СЕВЕРИН ПАСТЕРНАК
(до 120-річчя від дня народження)

Лещух Р.
Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Грушевського, 4, Львів 79005, Україна
r_leschukch@ukr.net

Життєвий і творчий шлях доктора геолого-мінералогічних наук Северина Пастернака, якому 29 вересня 2019 року виповнюється 120 років від дня народження, є яскравим відображенням складної і важкої долі працелюбного українського народу та загалом і багатовікової історії галицької інтелігенції зокрема.

Життєвий і творчий шлях доктора геолого-мінералогічних наук Северина Пастернака, якому 29 вересня 2019 року виповнюється 120 років від дня народження, є яскравим відображенням складної і важкої долі працелюбного українського народу та загалом і багатовікової історії галицької інтелігенції зокрема.

Батько Северина Пастернака 1891 року закінчив теологічний факультет та Львівську греко-католицьку духовну семінарію, був висвячений у духовний сан та скерований для священицької праці в містечко Хирів на Старосамбірщині. Тут у нього 2 січня 1892 року народився син, якого назвали Ярославом. Після закінчення Перемишльської гімназії впродовж 1910–1914 років Ярослав Пастернак навчався на філософському факультеті Львівського університету, де вивчав класичну філологію та археологію.

Восени 1896 року Перемишльська єпархія скерувала Івана Пастернака з Хирова на вакантну посаду священика у с. Васевичі (тепер Залужани), що розташоване неподалік від Дрогобича. 26 вересня 1899 рокув о. Івана Пастернака народився син, якого під час хрещення назвали Северином.

У 1910 році польська графиня Тарнавська, родина якої володіла великими маєтками у Вацовичах і частково оплачувала будівництво церкви в цьому селі, вимагала, щоб у церкві був встановлений польський вівтар, проти чого виступив о. Іван Пастернак, і вже вневдовзі, під тиском графині, Перемишльська консисторія 1910 року перевела о. Івана Пастернака в його рідне с. Зіболки на Жовківщині.

У своїх спогадах про дитячі та молоді роки Северин Пастернак писав: «Найдавніше, що я запам'ятав, то похорон мами Ольги. Було багато людей, якісь вуйки і тітки та чужі. Довго дзвонили дзвони, голосячи - з гостини додому у вічну дорог».

Читати і писати своїх дітей навчив їх батько, а також для надання їм відповідних знань за початкову освіту він запрошував учителів. У 1911 році Северина зараховано до Академічної гімназії у Львові. У третьому класі я належав до виховно-спортивної організації «Пласт», яка відповідала англійському скаутингові. Нашим засновником і керівником був біолог доктор Олександр Тисовський.

У 1915 році розпочалися в гімназії навчання, не в головному корпусі, а в Народному домі примістилися дві гімназії – головна та філіал. Я приїхав до Львова…

Почав наздоганяти пропущене… Протягом року опрацювали матеріал за четвертий і п'ятий класи… Відновив свою діяльність «Пласт». У шкільному році 1916–19 було в ньому чотири гуртки, які становили чету I – 10 членів; II – 8; III – 9; IV – 7 членів. Провідником першого гуртка був я до березня 1917 року, до часу, коли мене покликали до австрійського війська. Приділили до 41 полку піхоти де також був Славко (брат Ярослав), де впродовж 1914–1918 років він служив в армії.

Після Листопадового Зриву в Галичині Ярослав перейшов у лави Української Галицької Армії, а влітку 1920 опинився в таборі інтернованих в Чехословаччині.

Северин Пастернак після закінчення української гімназії у Львові воював і був поранений на австрійсько-італійському фронті. У 1919 році. добровольцем вступив до лав Української Галицької Армії (УГА), з якою пройшов увесь її тернистий шлях. Перебуваючи в УГА, працював у "Пресовій квартирі, де брав участь у випуску бойової газети «Козацький голос». Після поразки УГА і падіння ЗУНРу у чині підхорунжого перейшов на територію Чехословаччини і був інтернований. Тут брав участь у виданні журналу колишніх вояків УГА «Український скиталець».

