітів до трикомпонентної суміші хлорит+ монтморилоніт+гідрослюда.

Наявність підвищеної кількості мінералів групи монтморілоніту (смектиту) у складі верхньокрейдово-еоценових аргілітів свідчить, що процеси седиментогенезу були пов'язані зі зміною кислотно-лужних умов середовища осадконагромадження, і процеси геміпелагічної седиментації розвивались переважно за основними материнськими породами (базальтами та вулканокластичними утвореннями). За мікропалеонтологічними даними Зовнішньокарпатський басейн в цей період характеризувався глибинами нижче рівня CCD, що відповідає нижній частині континентального схилу–підніжжю [7, 8] та частково абісальній рівнині і вказують на батиметрію батіалі–абісалі.

Дані щодо тектононо-седиментаційного розвитку Зовнішньокарпатського басейну свідчать, що верхньокрейдово-еоценові відклади Скибової одиниці разом з утвореннями Бориславо-Покутської зони акумулювались на північно-східній його пасивній околиці.

Геодинамічна історія району дослідження в контексті розвитку Альпійсько-Карпатської системи свідчить, що у крейдово-еоценовий період тут спостерігався єдиний палеобасейну з (суб)океанічною корою. В пізньокрейдово-еоцений час в Альпійсько-Карпатському (Панонському) сегменті відбулась субдукція (135–55 млн р. тому) на південний схід Пенінського океану та зіткнення (55–40 млн р. тому) Євразійського і Адріатичного континентів [11–15]. Субдукція в Альпійській області завершилась зануренням, "відкочуванням" та відривом слебу океанічної літосфери, що мало ініціювати магматизм. В той час, коли еоценові Альпи знаходились в колізійному зіткненні, у Карпатському флішовому басейні продовжувалась субдукція та формування акреційних призм [6] у єдиному палебасейні: Передмармароської крейдово-палеогенової призми перед Тисія-Дакія та Пенінсько-Магурсько-Дуклянської палеогенової призми перед Алькапа.

Формування складчасто-насувних споруд акреційних призм в Карпатському басейні відбувалось з поступовою зміною фаз субдукції з заходу на схід, що могло бути причиною поступового скорочення за простяганням слебу (суб)океанічної літосфери, прискорення занурення, відкату та відриву субдукційних слебів за механізмом ножиць та /або застібки-блискавки [13, 14]. Механізм цієї моделі, вірогідно, активно почав проявлятися у пізньокрейдовово-еоценовий час. Він задав тенденцію відриву слебу (суб)океанічної літосфери на схід, від Альпійського орогену у Карпатському флішовому басейні. В результаті відриву слебу в басейні седиментогенезу виникали ослаблені зони "slad windows", куди могли мігрувати магматичні флюїди (лавові, гідротермальні та екзгаляційні розчини), тоді як широкомасштабний магматизм не спостерігався. (За томографічними данними субдукція у Зовнішньокарпатському басейні була пологою, відрив слебу відбувався на малих глибинах. До прикладу, за сейсмічними матеріалами у зоні Вранча відрив слебу фіксують на глибині 40–70 км, що не сприяє потужному магматизму). Проте слід відмітити загальну ендогенну активність Зовнішньокарпатського палеобасейну у пізньокрейдово-еоценовий період. Її проявами на тлі субдукції були розтяг (найбільш відчутний між сенон-данським і танентським імпульсами конвергенції) та підйом (апвелінг) астеносфери. Змінювались реологічні властивості підкорового (суб)океанічного субстрату, який забезпечував імпульси субдукції континентальної Євразійської плити, відбувався ріст напружень стискання в зоні контакту плит та ізостатичний релакс внаслідок прогинання літосфери Зовнішньокарпатського палеобасейну під вагою турбідитів, що акумулювались. Індикаторами процесів є розвиток строкатоколірних горизонтів, активізація субкарпатських і антикарпатських розломів, формування нептунічних дайок, розвиток грабеноподібних структур ортогональних зонам субдукції, становлення формацій турбідитних систем, посилення гідротермальної діяльності, гальміроліз фонових відкладів за умов сповільненої седиментації (при формуванні строкатоколірних горизонтів і, зокрема, вишнево-червоних аргілітів з пластами залізо-манганової мінералізації і проявами глибоководних сульфідів), кременистий цемент алевролітів і псамітів, лінзи та прошарки силіцитів (манявська світа).

Це один з механізмів на користь того, що фонові утворення (зеленкувато-сірі аргіліти) Зовнішньокарпатського басейну збагачені ендогенним матеріалом, який в мінералогічному сенсі відповідає монтморилонітам (смектитам) та хлорит-монтморилоніт (смектит)-гідрослюдистим (іліт) пелітам. Відомо, що вулканогенний матеріалпід впливом гідротерм швидко руйнується, навіть не залишаючи реліктів протоліту кори. Натомість утворюются монтморилоніт, хлорит, глауконіт, цеоліти, опал, халцедон, які зачисляють до закамуфльованої пірокластики,

Висновки. Вивчення літохімічного складу верхньокрейдово-еоценовихфонових утворень Скибової одиниці Зовнішньокарпатського дало змогу уточнити мінеральні типи пелітових геміпелагітів. Вони складаються суттєво з монтморилонітових (смектитових) мінеральних типів аргілітів, які частково еволюціонують до нижнього еоцену (манявської світи), у складі якої зусрічається трикомпонентна суміш хлорит+монтморилоніт+гідрослюда. Наявність монтморілоніту та хлориту у фонових аргілітах свідчать про вірогідність вкладу у петрофонд басейну седиментації фемічної

складової базальтів, можливо, нижньокорової та мантійної природи. Геодинамічний режим конвергенції у Карпатського басейну був неоднорідний. Він мав епохи розтягу та імпульси стискання. Верхньокрейдово-еоценова епоха, вірогідно, в Зовнішньокарптському палеобасейні характеризується переважаючим режимом розтягу.

1. *Габінет М. П.* Постседиментаційні перетворення флішу Українських Карпат. К.: Наукова думка. 1985. 148 с.
2. *Габінет, М. П., Кульчицький Я. О., Матковський О. І.* Геологія і корисні копалини Українських Карпат. Львів: Вид-во Львів. ун-ту. 1976. Ч. 1. 200
3. *Гавришків Г. Я., Гаєвська, Ю. П., Жуков С. М., Попп І. Т.* Глинисті мінерали палеоцен-еоценових теригенних порід Скибової зони 145 Українських Карпат (за даними дифрактометричного аналізу). Мінералогічний збірник. 2007. № 57. Вип.1. С.93–101.
4. *Гаєвська Ю. П.* Про мінералогію глинистої фракції теригенних порід еоцену Скибової зони Українських Карпат. Мінералогічний збірник. 2009. № 59. Вип. 1. С. 105–115.
5. *Гнилко О. М.* Про седиментаційні процеси формування флішевих відкладів Українських Карпат .Зб. наук. праць Ін-ту геологічних наук НАН України. Київ, 2010. Вип. 3. С. 32–37.
6. *Гнилко О. М.* Геологічна будова та еволюція Українських Карпат : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня доктора геол. наук: спец. 04.00.01 ”загальна та регіональна геологія”/ Олег Мирославович Гнилко. Львів, 2016. 46 с.
7. *Гнилко О., Гнилко С., Кулянда М., Марченко Р.*Тектоно-седиментаційна еволюція передової частини насувної споруди Українських Карпат. Геологія і геохімія горючих копалин. 2021. №1–2 (183–184). С. 45–59.https://doi.org/10.15407/ggcm2021.01-02.045
8. *Гнилко О., Андрєєва-Григорович А., Гнилко С.* Вік та умови нагромадження палеогенових відкладів Скибового покриву Карпат на основі мікропалеонтологічних та седиментологічних даних. Геологія і геохімія горючих копалин. 2022. №1–2 (187–188). С. 36–47.https://doi.org/10.15407/ggcm2022.01-02.036
9. Sedimentary Environments and Facies. ed. by H. G. Reading. Blackwell Scientific Publications/ 1986. 384 p.
10. Einsele G. *Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget*. Berlin: Springer–Verlag. 1992. 615 p.https://doi.org/10.1007/978-3-642-77055-5
11. *Golonka J., Gahagan L., Krobicki M., Marko F., Oszczypko N., & Ślączka A.* Plate tectonic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region. AAPG, Memoir. 2006. 84. P. 11–46. https://doi.org/10.1306/985606m843066
12. *Kováč M., Plašienka D., Soták J., Vojtko R., Oszczypko N., Less G., Ćosović V., Fügenschuh B., Králiková S.* Paleogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. / Global and Planetary Change. 2016. 140. P. 9–27. https://doi.org/10.1016/j.gloplacha. 2016.03.007
13. *Nemcok M., Pospisil L., Lexa J. , Donelick R. A.*Tertiary subduction and break-off model of the Carpathian–Pannonian region. Tectonophysics. 1998. 295 (3–4). P. 307-340. 10.1016/S0040-1951(98)00092-4
14. *Sperner B., Ratschbacher L., Nemčok M.* Interplay between subduction retreat and lateral extrusion: Tectonics of the Western Carpathians / Tectonics. 1998. vol. 21 (6). P. 1-1–1-24. https://doi.org/10.1029/2001TC901028
15. *Schmid S., Bernoulli D., Fugenschuh B., Matenco L., Schefer S., Schuster R., Tischler M., Ustaszewski K.* The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units / Swiss Journal of Geosciences. 2008. 101. P 139–183. https://doi.org/10.1007/s00015-008-1247-3

ПОРІВНЯЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ЯКОСТІ ВУГІЛЛЯ ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО І ДОНЕЦЬКОГО БАСЕЙНІВ

Узіюк В., Шайнога І, Козопас І., Коба О

Львівський національний університет імені Івана Франка
ihor.shaynoha@lnu.edu.ua

Більше, ніж трьохсотлітній досвід використання викопного вугілля Донбасу у народному господарстві та вивчення його попередніми вченими стверджує, що це висококалорійний енергоносій, чорне “золото”, брат алмазу, чудотворна скарбничка рідкісних і розсіяних елементів, дуже цінна хімічна сировина, хліб промисловості, база металургії, сонячний камінь, сонячне світло з під Землі (Васильков та ін, 1951). 57–ми літній досвід комплексного вивчення вугілля повних розрізів вугільних пластів В.І. Узіюком стверджує достовірність викладеного вище і особистого наступного генетичного визначення: “викопне вугілля – це продукт фотосинтезу – щоденної сумісної життєтворної взаємодії CO_2 атмосфери, теплової енергії сонця, хлорофілу листя рослин і породженої ними їхньої фітомаси, подальшого накопичення та збереження неї і решток мікроорганізмів у болотах, озерах, лагунах і мікробіогенного та хемогенного перетворення їх у торф, захоронення його в осадових породах Землі і метаморфогенного

перетворення в осадову гірську породу головно рослинного і частково мікробіогенного походження, що вміщує до 50 % мінеральних домішок, складається переважно з вуглецю, водню і кисню, вміщує підлеглу їм велику кількість дуже цінних інших елементів таблиці Д. І. Мєнделєєва і донині зберігає енергію сонця періоду свого зародження та, на відміну від інших гірських порід нерослинного походження, горить. Це типовий твердофазовий вуглеводень, батько і мати вугільних газів і нафти (Узіюк та ін…, 2023). Згідно з інформацією “Геоінформ” України при нинішніх темпах споживання підтверджених запасів газу в Україні вистачить на 67 років, нафти – на 41 рік, а вугілля – на 270 років. За даними Інституту світової економіки і міжнародних відносин РАН (ІСЕ МО РАН) енергосистеми більшості розвинених держав (США, Німеччина та інші) засновані на вугільній генерації. Нині вугільна галузь забезпечує більше 40 % світового виробництва електроенергії та 24 % теплової. За прогнозом Міжнародного енергетичного агентства (World Energy Outlook Special Report 2015: Energy and Climate Change) вугілля буде відігравати головну роль в енергетичному забезпеченні багатьох країн світу ще довгий час і головним постачальником енергії залишаться великі теплові електростанції, які працюють на вугіллі тому, що запаси вугілля великі та розвідані більше ніж у 50 країнах світу. Їх вистачить при сучасному видобутку ще на 200 років, нафти – на 40

років, а газу – на 60 років. Це стверджує необхідність подальшого комплексного вивчення і порівняння вугілля.

Кам'яне вугілля нижнього карбону Львівсько-Волинського басейну порівнюється з кам'яним вугіллям нижнього карбону Південного і Західного Донбасу, а вугілля башкирського ярусу – з вугіллям середнього карбону Західного Донбасу. Використана інформація власних досліджень, а також викладена в роботах Геологія, 1963, Іносова…,1963, Левенштейн…,1963, Заєзжєв…,1963 та ін.

Висхідний вуглеутворюючий рослинний матеріал обох басейнів має багато спільного і деякі відміни. За даними В.І. Узіюка, Є.В. Узіюка і О.Г. Шварцман, вугілля нижнього карбону Л-Вб утворилось з рослин трьох типів систематичної приналежності – плауноподібних, членистостебельних і папоротеподібних (Забігайло та ін…, 2019).

Головними вуглеутворювачами були: з плауноподібних – деревовидні рослини родів лепідодендрон, ботродендрон і сигілярія, з папоротоподібних – переважно птеридосперми і кордаїти. Із органів рослин у вугіллі переважають корові тканини стовбурів (перидерма, зовнішня і частково внутрішня кора), ксилема, органи розмноження (мікроспори, мегаспори) і спороносіння, а також листя. У вугіллі середнього карбону, поряд з наведеними вище рослинами, інколи зустрічаються рештки тканин травовидних плауноподібних – селагінел, представлених переважно спорами. Вуглеутворююча роль членистостебельних рослин незначна.

К.І. Іносова встановила у вугіллі нижнього і середнього карбону, а Н.С. Снігіревська – у вугільних нирках Донбасу стеблові (корові і деревинні) тканини, органи розмноження (спори) і спороносіння (мікро- і мегаспорангії, спороносні колоски), рідше тканини листя переважно плауноподібних рослин. На думку К.І. Іносової, органи спороносіння складають до 25-40% органічної речовини вугілля. В.І. Узіюком і О.Г. Шварцман у вугіллі середнього карбону Донбасу встановлені корові тканини лепідодендронів, ботродендронів, сигілярій, їхні мікро-і мегаспори, органи спороносіння, листя деревоподібних плауноподібних, а також травоподібні плауноподібні – селагінели, тканини деревини і кори кордаїтів, а інколи і каламітів (Іносова…,1963, Забігайло та ін…, 2019). В цілому наявні фактичні дані свідчать про те, що гумусове вугілля ЛВБ і Донбасу утворилось із тканин плауноподібних, членистостебельних і папоротеподібних рослин. Дольова участь рослин різних родів, а також тканин різних органів у вуглеутворенні індивідуальна для кожного басейну, оскільки обумовлювалась особливостями екології формування торфовищ. У вугіллі Донбасу більш чітко, ніж у Л-Вб, представлені корові тканини ботродендронів і лепідофлойосів, в значно більшій кількості присутні мікроспорангії, мегаспорангії, кутикула, спороносні колоски і шишки, а також вуглефіковані тканини каламітів і птеридоспермів.

Сапропелітове вугілля ЛВБ і Донецького басейну утворилось з нижчих рослин – водоростей і решток тканин різних органів вищих рослин. Кількісний вміст водоростей у вугіллі ЛВБ значно більший, а тканин вищих рослин менший, ніж у вугіллі Донбасу.

Інгредієнтний склад вугілля нижнього і середнього карбону ЛВБ в цілому ідентичний інгредієнтному складові вугілля нижнього і середнього карбону Донбасу, але в деталях відрізняється такими ознаками:

1. Простий макроінгредієнт *вітрен* у вугіллі ЛВБ прдставлений не тільки штрихами, лінзами і смужками товщиною від долей міліметра до 5 мм, рідше до 7 мм, що характерно для вугілля Донбасу, але і смужками товщиною 7-11 мм, рідше 15-20 мм і більше. Характерні також велика кількість у вугіллі Л-Вб смуг вітрену товщиною більше 5-7 мм і значна їхня витриманість як на стінках гірничих виробок вугільних пластів, так і в окремих штуфах вугілля.

2. Простий макроінгредієнт *фюзен* у вугіллі Донбасу представлений переважно поодинокими лінзами товщиною 2-5 мм, рідше більше 5 мм і невеликою (3–5 см, рідко більше) довжиною. Скупчення таких лінз у лінзовидні прошарки товщиною до 3 см зустрічаються рідко. У вугіллі ЛВБ макроінгредієнту фюзену значно більше, ніж у вугіллі Донбасу. Поряд з поодинокими лінзами товщиною до 5 мм і довжиною одиниці сантиметрів, тут порівняно часто зустрічаються лінзи фюзену товщиною до 8–10 мм, а також скупчення їх у лінзоподібні прошарки товщиною до 12–17 мм, рідше 20- 23 мм, інколи навіть до 30 мм. Підвищена кількість фюзену у вугіллі ЛВБ дуже збільшує його рихлість і разом з включеннями вітрену краще відображає шарувату макротекстуру вугілля.

3. Складний макроінгредієнт *кларен* представлений у вугіллі Л-Вб прошарками меншої, а *дюрен* – значно більшої товщини, ніж у вугіллі Донбасу.

4. Мікроінгредієнту фюзену у вугіллі ЛВБ в цілому більше і розміри його включень також більші, ніж у вугіллі Донбасу. Товщина прошарків мікродюрену у вугіллі ЛВБ більша, а частота перешарування їх з мікрокларeном і мікродюрено-клареном менша, ніж у вугіллі Донецького басейну. Особливо чітко це виражено у вугіллі нижнього карбону.

Мікрокомпонентний склад відрізняє вугілля нижнього і середнього карбону ЛВБ від вугілля Донбасу в цілому значно більшим розкладенням органічної речовини і перевагою включень безструктурного вітрену над ксиленом і ксиловітреном, а вітрено-фюзену – над фюзеном, ксилено-фюзеном і ксиловітрено-фюзеном. Мікрокомпонентів групи фюзеніту (інертиніту) у вугіллі ЛВБ значно більше, ніж у вугіллі Донбасу. Вміст їх у вугіллі ЛВБ в 1,5–2, а інколи і в 3 рази більший від вмісту мікрокомпонентів групи ліптиніту.

Петрогенетичні типи вугілля ЛВБ мають більше відмінних, ніж ідентичних рис порівняно з вугіллям Донбасу. Так, вугілля середньопластових проб нижнього карбону Л-Вб відрізняється від вугілля типових і середньопластових проб нижнього карбону Південного і Західного Донбасу дещо більшою кількістю кларену, значно більшим вмістом дюрено-кларену і меншим – кларено-дюрену, меншою перевагою кларено-дюрену над дюрено-клареном, значно більшою перевагою вмісту мікрокомпонентів групи інертиніту над мікрокомпонентами групи ліптиніту і повною відсутністю середньопластових проб, складених типовим дюреном.

Вугілля середнього карбону ЛВБ (пласти b_1, b_4) вміщує менше, ніж вугілля середнього карбону Донбасу, мікрокомпонентів групи вітриніту, ліптиніту і значно більше мікрокомпонентів групи фюзеніту. Воно переважно дюрено-кларенове і кларено-дюренове, рідше кларенове і близьке до дюрено-кларенового. Ультракларени для вугілля ЛВБ не характерні.

У Донецькому басейні навпаки кларенове вугілля різко переважає над дрено-клареновим, в значній кількості

зустрічається ультракларенове вугілля, а середньопластові проби, складені кларенодюреновим вугіллям, зовсім не характерні. У всіх петрогенетичних типах вугілля середнього карбону ЛВб мікрокомпонентів групи інертиніту значно більше, а групи ліптиніту менше, ніж у вугіллі Донбасу.

Сапропелітове вугілля ЛВБ в цілому різко відрізняється від сапропелітового вугілля Донбасу досить великою кількістю петрогенетичних типів, а саме: богхедовий, сапроколітовий, кеннель- богхедовий, чередміхтовий, кеннелевий, касьянітовий і альгофюзеногелітолітовий. Вони складають прошарки товщиною до 25–40 см, а також самостійні вугільні пачки пластів товщиною до 75-85 см. Порівняно малопотужні (до 10–15 см, рідко більше) прошарки сапропелітового вугілля, які входять до складу вугільних пластів Донбасу, складені переважно кеннелем, рідше богхед-кеннелем, а кеннель-богхеди і богхеди зустрічаються досить рідко.

Порівняльна характеристика хімічного складу, технологічних властивостей та якості вугілля

Якість вугілля ЛВБ відрізняється від якості вугілля Донбасу більшістю показників хімічного складу і технологічних властивостей, а саме :

Зольність (A^d). Вугілля нижнього карбону Західного Донбасу переважно середньозольне (12–15%), а в Південному Донбасі – малозольне (не більше 8%) за винятком окремих пластів, складених середньозольним (9,1%) вугіллям. Нижньокарбонове вугілля ЛВБ відрізняється значно вищою зольністю (переважно середньозольне і зольне – 10–20%). На другому місці стоїть вугілля з зольністю менше 10%, а на третьому – з A^d = 20–30%. Пласти нижньої частини розрізу середнього карбону ЛВБ складені переважно мало–і середньозольним вугіллям (до 8–16%), а в Донбасі переважає малозольне і рідше зустрічається середньозольне і зольне вугілля.