Старший брат Северина Пастернака Ярослав упродовж 1922–1925 років. продовжував археологічні студії в Карловому університеті Праги, працював на кафедрі археології Українського Вільного Університету (УВУ). Захистив дисертацію і 1926 року одержав звання доктора філософії. У 1928 році повернувся до Львова. Провів розкопки в районі Галича, де розкрив Успенський собор з саркофагом Ярослава Осмомисла, 1935 року став доцентом Українського вільного університету, в 1939–1941 роках був професором і завідувачем кафедри археології Львівського університету, а в 1942–1944 – професором греко-католицької Богословської Академії у Львові. Крім того, подібно до досліджень всесвітньо відомого антрополога Ф. Вовка, який за допомогою вивчення черепів довів про те, що українці та росіяни належать до різних типів, а саме, що перші з них – європейці, а другі – азіати. Ярослав Пастернак писав, що не було єдиної великої за простором території, яка полягала в тому, що не було прабатьківщини, спільної для всіх слов'ян, з якої вони ступнево розійшлися на свої історичні місця, і в розгляді етногенези усіх слов'ян треба сягати глибше, не тільки до бронзової доби чи грецьких та римських часів. Я. Пастернак доводить, що розвиток майбутнього російського народу йшов "зовсім іншим шляхом, з іншого кореня, під впливом інших кліматичних умов та географічного положення, і що його найдавнішою етнічною базою були праугро-фінські бродячі племена звіроловів та збирачів, а прабатьківщиною – балтійські краї, північна та центральна Україна, а не Московщина. В 1961 році вже в імміграції Я. Пастернак видав монументальну працю «Археологія України». Помер 22 листопада 1969 року в Торонто.

Северин Пастернак 1927 року. закінчив Вищу гірничу школу у Пшибрамі, отримав диплом інженера і повернувся до Львова.

Працював викладачем у ремісничому училищі, одночасно вивчав геологію і корисні копалини Галичини та розбирав геологічні матеріали, які накопичилися у Природничому музеї наукового товариства ім. Т. Г. Шевченка. Уже в ті роки виявив схильність до наукової роботи, про що свідчать перші наукові праці 1929–1930 років. По приєднанні Галичини до радянської України виконував обов'язки доцента геологічного факультету Львівського університету, працював науковим співробітником Львівського Природознавчого музею АН УРСР.

Після звільнення Львова від німецької окупації Северин Іванович працює старшим науковим співробітником природознавчого музею, а згодом – його директором, активно вивчає корисні копалини, зокрема нафтові родовища Галичини. У 1947 році захищає кандидатську, а 1962 – докторську дисертацію. З 1963 року і до

виходу на пенсію працює на посаді старшого наукового співробітника Інституту геології і геохімії горючих копалин АН УРСР.

Наукова спадщина С. Пастернака багата і різноманітна. Загальний список друкованих праць ученого, включаючи монографії, рецензії, газетні та статті у популярних виданнях, бібліографію, хронічку, налічує до 200 назв. Головні напрями діяльності вченого – палеонтологія і стратиграфія крейдових відкладів України. Саме над цими проблемами він плідно працював упродовж майже 50 років. Будучи стратиграфом і палеонтологом, вивчав мінеральну сировину Західної України, зокрема нерудні корисні копалини. Не був байдужим і до молодших відкладів – міоценових пісковиків Львова та його околиць, з яких відібрав вражаючі (майже музейні) зразки бурштину. Виявив і дослідив чимало родовищ високоякісних пісків та вапняків, які за його рекомендаціями почали використовувати заводи будівельних матеріалів та склозаводи Львівщини. Завдяки планомірному, ретельному і всебічному вивченню геології заходу України та монографічному опису окремих груп фауни Северин Іванович здобув заслужену славу як в Україні, так і за її межами.

Багато часу й енергії він приділив вихованню висококваліфікованих спеціалістів, був членом вчених рад наукових установ Львова, членом оргкомітетів, конференцій, симпозіумів, семінарів, нарад тощо.

С. Пастернак усе своє життя присвятив науці, плідно й активно займався нею. Останню з його статей опубліковано 1993 року у «Палеонтологічному збірнику», членом редколегії якого вчений був з часу заснування видання. Своєю любов'ю до науки, титанічною працею Северин Іванович навічно увійшов у геологічну науку. Пам'ять про нього як відомого вченого, людину великої широкої душі, прекрасного педагога й вихователя збережеться в серцях тих, хто його знав.