Сірчистість (S^d_t). У Ново-Московському районі переважає середньосірчисте вугілля нижнього карбону з вмістом сірки загальної 1,5–2,0 %, на другому місці стоїть малосірчисте (до 1,5 %) і на третьому – сірчисте (більше 2,5 %) вугілля. Вугілля Павлоград-Петропавловського району і Південного Донбасу переважно мало- і середньосірчисте (до 2,5%), а багатосірчисте і сірчисте (2,5–3,5 % і більше) вугілля нижнього карбону зустрічається рідко. Середньокарбонові вугільні пласти Донбасу вміщують більше сірки загальної (2,5–3,0 % інколи більше), ніж нижньокарбонові. У Л-Вб переважають вугільні пласти нижнього карбону з вмістом сірки загальної 2–5 % (вугілля переважно сірчисте – 2,5–3,5 %), тобто вони в середньому більш сірчисті, ніж вугільні пласти нижнього карбону Донбасу. Вугілля середнього карбону Донбасу навпаки більш сірчисте (переважно більше 3,5 %, рідко до 3,5%), ніж вугілля середнього карбону ЛВБ.

Вихід летких речовин (V^{daf}) з вугілля нижнього карбону Донбасу і ЛВБ змінюється в дуже широкому діапазоні, від 10 % до 49 % та від 12,4 % до 47,6 % (табл. 6-10). Він дуже залежить від вуглефікаційних змін органічної речовини, петрографічного складу вугілля і використовується при визначенні марочної його приналежності. Найменші значення виходу летких речовин характерні для максимально метаморфізованого вугілля обох басейнів (10-12% для марки П Південного Донбасу (табл.4) і 14,3-34,3% для марок КЖ, К ЛВБ), а найбільші – для найменш метаморфізованого вугілля (43–49 % для марки Д Західного Донбасу (табл.2) і 35,2-40,9 % для марки ДГ ЛВБ).

Вихід летких речовин з вугілля середнього карбону Західного Донбасу змінюється в межах 42–49 %, інколи (Петриківський район) до 65 %, а з вугілля ЛВБ – від 23,0 до 43,5 %.

Товщина пластичного шару "у" у вугіллі нижнього карбону Західного Донбасу і серпуховського ярусу Південного Донбасу змінюється в межах 0-15 мм. Вугілля марки Г, групи $Г_1$ характеризується переважаючою товщиною пластичного шару 7 мм, групи $Г_9$ – 9-13 мм, а вугілля марки Д не спікається (у = 0).

Для верхньовізейського вугілля Південного Донбасу характерне коливання "у" від нуля (марка П, вугілля не спікається) до 35 мм (марка Ж). Вугілля марки Г показує у = 6-18 мм, а марки К – 14-19 мм. Нижньокарбонове вугілля ЛВБ спікається також з різною товщиною пластичного шару (5–44 мм, таб. 6, 9). Мінімальні його значення (5–9 мм) характерні для вугілля марки ДГ (табл. 6), максима-льні (44 мм) – для вугілля марки ГЖ.

Середньокарбонове вугілля Західного Донбасу не спікається (у = 0) і відноситься до марки Д, а вугілля ЛВБ спікається з товщиною пластичного шару від 5–8 мм (марка ДГ) до 33 мм (марка Ж)

Теплота згоряння вугілля нижнього і середнього карбону досить різна як для Донбасу, так і для Л-Вб, оскільки визначається вуглефікаційними змінами органічної речовини і петрографічним складом вугілля. Найменш метаморфізоване (довгополуменеве близьке до бурого) вугілля Петриківського району Західного Донбасу характеризується теплотою згоряння 29,155–30,943 МДж/кг (а газове вугілля Ново-Московського і Павлоград-Петропавловського районів Західного Донбасу – відповідно 29,720–33,488 і 33,069–35,581 МДж/кг. Нижньокарбонове довгополуменеве вугілля марки ДГ Львівсько-Волинського басейну показує теплоту згоряння 32,663–33,404, а газове вугілля марок ДГ –Г середнього карбону-33,027–33,320 МДж/кг (табл. 6), тобто в цілому більше, ніж вугілля Західного, але меншу, ніж вугілля Південного Донбасу (34,166–36,000 МДж/кг. Вугілля марок Ж-К ЛВБ дає теплоту згоряння 28,373-42,877 МДж/кг, а Південного Донбасу значно меншу – 36,627–36,725 МДж/кг. Має місце суттєва різниця в теплоті згоряння вугілля нижнього карбону і інших марок. Довгополуменеве вугілля (марка ДГ) середнього карбону ЛВБ показує теплоту згорання 31,570–33,360, а довгополуменеве вугілля (марка Д) Західного Донбасу – 30,133–33,907 МДж/кг, тобто дещо меншу.

Вугілля Львівсько-Волинського басейну відрізняється від вугілля Донецького басейну наступними особливостями.

1. У гумусовому вугіллі ЛВБ менш чітко представлені корові тканини стовбурів ботродендронів і лепідофлойосів, в меншій кількості присутні мікро-і мегаспорангії, спороносні колоски і шишки, кутикула, листя, а також вуглефіковані тканини каламітів і птеридоспермів. У сапропелітовому вугіллі ЛВБ водоростей значно більше, ніж у вугіллі Донбасу.

2. Товщина включень простого макроінгредієнту вітрену у вугіллі ЛВБ більш різноманітна, ніж у вугіллі Донбасу. Поряд з включеннями товщиною до 5–7 мм тут у порівняно великій кількості зустрічаються смужки товщиною до 11 мм, дещо рідше – до 15–20 мм.

3. У вугіллі ЛВБ більше включень простого макроінгредієнту фюзену і він представлений більш товстими поодинокими лінзами (до 8–10 мм), а також скупченнями їх у лінзовидні прошарки тощиною до 12–17 мм, рідше до 20–23

мм, інколи до 30 мм.

4. Товщина прошарків кларену у вугіллі ЛВБ більша, а дюрену – менша, ніж у вугіллі Донбасу.

5. Вміст безструктурного вітрену у вугіллі ЛВБ значно більший, ніж ксилену, а вітрено-фюзену більше, ніж фюзену, ксилено-фюзену і кисловітрено-фюзену. Мікрокомпонентів групи фюзеніту (інтертиніту) у вугіллі ЛВБ більше, ніж у вугіллі Донбасу, і вміст їх у 1,5–2, рідше 3 рази більший від вмісту мікрокомпонентів групи ліптиніту.

6. В числі середньопластових проб нижнього карбону ЛВБ значно більше, ніж у Донбасі, смужок складених дюрено-клареном і менше – кларено-дюреном. Перевага кларено-дюрену над дюрено-клареном тако менша, а проби, складені типовим дюреном – відсутні. Вугілля середнього карбону ЛВБ переважно дюрено-кларенове і кларенове, а Донбасу – кларенове.

7. Кількість петрогенетичних типів сапропелітового вугілля у ЛВБ значно більша (від кеннелю до богхеду), ніж у Донбасі (переважно кеннель).

8. Нижньокарбонове вугілля ЛВБ більш зольне (переважно середньозольне і зольне), ніж у Донбасі, а вугілля середнього карбону ЛВБ переважно мало-і середньозольне на відміну від переважно малозольного вугілля Донбасу.

9. Середній вміст сірки загальної у вугіллі нижнього карбону ЛВБ більший, а у вугіллі середнього карбону дещо менший, ніж у вугіллі Донбасу.

10. Вугілля нижнього і середнього карбону ЛВБ спікається значно краще при товщині пластичного шару від 5 до 44 мм, ніж вугілля Західного Донбасу (у = 0–18 мм). Нижньокарбонове вугілля Південного Донбасу спікається добре (у = 6–35 мм).

11. Нижньокарбонове вугілля ЛВБ більш метаморфізоване (марки ДГ–К), ніж вугілля нижнього карбону Західного Донбасу (марки Д, Г) і значно менш метаморфізоване від вугілля нижнього карбону Південного Донбасу (марки Г–$А^{МТ}$). У Західному і Південному Донбасі ведучим був регіональний (геотермічний) метаморфізм, марки якого у Південному Донбасі додатково змінені магматермічним метаморфізмом. Вугілля низів середнього карбону ЛВБ більш метаморфізоване (марки ДГ–К), ніж вугілля Західного Донбасу (марка Д). Попередні дослідники ЛВБ стверджують тільки регіональний метаморфізм вугілля. На нашу думку, він в різних частинах басейну по-різному підвищений накладеною дією переважно теплового потоку, проникаючого через тектонічні порушення, або від глибоко залягаючого батоліта магматичних порід, вирогідно і від динамічних горотворчих процесів Карпат. Можливі окрема послідовна, а також сумісна дія факторів метаморфізму. Це особливо стосується Південно-Західного вугленосного району, де великий набір марок на порівняно малій території є одним з доказів багатофазового локального метаморфізму вугілля. Необхідне проведення комплексних цілеспрямованих досліджень вугілля, вугільних пластів і структур ЛВБ та Прилеглих Карпат для однозначного вирішення проблеми його метаморфізму.

ОСОБЛИВОСТІ ТРАДИЦІЙНОГО ТА ЦИФРОВОГО ГЕОКАРТУВАННЯ ПІД ЧАС ПОЛЬОВИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ТА ПРОВЕДЕННЯ ПРАКТИК У КАРПАТАХ

Віхоть Ю. М., Кріль С. Я.

Львівський національний університет імені Івана Франка
Львів, вул. Грушевського, 4.
yuvik@ukr.net, solia_kr@ukr.net

Геологічне картування є досить складним і довготривалим процесом. Воно поєднує геонауку з інформацією про місце розташування, надає цінну інформацію для планування геологорозвідувальних робіт, використовується як основа для моделювання процесів формування певних геологічних об’єктів тощо. Впровадження та інтеграція геопросторових і передових геоінформаційних технологій під час картографувального процесу сприяє поширення інноваційних інструментів геологічного моделювання та прогнозування у геонауках.

Геологічне картографування на території із складною геологічною будовою та тектонікою, наприклад Карпати, є довготривалим процесом інтерпретації, який включає в себе збір різних типів інформації – від аналітичних даних до особистих спостережень, які видає та записує геолог. Геологічні спостереження традиційно записували на папері, чи то на стандартних картках, або у блокноті чи на паперових картах [1].

Проте еволюція геологічного картографування та потреб геологічної галузі підвищує необхідність в цифровій трансформації геологічних даних, а особливо це стосується польових спостережень. Цифрова трансформація робочого процесу в усіх геологічних галузях на різних етапах призводить до інтеграції геопросторових технологій та розвитку цифрового геологічного картографування.

Цифрове геологічне картографування є процесом, за допомогою якого геологічні особливості спостерігаються, аналізуються та записуються в польових умовах і відображаються в режимі реального часу на персональному комп’ютері, ноутбуці, планшеті, або навіть смартфонах чи айфонах. Основною функцією цієї нової технології є створення просторових геологічних карт, які можна використовувати та оновлювати під час польових робіт.

У XXI столітті комп’ютерні технології та програмне забезпечення стають портативними та достатньо потужними. За допомогою них можна виконувати майже усі завдання, які геолог повинен виконувати в польових умовах, таких як точне визначення свого місцезнаходження за допомогою пристрою GPS, відображення кількох зображень (різних видів геологічних карт, супутникових зображень, аерофотознімання тощо), нанесення символів простягання та падіння, а також кольорове кодування різних фізичних характеристик літології або типу контакту між пластами гірських порід, розломів

тощо. Крім того, за допомогою смартфонів можна виконувати деякі завдання, які було важко виконати в польових умовах, наприклад підписування фотографій відслонення створення панорамних знімків, фотографій зразків гірських порід, коментування та запис відео і т.д [2].

Цифрове картографування має позитивний і негативний вплив на процес картографування. Оцінка його впливу на геологічне картографування в цілому показує його користь. З використанням польових ноутбуків, планшетів, смартфонів у польових умовах запис спостережень і управління основними даними різко змінюється. Використання цифрового картографування також впливає на те, коли аналіз даних відбувається в процесі польового картографування.

Серед переваг цифрового геологічного картування на досліджуваних ділянках та під час польових практик на території Українських Карпат варто зазначити наступне. Геодані, введені польовим геологом, можуть містити менше помилок, ніж дані, записані у нотатник. Введення даних геологами на місцях може займати менше загального часу, ніж подальше введення даних при поверненні з поля, потенційно скорочуючи загальний час, необхідний для отримання кінцевого результату.

Просторова протяжність об’єктів та їхні властивості можуть бути введені безпосередньо в базу даних із можливостями ГІС системи. Об’єкти можна автоматично позначати відповідним кольором і розподіляти на основі встановлених критеріїв. На екрані універсальних переносних пристроїв можна легко відображати кілька карт і зображень (геофізичні карти, супутникові зображення, ортофотоплани тощо), і крім того їх легко переносити. До таких пристроїв можна підключити бездротовим способом інше цифрове сучасне польове обладнання, якого з часом стає більше.

Крім того, використовуючи додатки на телефоні, що мають спільний доступ для кількох користувачів [3], будь-які геологи із команди можуть завантажувати та синхронізовувати файли даних один одного для польових робіт наступного дня, як довідкові або уточнюючі. Завдяки такій методиці збору, аналіз геоданих можна починати відразу після повернення з поля, оскільки база геоданих вже заповнена. Залежно від функціональних можливостей додатків, можна отримувати візуалізовані результати уже на місці в полі, що також сприяє виключенню неточностей під час картографування та внесення даних.

Серед недоліків цифрового картографування можуть буде наступні. Хоча більшість із недоліків все-таки можуть бути вирішені певним чином. Персональні комп’ютери, планшети та інші предмети необхідно мати завжди із собою в полі, а також не забувати про додаткові батареї, стилуси тощо. Цей недолік з кожним роком вирішується, оскільки пристрої стають портативними, енергоємними, а також використання павербанків та швидкої зарядки вирішує цю проблему.

Введення польових даних у електронній формі на переносних пристроях може зайняти більше часу, ніж фізичний запис на папері, що, можливо, призведе до більшої тривалості польових спостережень. Варто зауважити, що цей недолік тільки сприяє якіснішому введенню даних і перевірки уже на місці.

Дані, введені кількома геологами, можуть містити більше невідповідностей, ніж дані, введені однією особою, що ускладнює запит до бази геоданих. Така проблема вирішується через створення шаблонів перед проведенням польових досліджень і усвідомлення які і куди дані потрібно вводити. Поєднання технологій викладання польової геології та геологічного картографування як частину навчального плану у науках про Землю вирішує цю проблему під час польових практик.

Письмові описи, нотатки, карти з нанесеними даними передають детальну інформацію за допомогою форм, які можуть не передаватися тими самими даними в аналізованому цифровому форматі. Папір є більш стабільним носієм, ніж цифровий формат даних, але завантаження даних у хмарні середовища теж вирішує цю проблему.

Найважливішим і основним недоліком використання цифрових пристроїв під час картографування у Карпатах та під час проведення геокартувальних практик є відстуність Інтернету через мобільну мережу, а інколи навіть і самої мобільної мережі у важкодоступних ділянках, що призводить до помилкового фіксування точок спостереження геологами без досвіду особливо на новій ділянці дослідження. Проте завантаження офлайнових програм вирішує цю проблему-недолік, а досвід геолога дозволяє зафіксувати точки у правильному місці. І іншою важливою проблемою є застосування смартфона чи айфона як геологічного компасу. Для фіксування елементів залягання необхідна самоперевірка за допомогою геологічного компаса. Оскільки смартфони чи айфони є чутливими до зовнішніх об’єктів та магнітного моля, яке спричинюють інші об’єкти, що знаходяться поряд.

Проте цифрове картографування з незначими недоліками перевершує традиційне картографування з кожним роком. А такі особливості як: пристрої та програмне забезпечення, або додатки, є інтуїтивно зрозумілі та прості у використанні, міцні, вдонепроникні; екран можна легко читати навіть при яскравому сонячному світлі; корекція в режимі реального часу для розташування GPS, портативна (щонайменше 8 годин роботи при майже постійному використанні) батарея і можливість її заміни польових умовах або швидка зарядка, бездротовий зв'язок у реальному часі з GPS або вбудованим GPS і т.д. сприяють збільшенню його використання під час геокартувальних робіт та проведення геокартувальних практик.

Технологію цифрового картографування можна застосовувати і до традиційного геологічного картографування, рекогносцирувального картографування та знімання геологічних об’єктів. Деякі особливості цифрового картографічного обладнання є спільними як для оглядового або розвідувального картографування, так і для «традиційного» комплексного картографування. Отримання карт або даних спостережень в польових умовах можна здійснити за допомогою вже доступних баз даних і ГІС-програм, а також недорогих смартфонів. Оскільки вартість спеціалізованих цифрових геологічних пристроїв і допоміжного обладнання може бути значною. Крім того, спеціалізоване обладнання та програмне забезпечення необхідно періодично замінювати через пошкодження, втрату, оновлення програмного забезпечення, розвитку нових технологій та потреб і т.д.

Оскільки геологічне картографування охоплює територію з унікальною літологією та складністю, тому кожен геолог має унікальний стиль картографування, і жодне програмне забезпечення не є ідеальним для цифрового геологічного картографування. Геолог може вибрати або змінити свій стиль картографування відповідно до доступного програмного забезпечення, або змінити програмне забезпечення відповідно до свого стилю картографування, але це вже буде вимагати

певного програмування, що є надто затратним і складним процесом. Тому інколи простіше придбати вже існуюче програмне забезпечення, або використовувати додатки для безкоштовного завантаження для смартфонів.

Сучасне картографування вимагає новітніх технологій і геоданих для належного створення геоінформаційних даних для цілей, пов'язаних із геокартографуванням, і обов'язково з можливістю оновлювати дані у векторних форматах ГІС для території на яких вони недоступні. Масовий збір даних ГІС за допомогою цифрового геологічного картування є унікальним, навіть незважаючи на незначні недоліки, і може бути реалізований під час польових досліджень та проведення практик на території Карпат для забезпечення доступу до сучасних та доступних технологій і даних, а відповідно і аналізу цих геоданих доступним сучасних програмним забезпеченням.

1. *Barnes John, Lisle, Richard* (2004). Basic Geological Mapping. Chichester, West Sussex PO19 8SQ, England: John Wiley & Sons Ltd. 1–204 pp. ISBN 978-0-470-84986-6.
2. *Sprinkel Douglas, Brown Kent* (2008). "Using digital technology in the field", Survey Notes 40 (1): 1–2 p.
3. *Vikhot Y., Kril S., & Bubniak I.* (2023). Android applications for geological data capture. 3rd International Conference on Engineering and Applied Natural Sciences. January 14-17, 2023, Konya, Turkey, 292 p.

«КОЛЕКЦІЯ ФОСИЛІЙ РОСЛИННИХ І ТВАРИННИХ РЕШТОК ПАЛЕОНТОЛОГІЧНОГО МУЗЕЮ ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА» – ОБ'ЄКТ НАЦІОНАЛЬНОГО НАДБАННЯ

Тузяк Я. М.

Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Грушевського, 4. Львів, Україна
yarynatuzyak@gmail.com

4 листопада 2022 року Уряд з метою збереження унікальних наукових об'єктів, які мають виняткове значення для вітчизняної та світової науки, надав статус національного надбання "Колекції фосилій рослинних і тваринних решток Палеонтологічного музею Львівського національного університету імені Івана Франка" (https://mon.gov.ua/ua/news/uryad-nadav-status-nacionalnogo-nadbannya-8-unikalnim-naukovim-obyektam). Колекція складається із монографічних зібрань (4850 одиниць), науково-тематичних експозиційно-виставкових зібрань (5825 одиниць) й науково-допоміжного фонду (47 одиниць) (частини музейного зібрання, що не належить до основного фонду та державної частини Музейного фонду України, складається з науково-допоміжних матеріалів, зібраних або створених музеєм для постійної експозиції або виставок як допоміжний ілюстративний або інформаційний матеріал (муляжі, макети, зліпки, реконструкції, копії, плани, карти, схеми, діаграми, креслення та інші наочні матеріали, які спеціально виготовлені або відтворені і використовуються для розкриття експозиційно-виставкової теми), і немає аналогів в Україні та світі [1, 2].

Колекція фосилій рослинних і тваринних решток – це справжнє творіння природи, законсервоване у камені, яке можна розглядати як «кам'яну книгу» планети Земля. Зразки становлять вагому цінність для науки, адже є свідченням життя, яке вирувало на нашій планеті сотні, мільйони і мільярди років тому, і не підлягають відтворенню.

Добре збережені фосилії створюють уявлення про морфологічні особливості організмів, які мешкали у далекому минулому, їх спосіб життя. Вони також відіграють головну роль при з'ясуванні «біографії» Землі – послідовності подій, яку науковці відтворюють за повнотою геологічного і палеонтологічного літопису.

Загалом Колекція фосилій рослинних і тваринних решток Палеонтологічного музею представлена фіто- (рослинними рештками) і зоофосиліями (тваринними рештками) (95%): стовбури, кора, стебла, листя, водорості, цілі скелети та їхні фрагменти, зовнішні і внутрішні ядра, сліди життєдіяльності.

За повнотою збереження скелети у Колекції можуть бути класифіковані на субфосилії, еуфосилії, хемофосилії, іхнофосилії, копрофосилії й псевдофосилії.

Субфосилії – викопні рештки що не досягли повного процесу фосилізації У них зберігся не лише скелет, а й слабко змінені м'які частини (скам'янілі плоди, деревина, інклюзи у бурштині).

Еуфосилії (або біофосилії) – різновид викопних решток, представлений цілими скелетами та їх фрагментами, відбитками та ядрами (більшість експонатів в Колекції Палеонтологічного музею).

Хемофосилії – різновид викопних решток, до яких належать органічні викопні біомолекули бактеріального, ціанобіонтного, рослинного і тваринного походження (строматоліти, інклюзи у бурштині).

Іхнофосилії – різновид викопних решток, які представлені слідами життєдіяльності. До них належать слвіди ходіння, повзання, заривання, відпочинку, харчування, розмноження та ін.

Копрофосилії – різновид викопних решток, до яких належать продукти обміну в організмах тварин – випорожнення, фекалії, екскременти.

Псевдофосилії – різновид мінеральних або породних утворень, що нагадують викопні організми або продукти їх життєдіяльності (дендритові псеудоморфози у вапняку, псевдокопроліти, псевдофосилії).

Деякі з них є унікальними, рідкісними та цінними формами, які були вперше виявлені й описані з території України. Ці експонати мають світове значення.

«Колекція фосилій рослинних і тваринних решток Палеонтологічного музею Львівського національного університету імені Івана Франка» на відміну від аналогів містить [2–4, 5, 7]:

- Унікальну і рідкісну едіакарську/вендську фауну – вид примітивних багатоклітинних безскелетних сидячих організмів з особливою морфологічною будовою, виявлених в межах Волино-Поділля. Ці організми і розрізи, з яких вони походять, перебувають під егідою ЮНЕСКО. Сьогодні вони відомі на усіх континентах та відрізняються особливостями морфологічної будови решток, що зумовило дискусії у наукових середовищах щодо їхнього систематичного положення.
- Різноманіття фосилій з силуру Волино-Поділля, розрізи яких вважають еталонними для Східно-Європейської платформи і можуть заслуговувати на світове визнання.
- Фосилії (головоногі молюски) з мезозою Паризького басейну, розрізи яких прийнято Міжнародною геологічною спільнотою за глобальні стратотипи границь глобальних стратиграфічних підрозділів – систем, відділів, ярусів мезозойської ери.
- Зібрання голотипів слідів життєдіяльності О.С. Вялова, вперше виявлених й описаних з міоценових (неогенових) молас Передкарпаття (Вялов, 1966 та ін.) – унікальних і єдиних в Європі. Сьогодні відомо лише декілька таких місць – це Угорщина, Долина Смерті (США), Казахстан, кожне з яких унікальне і не мають аналогів.
- Рештки мамонта (зуби, бивні, лопатки, ребра, ступні, крижові та шийні хребці, частини хребта, передні та задні кінцівки), виявлені в околицях м. Львів та в кар'єрі с. Олексіївка Миколаївської обл. Цінність їх полягає у повноті знахідок скелетів вимерлої тварини та у місці локалізації (знайдені в регіоні, де розташований Палеонтологічний музей).
- Фосилії іхтіозавра (*Ichtyhyosaurus tenuirostris* Con.), птерозавра (*Pterodactylus antiquus*) – літаюча рептилія, морської лілії, які походять з літографських сланців та вапняків юрського віку території Золенгофен (Німеччина). Це місце за кількістю й різноманіттям знахідок унікальних викопних немає аналогів. Тут видобували світлі вапняки для будівництва ще за часів Римської імперії. Золенгофен подарував світу близько семисот видів різноманітних викопних доброго збереження. Серед них риби, рептилії, іхтіозаври, літаючі ящери, медузи, сліди життєдіяльності, морські лілії, креветки, молюски, корали, раки та ін.
- Червоні корали, що перебувають на межі зникнення, видобуток яких здійснюється за ліцензією.
- Інклюзії у бурштині, що походять з єдиного родовища в Україні – Радивилівського району (Рівне), яке називають бурштиновою столицею України і характеризується унікальним забарвленням та включеннями фосилій, які мають велику цінність для досліджень, оскільки є ідеально збереженими.
- Фосилії з глобального стратотипу девонських відкладів Чехії, які є еталоном для порівняння світового значення.
- Зібрання флори з кам'яновугільних відкладів Чехії, Англії, США, Канади, України в експозиції Палеонтологічного музею, які є унікальним матеріалом для порівняння і містять різні фрагменти (частини) рослин – стовбури, кору, листя, стебла.
- Відбитки риб з відкладів Західної і Східної Європи (залишки панцирних риб з нижнього девону Шотландії, кладовище девонських панцирних безщелепних із Волино-Поділля, колекція решток риб з менілітових сланців Карпат), що формують уявлення про морфологію таксонів та середовище побутування і належить до рідкісних знахідок.
- Рештки мамонта, виявлені в околицях Львова та в кар'єрі села Олексіївка Миколаївської області.

Основою закладення Колекції мікро- і макрофосилій хребетних і безхребетних організмів Палеонтологічного музею Львівського національного університету імені Івана Франка слугували зібрання решток палеоорганізмів, започаткованих у першій половині XIX ст. Зібрання давньої фауни відомого австрійського геолога Л. Цейшнера (1825) був першими палеонтологічним матеріалом, який спочатку (з 1852 р.) експонували у Мінералогічному, а згодом у новоствореному Геологічному музеї. У 1905 р. з ініціативи проф. Р. Зубера – першого завідувача кафедри геології, на підставі палеонтологічних зібрань закладено підвалини Геологічного, а згодом Палеонтологічного музею у Львівському Університеті [5, 7].

Станом на 2022 р. її кількість становить 18 000 одиниць зберігання рідкісних, цінних й унікальних представників мікро- і макрофосилій, виявлених у різновікових відкладах (від едіакарію/венду до антропогену) усіх континентів, і відображає науково-дослідний доробок різних поколінь геологів й палеонтологів, які працювали у Львівському Університеті з часів його заснування і до сьогодні.

Вивчення об'єктів Колекції мікро- і макрофосилій хребетних і безхребетних організмів Палеонтологічного музею Львівського національного університету імені Івана Франка дали можливість науковцям створити уявлення та зробити перші висновки щодо геологічної будови теренів Заходу України і перетворили геологічні науки, у тому числі, їх складову палеонтологію, з пізнавальної у фундаментальну з прикладним аспектом – пошуком родовищ корисних копалин і сприяти нарощенню мінерально-сировинної бази України.

Колекція фосилій рослинних і тваринних решток Палеонтологічного музею Львівського національного університету імені Івана Франка – це носій неоціненної інформації про науково-дослідну та навчально-освітню діяльність, природу краю, його історію. Завданням Колекції – бути не лише науковим й духовним надбанням, але пропонувати нове бачення, нове осмислення, розуміння тієї чи іншої проблеми, надихати на розвиток, продукування і пропагування нових ідей.

На сучасному етапі музейні колекції отримують нове переосмислення. Фосилії – це не лише творіння природи, які не підлягають відтворенню, це ще й матеріал, який дає відповіді на цілий спектр питань – хто існував, коли існував, який вигляд мав, який спосіб життя вів, за яких обставин (чинників) з'явився і чому зник, чи має аналоги в інших регіонах планети Земля. Крім того, виникає питання про час появи конкретної групи рослин і тварин [6, 7].

Перспективою розвитку Колекції фосилій рослинних і тваринних решток Палеонтологічного музею є збереження, примноження та використання з науково-дослідною та навчально-освітньою метою матеріальних і духовних надбань геології та палеонтології України й світу. Обмін ідеями, досвідом щодо організації, розвитку та функціонування з вітчизняними та закордонними науково-дослідними інституціями.

Зібрання не мають аналогів в Україні та світі, оскільки на обмеженій території (у кількасот м^2) містить таке

різноманіття фосилій «у просторі і часі», яке неможливо зустріти в Природі;

Науково-дослідний доробок з використанням об'єктів зібрань становить понад 250 наукових праць геологів і палеонтологів різних поколінь і національностей.

Значення для розвитку вітчизняної й світової наук про Землю з їх фундаментальним і прикладним аспектами: розумінням і уявленням про геологічну будову території України, побудовою моделей осадових басейнів, у тому числі, Державної геологічної карти України, до виявлення родовищ корисних копалин та зміцнення мінерально-сировинної бази України заслуговує на почесне місце в національній (науковій і геологічній) спадщині України.

Колекція фосилій рослинних і тваринних решток Палеонтологічного музею Львівського національного університету імені Івана Франка розташована у стінах геологічного факультету по вулиці Михайла Грушевського, 4, в будівлі XVII ст., яка належить до історико-архітектурної спадщини м. Львів, та включена у Всесвітню спадщину ЮНЕСКО. На сучасному етапі вона формує 8 відділів – Відділ систематичної палеонтології, Монографічний відділ, Відділ з механогліфами – осадовими текстурами, виникнення яких зумовлене фізичними чинниками середовища (частина з яких може розглядатися як псевдофосилії), Відділ іхнофосилій і палеоекології, Відділ історичної геології, Відділ палеоботаніки, Відділ фосилій м. Львова та його околиць, Відділ біоти антропогену, Відділ природного каміння (органогенного і хемогенного походження), яке формує мінерально-сировину базу України.

1. Положення про порядок визначення наукових об'єктів, що становлять національне надбання, затверджене постановою Кабінету Міністрів України від 19 жовтня 2016 р. № 723.
2. *Тузяк Я. М.* Створення палеонтологічної інформаційної системи «PaleoData» на базі ICIP для Палеонтологічного музею та лабораторії Палеонтологічних досліджень геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка // *Еволюція органічного світу та етапи геологічного розвитку Землі* : матер. XXXV сесії Палеонт. т-ва НАН України (Львів, 19–22 травня 2014 р.). Київ, 2014. С. 147.
3. *Тузяк Я. М., Бакаєва С. Г.* Музейні засоби збереження геологічних об'єктів // *Природничі музеї та їх роль в освіті і науці* (Київ, 27–30 жовтня 2015 р.). Київ, 2015. С. 123–124.
4. *Тузяк Я.* Палеонтологічний музей Львівського національного університету на межі тисячоліть: історія, етапи становлення, сучасний стан // *International scientific and practical conference "Challenges, threats and developments in biology, agriculture, ecology, geography, geology and chemistry"* : conference proceedings, July 2–3. Lublin : "Baltija Publishing", 2021. P. 186–190.
5. *Vyalov O. S., Venglinsky I. V., Golev B. T, Goretsky V. A., Gorbach L. P., Kudrin L. N.* Geological Museum of Ivan Franko State University of Lviv. Brief guide. Lions. 1956. 29 p. (in Ukraine).
6. *Ksepka D. T., Parham J. F., Allman J. F.* et al. The Fossil Calibration Database, A New Resource for Divergence Dating // *Systematic Biology* 64(5). 2015. April. P. 1–13. DOI:10.1093/sysbio/syv025
7. *Tuzyak Ya.* From paleontological collections to the Paleontological Museum of Lviv University as an object of historical, cultural and natural values // *Journ. Geol. Geograph. Geoecology*. 2021. No. 30 (4). P. 781–793. DOI: https://doi.org/10.15421/112172
8. *Ksepka D. T., Parham J. F., Allman J. F.* et al. The Fossil Calibration Database, A New Resource for Divergence Dating // *Systematic Biology* 64(5). 2015. April. P. 1–13. DOI:10.1093/sysbio/syv025
9. *Tuzyak Ya.* From paleontological collections to the Paleontological Museum of Lviv University as an object of historical, cultural and natural values // *Journ. Geol. Geograph. Geoecology*. 2021. No. 30 (4). P. 781–793. DOI: https://doi.org/10.15421/112172

СИСТЕМАТИЗАЦІЯ ТА СТИСЛИЙ ОГЛЯД ТРАВЕРТИНОВИХ ДЖЕРЕЛ МІЖГІРСЬКОЇ ВЕРХОВИНИ (ЗАКАРПАТСЬКА ОБЛАСТЬ)

Борняк У. І.[1], Рагуліна М. Є [2], Орлов О. Л.[2]

[1] *Львівський Національний університет ім. І. Франка, м. Львів, Україна*
u.bornyak@ukr.net;
[2] *Державний природознавчий музей НАН України, м. Львів, Україна*
funaria@ukr.net; orlov0632306454@gmail.com

Травертини (вапнякові туфи) представляють сучасне мінералоутворення в Українських Карпатах. Це специфічні карбонатні породи осадового типу, що утворюються в результаті низки хімічних реакцій в процесі виділення розчиненого вуглекислого газу з поверхневих чи підземних вод збагачених Ca^{2+} та HCO_3^-. Вони поширені в континентальних водоймах – джерелах, потоках, озерах тощо [8]. Слід зазначити, що формування травертинів обумовлено низкою взаємопов'язаних чинників: геологічних – наявністю карбонатних порід, їхньою тріщинуватістю та водопроникністю; наявністю розломів тощо; геоморфологічних – наявністю урвищ, крутих схилів, терас (сприятливість рельєфу); гідрологічних – водами, насиченими гідрокарбонатами; кліматичних – тривалим теплим періодом та достатньою кількістю атмосферних опадів; біотичних – наявністю специфічних туфотвірних мохів, водоростей, ціанобактерій [2]. Травертинові джерела (petrifying springs) – унікальні природні утворення, що формуються складною комплексною взаємодією абіотичних та біотичних чинників, які обумовлюють випадання карбонатів кальцію та магнію з перенасичених гідрокарбонатами розчинів [8].

На території Закарпаття травертини є достатньо поширеними, проте не достатньо вивченми та описаними. Відповідні дослідження проводились лише на Рахівщині (С. Кріль, С. Ціхонь), тоді як інші райони дотепер залишались поза увагою науковців [4]. Нами були досліджені, описані та систематизовані травертинові джерела Міжгірської Верховини у селищі Міжгір'я, селах Верхній Бистрий, Сойми, Келечин та Голятин.

Досліджувані джерела приурочені до зон розломів у флішевій товщі. За складом води – гідрокарбонатно- хлоридні натрієві, максимальна мінералізація сягає 48,6 г/дм^3 з еквівалентними кількостями хлоридів і гідрокарбонатів. У газовому

складі переважають великі кількості вуглекислоти з домішками сірководню. Характерними для цих вод є аномально великий вміст миш'яку, бору, амонію. Їхні виходи приурочені до розлому, який січе Грабівську та Лопушнянську антиклінаь, а водоносний горизонт - до пісковикових відкладів бистрицької та вигодсько-пасікської свити. Формування цих вод пов'язують з процесом термометаморфізму, при тому продукти термометаморфізму порід різко збагачують циркулюючі води вуглекислотою і карбонатами, хлоридами, амонієм, бором, кремнієвою кислотою [1]. Також цим джерелам притаманний високий вміст заліза – до 59,0 мг/дм^3 [3], що надає їм характерного іржавого забарвлення.

Джерело «Сойми». В околицях с. Сойми біля санаторію «Верховина» ще у 60-х рр. XX ст. було облаштоване джерело, у якому струмінь води, виведений у металеву трубу, спадає згори у бетонну чашу, а далі відводиться крізь стік бетонного резервуару до русла ріки. Джерело є крайнім витоком потоку Квасовець, що бере початок на пн. схилі г. Торсола на лівому березі р. Ріка. Вода вуглекисла, гідрокарбонатно-кальцієво-натрієва з загальною мінералізацією 6,7 г/дм^3 [3]. Частина води переливається через край чаші та утворює невеликий потік, що вільно стікає схилом. Стінки колодязя під резервуаром вкриті обростаннями залізо- та синьо-зелених бактерій, що мають вигляд драглеподібної маси, червоного, охряного та чорного кольорів. Зазначена мікробіота бере активну участь у процесах первинного туфонагромадження, сприяючи формуванню дрібних сферолітів (0,5-2 мм), що представляють собою мінералізовані фрагменти бактеріальних колоній: представників *Betaproteobacteria* та *Oscillatoriales: Cyanobacteria* [6].

Навколо бетонної чаші – на брукованому майданчику та далі по схилу до русла Ріки, сформувалось травертинове тіло віялоподібної форми терасового типу довжиною до 15 м. На бетонній плитці карбонатні відклади формують доволі міцну кірку, злегка пористу, потужністю від 3 до 7 см в різних ділянках, вниз по схилу потужність відкладів збільшується (до 50 см.) та міняються структурно текстурні характеристики – відклади стають шаруватими. По шаруватості характерною є інкрустація травертинової товщі листям дерев, головно – верби (*Salix* sp.) Рослинність представлена рудеральними піонерними угрупованнями судинних (*Tracheobionta*) та мохоподібних (*Bryobionta*) рослин. Через високий ступінь антропогенної трансформації та значне рекреаційне навантаження, специфічна кальцієфільна рослинність тут відсутня, а поширені рослини – практично виключені з процесу туфонагромадження.

Джерела в урочищі «Клива». На правому березі р. Ріка на околицях смт. Міжгір'я у підніжжя г. Клива на відстані близько 3 м. одне від одного розташовані два джерела. Вони вибиваються на денну поверхню природним шляхом крізь тріщини у гірських породах. Вода вуглекисла, гідрокарбонатно-кальцієво-натрієва з загальною мінералізацією 9,2 г/дм^3. Джерела мають статус гідрологічної пам'ятки місцевого значення [5]. Виходи є штучно розширеними здавна та мають вигляд невеличких гротів. Нижче за течією на пологому березі ріки сформувались мальовничі віялоподібні травертинові відклади терасового типу довжиною до 10 м. та до 5 м. у ширину. Потужність травертинових відкладів коливається від тонких 1-2 мм. плівок до 20 см в крайніх ділянках, на контакті з водою ріки. Крім потужності відкладів змінюється також їх забарвлення та структурно-текстурні характеристики. У руслі потічків представлені рясні драглеподібні обростання туфогенних мікроорганізмів: залізо- та синьо-зелених бактерій, колонії яких продукують чисельні дрібні сфероліти.

Зазначені джерела мало відомі загалу та розташовані осторонь популярних туристичних маршрутів. Не зважаючи на втручання людини, на вогких стінках гротів фрагментарно збереглась рідкісна для регіону амфібійна кальцієфільна мохова рослинність *Pellion endiviifoliae* Bardat in Bardat et al. 2004. Сучасне антропогенне навантаження на джерела є помірним.

Джерела в урочищі «Квас». Група джерел, розташованих в урочищі Квас у с. Верхній Бистрий. Джерела № 1, №3 та №5 мають статус гідрологічних пам'яток природи місцевого значення. Вода вуглекисла, хлоридно-гідрокарбонатно-натрієво-кальцієва, з загальною мінералізацією від 3,6-9,7 г/дм^3 [5]. Найбільші травертинові утворення урочища приурочені до джерела №1, хоча ознаки сучасного мінералоутворення є присутні і на інших джерелах. Витоки досліджуваного джерела є частково загосподарьованими – каптовані бетонними резервуарами, а вище та нижче на схилі спостерігається природний вихід вод, що має вигляд мочаристої ділянки з декількома точковими височуваннями та кількома джерелами, два з яких штучно розчищені, поглиблені та облаштовані дерев'яними накриттями (№3 та №5).

Води джерела №1 з найвищою мінералізацією, стікаючи по схилу формують потужні сучасні карбонатні відклади – травертини (вапнякові туфи), що на виположених ділянках мають вигляд ступінчастих каскадів (терас), а на стрімких схилах та борті дороги утворюють мальовничі водоспади. Травертинове тіло формується на схилі та є перерізане ґрунтовою дорогою. Нами виділено два етапи формування травертинового тіла: на першому етапі був відсутній антропогенний і тоді сформувались потужні відклади травертинів терасового типу, видимий розмір яких сьогодні від перших метрів біля витоків джерела до 25 м у борті дороги, протяжністю по схилу до 12 м., відклади бурувато-сірого забарвлення, пористі, шаруваті, інколи брекчієподібні потужність шару в відслоненій ділянці 1-1,2 м. На сухих травертинових відслоненнях відмічено специфічні обростання кальцієфільних мохоподібних *Ctenidion mollusci* Stefureac 1941, діагностичні для рідкісного оселища європейського значення «7220: Petrifying springs with tufa formation» [6]. Другий етап характеризується активним антропогенним втручанням, відбувається каптування джерела, зрізання схилу для зведення будівель та прокладання дороги, що призводить до зміни умов формування травертинів та зміни морфології відкладів. Стінки бетонних конструкцій та ложа водотоків на схилі вистелені рясними мікрообростаннями бактеріального походження, що беруть активну участь у процесах біогенного туфонагромадження та є типовими для досліджуваних джерел. З каптованих джерел вода стікає у декілька потічків, дрібніші з яких губляться на схилі, а два більших формують рукави по контурах травертину, утворюючи декілька водоспадів різної потужності, при тому принаймні один з них має сезонний характер та зникає в спекотний період літа. Саме в заглибині під терасою, на якій періодично можна спостерігати водоспад, зафіксовані натічні форми світло-сірого забарвлення карбонатного складу. На ділянці розміром 1,5х1,0 м. спостерігаються численні сталактити та поодинокі сталагміти, шкаралупчасті виділення, зонально концентричні кірки та каскади дрібних терас. Основою для натічних утворень служать травертини більш ранньої генерації яскравого охристо-бурого забарвлення. Слід зазначити, що натічні карбонати відкладались не безпосередньо на травертинову основу, а на органічний матрикс, який вирізняється яскравим світло-зеленим забарвленням та репрезентований обростаннями кальцієфільних зелених мікроводоростей групи CGA

(calcareos green algae), *Chlorophyceae*.