95 РОКІВ КАФЕДРІ ІСТОРИЧНОЇ ГЕОЛОГІЇ І ПАЛЕОНТОЛОГІЇ У ЛЬВІВСЬКОМУ НАЦІОНАЛЬНОМУ УНІВЕРСИТЕТІ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА

Лещух Р., Гоцанюк Г., Іваніна А., Шайнога І., Данилів А., Мар'яш І.
Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005, м. Львів
paleontolzbirnyuk@ukr.net

Цього року кафедрі історичної геології та палеонтології виповнюється 95 років. Слід зауважити, що палеонтологічні дослідження у Львівському національному університеті, одному з найстаріших навчальних закладів Європи (заснований 20 січня 1661 р.), сягають глибокої давнини. У XVIII ст. палеонтологію викладали в циклі природничих наук, серед яких сформувалися провідні наукові спеціалізації, що були зосереджені на філософському факультеті.

Становлення палеонтології в університеті розпочалося, мабуть, з викладання курсу спеціальної натуральної історії, до якого входила геологія. Саме тому 1787 р. до університету запросили професора Люблянського ліцею (Словенія) Б. Гакета, який упродовж 1787–1805 рр. проводив детальні геологічні дослідження в Карпатах, Передкарпатті та на Волино-Поділлі. З 1851 р. до обов'язкових предметів на філософському факультеті введено курс мінералогії та петрографії, а роком пізніше відкрито мінералогічний музей. У 1864 р. кабінет натуральної історії реорганізовано в кабінет мінералогії, геології та геогнозії, на базі якого згодом створено декілька кафедр, зокрема, кафедру палеонтології.

У 50-ті роки XIX ст. до планів філософського факультету як обов'язкові введено різноманітні геологічні дисципліни, серед яких у 1877/1878 навчальному році приватний доцент Ф. Каменський читав перший лекційний курс із палеонтології рослин. Упродовж 1884–1904 р. у Львівському університеті працював приватним доцентом визначний український геолог Ю. Медвецький, автор першої біостратиграфічної наукової праці.

З 1892 р. приватний доцент В. Тейссейр започаткував викладання різних палеонтологічних курсів: систематична палеонтологія, загальна палеонтологія, палеонтологія околиць Львова, палеонтологія Поділля, анатомія і систематика головоногих, мезозойська фауна тощо та проводив палеонтологічні екскурсії околицями Львова.

У 1889–1915 р., коли кабінетом мінералогії, геології та геогнозії завідував професор, доктор філософії, польський геолог, мінералог і палеонтолог Е. Дуніковський, уперше викладали курс "Історія Землі та органічного світу". Тоді значно розширено професорсько-викладацький склад і виокремлено два самостійних напрями: мінералого-петрографічний та геолого-палеонтологічний, які надалі переросли у кафедри. Колектив геолого-палеонтологічної кафедри, очолюваної проф. Р. Зубером, у складі якої працювали відомі спеціалісти професор Ю. Семірадський, приватний доцент В. Тейссейре, викладав різноманітні геологічні курси, історичну геологію, палеонтологію хребетних і безхребетних, загальну палеонтологію, розвиток і вимирання тварин у світлі палеонтології, історію і головні проблеми палеонтології тощо.

У 1924 р. внаслідок реорганізації філософського факультету кафедру геолого-палеонтологічну розділено на дві (геології та палеонтології) і введено до складу природничо-математичного факультету. Кафедру палеонтології очолив відомий стратиграф і палеонтолог професор Ю. Семірадський (1924–1932). З 1932 по 1934 рр. кафедрою керував геолог і палеонтолог В. Зих, який досліджував рештки девонських панцирних риб і агнат, а також будову палеозою південного заходу Східноєвропейської платформи. У 1934 р. керування кафедрою обійняв Я. Самсонович, який досліджував геологію та корисні копалини Карпат, Волині й Поділля, вивчав палеозой Свєнтокшиських гір. У 1939 р. кафедру очолив З. Паздро і керував нею до 1941 року.

За весь той час кафедра забезпечувала викладання курсів загальної палеонтології, історії еволюції тваринного світу, історичної геології, історії палеонтології та низки спецкурсів. Викладачі, які працювали на кафедрі в довоєнний час, виїхали до Польщі та продовжили працювати в різних наукових установах Кракова, Варшави, Вроцлава та ін.