На сучасному етапі територія урочища Квас зазнає значного антропогенного тиску через несанкціонований забір мінеральних вод на потреб приватних купелей, які є традиційним видом «народної» бальнеотерапії краю. Нещодавно на території діяв приватний санаторії «Ясинь», що припинив свою діяльність кілька років тому, проте каптаж та прокладені від джерела №1 труби до зараз активно використовує місцеве населення.

Джерела «Келечинський квас». Розташовані поблизу с. Келечин.

Джерело №329 – гідрологічна пам'ятка місцевого значення, розташована при дорозі між с. Келечин та Репинне. Вода вуглекисла, гідрокарбонатно-кальцієво-натрієва з загальною мінералізацією 1,7 г/ дм3 [5]. Виходи каптовані, потік виведено через металеву трубу під дерев'яним накриттям. Під час благоустрою джерела влітку поточного року, було зруйновано травертинові утворення, які згромаджувались на витоках, формуючи пухкі обростання та невеликі тераси охристо-бурого забарвлення. Сучасні прояви травертиноутворення репрезентовані ініціальними відкладами (осад шаром до 1 мм) на рослинних рештках поблизу джерела. Специфічна мікробіота слабкорозвинена, специфічна рослинність – відсутня.

Джерело №226 – гідрологічна пам'ятка місцевого значення, розташована у східній околиці с. Келечин. Джерело виведено у металеву трубу через підпірну стінку, вимурувану з місцевого каменю ще на початку XX ст. Вище по схилу розташована невелика мочариста ділянка з природним виходом вод, які стікають зі схилу окремими струменями. Вода вуглекисла, гідрокарбонатно-кальцієва, з загальною мінералізацією 2,5 г/ дм^3 [5]. Практично по усій площі підпірної стінки під металевою трубою та під лавкою, яка облаштована для зручності відвідувачів в притул неї, присутні травертинові відклади потужністю від 1-2 см. до 20 см. Слід зазначити, що травертини тут формуються уже тривалий час, що відображається в структурно-текстурних особливостях сформованих відкладів – вони місцями сильно ущільнені зі слідами розчинення та повторного наростання. У формуванні сучасних відкладів травертину активну участь бере мохова рослинність *Pellion endiviifoliae,* мінералізовані дернини якої утворюють крихкі бріоліти охристо-бурого забарвлення. Під джерелом на мочаристому ґрунті трапляються зарості гігантського хвощу *Equisetum telmatea,* який вважається діагностичним для природних травертинових джерел Європи [8].

Джерело №226 є одним з витоків потоку, що розпочинається віще у лісі, в урочищі Буковець. По ходу потічка можна спостерігати чисельні точкові (крапельні та струменеві) височування гідрокарбонатних озалізнених вод, що візуалізуються за іржавим кольором. На виходах формуються ініціальні травертинові утворення у вигляді охристо-бурих кірок потужністю до 3-5 мм. та осаду, який тонким шаром покриває скельні виходи порід та рослинні рештки. Зону утворення травертинових кірок швидко колонізують кальцієфільні мохоподібні, насамперед – *Pelila endiviifolia*, що є піонером амфібійно-кальцієфільної рослинності, притаманної травертиновим джерелам Європи [7]. Окрім джерел та височувань по схилах нами було зафіксовано ділянку з сучасними травертиновими утвореннями, яка сформувалась в тріщинуватих породах флішевої товщі під невеличким водоспадом в руслі потічка. Травертинові відклади тут доволі міцні та щільні, у вигляді охристо-бурих кірок потужністю до 1-2 см.

Джерела в урочищі «Рудавець». Розташовані вздовж потоку Рудавець на північній околиці с. Голятин. Одне з джерел є гідрологічною пам'яткою природи місцевого значення, має штучно розширені виходи у вигляді заглибини у землі (місцева назва – «рипа»). Вода вуглекисла, гідрокарбонатно-кальцієва, з загальною мінералізацією 0,5 г/дм^3 [5]. Чисельні природні виходи вод приурочені до тріщинуватих порід флішевої товщі по лівому борту потоку Рудавець. Тут формуються міцні та щільні відклади у вигляді охристо-бурих кірок потужністю до 0,8 см. На відкладах травертину оселяються піонерні кальцієфільні мохоподібні *Bryum pseudotriquetrum* та *Pelila endiviifolia*, які діагностичними видами специфічної кальцієфільної мохової рослинності травертинових джерел Європи [7].

Зважаючи на цінність геологічної (озалізнені травертини) та ботанічної (кальцієфільна бріобіота) складової, а також історико-культурне значення, вважаємо за потрібне посилення природоохоронних заходів та врегулювання забору мінеральної води на території урочищ Квас (с. Верхній Бистрий), Клива (смт. Міжгір'я) та Буковець (с. Келечин) та надання згаданими джерелам статусу комплексних (гідролого-геолого-ботанічних) пам'яток природи.

1. *Білак С.* Мінеральні води Закарпаття (хімічний склад, генезис, перспективи використання) / С.П. Білак // Ужгород: Видавництво «ФОП Сабов А.М.», 2018. 182 с.
2. *Дідух Я. П., Чорней І. І., Буджак В. В. та ін*. Рідкісний туфогенний біотоп у басейні Дністра. *Український ботанічний журнал*. 2018. Т. 75, № 2. С. 149-159.
3. *Лемко І. С., Фекийшгазі Б.М., Киртич Л. П. та ін*. Мікроелементний склад мінеральних вод та медико-географічне районування Закарпаття // *Медична гідрологія та реабілітація*. 2005. Т. 3, № 2. С. 4-13.
4. Мінерали Українських Карпат. Процеси мінералоутвореня // Матковський О., Білоніжка П. та інші. Львів: ЛНУ імені Івана Франка, 2014. 584 с.
5. Природо-заповідний фонд. Екологічний паспорт Закарпатської області / Режим доступу: https://ecozakarpat.gov.ua/wp-content/nd/2021_ecopasport.pdf
6. *Рагуліна М., Орлов О., Борняк У., Дмитрук Р., Кіт Л.* Оселище вуглекислих залізистих травертинових джерел Міжгірської Верховини (Українські Карпати) // Матеріали Міжнародної науково-практичної конференції «Навколишнє середовище для майбутнього через наукову освіту» (1-2 червня 2023). Ужгород: ПП «АУТДОР-ШАРК», 2023. С. 125-128.
7. *Bensettiti F., Gaudillat V., Haury J.* Cahiers d'habitats. Natura 2000. Connaissance et gestion des habitats et es espèces d'intérêt communautaire. Tome 3 – Habitats humides. Paris: La Documentation française. 2002. 457 p.
8. *Lyons M. D., Kelly D. L.* Monitoring guidelines for the assessment of petrifying springs in Ireland // Irish Wildlife Manuals. 2016. № 94. 73 p.
9. Natura-2000 / Режим доступу: https://natura2000.eea.europa.eu

БЕЗЩЕЛЕПНІ РИБИ (AGNATTHA) У ВІДКЛАДАХ СЕРЕДНЬОГО ПРИДНІСТЕР'Я (УРОЧИЩЕ ЧЕРВОНЕ, ТЕРНОПІЛЬСЬКА ОБЛАСТЬ)

Білик Н. Т., Побережська І. В., Войтович С. П., Дубровський І. М.

Львівський національний університет імені Івана Франка
Львів, вул. Грушевського, 4
irina_pober@ukr.net

Палеонтологічно документована історія хребетних, котра починається безщелепними, продовжується вже близько 470 мільйонів років (Gagnier, P.-Y. 1989 [11]). Давні – кембрійські і ордовицькі знахідки безщелепних віднесені до гетерорядків (Heterostraci) (Ritchie, A. & Gilbert-Tomlinson, J. 1977[22]; Gagnier, P.-Y. 1989[11]). В системі безщелепних гетерорядки розглядаються в багатьох дослідженнях, як одна з найбільш великих груп (підкласів), котрі мають фундаментальну схожість з щелепно - ротими хребетними. В історії вивчення безщелепних, котра триває вже близько 170 років, не можна не відмітити декілька дат, пов'язаних з введенням терміну.

Метою нашої роботи було вивчення залишків викопних безщелепних риб, які входять до складу осадових порід, переважно, пісковиків і алевролітів девонського віку, що відслонюються в урочищі Червоне між селами Нирків і Нагоряни (Тернопільська область); аналіз мінерально-літологічного складу та структурно-текстурних особливостей цих теригенних відкладів; реконструкція умов накопичення нижньодевонських строкатих відкладів Придністер'я та детальний генезис досліджуваної частини розрізу дністерської серії.

Нами проведений комплекс досліджень, що складався з геологічних спостережень порід у відслоненнях, лабораторних петрографічних, мінералогічних та петрогеохімічних досліджень. Мінеральний склад та структурно-текстурні особливості порід вивчались на прозорих шліфах у прохідному світлі оптико-мікроскопічними методами на мікроскопах фірми «OLYMPUS». Мікроаналітичні досліджування виконувались у лабораторії фізичного факультету ЛНУ імені Івана Франка за допомогою растрового (скануючого) електронного мікроскопу РЕММА-102-02 (Суми, Україна), обладнаного енергодисперсійним аналізатором «EDAR». Досліджувались поліровані зразки пісковиків (аншліфи).

На півдні Тернопільської області між селами Нирків та Нагоряни розташоване урочище Червоне, де відслонюються девонські та неогенові відклади. Загалом ця товща складена ритмами, в яких простежується зміна вверх по розрізу пісковиків більш тонкозернистими відкладами – алевролітами й аргілітами. Верхня частина ритму звичайно переходить в пачку перешарування, де на фоні глинистих алевролітів є окремі прошарки аргілітів, рідше тонко - дрібнозернистих пісковиків.

На поверхні шарів пісковиків спостерігаються сліди брижів, а також відбитки крапель дощу, малюнки тріщин висихання калюж. Серед цих осадових порід простежуємо палеонтологічні рештки наступних типів:

1) відбитки панцерних риб, розміри їх 1–5 см, збереженість погана – це уламки;

2) кістякова брекчія панцерних риб містить до 30–50 % уламків риб, що має масивну текстуру та органогенно-уламкову структуру;

3) сліди повзання хробаків.

Осадові породи, в яких спостерігаємо залишки агнат, це, переважно, пісковики і алевролити. Мінеральний склад пісковику середньо - дрібнозернистого, несортованого слюдисто-кварцового з залишками агнат наступний: кварц, слюди, біотит, хлорит, глауконіт, плагіоклаз, циркон.

Кварц представлений зернами неправильної форми; зустрічаються окатані, кутуваті, кородовані, але переважно видовженої форми. Максимальний розмір зерен – 0,12 мм, мінімальний – 0,08 мм, переважаючий – 0,1 мм. Слюди представлені *мусковітом* і *біотитом. Мусковіт* – дуже видовжені, прямі та звивисті індивіди. Розмір зерен в середньому – 0,6 мм. *Біотит.* Зустрічається у вигляді темно-коричневих до чорних (сильно залізистих), хлоритизованих зерен різного розміру. Розмір зерен – 0,4 мм - 0,6 мм. Також у шліфі зустрічаються безформні зерна зеленого кольору, скоріш за все, *хлориту. Глауконіт* – поодинокі зерна, майже до ізотропних. Розмір зерен – 0,08 мм. *Плагіоклаз* з полісинтетичними двійниками (середнього-кислого складу). Зерна таблитчастої, призматичної форми. Розмір – 0,02 мм. *Циркон.* Округлі і видовжені зерна з чорною облямівкою. Яскраві кольори інтерференції. Розмір зерен – 0,4 мм. *Літоїди (уламки гірських порід)* - у шліфі є один великий уламок пелітоморфного карбонату та уламки кременистих метаморфічних порід. Розмір – 0,24 мм- 0,54 мм. *Цемент породи*. Глинисто-слюдисто-залізистий, карбонатний поровий та плівковий.

У породі знаходяться кістякові залишки риб, які представлені лінзовидними та пластинчастими утвореннями різних розмірів (від перших мм до 1,5 – 2 см у довжину і 1 – 1,5 мм товщиною). Ці залишки риб мають декілька видів будови: тонкошарувату, коли уламок складається із тоненьких завдовжки 0,05 мм пластинок з прямим загасанням і світло сірими кольорами інтерференції. Залишки луски складаються із перешарування пластинок з різним оптичним орієнтуванням, внаслідок чого при схрещених ніколях він виглядає смугастим, коли одні прошарки згасають а інші мають світло – сірі до білих кольорів інтерференції. Найкрупніші уламки складаються з прямокутних хвилястих зігнутих мікроволокнистих агрегатів з прямим або хвилястим погасанням з світло – сірими кольорами інтерференції, розмір таких агрегатів різноманітний. Товщина окремих волокон значно менша 0,01 мм, такі утворення приурочені до центральної частини залишку. Зовнішні частини складаються такими ж агрегатами, але з дуже низькими кольорами інтерференції, що мабуть вказують на їхню первинну коломорфну природу.

Червоноколірні теригенні потужні утворення, подібні за стратиграфічним положенням, літолого - фаціальним складом (в їхній будові беруть участь морські, лагунні, алювіально- дельтові, вулканогенні осади), комплексами фауни та флори, вони відомі в межах великих «континентів» до давнього червоного пісковику – Єврамерійського, Сибірського,

Австралійського, які стали центрами розвитку перших наземних рослин. Єврамерійський «континент» давнього червоного пісковику тепер поділений Атлантичним океаном на два: Північноамериканський (Канадський) і Європейський з островами Атлантичного та Північно-Льодовитого океанів та широкою смугою відкладів, що простягаються від Англії та Шотландії вздовж західного краю Східноєвропейської платформи (через територію Східної Польщі та Прибалтики) до долини р. Дністер (Україна).

Незважаючи на те, що перші відомості про нижній девон Придністер'я з'явилися ще на початку XIX ст., досі літологія, стратиграфія, палеогеографія, генезис червоноколірних порід, виділених у межах Волино-Поділля в дністровську серію (за схемою 1993 р. вона є аналогом верхньої частини лохковського, празького та емського ярусів), є проблемними. Теригенні утворення дністерської серії деякі дослідники вважають перспективними на нафту і газ (Крупський, Ю.З. 2001 [5]). Виявлення тих чи інших корисних копалин, правильна організація їхнього пошуку залежать від чітких уявлень про будову та фаціальну належність вмісних відкладів.

Питаннями вивчення умов накопичення нижньодевонських строкатих відкладів Придністер'я займалися М. Хамерська, В. Зих, Е. Дуніковський, Г.Н. Бровков, В.В. Нарбутас, Г.М. Помяновська, А.В.Хижняков та ін. Погляди дослідників щодо походження відкладів дністерської серії є відмінними, часом протилежними. Так, Е. Дуніковський (1888 р.) вважав їх продуктами морської седиментації, М. Хамерська (1923 р.) відносила до еолових або до переопрацьованих водою еолових утворень Zych W (Władysław Zych «Old Red Podolski» (1927) [24] і Бровков Г. Н. (1954 р.) [1] розглядали їх як алювіально-дельтові, а Г.М. Помяновська [8] та А.В. Хижняков та інші (1985) [4], вважаючи ці відклади товщею пісковиків, алевролітів та аргілітів з безсистемними переходами, пов'язували умови їхньої седиментації з існуванням великих прісних водойм. Найбільше визнання отримала реконструкція умов утворення дністерської серії В.В. Нарбутаса (1984 р.) [6]. Він, відзначаючи неоднорідність будови серії як по латералі, так і у розрізі, виявивши й аналізуючи циклічність різних стратиграфічних рівнів дністерської серії, робить висновок про зміну обстановок від лагунно - дельтових (низ розрізу), континентальних прісних водойм і до обстановок широких алювіальних рівнин з меандруючою річковою системою і комплексом численних проточних озер (угорі). Всі вони знаходилися в зоні гумідного клімату. На думку В.В. Нарбутаса [6] обстановка осадонакопичення в цілому вимальовується як алювіально-делювіальна та дельтова. Дельтові умови, які зберігалися в зоні Дністра, північніше змінюються умовами річкових долин, з широким розвитком вище згаданих відкладів.

Все вище зазначене дає змогу зробити такі висновки щодо генезису цієї частини розрізу дністерської серії: її нагромадження відбувалося в аквальних умовах із змінною гідродинамікою і пульсуючим режимом постачання осадового матеріалу. Верхні частини розрізу утворювалися під дією активних, але малопотужних тимчасових однонапрямлених водних потоків, що транспортували більш грубозернистий матеріал у руслах підводних рукавів-каналів. Під час утворення піщаних лінз кількість осадового матеріалу значна, причому головним механізмом осадження є спочатку гравітаційне осідання в спокійних гідродинамічних умовах, а потім гравітаційне осідання разом з переміщенням осадового матеріалу під дією однонапрямлених потоків з невеликими швидкостями, далі знову йде зміна умов на спокійніші і формуються горизонтально - шаруваті піщані відклади, кількість осадового матеріалу поступово зменшується, його постачання стає рівномірним. Описані вище умови – пульсуючий режим постачання осадового матеріалу тимчасові однонапрямлені течії і формування в межах їхніх русел більш грубозернистих лінзоподібних латерально невитриманих пачок малої товщини з ритмічністю, характерні для тимчасових протоків підводних частин дельт у межах їх фронтальних частин.

1. *Бровков Г. Н.* Про умови накопичення червоноколірної товщі нижнього девону Придністер'я // Доп. АН СРСР. - 1954 -Т. XCIV, № 1. - С 121-124.
2. *Дригант Д. М.* Нижній і середній палеозой Волино-Подільської окраїни Східно- Європейської платформи та Передкарпатського прогину // Наукові записки Державного природознавчого музею. - Львів, 2000. - Т. 15. - С. 24-29.
3. *Друщиць В. В., Обручева О. П.* «Палеонтологія» — М. : Вид-во Моск. ун-ту, 1971. – 414 с.
4. Круглов С. С, Смірнов С. Є., Спитковская С. М., Фільштинський Л. Е., Хижняков А. В.. Геодинаміка Карпат. – К. : Наук. думка, 1985. – 136 с.
5. *Крупський Ю. З.* Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волинсько-Подільського регіонів України. - К , 2001 - 144 с.
6. *Нарбутас В. А.* Червоноколірна формація нижнього девону Прибалтики і Поділля // Вільнюс. – Мокслас, 1984. – 126 с.
7. *Новицька Л. І.* (ред). Викопні хребетні росії і суміжних країн. Довідник для палеонтологів, біологів і геологів. 2004. С. 536. Видавництво: ГЕОС.
8. *Помяновська Г. М. До стратиграфії середнього девону південно-східної частини Волино-Подільської окраїниСхідноєвропейської платформи* // Геологія и нафтогазоносність території УРСР. 1963. - С. 203-211. (Пр. УкрНІГРІ; Вып. V).
9. *Agassiz L.* (1833): Synoptische Übersicht der fossilen Ganoiden.– Neues Jahrbuch für Mineralogie Geognosie, Geologie und Petrefaktenkunde 1: 470–481.
10. *Cope E. D.* 1889. Synopsis of the families of Vertebrata // Amer. Naturalist. Vol. 23. No. 2. P. 849–877.
11. Gagnier P.-Y. The oldest vertebrate: a 470 million year-old fish, *Sacabambaspis janvieri*, from the Ordovician of Bolivia. Natl Geogr. Res. 1989;5:250–253.
12. *Halstead Tarlo L. B.*1964 Psammosteiformes (Agnatha) – a rewiev with descriptions of new material from the lover Devonian of Poland. 1. General Part. Paleontol. Polon. No. 13. P. 1- 135.
13. *Lankester E. R.* 1868. On the discovery of the remains of cephalaspidian fishes in Devonshire and Cornwoll; and on identity of Steganodictyum M'Coy, with genera of those fishes//Quart. J. Geol. Soc. Vol. 24. P. 546–547
14. *Lauren Sallan, Andrew K. Galimberti.* Body-size reduction in vertebrates following the end-Devonian mass extinction // Science. 2015. V. 350. P. 812–815.
15. *Liu Y.-h.* 1965. New Devonian agnathans of Yunnan //Vertebr. PalAsiatica. Vol. 9. No 2. P. 130-134.
16. *Liu Y.-h.* 1975. Lower Devonian agnathans of Yunnan and Sichuan // Vertebr. PalAsiatica. Vol. 13. No. 4. P. 202 – 216.
17. *Pan Jiang, Wang Shi-tao.* 1980. New finding of Galeaspidiformes in South China //Acta paleontol. Sinica. Vol. 19. No. 1. P. 1 – 7.
18. *Pan Jiang, Wang Shitao.* 1981. New discoveries of polybranchiaspids from Yunnan province //Verterbr. PalAsiatica. Vol. 19. No. 2. P.

113–121.
19. *Pan Jiang (P'an Kiang).* 1984. The phylogenetic position of the Eugaleaspida in China //Proc. Linn. Soc. N.S.W. Vol. 107. No. 3. P. 309–319.
20. *Pan Jiang.* 1988a. Note on Silurian Vertebrates of China //Bull. CAGS. P. 227–249.
21. *Pan Jiang (P'an Kiang).* 1988b. Devonian vertebrates from Old Red Sandstone facies in China // Proceedings of the Second Interat. Sympos. On the Devonian System. Calgary. Canada. Devonian of the World. Vol. 3. Paleontology, Paleoecology and Biostratigraphy. P. 609–618.
22. *Ritchie A., Gilbert-Tomlinson J.* 1977. First Ordovician vertebratesfrom the Southern Hemisphere. Alcheringa, 1, 351 –368
23. *Talima V.* 2000. Significanceof thelodonts (Agnatha) in correlation of the uppermost Ordovician to Lower Devonian of the northem part of Eurasia // Courier Forshungsinst. Senckenberg. No. 223. P 69-80.
24. *Zych W.* OId-red podolski //Prace PIG. 1927 № 2. Z/ 1. 65 s.

ДО ПИТАННЯ ТИПІЗАЦІЇ БУРШТИНОНОСНИХ РАЙОНІВ (НА ПРИКЛАДІ ПЕРЖАНСЬКОГО ТА КЛЕСІВСЬКОГО БУРШТИНОНОСНИХ РАЙОНІВ У ПРИП'ЯТСЬКОМУ БУРШТИНОНОСНОМУ БАСЕЙНІ)

Мамчур С. В.

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

Актуальність теми. В геоструктурному відношенні територія досліджень розташована в північній частині Українського кристалічного масиву. Уявлення про поділ Прип'ятського бурштиноносного басейну в межах України на окремі підрозділи змінювалися із накопиченням знань, які ґрунтуються на результатах пошуків промислових покладів бурштину та загальному геологічному вивченні території. Приклади районування території поширення покладів бурштину знаходяться в працях В.М. Мацуя та В.А. Нестеровського (1995), В.В. Яковлєвої (2004), М.В. Криницької та В.М. Шпирки (2008), В.Г. Мельничука і М.В. Криницької (2018), У.З. Науменка та В.М. Мацуя (2020). Проте названі роботи потребуються подальшого удосконалення критеріїв щодо виокремлення бурштиноносних зон та районів.

Мета представленої роботи полягає в розгляді параметрів бурштиносних територій, які використовуються для типізації бурштиносності районів. Для досягнення мети необхідно було виконати такі завдання: схарактеризувати прогнозні чинники та пошукові ознаки для Клесівського та Пержанського бурштиноносних районів; здійснити опис Клесівського родовища Клесівського району, проаналізувати продуктивні поклади Замисловицької ділянки та продуктивні верстви Правобережної ділянки Пержанського району, узагальнити отримані дані та їх взаємозв'язок для потреб типізації бурштиноносних районів.

Матеріал і метод. Для роботи використані власні польові та камеральні матеріали, дослідження колег, фондові та опубліковані праці.

Результати досліджень. *Пержанський бурштиносний район* зосереджений в північно-західній частині Житомирської області. Територія району розташована в північно-західній частині Українського щита. За тектонічним районуванням виділяють утворення кристалічного фундаменту та осадового плитного чохла. В протерозойському фундаменті виявлені розломні зони. Сущано-Пержанська – має захід-південно-західне орієнтування, Центральльно-Коростенська розломна зона характеризується південно-східним простяганням [1, 2]. В межах Пержанського району чохол представлений породами кайнозойської ератеми. На ділянках геологорозвідувальних робіт виявлені осадові породи київського та обухівського регіоярусу палеогену, континентальні відклади, що можуть віднесені або до межигірського регіоярусу палеогену або до новопетрівської світи міоцену, відклади неоплейстоцену, а також відклади голоцену різного генезису. Продуктивні верстви, з якими пов'язані промислові розсипи бурштину, складені піщано-алевритовими породами обухівського регіоярусу верхнього еоцену.

Клесівський бурштиноносний район охоплює низку адміністративних районів Рівненської області. Він зі сходу та південного сходу обмежений виходами Українського кристалічного щита, а на заході межує з Дубровицько-Сарненським палеопідняттям. Бурштиноносний район у вигляді смуги шириною до 45 км та протяжністю десятки км простягається у північ-північно-східному напрямі [1, 2]. В геологічній будові фундаменті району розвинута Глинненська розломна зона, яка слідкується з північного заходу на південний схід. Плитний комплекс має типовий розріз, який в загальних рисах схарактеризований вище. Проте продуктивні відклади представлені різнозернистими кварцовими глауконітвміщуючими пісками межигірського регіоярусу нижнього олігоцену та місцями беркського регіоярусу верхнього олігоцену [3].

Геологорозвідувальні роботи в межах родовищ бурштину зазначених районів містять детальну геологічну інформацію щодо літологічних особливостей продуктивних інтервалів, які тяжіють до палеогену. Для геологічних розрізів родовищ бурштину Клесівського і Пержанського районів типовий розріз (знизу догори) починається утвореннями мезо-кайнозойської кори звітрювання та нарощується відкладами палеогенової, неогенової і четвертинної систем.

Палеогенова система *Клесівського родовища бурштину* представлена київською світою еоцену, обухівською, межигірською та зміївською світами олігоцену. Бурштиновміщуючі породи локалізовані на ділянках розвитку теригенних глауконітвміщуючих відкладів мілководно-морських і прибережних фацій межигірської світи. Крім того бурштиновміщуючі породи зустрічаються у перехідному горизонті між межигірською та зміївською світами [3]. Ці світи перекривають кору звітрювання, відклади київської та обухівської світ.

Межигірська світа складена кварцовими з домішками глауконіту різнозернистими, з переважанням

середньозернистих, пісками, що містять домішки крупнозернистої фракції кварцового складу, гравійних зерен кварцу, одиничну гальку червоних кварцитів, жорству і щебінь кристалічних порід щита, а також – уламки бурштину. Як правило, разом з бурштином зустрічаються уламки вуглефікованої і лігнітизованої деревини, іноді з гумусованими прошарками потужністю до 1–2 см. Підошва межигірської товщі трансгресивно перекриває підстеляючі комплекси порід, підкреслюючи нерівності дна палеобасейну седиментації.

Кондиційний бурштин родовища приурочений виключно до відкладів межигірської світи палеогену у зв'язку з чим основним стратиграфічним рівнем промислового бурштинонакопичення є межигірський. Бурштин в межигірській товщі розповсюджений вкрай нерівномірно. Його концентрації у пробах без будь-якої закономірності приурочені до всіх частин розрізу і не піддаються геометризації в рудні тіла, у зв'язку з чим вся межигірська товща діагностується як суцільне, монолітне рудне тіло.

Палеогенова система в межах *Замисловицької ділянки* родовища бурштину Пержанського бурштиноносного району представлена київським і обухівським регіоярусами еоцену [3]. Бурштиновміщуючими породами на дослідженій ділянці є теригенні глауконітвміщуючі відклади мілководно-морських і прибережних фацій обухівського регіоярусу, які трансгресивно перекривають мезо-кайнозойську кору звітрювання та відклади київського регіоярусу (потужністю ~ 1, 0 м). Продуктивна піщана пачка добре відслонюється в долішній стінці кар'єру. Вона в нижні частині представлена пісками переважно кварцового складу із великою кількістю зерен глауконіту та значними домішками органічної речовини. Піщана пачка має характеризується темно-коричнево-сірими кольором зі слабким зеленим відтінком. Для неї типові переважають середньо-дрібнозернисті псамітові структури із суттєвим відсотком крупних зерен кварцу, добре-середньо обкатаними, слабко алевритистими. В кольоровій гамі нижньої частини піщаної пачки наявна плямиста текстура, яка завдячує включенням численних лінз темно-коричневого кольору, складених лігнітовим матеріалом, уламками лігнітизованої деревини різного розміру, з якими зустрічається гравій та галька продуктів звітрювання кристалічних порід фундаменту. Верхня частина продуктивної піщаної пачки складена пісками переважно кварцового складу із зернами глауконіту та домішкою органічної речовини, сіро-коричневими, темно-сірими, середньо-дрібнозернистими, слабко алевритистими, із плямистою текстурою та включенням поодинокого гравію кварцу і уламків лігнітизованої деревини.

В геологічній будові *Правобережної ділянки* бурштину Пержанського бурштиноносного району приймають участь системи кайнозою, проте ми зупинимось на розрізі палеогенових відкладів. Палеогенова система в межах родовища представлена верствами київського та обухівського регіоярусів еоцену [3]. Бурштиновміщуючими породами на дослідженій ділянці є теригенні глауконітвміщуючі відклади мілководно-морських і прибережних фацій обухівського регіоярусу, які трансгресивно перекривають мезо-кайнозойську кору звітрювання та відклади київського регіоярусу.

Товща обухівських шарів складена кварцовими з домішкою глауконіту, кварцово-глауконітовими сіро-зеленими, сіро-коричневими, коричнювато-зеленими піщаними алевритами і алевритистими пісками, переважно тонко-дрібнозернистими, шаруватими, неоднорідними, з включенням уламків лігнітизованої деревини та гравію кварцу. Детальне вивчення розрізу обухівської світи на Правобережній ділянці дало змогу виділити продуктивну двошарову піщано-алевритову пачку. В нижній частині пачки описані піски глауконіт-кварцові (зерна глауконіту представлені двома морфологічними відмінами – дрібні світло- і яскраво-зелені та крупні темно-зелені до чорних), із включенням зерен польових шпатів та лусочок слюди, темно-сіро-зелені, сірувато-коричнево-зелені, переважно дрібно-тонкозернисті, алевритові, слабко глинисті, тонкошаруваті, з включенням гравію та гальки продуктів звітрювання кристалічних порід. Верхня частина пачки складена пісками алевритистими переважно глауконіт-кварцового складу із включенням зерен польових шпатів та лусочками слюди, коричнювато-сіро-зелені, зеленувато-темно-сірі, сіро-зелені, переважно тонко-дрібнозернисті, з домішкою крупних та гравійних зерен кварцу.

Для обухівської світи характерна літофаціальна мінливість відкладів. Вона свідчить, що фації обухівського регіоярусу пристосовувались до нерівностей палеорельєфу басейну седиментації. Зокрема пониження у комплексах кристалічного фундаменту, зазвичай, сформовані в місцях виходу на поверхню палеобасейну розривних порушень. Розривні порушення, як це випливає з тривалої історії геологічного розвитку фундаменту, є різного рангу, морфології та кінематики, вони характеризуються багатостадійною історією активізації, проте незмінно маркують депресії дна палеогенового басейну осадконакопичення. Породи. обухівської світи трансгресивно перекривають давніші утворення, нівелюючі палеорельєф.

Кондиційний бурштин класу на Правобережній ділянці бурштину приурочений виключно до відкладів обухівського регіоярусу палеогену, у зв'язку з чим основним стратиграфічним рівнем промислового бурштинонакопичення є обухівський. Бурштин розповсюджений вкрай нерівномірно як між окремими літофаціальними горизонтами, так і в перерізі продуктивної товщі. Потужність бурштиноносних порід на ділянці проведення робіт складає в середньому ~ 2,1 м, змінюючись від 0,3 м до 6,3 м. Глибина залягання продуктивного шару коливається в межах від 1,0 м до 9,5 м, в середньому – 4,3 м. Породи складені переважно середньо-дрібно- та дрібнозернистими пісками, супісками та алевритами, рідше суглинками.

Схарактеризуємо ознаки, які використовують дослідники для кореляції параметрів бурштиноносності районів.

Літологічні особливості продуктивних відкладів *Пержанського району* дають змогу віднести їх до пісків кварц-глауконітових, темно-зелених, зеленувато-темно-сірих, середньо-дрібнозернистих, та алевритів. Піски та алеврити часто мають між собою фаціальні переходи, які прослідковуються за розрізом продуктивних відкладів та за їх простяганням. Стратиграфічно вони належать обухівському регіоярусу верхнього еоцену. Структурно-текстурні ознаки та біостратиграфічні комплекси продуктивних відкладів району типові для фаціальної зони нижньої та середньої літоралі мілководного (внутрішнього) шельфу прибережно-морського палеобасейну. Палеобасейн характеризується активним динамічним режимом вод, наявністю невисоких островів з ерозійними берегами, які відокремлені пригирловими частинами (естуаріями?) дрібних прісноводних водотоків. Продуктивні відклади мають добре виражений ритмічно-циклічний характер будови розрізу, що свідчить про циклічний режим осадонакопичення. Ймовірні глибини басейну – 10–50 м

За літологічними рисами продуктивні відклади *Клесівського району* представлені пісками кварцовими із зернами

глауконіту, темно-сірі до чорного, темно-сірі, крупно-середньозернисті та середньозернисті із домішками алевритів та уламків лігнітизованої і вуглифікованої деревини. Стратиграфічні та біостратиграфічні параметри відкладів відносять їх до межигірської світа, зрідка зміївської світа низів олігоцену. Для продуктивної товщі реконструюється фаціальна зона середньої та верхньої літоралі (супраліторалі) мілкого (внутрішнього) шельфу. Басейну седиментації притаманні активний динамічний режим вод, присутність невисоко піднятих островів з пологими акумулятивними берегами, виражений циклічний режим осадонакопичення, дельти та авандельти прісноводних водотоків, сусідство з сушею, яка спорадично затоплювалась. Ймовірні глибини басейну – 0–25 м.

Висновки. Літофаціальні ознаки бурштиноносних порід Клесівського та Пержанського районів вказує на їх формування в умовах мілководного прибережно-морського басейну, з високою гідродинамічною активністю, що сприяла формуванню ерозійних та/або акумулятивних терас. Прибережні терени мали значну розчленованість, яка ілюструвалась невисокими островами, бухтами, естуаріями або дельтами невеликих прісноводних водотоків. Седиментогенез носив циклічний характер, який контролювався як регіональними, так і глобальними чинниками. Як бачимо, розроблені дослідниками критерії включали аналіз літології продуктивних відкладів, визначення їх віку і стратиграфічного положення в розрізі. Важливу роль приділяли палеогеографічному і фаціальному аналізам. Зверталась увага на комплекси, які підстилають та перекриваю продуктивні верстви, аналізувалось геологічне положення перспективних районів на дрібно- та середньомасштабних геологічних картах. Комплексний підхід до таких ознак сприятиме розробці та уніфікації масиву критеріїв типізації бурштиноносних районів.

1. *Криницька М. В., Шпирка В. М.* Територіальне районування бурштиновмісних площ України в світлі їх ієрархічного підпорядкування. Український бурштиновий світ : тези доповідей Другої міжнародної конференції 16–17 жовтня 2008 р. К., 2008. С. 12–13.
2. *Мельничук В.Г., Криницька М.В.* Бурштин Полісся. Довідник. Рівне : НУВГП, 2018. 236 с.
3. *Шевченко Т.В., Курепа Я.С., Рябоконь Т.С., Мамчур С.В., Зосимович В.Ю.* Еоценові та олігоценові морські відклади Українського Полісся: нові мікропалеонтологічні дані// Еволюція органічного світу як основа стратиграфії і кореляції фанерозойських відкладів України: матеріали міжнародної наукової конференції та XL сесії Українського палеонтологічного товариства НАН України, присвячених пам'яті академіка НАН України Петра Феодосійовича Гожика (Київ, 10–12 листопада 2021 р.). Київ, 2021. 120 с.

ГЕОФІЗИЧНИЙ ПРАКТИКУМ У МЕЖАХ ГРЕБЕНІВСЬКОГО НАВЧАЛЬНОГО ПОЛІГОНУ ПІД ЧАС ПРОХОДЖЕННЯ ГЕОКАРТУВАЛЬНОЇ ПРАКТИКИ

Дацюк Ю. Р., Шваєвський О. В., Богданова М. І., Шайнога І. В.

Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна
oleksandr.shvayevskyy @lnu.edu.ua

Геолого-геофізичні роботи є невід'ємною складовою вивчення глибинної будови Землі на етапах геологознімальних, розшукових, розвідувальних, інженерно-геологічних досліджень. Геокартувальна практика для студентів геологічного факультету, яка впродовж десятків років відбувалася у Криму передбачала геофізичну частину. Впродовж цього етапу студенти здійснювали геофізичні дослідження з метою ознайомлення з головними принципами геофізичних досліджень і виконували конкретні завдання, а сааме: визначали потужність чохла, який залягав на флішовому фундаменті, досліджували інтрузивні та вулканогенні комплекси. Очевидно, що такі роботи формували уяву студентів про суть геофізичних досліджень, їхнє значення, зокрема, для картувальних робіт та готували до вивчення геофізичних дисциплін на старших курсах.

У 2023 році під час проходження геокартувальної практики було вирішено відновити певні елементи геофізичної практики для студентів другого курсу геологічного факультету. Під керівництвом асистента кафедри геології корисних копалин і геофізики Юрія Дацюка були проведені роботи з малоглибинної сейсмічної розвідки, а також здійснено моніторинг радіаційного фону геологічних відслонень в межах учбового полігону.

Сейсмічні методи широко використовують в практиці геофізичних досліджень. Найбільшого застосування сейсмічні методи знайшли в нафтогазовій галузі та інженерній геології. В інженерній геології сейсморозвідку використовують для задач сейсмічного мікрорайонування, для визначення рівня грунтових вод, знаходження рівня залягання корінних або скельних порід, для виявлення порожнин і карсту.

Суть малоглибинної сейсморозвідки – генерування сейсмічних хвиль шляхом нанесення ударів кувалдою по землі і реєстрації сейсмограм розповсюдження цих хвиль, що робить можливим реєстрацію коливань на відстані до 100 м і побудову геологічного розрізу на глибину до 50 м. В методі заломлених хвиль використовують лінійний сейсмограф, сейсмічну косу, вертикальні та горизонтальні геофони. Метод малоглибинної сейсморозвідки здійснювали у два етапи: польовий і етап опрацювання та інтерпретації.

Головними результатами робіт є:

1. Визначення потужності четвертинних відкладів.
2. Встановлення глибини поширення водоносного горизонту
3. Оцінка глибини залягання корінних флішових товщ.

Рис. 1. Польовий експеримент з малоглибинної сейсморозвідки

Виходячи з даних значень швидкостей для порід і грунтів, а також беручи до уваги, що ділянка, на якій проводиться сейсморозвідка є долиною р. Опір, побудовано ймовірний геологічний розріз для досліджуваної ділянки. Від 0 до 5 м залягають алювіальні відклади (галечник, суглинок). На глибині 2,5 м знаходиться рівень грунтових вод, що відповідає збільшенню швидкості повздовжніх хвиль до 1200 м/с. В інтервалі глибин 5-6 м спостерігаємо зменшення швидкості поперечної хвилі, що свідчить про збільшення водонасичення відкладів водою. Збільшення водонасичення грунтів можливе тоді, коли основною складовою алювіальних відкладів в даному інтервалі складають глини. З позначки глибини 6 м розпочинається корінна порода – чорні аргіліти менілітової світи, а швидкість повздовжньої хвилі зростає до 2500 м/с.

Іншим напрямком геофізичних досліджень під час проведення геокартувальних маршрутів були радіометричні дослідження. Головною метою цих робіт було ознайомлення студентів з особливостями радіометричних досліджень, обладнанням та очікуваними результатами. Методика таких робіт полягала у замірі природного радіоактивного поля різних літологічних відмін флішової товщі. Усі вимірювання радіаційного фону здійснювались польовим радіометром СРП-68-01.

Рис. 2. Дацюк Юрій, Богданова Мілена і Шваєвський Олександр в діючому кар'єрі, с. Гребенів

Важливим результатом радіометричних досліджень було показати на суттєве збільшення радіаційного фону чорних аргілітів, а також інших глин, що свідчить про здатність накопичення глинами радіоактивних елементів.

Не зважаючи на досить стислі терміни проведення польового етапу практики та невелику кількість обладнання вважаємо, що це можна вважати першим кроком до відновлення геофізичної практики. Цей регіон досить перспективний для

використання інших геофізичних методів, які студенти вивчають впродовж навчання. Особливості геологічної будови, а саме: досить велика кількість літологічних відмін у розрізі, зміна характеру ритмічності, наявність тектонічних елементів різного рівня дозволяють вирішувати різні завдання за допомогою геофізичних досліджень.

Вважаємо, що цей регіон є досить сприятливим для здійснення навчальних геофізичних досліджень під час інженерно-геологічних і гідрогеологічних робіт оскільки наявні потужні товщі алювіальних відкладів, різні генетичні типи четвертинних відкладів, велика кількість терас на яких як правило здійснюють будівництво, водоносні горизонти тощо.

Таким чином цей регіон може бути використаний не лише як геокартувальний, а й як полігон для геофізичної практики. Така практика може бути частиною геокартувальної, або ж у вигляді окремої дисципліни після третього курсу та на рівні ОПП «Магістр».

ПРОГНОЗУВАННЯ ЗОЛОТОРУДНИХ ОБ'ЄКТІВ У МЕЖАХ САВРАНСЬКО-СИНИЦІВСЬКОЇ ПЛОЩІ (СЕРЕДНЄ ПОБУЖЖЯ)

Шваєвський О., Гупало Ю., Шваєвський Т.

Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, Україна
oleksandr.shvayevskyy@lnu.edu.ua

У межах Дністерсько-бузького геоблоку Українського щита промислове зруденіння станом на сьогодні виявлене на Майському золоторудному родовищі. Внаслідок комплексних досліджень у межах цього регіону виявлена ціла низка рудопроявів золота серед яких виділяють Савранський, Капустянський, Чимерпільський, Полянецький, Глибочек. Усі вони розташовані у межах Савранського-Синицівської субмеридіональної зони шириною 15-20 км. Північна межа цієї зони обмежена долиною річки Південний Буг, а південна межа чітко не визначена.

Савранського-Синицівська зона сформована внаслідок ранньопротерозойської ендогенної активізації нижньоархейського чарнокіт-гранулітового комплексу. Наслідком активізації стала перебудова первинного структурного плану, динамометапорфізм і палінгенез (прояви тектоно-магматичної активізації. Очевидно такі глибокі зміни речовинного складу товщ, структурного плану, тривалість процесів частково сприяли локалізації золотого зруденіння.

Зазначені об'єкти, що містять золоте зруденіння утворюють Савранського-Синицівське рудне поле. Петрографічним чинником локалізації перспективних ділянок є контрастна за складом двохкомпонентна лейкогранулітова формація серед якої розміщені невеликі за площею (15-25 км^2) масиви палінгенних лейкократових гранітів, серед яких найтиповішими є апліто-пегматоїдні петрологічні відміни.

В результаті кремневолужного метасоматозу під час становлення гранітних масивів значна частина вихідних порід була перетворена у мігматити (з різноманітними мінералогічними, петрографічними та текстурно-структурними особливостями), диференційовані метабластичні гнейси, високотемпературні метасоматити з мінливим мінеральним складом, а також пегматоїдні утворення. Таким чином петрографічний критерій можна надійно використовувати для прогнозування золоторудних родовищ у межах усього Середнього Побужжя.

Розміщення рудних зон контролюється магнітоактивними горизонтами (нижня частина розрізу лейкогранулітової формації), до складу якого входять метабазити, метаультрабазити, залізисті кварцити, кальцифіри, графітові кристалічні сланці. Наявність таких горизонтів зумовлена контрастністю лейкогранулітової формації, більша (верхня) частина розрізу якої складена переважно лейкократовими двопольовошпатовими гнейсами, які є субстратом для палінгенних калієвих гранітів. У регіональному плані, Савранського-Синицівська площа, в межах якої розташоване Майське родовище,характеризується висококонтрастним та дуже складним характером аномальних гравітаційних та магнітних полів.

На отриманій моделі поверхні магнітного поля масштабу 1:10 000 породи, що контролюють потенційно промислове золоте зруденіння чітко виділяються за характером та інтенсивністю аномалій. Така картина зумовлена визначеною геологічною позицією доволі специфічного породного комплексу, серед структур, які складені утвореннями павлівської (?) товщі дністровсько-бузької серії. Для останніх притаманні високоградієнтні, потужні (до 17 000 нТл) лінійні або складні за конфігурацією аномалії, які орієнтовані звичайно у субмеридіональному та діагональному напрямках. На їх фоні добре фіксується смуга шириною від 1,0 до 2,3 км, де магнітне поле має переважно від'ємні значення, а в центральній частині ускладнене серією слабоконтрастних (до 450 нТл) лінійних аномалій довжиною до 3 км і шириною від 300 до 400 метрів. Від долини р. Південний Буг (район смт Саврань) зазначена смуга простягається на південь-південний схід на відстань близько 12 км, а далі плавно повертає строго на південь і спостерігається ще на протязі принаймні 4 км. По простяганню, з південного заходу та північного сходу вона обмежена вузькими (до 200 м), високоградієнтними зонами різкої зміни характеру поля, які маркують, очевидно, найдревніші міжформаційні порушення, що виникають на етапі структуроутворення (перебудови структурного плану площі з субширотного на субмеридіональний). Виникнення таких порушень є наслідком реологічних властивостей різних за складом речовинних комплексів. Відклади нижньої частини лейкогранулітової формації виступають, в данному випадку, як своєрідні жорсткі блоки, повздовж яких розвиваються зони пластичного перетворення порід, що легше піддаються процесам гранітизації. Це лише фрагмент інтерпретації геофізичних досліджень, який свідчить про необхідність детальних геофізичних досліджень. Такі роботи дозволять виявити інші перспективні рудопрояви.

У межах безпосередньо Майського родовища магнітоактивний горизонт має порівняно скорочену потужність та редукований склад (звичайно метабазити та метаультрабазити). Рудні поклади залягають згідно або субзгідно, загальний

вміст золота не високий, проте трапляються окремі збагачені ділянки типу рудних стовпів. Структурний контроль зруденіння проявлений у згідних і субзгідних зонах бластомілонотів. Пізніше вони були успадковані біотит-кварц-олігоклазовими метасоматитами і вже на стадії рудоутворення (як найпроникливіші зони) слугували каналами для циркуляції золотоносних флюїдів гідротермально-метасоматичного походження. Детальні мінералого-петрографічні та термобарогеохімічні дослідження слугували підставою для виділення окремої рудної формації: біотит-кварц-олігоклазових метасоматитів.

Структурний план Савранського-Синицівської площі створений субмеридіональною системою лінійних крутих син- і антиформ, які ускладнені повздовжніми і поперечними розломами. Прикладом такої плікативної структури є горизонтальна флексура Майського родовища (рис. 1)

Зазначені рудопрояви розміщені у подібній структурно-формаційній ситуації, водночас їм властивий сприятливий для рудоутворення літологічний контроль. Це зумовлено тим, що магнітоактивний горизонт має тут ще контрастніший порівняно з більшою частиною розрізу лейкогранулітової формації склад, більшу потужність і майже повний набір петротипів.

Подібний також якісний мінеральний склад руд і фізико-хімічні умови утворення. За даними досліджень Ю. Ляхова та М. Павлуня РТ-режим формування родовища Майське мав регресивно-еволюційний характер (від 450 до 100-50ºС і від 3,0 – 2,5 кбар до 70-50 бар) і відповідав загальним тенденціям затухання постмагматогенно-метасоматичних процесів. Формування власне золотоносних парагенетичних асоціацій (золото-пірит-арсенопіритової, золото-калаверитової та ін.) пов'язано з діяльністю вуглекислотних розчинів, які гетерогенізувалися в золоторудних стовпах. У діапазоні 300-180ºС найсприятливішим для виділення золота був температурний інтервал 260-200ºС.

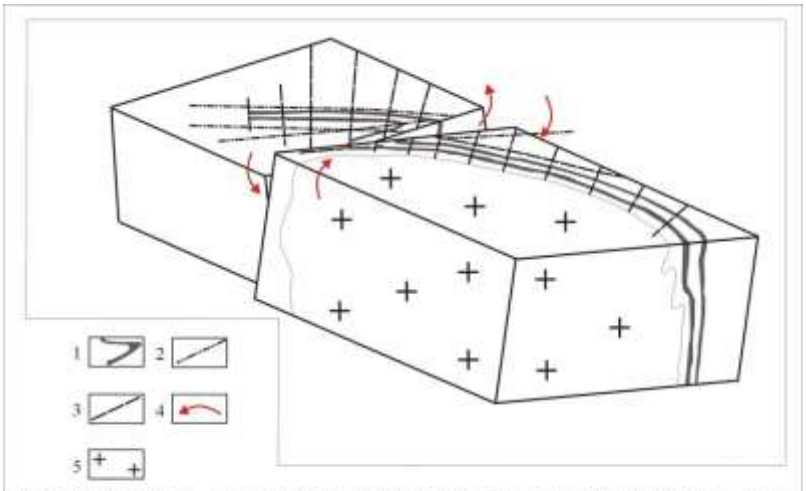

Рис 1. Блок-діаграма формування флексури Майського золоторудного родовища (за О. Бобровим та І. Мєркушиним). позначення: 1 – маркувальні магнітоактивні горизонти у складі формації гіперстенових гнейсів і кристалосланців; 2 – сколові тріщ опіряють зсув; 3 – поперечні розломи, які слугують кліважем осьової поверхні складок F_5; 5 – граніти.

Однотипність усіх відомих об'єктів золотої мінералізації на Майському родовищі дає змогу цілком обгрунтовано передбачати наявність п'яти-семи родовищ у межах Савранського-Синицівської площі, однак це потребує комплексних детальних досліджень з використанням формаційних, структурно-тектонічних, геофізичних, мінералого-петрографічних, термобарогеохімічних методів.

ФОРАМІНІФЕРОВА БІОСТРАТИГРАФІЯ ПОГРАНИЧНИХ ВІДКЛАДІВ АЛЬБУ-СЕНОМАНУ ТА СЕНОМАНУ-ТУРОНУ (ВНУТРІШНІ УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)

Наварівська К. О.

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Львів, вул. Грушевського, 4.
navarivska@gmail.com

На межі альбу-сеноману та сеноману-турону у давньому Тетісі відбувалися глобальні палеоекологічні події, а відповідно і істотні зміни у мікрофауні форамініфер.

Під час пізнього альбу (100 млн. р. тому) у східному і Західному Тетісі у зв'язку з підвищенням рівня моря та глобальним потеплінням, спричиненим викидами CO_2 розвинулась аноксична подія «Брейстрофер» [11]. Під час пізнього альбу температура океану могла досягати 32° С, але за цим послідував період похолодання в ранньому сеномані, в наслідок чого поблизу границі альбу-сеноману охолодження призвело до зменшення стратифікації верхньої частини океану [7]. Сорок три відсотки видів альбських планктонних форамініфер вимерли на цій межі (що становить 16% родів, поширених в

альбі). Крім того, розвиток безкисневих умов на дні океану сприяв еволюції деяких бентосних форамініфер у планктонні (Heterohelix, Guembelitria) [8].

Протягом сеноману відбулось відновлення розмаїття планктонних форамініфер, при цьому, в середніх і низьких широтах з'явився 21 новий вид, що належить до 7 родів [8].

Межа сеноману-турону збіглася з початком головної безкисневої події крейдяного періоду, яку в Європі називають подією «Бонареллі». В наслідок цієї події відбувся колапс палеотропічних рифових екосистем [14] та вимирання планктонних форамініфер – роталіпорид і фавуселоїд. Сімдесят п'ять відсотків уцілілих таксонів планктонних форамініфер були кулястими гедбергеллідами, що живуть на поверхні води. На ці події також могло вплинути велике підводне виверження вулкана Валлабі в Індійському океані [10], яке знову ж таки було б пов'язане з високими викидами CO2, що сприяло піку глобального потепління та парниковому клімату в цей період [8].

У Внутрішніх Українських Карпатах розрізи відкладів альбу – верхньої крейди детально обгрунтовані фауною форамініфер у Пенінській зоні та у Мармароській зоні скель. Форамініфери з цих світ вивчали Н.В. Дабагян, Н.І. Маслакова та інші.

У Пенінській зоні безперервний, детально обгрунтований палеонтологічно, розріз верхнього альбу – верхньої крейди представлений верхньою частиною тисальської світи (верхній альб-сеноман), яка згідно перекрита пухівською світою турону-маастрихту. З врахуванням біостратиграфічних схем Н.В. Дабагян [2] і Н.І. Маслакової [3;4] і кореляції з МСШ [12], у інтервалі верхнього альбу-сеноману тисальської світи було виділено: зони *Hedbergella gaultina, Pseudotalmaninella ticinensis* і *Parathalmaninella appeninica* (верхній альб); верстви з *Thalmanninella globotruncanoides* (нижній сеноман); зону Thalmanninella reicheli (середній сеноман); зону Rotalipora cushmani (верхній сеноман) [5]. Межа альбу і сеноману була проведена у верхній частині тисальської світи, де відповідала границі між зоною Parathalmanninella appeninica і верствами з *Thalmanninella globotruncanoides*, які проте не було виявлено в єдиному розрізі через інтенсивну деформованість відкладів Пенінської зони [5]. Межа сеноману і турону відповідає літологічній границі між тисальською і пухівською світами і встановлена в розрізі в урочищі Тисало (Закарпатська обл.) [1;5].

У Мармароській зоні скель цей розріз складений соймульською світою альбу-сеноману, пухівською світою турону-кампану, ярмутською світою маастрихту. Повний розріз цих відкладів відслонюється в берегах р. Теребля (с. Забрідь Хустського району Закарпатської обл.). Межа альбу і сеноману за даними Н.В. Дабагян, проводиться в межах соймульської світи. Межа сеноману і турону збігається з літологічною границею між соймульською і пухівською світами [1].

Метою представленої роботи являється уточнення і доповнення біостратиграфії пограничних відкладів альбу-сеноману і сеноману-турону у Пенінській зоні та Мармароській зоні скель Українських Карпат.

Протягом останніх років досліджено пограничні верстви соймульської і пухівської світи по р. Теребля у с. Забрідь (Мармароська зона скель), які попередніми дослідниками не були детально вивчені через погану відслоненість, а також розріз тисальської світи (Пенінська зона) у лівій притоці р. Свалявка на околицях с. Стройне поблизу м. Свалява Закарпатської обл.

В розрізі по р. Теребля вивчено інтервал (25 м), у якому відслонюються; покрівля соймульської світи, представленої шаром (потужністю 3,5 м) темно-сірих до чорних аргілітів; червоні аргіліти з прошарками сірих пісковиків нижньої частини пухівської світи. У відкладах знайдено переважно аглютиновані бентосні форамініфери. У покрівлі соймульської світи виділено комплекс зони Bulbobaculites problematicus, у нижній частині пухівської світи – зони Uvigerinammina jankoi та Spiroplectinella costata.

В розрізі лівої притоки р. Свалявка відслонюються зелені і рожеві мергелі тисальської світи (потужність 10 м). Зелені мергелі містять комплекс дрібнорослих планктонних фоамініфер пізнього альбу *Hedbergella agalovae* Vassilenko, *Muricohedbergella planispira* (Tappan), *Globigerinelloides escheri elavata* Bronnimann, перекриті рожевими мергелями (9 м), у якій виділено зони Thalmanninella globotruncanoides і Thalmanninella reicheli нижнього сеноману.

Представлений біозональний поділ за планктонними форамініферами в інтервалі вірхів албу - нижнього турону враховує попередні дослідження і нові дані.

Зона **Parathalmanninella appeninica** (верхній альб) виділена Н.В. Дабагян як зона Thalmaninella appeninica (нижній сеноман) в стратотипі тисальської світи в урочищі Тисало [2]. Визначається як інтервал між першою появою (FO) *Parathalmanninella appeninica* (Renz) та FO *Thalmanninella globotruncanoides* (Sigal). Характерна асоціація – вид-індекс, *Parathalmanninella gandolfii* (Luterbacher and Premoli Silva), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Praeglobotruncana turbinata* (Reichel), *Hedbergella caspia* (Vassilenko), *H. gaultina* (Morozova), *H. infracretacea* (Glaessner), *H. tissaloensis* (Maslakova), *H. trocoidea* (Gandolfi), *Pseudothalmanninella ticinensis* (Gandolfi), *Thalmanninella deeckei* (France), *Th. greenhornensis* (Morrow). *Th. brotzeni* Sigal.

Виділена в сірих і зеленувато-сірих мергелях низів верхньої пачки тисальської світи в розрізах урочища Тисало, річок Теребля та Лужанка [2].

За появою виду-індексу *Parathalmanninella appeninica* (Renz) та характерною асоціацією корелюється з зоною Parathalmanninella appeninica верхів альбу [9;12].

Зона **Thalmanninella globotruncanoides** (нижня частина нижнього сеноману). Виділена у лівій притоці р. Свалявка на околицях с. Стройне поблизу м. Свалява Закарпатської обл.

Визначається як інтервал між FO *Thalmanninella globotruncanoides* (Sigal) і FO *Thalmanninella reicheli* (Mornod). Характерна асоціація –вид-індекс, *Parathalmanninella appeninica* (Renz), *P. gandolfi* (Luterbacher and Premoli Silva), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Praeglobotruncana magnouelata* (Loeblich and Tappan), *P. turbinata* (Reichel), *Hedbergella caspia* (Vassilenko), *Clavihedbergella simplicisima* (Magne and Sigal).

Виділена в рожевих мергелях верхньої пачки тисальської світи у лівій притоці р. Свалявка. Комплекс зони визначено у зелених мергелях (кар'єр поблизу с. Приборжавське).

Відповідає зоні Thalmanninella globotruncanoides біохронологічної шкали [9;12] за появою виду-індексу і характерною асоціацією.

Зона **Thalmanninella reicheli** (нижній сеноман) виділена у розрізі річки Теребля в стратотипі тисальської світи в урочищі Тисало. Визначається за присутністю виду-індексу *Thalmanninella reicheli* (Mornod). Характерна асоціація – вид-індекс, *Parathalmanninella appeninica* (Renz), (Plummer), *Rotalipora cushmani* (Morrow), *Thalmanninella deeckei* (France), *Thalmanninella greenhornensis* (Morrow), *Clavihedbergella simplicissima* (Magne and Sigal), *Hedbergella delrioensis* (Carsei), *Hedbergella caspia* (Vassilenko), *Hedbergella planispira* (Tappan).

Знаходиться у верхній пачці тисальської світи в зеленувато-сірих мергелях урочищі р. Тисало, сірих і рожевих мергелях в розрізі річки Теребля, рожевих мергелях у лівій притоці р. Свалявка поблизу м. Свалява.

Відповідає зоні Thalmanninella reicheli біохронологічної шкали [9;12] за присутністю виду-індексу і характерною асоціацією.

Зона **Rotalipora cushmani** (верхня частина нижнього сеноману-верхній сеноман) виділена в світлих зеленувато-сірих мергелях верхів тисальської світи в урочищі Тисало. Визначається як інтервал між останньою появою *Thalmanninella reicheli* (Mornod) і останньою появою *Rotalipora cushmani* (Morrow). Характерна асоціація – вид-індекс, *Parathalmanninella appeninica* (Renz), *Parathalmanninella gandolfi* (Luterbacher and Premoli Silva), *Praeglobotruncana delrioensis* (Plummer), *Praeglobotruncana turbinata* (Reichel), *Hedbergella tissaloensis* Maslakova, *Thalmanninella deeckei* (France), *Thalmanninella greenhornensis* (Morrow).

Знаходиться у верхній частині верхньої пачки тисальської світи в урочищі Тисало та у розрізі річки Теребля.

Відповідає зоні Rotalipora cushmani відкладів Криму, Кавказу, Карпат [4] та однойменній зоні біохронологічної шкали [9].

Зона **Helvetoglobotruncana helvetica** (нижня частина турону) виділена для відкладів Карпат, Криму і Кавказу [4]. Як зона Helvetoglobotruncana helvetica і Praeglobotruncana imbricata була встановлена у низах пухівської світи (Пенінська зона) [3]. Визначається інтервалом поширення *Helvetoglobotruncana helvetica* (Bolli). До характерних видів зони належать *Praeglobotruncana oraviensis* Scheibnerova, *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfii), *Praeglobotruncana imbricata* (Mornod), *Dicarinella hagni* (Scheibnerova) *Marginotruncana sigali* (Reichel). За вказаними характеристиками корелюється з біохронозонам Whiteinella archaeocretacea (покрівля сеноману-низи турону) і Helvetoglobotruncana helvetica (нижня частина турону) (Coccioni, Premoli Silva, 2015; Ogg et al., 2020).

У пограничних верствах сеноману і турону в розрізі по р. Теребля (Мармароська зона скель) згідно до зональних схем [6;13], виділено зони за бентосними форамініферами.

Комплекс зони **Bulbobaculites problematicus** (верхній сеноман) виділено у покрівлі соймульської світи за присутністю *Bulbobaculites problematicus* (Neagy), присутні планктонні *Rotalipora cushmani* (Morrow).

Зона **Uvigerinammina jankoi** (турон) виділена у червоних аргілітах нижньої частин пухівської світи у розрізі р. Теребля. Характерна асоціація – *Uvigerinammina jankoi* Majzon, *Uvigerinammina praejankoi* Neagy, *Labrospira pacifica* Krasheninnikov, *Recurvoides pentacameratus* Krasheninnikov, *Plectorecurvoides parvus* Krasheninnikov, *Praecystamina globigerinaeformis* Krasheninnikov, *Verneulinoides polystrophus* (Reuss), *Gerochammina obesa* Neagu. Відповідає зоніUvigerinammina jankoi (турон) Польських Карпат (Olszewska, 1997).

Отже, в збагачених планктонними форамініферами мергелях тисальської світи простежуються зміни складу мікрофауни на границі нижньої і верхньої крейди. Ці зміни відповідають глобальній події вимирання і наступного швидкого відновлення фауни планктонних форамініфер поблизу межі альбу і сеноману. Наприкінці пізнього альбу (зона Parathalmanninella appeninica) поряд із дрібнорослими *Hedbergella caspia* (Vassilenko), *H. gaultina* (Morozova), *H. infracretacea* (Glaessner), *H. trocoidea* (Gandolfi) поширюються форми з родів *Pseudothalmanninella, Thalmanninella, Parathalmanninella* (родина Rotaliporidae) і роду *Praeglobotruncana* (родина Globotruncanellidae). Крупні, складно побудовані представники родів *Pseudothalmanninella, Rotalipora, Thalmanninella, Parathalmanninella, Praeglobotruncana* виразно домінують в асоціаціях сеноману тисальської світи Пенінської зони Українських Карпат.