У 1945 р. Є.К. Лазаренком було створено геологічний факультет, у складі якого – і кафедру історичної геології та палеонтології. Завідувачем кафедри став професор О. Вялов (1945–1957), який зробив вагомий внесок у розвиток не тільки кафедри, а й палеонтології та геології загалом. Він був ініціатором створення Українського палеонтологічного товариства та першим його президентом. Під його керівництвом захистили докторські дисертації Б. Голєв, Р. Лещух, А. Андрєєва-Григорович, а кандидатські дисертації – Г. Волошина, Л. Горбач, В. Палій, Л. Пономарьова, А. Романів та ін.

Завідували кафедрою у різні роки – випускник Одеського університету професор В. Горецький (1957–1968), випускник Львівського університету, професор Я. Кульчицький (1968–1991); випускник Чернівецького університету, професор Г. Григорчук (1991–1995). З 1996 р. кафедрою завідує випускник геологічного факультету Львівського університету професор Р. Лещух.

Наукова діяльність працівників кафедри спрямована на вивчення геології, тектоніки, стратиграфії та палеонтології різних регіонів. Зокрема, д-р геол.-мін. наук С. Пастернак вивчав стратиграфію, палеогеографію та фауну крейдових відкладів заходу України, директор Геологічного (нині Палеонтологічний) музею, д-р геол.-мін. наук І. Венглінський досліджував біостратиграфію, біономію та форамініфери кайнозойських відкладів Карпат, Передкарпатського і Закарпатського прогинів. Багаторічні дослідження професора В. Горецького присвячені фауні та біостратиграфії міоценових відкладів Західної України. Професор Л. Кудрін працював над вивченням палеоекології, стратиграфії, палеонтології міоценових відкладів західних областей України. Професор Б. Голєв на підставі вивчення нумулітів проводив стратиграфічне розчленування та кореляцію палеогенових утворень північного схилу Карпат. Діяльність канд. геол.-мін. наук, доц. В. Шеремети була спрямована на дослідження остракодів палеогену України з розробкою за ними єдиної уніфікованої стратиграфічної шкали палеогену. Доктор геол.-мін. наук, професор А. Андрєєва-Григорович за результатами вивчення нанопланктону розробила стратиграфію палеогенових відкладів Причорномор'я та західних областей України. Вивченню стратиграфії та літолого-фаціальних особливостей флішу, тектоніки та нафтогазоносності Українських Карпат присвячені дослідження професора Я. Кульчицького. З приходом у 1979 р. на кафедру члена-кореспондента АН України В. Глушка започатковано дослідження нафтогазоносності Карпатського регіону тощо.

Аналізуючи еволюцію кафедри, слід зауважити, що науково-педагогічний колектив кафедри провадить наукову роботу в Палеонтологічному музеї (до 2003 р. – Геологічний), започаткованому 1905 р. проф. Р. Зубером. Цей музей є найдавнішим в Україні, колекції його налічують понад 18 тис. унікальних палеонтологічних експонатів із різних куточків світу. Чималий внесок у розширення і поповнення фондів музею зробили відомі палеонтологи М. Ломницький, З. Паздро, В. Рогаля, В. Зих, Й. Семірадський, В. Фрідберг, К. Кокошинська, О. Вялов, В. Венглінський, Л. Кудрін, Л. Горбач, В, Шеремета, З. Хмелівський, В. Горецький, Л. Горбач, Я. Кульчицький, А. Андрєєва-Григорович, Р. Лещух, А. Іваніна, Г. Гоцанюк. Завідували музеєм у різні роки Б. Кокошинська, В. Горецький, І. Венглінський, З. Хмілевський, Л. Ковальська, Л. Косарчин, з 1986 до 2015 р. О. Волошиновська, а з 2015 – А. Данилів.

У 1961 р. академік О. Вялов заснував єдине в Україні періодичне видання "Палеонтологічний збірник" (нині відповідальний редактор Р. Лещух), де висвітлюють різні проблеми палеонтології, біостратиграфії, палеоекології, нові матеріали щодо монографічного вивчення, філогенії та систематики палеоорганізмів фанерозою не лише України, а й інших країн.