Межа сеноману і турону в досліджених розрізах Пенінської зони і Мармароської зони скель виражена поширенням червоноколірних відкладів пухівської світи. Відмічена різка зміна у складі планктонних форамініфер – зникнення роду Rotalipora та більшості видів родів *Parathalmanninella* і *Thalmanninella*, розвитком роду *Praeglobotruncana*, появою представників родів *Dicarinella, Helvetoglobotruncana, Marginotruncana*. В невапнистих червоних аргілітах в туроні поширюються дрібнорослі аглютиновані бентосні форамініфери зони Uvigerinammina jankoi.

Зміни в складі планктонних форамініфер в пограничних відкладах нижньої і верхньої крейди зумовлені, насамперед, філогенетичною еволюцією таксонів [8]. В пізньому альбі від роду *Hedbergella* (родина Hedbergellidae) еволюціонують родини Rotaliporidae і Globotruncanellidae [8]. Дрібнорослі сплощені *Hedbergella* дають початок розвитку більш крупних, складніше побудованих форм. Ці зміни складу планктонних форамініфер простежується в досліджених асоціаціях мікрофауни з тисальської світи. В асоціаціях пізнього альбу широко розвинені дрібнорослі представники родів *Biglobigerinella, Globigerinelloides, Hedbergella, Ticinella*. В середині пізнього альбу (зона Pseudothalmanninella ticinensis) вперше з'являються представники родів *Pseudothalmanninella* і *Thalmaninella*.

1. *Вялов О .С., Гавура С. П., Даниш В .В., Лемішко О. Д., Лещух Р. Й., Пономарьова Л. Д., Романів А. М., Смірнов С. В., Смолінска Н. І., Царненко П. Н.* Стратотипи крейдових і палеогенових відкладів Українских Карпат. Київ : Наук. думка, 1988. 204 с.
2. *Дабагян Н. В.* Форамініфери верхньої крейди Скельної і Мармароської зон Східних Карпат: автореф. дис. … канд. геол.-мін. наук. Львів, 1964. 24 с.
3. *Маслакова Н. І.* Глоботрунканіди та їхнє стратиграфічне значення для верхньокрейдових відкладів Криму, Кавказу і Радянських Карпат: автореф. дис. … докт. геол.-мін. наук. 1967. 40 с.
4. *Маслакова Н. І.* Глоботрунканіди півдня європейської частини СССР. Наука, 1978. 168 с.

5. *Наварівська К. О.* Біостратиграфія та умови накопичення пограничних відкладів нижньої і верхньої крейди за дрібними форамініферами (Пенінська зона, Українські Карпати). *Геологічний журнал,* 2022. № 2 (379). С. 86—99.
6. *Пономарьова Л. Д.* Форамініфери крейдових відкладів Голятинської структури. *Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи : зб. наук. праць ІГН НАН України*. Київ, 2007. С. 192–194.
7. *Ando, A., Huber, B.T., MacLeod*. Depth-habitat reorganization of planktonic foraminifera across the Albian/Cenomanian boundary. Paleobiology 36. 2010. P. 357–373.
8. *BouDagher-Fadel M.K.* Biostratigraphic and geological significance of planktonic foraminifera. London: UCL Press University Collage. 2015. P. 298.
9. *Coccioni R., Premoli Silva I*. Revised Upper Albian – Maastrichtian planktonic foraminiferal biostratigraphy and magnety-stratigraphy of the classical Tethyan Gubbio section (Italy). *Newsletters of stratigraphy*. Vol. 48/1. 2015. P. 47–90.
10. *Eldholm, O., Coffin, M.F*. Large igneous provinces and plate tectonics. In: Richards, M.A., Gordon, R.G., van der Hilst, R.D. (Eds.), The History and Dynamics of Global Plate Motions. American Geophysical Union Geophysical Monograph 121, American Geophysical Union, Washington, DC. 2000. P. 309–326.
11. *Leckie, R.M., Bralower, T.J., Cashman*. Oceanic anoxic events and plankton evolution: biotic Response to tectonic forcing during the mid-Cretaceous. Paleoceanography 17. 2002. P. 13–29.
12. *Ogg J.G., Ogg G.M., Gradstein F.M. (Eds),* 2016. A Concise Geologic Time Scale. Elsevier, 234 p.
13. *Olszewska B*. 1997. Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outher Carpathians: a record of basin geohistory. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67. 2016. P. 325–337.
14. Walliser, O.H. Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic. In: Walliser, O.H. (Ed.), Global Events and Event Stratigraphy. Springer, Berlin. 1996. P. 7–19.

ГЕОТУРИСТИЧНІ ОБ'ЄКТИ СЕРЕДНЬОГО ПРИДНІСТЕР'Я (ТЕРНОПІЛЬСЬКА ОБЛАСТЬ) – ПЕРСПЕКТИВИ ДОСЛІДЖЕННЯ, ПОПУЛЯРИЗАЦІЇ ТА ЗБЕРЕЖЕННЯ.

Володимир Дубів

Львівський національний університет імені Івана Франка
Львів, вул. Грушевського, 4.
Volodymyr.Dubiv@lnu.edu.ua

У публікації надається постановка проблеми стосовно теми геотуристичні об'єкти Середнього Придністер'я (Тернопільська область) - перспективи дослідження, популяризації та збереження. Розглянуті ключові проблеми, які потребують вирішення, серед них: недостатнє вивчення об'єктів геотуризму, неналежна охорона, законодавче врегулювання та використання геотуристичних об'єктів, погана якість туристичної інфраструктури. Визначені пріоритетні напрями для майбутніх досліджень, які включають геологічне довивчення об'єктів геотуризму, їх інвентаризація, обґрунтування цінності, розробка стратегії розвитку та популяризації цих об’єктів, пропозиції щодо збереження та раціонального використання. Розглядається можливість застосування цифрових технологій для 3D-візуалізації геологічних атракцій в цілях збільшення ефективності популяризації та освіти.

Геотуризм, як досить новий напрямок у світовому туризмі, набуває все більшої популярності в усьому світі. Можна з упевненістю сказати, що завдяки геотуризму люди поступово змінюють своє ставлення до георізноманіття та геоспадщини. Геоспадщина включає в себе геотуристичні об'єкти, які цінні тим, що містять свідчення геологічних процесів нашої планети. Головними демонстраційними об’єктами в геотуризмі є геосайти. Методологічні засади цього напряму туризму наразі в стадії розробки. На жаль, багато геотуристичних об'єктів руйнуються під впливом природних процесів та антропогенної діяльності.

У межах Середнього Придністров'я Тернопільської області є велика кількість геотуристичних об'єктів: відслонення, печери, каньйони, місцезнаходження давніх організмів тощо, які є цінними з точки зору наукового, пізнавального та рекреаційного туризму і за умови більш детального вивчення, стали б цікавими геологічними атракціями. Вони потребують заходів для їх більш інтенсивного дослідження, популяризації та збереження. Новий тренд у туристичній індустрії, наукова значимість та потреба у до вивченні і захисті геосайтів зумовлюють актуальність теми.

Мета дослідження полягає у геологічному довивченні геосайтів для геотуристичних потреб, їх популяризація та збереження. *Головними завданнями є:* аналіз геотуристичного потенціалу регіону; аналіз світового досвіду популяризації, охорони та збереження геотуристичних об’єктів; відбір найперспективніших об’єктів для геотуристичних цілей; вивчення геологічної будови; створення класифікації геосайтів; пошарова характеристика найцікавіших об’єктів; створення їхніх паспортів; розробка геотуристичних маршрутів; розробка стратегії розвитку та популяризації цих об’єктів; пропозиції заходів щодо збереження та раціонального використання.

Огляд літератури. Щоб зрозуміти загальну картину розвитку концепції геотуризму, георізноманітності та геопадщини в Україні, варто звернутись до статті "Оцінка георізноманітності геоморфологічних районів Верхнього і Середнього Придністер'я" авторства Кравчук Я., Зінько Ю., Гнатюк Р., Москалюк К, де вказано, що досліджень в цій галузі виконано не багато і створення науково-методичних засад стосовно проблематики геотуризму в Україні знаходяться в початкових стадіях. Автори зазначають, що в межах практики охорони природи в Україні не використовуються інноваційні підходи до збереження геологічної спадщини [5].

Проблема охорони і збереження залишається однією з найважливіших і найактуальніших, оскільки, на відміну від пам’яток живої природи, геологічні об’єкти не можуть бути відновленими. У монографії "Геооб'єкти Поділля" Г. І. Денисик порівнює довідник "Геологічні пам'ятки України", в якому визначено 124 пам'ятки на Поділлі, та видання "Геологічні

пам'ятки України", яке вийшло пізніше. В останньому налічується вже 56 пам'яток природи на цій території. Однією з причин такої різниці в кількості є руйнування пам'яток природи з часом та їх повне зникнення через неналежну охорону та збереження. Це в свою чергу приводить нас до розуміння, що в Україні існують суттєві проблеми законодавчого забезпечення охорони геологічної спадщини [2].

У статті кандидата географічних наук, доцента А. С. Романіва "Спелеоресурси Тернопільщини та проблеми їх використання в туристичній діяльності" зазначається, що Тернопільська область є лідером в Україні за кількістю протяжних підземних пустот, а її природні карстові печери є унікальними спелеологічними об'єктами світового рівня. Проте спеціалізовані дослідження в цій галузі не фінансуються державою і не регулюються на законодавчому рівні [1].

Довивчення та обґрунтування певних геологічних атракцій, яким не приділяють достатньо уваги, також має суттєве значення. Й. М. Свинко та О. В. Волік у своєму посібнику "Травертинові породи Середнього Придністров'я" зазначають, що травертини цього регіону залишаються маловивченими. В Україні вони зустрічаються лише на Поділлі та в Криму, що робить їх унікальними і важливими для вивчення. Їх цінність визначається багатьма факторами: в таких геологічних утвореннях можна знайти археологічні артефакти; з ними часто пов'язані рідкісні види рослин; завдяки унікальній структурі вони можуть містити відбитки рослин, які збереглися в хорошому стані, і скам'янілі рештки тварин, які допомагають відтворити палеографічні умови. Травертинові скелі, які часто розташовані з печерами або водоспадами, мають високу естетичну цінність для потенційних туристів, але часто залишаються поза увагою професіоналів геотуризму в регіоні [4].

Інші проблеми загального характеру, які пов'язані з умовами проведення досліджень, турів, екскурсій, є обмежена транспортна досяжність до об'єктів геотуризму, стан транспортної мережі, який залишає бажати кращого, переважання недорогого житла з мінімальним комфортом поруч з об'єктами геотуризму. Також, немає інтерактивних музеїв сучасного рівня, які могли б продемонструвати особливості геотуристичних об'єктів. Залучення значних інвестицій в розвиток сучасної інфраструктури територій, послужить стимулом розвитку геотуризму в даному регіоні.

Для України, де геотуризм у науково-освітньому та прикладному плані знаходиться на початкових етапах вивчення і впровадження, важливим є аналіз досвіду його розвитку в інших країнах, зокрема європейських. Актуальними також є питання щодо вивчення міжнародних ініціатив у галузі геотуризму та геоконсервації, зокрема, у рамках програми геопарків. О. Шевчук в статті "Геопарки як форма збереження геоспадщини, розвитку геоосвіти та геотуризму" розглядає зарубіжний досвід, який показує, що геопарки є необхідним інструментом для нового способу вирішення проблем охорони природи та сталого розвитку територій через популяризацію геотуризму. Модернізація та вдосконалення способів охорони та збереження є одним з важливих пріорітетів для геопарків. Такий напрям діяльності називається геоконсервація: збереження й вивчення об'єктів геоспадщини, впровадження та демонстрація нових методів їхнього збереження й використання; збереження та підтримка місцевих традицій та чинного законодавства. Багато європейських країн переймають цей досвід і створюють геопарки на своїх територіях [3].

Ще одне важливе питання стосовно використання об'єктів геоспадщини у геотуризмі, це їхня цільова оцінка та інвентаризація. Сформована база даних геотуристичних об'єктів дасть можливість зайнятись плануванням природоохоронних заходів. Це особливо актуально для регіонів з геологічною спадщиною важливого значення. Регіон Середнього Придністер'я характеризується значною різноманітністю унікальних геологічних (стратиграфічні розрізи палеозойських порід, покривні лесовоалювіальні комплекси плейстоцену) та геоморфологічних (скелі, печери, каньйони) утворень і заслуговує особливої уваги з питань охорони та збереження геоспадщини. Саме тому, це одне із запланованих завдань в межах майбутніх досліджень.

Для досягнення оптимального балансу між збереженням геоспадщини та її раціональним використанням в геотуризмі, а також для зменшення неконтрольованого відвідування, є необхідність в облаштовуванні тематичних геологічних стежок, так званих геотрейлів, які б об'єднювали геоатракції, найцікавіші в науковому, інформаційному, естетичному та рекреаційному сенсі. Загальна практика популяризації та розвитку геотуризму включає в себе довготривале проходження маршрутів у горах, прогулянки з науково-пізнавальними та рекреаційними цілями. Щоб зробити цей процес можливим та комфортним, потрібно займатись розвитком інфраструктури для туристів, проєктувати і маркувати туристичні маршрути, створювати спеціальні зони для кемпінгу, розміщувати та оновлювати дані в туристичних картах, розробляти науково-інформаційні стенди і тд. Відповідно, в межах майбутніх запланованих досліджень, будуть створенні інформаційні стенди, карти розміщення геосайтів, геотуристичні маршрути. В майбутньому, це може призвести до зростання кількості туристів та покращення інфраструктури в регіоні.

На мою думку, враховуючи стрімкий розвиток цифрової сфери, важливим питанням являється обґрунтування методів використання та застосування цифрових технологій для геотуристичних потреб. Збереження та раціональне використання завжди починається з освіти та популяризації. Створення онлайн-курсів, мобільних додатків або сайтів, використання соціальних мереж, організація інтерактивних виставок, все це може відіграти ключову роль в ефективному поширенні інформації про геологічне значення певних об'єктів та чому їх слід захищати.

Особливо цікавим і перспективним виглядає перенесення геологічних атракцій у віртуальний вимір, створення так званих віртуальних геотурів. Вони представляють собою інтерактивну 3D візуалізацію, за допомогою якої, можна наочно демонструвати вигляд геологічних атракцій і пояснювати геологічні процеси, та популяризувати геотуристичні об'єкти, особливо серед молоді, які більш заохочено залучаються до інтерактивних видів освіти.

У світовому досвіді вже існують реалізації схожих проєктів. Одна з таких реалізацій включає в себе описану методику створення віртуальних моделей на прикладі геологічних атракцій у Східній Ісландії. Автори успішно оцифрували 5 різних відслонень, описали, яким чином був виконаний відбір геологічних об'єктів, та зробили ці моделі доступними онлайн з комп'ютерів, планшетів і мобільних пристроїв. [6] Ще один приклад був виконаний у Чехії, де були оцифровані 4 об'єкти вулканічної геоспадщини для створення 3D-анімаційного відео геологічних процесів. Вони також стали базою для створення моделей для доповненої реальності. Результати цього проєкту були продемонстровані школярам, та показали, що даний

спосіб має привабливий характер для молодого покоління і має великі перспективи для збільшення зацікавленості геологічними атракціями [7].

Такий спосіб популяризації та освіти широкого кола людей виглядає особливо актуальним під час викликів COVID-19 та війни. При відсутністі можливості поїздки в місця розміщення геотуристичних об'єктів, цей спосіб дає можливість подолати ці рамки, та незважаючи на обставини, ефективно продовжувати навчання. Також, це може стати базою для створення інтерактивних музеїв, які можуть використовувати технології доповненої реальності для більш глибокого ефекту задіяності у процес навчання.

Висновки. Геотуризм як новий тренд у світі, наукова та естетична цінність і вразливість геотуристичних об'єктів, а також необхідність їх захисту роблять тему актуальною.

За результатами аналізу існуючих публікацій, можна визначити, такі ключові моменти: 1) Досліджуваний регіон багатий на цінні геотуристичні об'єкти, багато з яких потребують більш детального вивчення; 2) Створення науково-методичних засад стосовно проблематики геотуризму в Україні знаходяться в початкових стадіях і це дає розуміння, що потрібно активно аналізувати світові практики у цій галузі та вести спроби адаптувати їх у наших реаліях; 3) Через неналежну охорону та поводження з геологічними атракціями, вони можуть руйнуватись з часом та зникнути повністю, через що питання їх збереження є одним з найважливіших; 4)В межах досліджуваного регіону також існують проблеми з туристичною інфраструктурою, погана якість транспортних сполучень до об'єктів геотуризму, присутність житла низькоцінового сегменту, відсутність інтерактивних музеїв. Такі проблеми потребують значного фінансування, задіяності бізнесу, місцевих жителів, науковців.

Аналіз світового досвіду популяризації показав, що геопарки є необхідним інструментом для нового способу вирішення проблем охорони природи та сталого розвитку територій через популяризацію геотуризму. Подальше обґрунтування доцільності їх створення в межах досліджуваного регіону та розробка стратегій реалізації сприятиме прискоренню цього процесу. На моє переконання, стрімкий розвиток цифрової сфери дає нові можливості та ефективні методи для популяризації та освіти в питанні збереження геологічних атракцій. Це підтверджує і світовий досвід, де є присутні успішні виконання проєктів з використанням 3D-візуалізації об'єктів та геологічних процесів. Такі проєкти мають високі перспективи збільшити зацікавлення широкого кола людей до збереження геотуристичнихоб'єктів.

1. *Романів А. С., Гайоха О. І.* Спелеоресурси Тернопільщини та проблеми їх використання в туристичній діяльності / Туризм: Наука, Освіта, Практика. Рівне, 2020. С. 162-167.
2. *Денисик Г. І., Страшевська Л. В., Корінний В. І.* Геосайти Поділля. Вінниця, 2014. 209 с.
3. *Шевчук О.* Геопарки як форма збереження геоспадщини, розвитку геоосвіти та геотуризму / Вісник Львів. УН-ТУ. Серія геогр. 2010. Вип. 38. С. 357-370.
4. *Свинко Й. М., Волік О. В.* Травертинові скелі Середнього Придністров'я: Посібник-путівник. Тернопіль: Навчальна книга. Богдан, 2004. 44 с.
5. *Кравчук Я., Зінько Ю., Гнатюк Р., Москалюк К.* Оцінка георізноманітності геоморфологічних районів Верхнього і Середнього Придністер'я / Проблеми геоморфології і палеогеографії Українських Карпат і прилеглих територій. 2016. Вип. 1. С. 275-290.
6. *Pasquaré Mariotto F., Bonali F. L.* Virtua Geosites as Innovative Tools for Geoheritage Popularization: A Case Study from Eastern Iceland. Geosciences 2021, 11, 149. https://doi.org/10.3390/geosciences11040149
7. *Rapprich Vladislav & Lisec, Martin & Fiferna, Patrik & Závada, Prokop*. Application of Modern Technologies in Popularization of the Czech Volcanic Geoheritage. Geoheritage. 2016. 9. S. 10.1007-12371.

ТРУДНОЩІ СТРАТИГРАФІЧНОЇ КОРЕЛЯЦІЇ ВІДКЛАДІВ НЕОГЕНУ БІЛЬЧЕ-ВОЛИЦЬКОЇ ЗОНИ В ПРОЦЕСІ РОЗВІДУВАЛЬНОГО БУРІННЯ

Ємець Л. О.

Львівський національний університет імені Івана Франка
Львів, вул. Грушевського, 4.
Lev.emets11@gmail.com

На сьогодні гострим питанням постає збільшення видобутку вуглеводнів в країні і західний регіон не є виключенням. На багатьох ділянках проводиться пошуково-розвідувальне буріння у Більче-Волицькій зоні з метою пошуків та дорозвідки покладів вуглеводнів. у відкладах сарматського ярусу нижньодашавської підсвіти та баденського ярусу. В межах Крукеницької частини Більче-Волицької зони, на даний час, встановлена промислова газоносність тільки надгіпсового (нижньосарматського) поверху газонакопичення, шляхом відкриття низки родовищ: Хідновицького, Пинянського, Залужанського. Родовища приурочені до смуг антиклінальних складок, які простягаються вздовж Стебницького насуву. Важливим питанням є встановлення газоносності підгіпсової частини нижнього сармату.

Постановка проблеми. Вікова приналежність відкладів при бурінні визначається після проведення геофізичних досліджень та кореляції літологічних пачок і реперних горизонтів. Не завжди це дає результат, оскільки є ряд факторів:

- ГДС сусідніх свердловин був проведений 10-15 років тому і не є релевантним, тому прив'язка відкладів не надає позитивного результату;
- в свердловині, що в бурінні у зв'язку із ускладненнями, неможливо провести повний комплекс ГДС, а обмежений не розкриває повної картини приналежності літологічних пачок до тих чи інших горизонтів.

Тому актуально визначити вікову приналежність відкладів за фауною. Вікова приналежність доповнить розуміння

стратиграфічної приналежності горизонтів і дасть змогу більш релевантно виконувати кореляцію відкладів і більш чітко проектувати геологічний розріз наступних свердловини.

Відомості про вирішення. В межах Крукеницької підзони дана проблема не піднімалась. Тому вартує звернути увагу на вдосконалення методики стратиграфічної кореляції розрізів розвідувальних, пошуково-розвідувальних свердловин.

В межах декількох запланованих досліджуваних ділянок Пинянської структури протерозойські (рифейські) відклади представлені сірими та сіро-зеленими аргілітами та алевролітами, що залягають під кутами до 70^0. В літологічному плані переважно тріщинуваті аргіліти з включеннями алевритового матеріалу, з глибоким катагенезом. В стратиграфічному відношенні свердловини при бурінні розкривають відклади протерозою, неогену та четвертинні. Відклади неогену представлені алохтонними утвореннями отнангського і карпатського ярусів та автохтонними відкладами карпатського, баденського і сарматського ярусів.

Алохтонні утворення отнанґського (стебницька світа) і карпатського (балицька світа) ярусів виповнюють насунуту частину Самбірської зони Передкарпатського прогину на Стебницький насув. Стебницька світа представлена тонкоритмічним перешаруванням рожевих, зелено-сірих та сірих мергелеподібних глин з тонкими прошарками алевролітів та пісковиків. Балицька світа як і стебницька, поширена тільки в межах Самбірської зони де завершує її стратиграфічний розріз. Балицька світа є сіроколірною і представлена одноманітною товщею сірих глин, масивних та тонкошаруватих з поодинокими прошарками пісковиків і алевролітів. Автохтонні відклади міоцену в Крукеницькій підзоні представлені карпатським, баденським і сарматським ярусами. Утворення карпатського ярусу неузгоджено залягають на еродованій поверхні рифейських відкладів. Представлені зеленувато-сірими з жовтуватим відтінком різнозернистими слабозцементованими кварц-глауконітовими пісковиками та алевролітами. Іноді присутні прошарки темно-сірих бентонітових глин, товщиною 1-2 м.

Баденський ярус представлений відкладами баранівського горизонту (нижній баден), тираської світи (середній баден) та косівської світи (верхній баден). Відклади баранівського горизонту неузгоджено залягають на розмитій поверхні карпатських відкладів і представлені темно-сірими аргілітами, мергелями з прошарками алевролітів, пісковиків. Відклади тираської світи неузгоджено залягають на відкладах баранівського горизонту. Представлені вони сірими, масивними та плямистими, щільними та тріщинуватими гіпсами і ангідритами з прошарками глин та аргілітів. Утворення світи є основним маркуючим горизонтом Більче-Волицької зони. Відклади косівської світи неузгоджено залягають на відкладах тираської світи, подекуди – на еродованій рифейській поверхні. Вони характеризуються одноманітністю: глини та аргіліти з рідкими прошарками алевролітів і лінзоподібних пісковиків. Сарматський ярус, нижньосарматський під’ярус піщано-глинистою моласовою товщею дашавської світи. Відклади обох підсвіт між собою літологічно подібні, нижньодашавська підсвіта більш піщаниста, а верхньодашавська – більш глиниста. Малопотужні прошарки глин і туфітів, збагачених бентонітом та піритом, чітко виділяються на діаграмах стандартного каротажу з дуже низькими опорами і додатніми аномаліями на діаграмах ПС. Вони є надійними реперами при кореляції геологічного розрізу. Пласти-колектори представлені пісковиками та алевролітами. Аргіліти з прошарками щільних алевролітових різновидностей є покришками. Важливо визначитись із газоносністю підгіпсової частини (нижній сармат) розрізу. Відклади характеризуються мінливістю товщин, зміною колекторських властивостей продуктивних пластів, літологічними заміщеннями колекторів слабопроникними породами.

Поклади газу приурочені до піщано-алевролітових горизонтів нижньосарматської світи. Колекторами газу є пласти пісковиків і алевролітів з гранулярним типом пористості, які представлені як окремими пластами, так і у вигляді прошарків, що зливаються між собою, утворюючи неоднорідні пласти з прошарками аргілітів.

Кореляція геологічного розрізу розкритих свердловинами часто є дуже невизначеною і умовною. Це відзначається відсутністю у відкладах світ витриманих по латералі реперів по яких можна було б чітко співставити розрізи свердловин в частині того чи іншого насуву. При бурінні свердловин повсякчасно спостерігаються ускладнення стовбура викликані нестійкими породами, значними кутами падіння, відхиленням траєкторії свердловини, невитриманістю відкладів по латералі, різного виду незгідностями, виклинюваннями. Запроектовані в розрізі потужності світ, для яких характерні нестійкі породи, схильні до осипання, наприклад тріщинуваті аргіліти стебницької світи, часто важко підсікти по шламу і спрогнозувати підошву відкладів навіть по каротажу. Це призводить до збільшення інтервалів проведення геофізичних досліджень зверх проекту, що є економічно не доцільним. Не завжди за аналізом каротажу можна прогнозувати підошву світи і отримати розуміння чи вийшов стовбур свердловини з таких відкладів та визначити точку входу в наступні сарматські відклади. Геолого-технологічні дослідження (ГТД) є невід’ємною частиною геофізичних досліджень, що виконуються під час буріння свердловин. Такі дослідження є основним джерелом інформації в ході буріння нових свердловин. Дані ГТД є першим «живим» матеріалом отриманим при розкритті пластів. Це забезпечує вирішення повного спектру технологічних, геологічних, геохімічних, економічних, інформаційних, науково-дослідницьких задач. Перевага методів, заснованих на дослідженні геологічної та технологічної інформації в процесі буріння, перед традиційними геофізичними методами полягає в тому, що мінімальний розрив між розкриттям пласта і дослідженням дозволяє звести до мінімуму вплив несприятливих факторів, таких як проникнення фільтрату в пласт, кольматація та ін. Оптимальний режим розчину повинен забезпечувати збереження природних колекторських властивостей пласта в присвердловинній зоні, забезпечуючи максимальну продуктивність свердловини на стадії її освоєння і експлуатації. Успішне вирішення цих завдань можливе лише за наявності найбільш повної і достовірної інформації про геологічному розрізі і режимних параметрах буріння.

Крім реєстрації технологічних параметрів, що допомагає безаварійно вести буріння, геологічні дослідження дають першу інформацію по літології, прив’язці до стратиграфічних горизонтів і насиченості пластів тим, чи іншим флюїдом, тиску розкриття пластів. Ці дані обов’язково враховуються при виборі об’єктів перфорації, а іноді відіграють вирішальну роль і допомагають у виборі інтервалу перфорації в пластах, які на перший погляд за даними ГДС є мало перспективними, а в загальному результаті дають вуглеводневу продукцію. На практиці геологічний блок даних геолого-технологічних досліджень доповнює інформацію по ГДС, в першу чергу, при виділенні колекторів, оцінці їх літотипу та характеру

насичення, що є необхідним перед початком експлуатації свердловин. Ці дані використовуються для корегування інтервалів випробування свердловини, а іноді є переважаючим аргументом для вибору інтервалу перфорації. Також дають можливість в онлайн режимі виконувати кореляцію із сусідніми свердловинами і в процесі буріння, разом з основним комплексом ГДС, дають розуміння стратиграфічних прив'язок і часто є аргументом для коригування проектної глибини а бо взагалі забурки іншого стовбура свердловини.

Блок технологічних досліджень дозволяє вирішувати наступні основні задачі: раннє виявлення нафтогазопроявів і поглинань при бурінні, оптимізацію процесу поглиблення свердловини в залежності від геологічних задач, розпізнавання і визначення тривалості технологічних операцій, раннє визначення проявів і поглинань при спуско–підйомних операціях та інше.

Згідно проекту на спорудження пошукової свердловини в потенційних перспективних відкладах з метою встановлення газонасиченості відкладів обов'язково виконується відбір керну. Відбір і аналіз шламу в процесі буріння не завжди дає змоги об'єктивно скорелювати розріз. Відбір керну, навіть в ускладнених умовах поглиблення свердловини є іноді чи не єдиним джерелом інформації стратиграфічного розчленування.

В разі ускладненого стовбура свердловини, після стабілізаціїї стовбура вирівнюванням параметрів промивної рідини, приведення реологічних параметрів до таких, що утримують стінки свердловини від руйнування і осипань, в пісковиках відбирають керн з метою оцінки фільтраційно-ємнісних характеристик, а також постає питання визначення віку даних відкладів, якщо кореляція за геофізичними даними не дає однозначної відповіді. Встановлення віку відкладів за фауною і їх приналежності до певної світи стратиграфічного підрозділу є в таких випадках ключовим питанням, оскільки дасть змогу більш чітко запроектувати стратиграфічне розчленування наступних свердловин і убезпечити від потенційних ускладнень при бурінні, розумінням потужностей того чи іншого стратиграфічного підрозділу, що надалі дасть змогу переглянути конструкцію свердловини і змінити глибини перекриття обсадними колонами нестійких відкладів, схильних до осипань, поглинань, запланувати траєкторію свердловини, визначити інтервали вчасного корегування зенітного кута, контрольні інклінометричні заміри, скорегувати інтервали відбору керна та проведення геофізичних досліджень.

За характерними бентосними чи планктонними форамініферами та іншими організмами можна буде визначити вікову приналежність, отримати розуміння стратиграфічного розчленування і виконувати більш детальне розчленування геологічного розрізу при проектуванні свердловин. Також це дасть змогу більш коректно запроектувати і конструкцію свердловини, виконати безаварійне поглиблення свердловини, визначитись з газоводяним контактом, а також методами подальшого випробування.

1. *Овчаренко Ю. Х., Дулуб В. Г., Бурова М. І., Карпенчук Ю. Р*. Комарнівська світа – новий елемент юрського розрізу зовнішнього борту Передкарпатського прогину // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1999. - № 1. - С. 13-20.
2. КНД 41-00032626-00-334-2000 «Підготовка свердловин до проведення геофізичних досліджень та робіт. Основні вимоги.» Київ, 2000 р.
3. *Дригант Д.* До проблеми кореляції розрізів юрських відкладів у Передкарпатті зокрема та на південно-західній окраїні Східно-європейської платформи взагалі. УДК 551.762(477.8).
4. *Сандлер Я. М.* До питання про вік темнокольорової товщі району Кохановки (Львівська область) // Геол. журн. 1958, 18, вип. 4. С. 111-112.

НЕБЕЗПЕЧНІ ЕКЗОГЕННІ ГЕОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ СКИБОВОЇ ЗОНИ НА ПРИКЛАДІ СКОЛІВСЬКИХ БЕСКИД (УКРАЇНСЬКІ КАРПАТИ)

Лесів М. В.

Львівський національний університет імені Івана Франка,
Львів, вул. Грушевського, 4.
nick_lesiv@ukr.net

Актуальність теми. Українські Карпати – це регіон, де прояв сучасних небезпечних екзогенних геологічних процесів є досить активним, що спричинені як природними, так і техногенними факторами. Серед природних факторів, які впливають на формування та активізацію сучасних екзогенних геологічних процесів, визначальними є стан геологічного середовища, а саме геологічна будова території із характерними структурно-тектонічними особливостями та формаційними комплексами гірських порід, а також морфоструктурними та морфоскульптурними ознаками території. Значний вплив на розвиток небезпечних геологічних процесів мають, також грунтово-кліматичні умови. Комплексний аналіз причин виникнення негативних явищ, а також необхідність дослідження їх впливу на техногенні об'єкти різного призначення, визначають обсяг обов'язкових дослідних робіт, здатних забезпечити об'єктивний прогноз формування небезпечних геологічних процесів.

Посилення на протязі останніх років проявів екзогенних геологічних процесів, перш за все небезпечних, значною мірою ускладнило життєдіяльність, підвищило рівень екологічного ризику території та привело до погіршення умов експлуатації енергетичних та транспортних систем, руйнування житлових і промислових об'єктів. Аномальні гідрометеорологічні процеси (опади, повені тощо) суттєво впливають на верхню зону геологічного середовища. Широкий розвиток отримали техногенні чинники порушення рівноваги породних масивів, внаслідок видобутку піщано-гравійної та глиняної сировини, забудови схилів, вирубки лісів, зміни параметрів підземних та поверхневих вод. Таким чином, питання

вивчення умов розвитку та розповсюдження небезпечних екзогенних геологічних процесів, а також організації спостережень за ними стає в ряд першочергових і невідкладних.

Мета роботи полягає у вивченні взаємообумовленого впливу геологічної (літостратиграфічної та тектонічної) будови і геоморфологічних особливостей території Скибової структурної одиниці Зовнішніх Карпат на розвиток небезпечних екзогенних процесів. Для реалізації мети виконуються завдання: розглядаються риси літології стратиграфічного розрізу; характеризуються особливості тектонічної будови району; аналізується вплив клімату (зокрема коливання режимів зволоження і температури) на розвиток небезпечних екзогенних процесів (зокрема гравітаційних зсувних явищ); підкреслюється значення техногенного навантаження на активізацію цих процесів.

Об'єкт дослідження і його головні риси будови. Територія, Сколівських Бескид знаходиться в межах Карпатського регіону та відноситься до підобласті Зовнішніх Карпат. Це – район середньогірських асиметричних моноклінальних хребтів. В геотектонічному відношенні район відповідає Скибовій структурній одиниці (зоні, покриву) Зовнішніх Карпат.

Геологічна будова території відіграє провідну роль в процесі формування екзогенних геологічних процесів, оскільки літостратиграфічні комплекси порід є середовищем розвитку цих процесів, що розвиваються, як в природних, так і в техногенно-порушених умовах. Тектонічна будова території може розглядатися як постійний фактор, що зумовлює тенденції розвитку екзогенних геологічних процесів. Геоморфологічна будова території, в деякій мірі, є похідною тектоніки, неотектоніки і сучасних як горизонтальних так і вертикальних рухів, і є відносно постійним чинником, що обумовлює розвиток екзогенних геологічних процесів. Генезис рельєфу найбільш повно відображає умови взаємозв'язку геоморфологічних структур з динамікою екзогенних геологічних процесів.

Результати досліджень. Зсувні процеси розповсюджені в межах різних літостратиграфічних комплексів. Найбільш зсувопродуктивною є верхньокрейдово-палеоценова стрийська світа на ділянках розвитку глинистого флішу. Найбільш зсувонебезпечними ділянками є схили долини р. Стрий, р. Опір та їх численних приток. Оцінка зсувної небезпеки актуальна у зв'язку з проходженням лінійних об'єктів нафтогазового комплексу, що значно збільшує ризик природних і техногенних аварій і катастроф. Районування території Сколівщини за ступенем інженерного ризику дозволяє віднести її до ділянок із значним ризиком. Це зумовлено складними умовами інтенсивної розчленованості гірського рельєфу з перепадами абсолютних відміток висот. Тому, будь-який техногенний вплив на схили, що супроводжується підрізкою його нижньої або середньої частин, може спричинити формування катастрофічних зсувів.

Поруч із зсувною небезпекою існує небезпека сходження селів. Останні часто зумовлюють сповзання порід. Найбільш селенебезпечним є басейн р. Опір. В деяких місцях розвиток селів супроводжувався активізацією зсувів.

Зона помірного ризику знаходиться на схилах долини р. Стрий. В її межах найбільш значною є група послідовних древніх зсувів, сформованих як в делювіальних відкладах, так і в глинистому фліші стрийської світи верхньої крейди. В межах цієї зони можна, також, відмітити ряд поодиноких повністю стабілізованих зсувів, які приурочені до верхів'їв приток р. Стрий. Їх активізація може спричинити формування твердої складової селів, перетворивши притоки в селенебезпечні струмки.

У верхній привододільній частині г. Парашка, а також на південний схід від неї (г. Керченка) у відкладах стрийської світи відмічається низка морфологічно добре виражених зсувів, які при їх активізації, можуть спрацювати, як постачальники твердої складової селевих потоків.

Інтенсивні процеси донної та бокової ерозії спостерігаються в басейнах рік Дністер, Стрий, Опір та їх чисельних приток. Різку активізацію річкової ерозії спричиняють повеневі води під час інтенсивних атмосферних опадів. Основні причини активізації процесу це частково або повністю відсутні берегові укріплення, неврегульованість водотоків та мала пропускна спроможність колекторів, техногенне порушення берегів, прокладення комунікацій без протиерозійних заходів, використання водотоків для трелювання лісу, відбір гравійно-галечникового матеріалу з русел рік.

Необхідно відмітити в межах Сколівських Бескид ряд потенційно зсувонебезпечних ділянок, які характеризуються значним та помірним ризиком. Одна з них розташована в середній течії струмка Кам'янка і приурочена до складної в структурно-тектонічному відношенні зсувонебезпечної ділянки. В межах цієї зони виділена ділянка значного ризику із високою ймовірністю катастрофічної активізації складного структурного зсуву. Вище за течією струмка, безпосередньо в межах с. Кам'янка, відмічається ряд структурно-пластичних зсувів, які мають розвиток у відкладах палеогену. Такі зсуви вже неодноразово проявлялися, як правило, в делювіальних відкладах, а також у корі вивітрювання та корінних породах глинистого флішу. Ці дві вищеописані зони є, практично, найбільш зсувонебезпечними з підвищеним і значним інженерним ризиком, оскільки вони несуть реальну загрозу аварії нафтопроводу «Дружба» при активізації процесу.

Взаємодія середовища розвитку екзогенних геологічних процесів з кліматом є основним для активізації екзогенних геологічних процесів. Саме кліматичний чинник паралельно з тектонікою, в кінцевому результаті, є вирішальним при утворенні абрису рельєфу і розвитку геодинамічних процесів. Особливо важливе значення для розвитку екзогенних геологічних процесів мають режим зволоження і температура. В гірській частині відмічається досить сувора зима і чітко виражена вертикальна кліматична поясність. Спостерігається різка зміна реакції середовища розвитку екзогенних геологічних процесів на аномальну кількість та характер атмосферних опадів, зволоження схилів, температурний режим ділянок, особливо після відносно безводного періоду, призводить до катастрофічних наслідків.

Висновки. Розвиток сучасних екзогенних геологічних процесів вимагає постійного контролю за станом геологічного середовища та аналізу факторів виникнення небезпечних екзогенних геологічних процесів у межах районів зі складною геологічною будовою. Визначення динаміки та прогноз активізації небезпечних екзогенних геологічних процесів, які межують з важливими народно-господарськими об'єктами, а також їхній негативний вплив на техногенні споруди, що зумовлює низку екологічних та економічних проблем. Забезпечення об'єктивної інформації, пов'язаної з безпекою геологічного середовища для попередження надзвичайних ситуацій, та розробки систем оперативного реагування на їх розвиток.

Короткі наукові повідомлення

МОЖЛИВОСТІ ЗАСТОСУВАННЯ ГЕОМОРФОЛОГІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ДЛЯ ВИБОРУ МІСЦЕПОЛОЖЕННЯ СВЕРДЛОВИН

Юрій Крупський, Валентина Марусяк

Львівський національний університет імені Івана Франка
79005 Львів, вул. Грушевського, 4.
iurii.krupskyi@ lnu.edu.ua
valentyna.marusyak@lnu.edu.ua

Багаторічними спостереженнями і дослідженнями встановлено залежності розташування, як регіональних геологічних територій, так і окремих структур в першу чергу антикліналях, як можуть бути місткими для відкладів вуглеводнів (ВВ).

Для Західного нафтогазоносного регіону (НГР) України, як найбільш контрастного за рельєфом і з добре вивченою геологічною будовою в регіональному плані встановлено:

- області Східно- і Західно- Європейських платформ характеризуються рівнинним рельєфом;
- Волинська височина та Ковельський виступ значно підвищений на 2600м порівнянно з платформами;
- Передкарпатський прогин опущений на кілька сотень метрів порівняно з Волино-Поділлям;
- зона насунутих структур з моласами і флішем (основна зона нафтонакопичення) там де насув Карпат чітко видно у рельєфі;
- Кросненська зона має еродований рельєф з круглими формами горбів;
- Магурська, Дуклянська, Пенінська зони Карпат мають складний гостроверхий рельєф припіднятий уступ Скибових Карпат;
- Закарпатський прогин у рельєфі відображений ступінчастим зануренням до своєї рівнинної частини у якій чітко видно смугу Вигорлат-Гутинського пасма палеоген неогенових вулканів;
- русла сучасних рік в Карпатах прямолінійні, однак в прогинах вони огинають антиклінальні структури,а це може служити ознакою наявності перспективних нафтогазоносних структур.

Вище викладене дозволяє зробити висновок, що геоморфологічні дослідження слід включити до комплексу робіт для визначення місцезнаходжень пошукових свердловин.

1. *Крупський Ю. З.* Пошуки і розвідка вуглеводнів: приповерхневі дослідження та їхня інтерпретація. Навч. посібник : Львів: вид. ФОП Корпан Б.І., 2022. 95 с.
2. *Крупський Ю. З., Марусяк В. П.* Геодинамічні умови формування Мармароського кристалічного масиву в Україні – безкореневі алохтонні тектонічні структури. Геодинаміка. 2014. № 2. С. 92-100.