В останні десятиріччя під керівництвом Р. Лещуха відбувається успішне навчання молодих фахівців в аспірантурі за спеціальністю "палеонтологія і стратиграфія", яке продовжує на якісно новому рівні фундаментальні палеонтологічні дослідження. Результати відображено в захистах восьми кандидатських дисертацій, підготованих на кафедрі: Г. Гоцанюк (2004 р.), І. Шайногою (2004 р.), А. Данилівим (2009 р.), Я. Тузяк (2010 р.), І. Мар'яшем (2013 р.), О. Старжинським (2013 р.), З. Хевпою (2018 р.), Я. Курепою (2018 р.).

У той час, коли в усьому світі відбувається вибуховий розвиток стратиграфії і палеонтології, в Україні ці науки у стані стагнації: згортаються дослідження з вивчення речовинного складу порід, суттєво скорочене фінансування, ліквідовані літолого-палеонтологічні групи в геологічних підприємствах, невпинно зменшується число кваліфікованих палеонтологів, а у підготовці кваліфікованих спеціалістів є

проблеми, пов'язані зі скороченням геологічних дисциплін у галузевих стандартах і у відповідних навчальних закладах, які готують фахових геологів.

Палеонтологія і стратиграфія у Львівському університеті зосереджена на кафедрі, яка укомплектована висококваліфікованими спеціалістами. Професорсько-викладацький склад кафедри забезпечує викладання 16 геологічних дисциплін для студентів геологічного факультету і Природничого коледжу, керують навчальними та виробничими практиками, курсовими й магістерськими роботами. Крім фундаментальних курсів "Палеонтологія" та "Історична геологія", які читають з початку організації факультету, головну увагу надавали створенню та розвитку нових курсів і спецкурсів, оновленню навчальних програм відповідно до потреб геологічної практики й новітніх світових тенденцій. Останніми роками створено навчально-методичне і дидактичне забезпечення таких курсів: "Стратиграфія", "Седиментологія", "Методи стратиграфічних досліджень", "Методи палеонтологічних досліджень", "Літолого-фаціальний аналіз", "Мікропалеонтологія", "Палеогеографія", "Біостратиграфія", "Еволюція біосфери", "Мікропалеонтологія нафтогазоносних провінцій", "Геологія нафти і газу", "Секвенсстратиграфія" "Геологія каустобіолітів", "Геологія вугільних родовищ", "Стратиграфія нафтогазоносних провінцій". Особливим напрямом роботи кафедри завжди була і є організація навчальних та магістерських геологічних практик. Навчально-науковою базою кафедри є лабораторія – Стратиграфії провінцій горючих копалин.

За час існування кафедри на ній працювали 15 професорів, 12 доценти, які зробили вагомий внесок у розвиток фундаментальних палеонтологічних досліджень, стратиграфії фанерозою України та суміжних територій, геології нафтогазоносних і вугленосних регіонів тощо.

Професорсько-викладацький склад кафедри бере активну участь у державних та міжнародних наукових конференціях, семінарах і підтримує наукові зв'язки з багатьма геологічними установами України й зарубіжжя. Науковий доробок працівників кафедри налічує понад 2500 наукових праць за тематикою основних напрямів досліджень кафедри, які опубліковані на сторінках фахових видань України та зарубіжжя. Протягом останніх років видано низку навчальних посібників, монографій та методичних вказівок для підготовки спеціалістів геологічного напряму.

Колектив кафедри активно організовує різні наукові заходи на кафедрі. Зокрема, з ініціативи Р. Лещуха відбувається вже десята щорічна всеукраїнська наукова конференція – Проблеми геології фанерозою України, присвячена широкому колу геологічних досліджень – проблемам палеонтології, тафономії, палеоекології, біостратиграфії фанерозою, закономірностям розташування й умовам формування родовищ вуглеводнів, тощо.

На сьогодні головною метою діяльності кафедри є передача студентській аудиторії новітніх знань з геології осадових порід, популяризація та всебічний розвиток палеонтології, стратиграфії, еволюції біосфери, палеогеографії, та ін., оскільки за ними, як фундаментальною частиною геології – її майбутнє.

1. Геологічний факультет Львівського національного університету імені Івана Франка (1945-2010): довідково-інформаційне видання Білоніжка П., Матковський О., Павлунь М., Сливко Є. Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. І. Франка, 2010. 518 с.
2. *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. К., 2004. С. 268–271.

3. *Лещух Р. Й., Іваніна А. В., Гоцанюк Г. І. та ін.* Кафедра історичної геології та палеонтології: довідково-інформаційне видання. Львів: Видавничий центр ЛНУ ім. І. Франка, 2006. 68 с.
4. *Лещух Р. Й., Іваніна А. В., Гоцанюк Г. І., Данилів А. Я.* // Еволюція органічного світу та етапи геологічного розвитку Землі. – Київ, 2014. С. 17–20.5. Encyclopedia. Львівський національний університету імені Івана Франка: довідкове видання: у 2 т. Т. 1: А-К. Львів: ЛНУ ім. Івана Франка, 2011. 716 с. +112 вкл.

РЕПЕРНІ ГОРИЗОНТИ СКИБОВОЇ ТА КРОСНЕНСЬКОЇ ЗОН КАРПАТ І ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

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

Вивчення геологічної будови територій здійснюють багатьма геолого-геофізичними методами. Коли це райони, де корінні породи виходять на денну поверхню, (такі як гірські системи Карпат, Криму і ін.), проводять геологічне знімання з детальним описом відслонень. У разі закриття корінних порід четвертинними відкладами для геологічного знімання інколи копають шурфи або бурять картувальні свердловини. Для більш досконалого геологічного вивчення, особливо для пошуку корисних копалин, застосовують поверхневі геофізичні методи, основними з яких є сейсморозвідка, електророзвідка, магнітометрія, гравіаметрія та ін. За результатами цих досліджень бурять пошукові свердловини. Усі ці роботи мають забезпечити стратиграфічне розчленування і кореляцію геологічних розрізів. Без такої кореляції неможливе створення геологічних профілів, структурних карт та інших необхідних геолого-геофізичних побудов.

Кореляцію проводять по т. зв. реперних горизонтах. Це горизонти, які характеризуються поширеністю і витриманістю по площі й у стратиграфічному положенні та мають характеристики, які дають їм змогу чітко виділятися серед вміщуючих порід. Реперні горизонти мають свої особливості: літологічний склад, твердість, товщина, колір, геофізичні особливості. У більшості випадків вони є відбиваючими горизонтами для сейсмічних хвиль і добре простежуються на каротажних діаграмах геофізичних досліджень свердловин (ГДС).

Такими горизонтами в Західному нафтогазовому регіоні є силіцитові горизонти в менілітовій світі олігоцену (роговики) у Скибовій зоні Карпат, у Передкарпатському прогині в його зоні насунутих структур з маласами і флішем, гіпсо-ангідритовий горизонт баденію (тіраська світа) в зовнішній зоні прогину та лопушанська світа середнього девону на Волино-Поділлі.

У Кросненській зоні Складчастих Карпат є дуже важливий горизонт т. зв. «смугастих вапняків», який простежується на всій великій, ще недостатньо вивченій у сенсі нафтогазоносності, території цієї зони.

Цей горизонт у стратиграфічному положенні розділяє головецьку і верховинську світу. Він добре простежується у відслоненнях, у зв'язку але через малу товщину (до 0,5 м) його неможна визначити в одноманітних розрізах свердловин на каротажних діаграмах, що затрудняє кореляцію розрізів і геологічні побудови.

Проведені дослідження дають підстави стверджувати, що в розрізах свердловин Кросненської зони можна виділити реперний інтервал «К» товщиною 15–20 м, за даними низьких значень радіоактивного каротажу, а у верхній частині цього інтервалу виділяється горизонт «смугастих вапняків». Це полегшить кореляцію

розрізів кросненських відкладів для необхідної побудови та підвищить ефективність пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ.

НОВІ ДАНІ ДО БІОСТРАТИГРАФІЧНОГО РОЗЧЛЕНУВАННЯ ЮРСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ ЗА КОМПЛЕКСАМИ МАКРОФАУНИ

Гоцанюк Г., Лещух Р., Шайнога І.
Львівський національний університет імені Івана Франка
paleontolzbirnuk.ukr.net

Передкарпатський юрський басейн – важлива проміжна ланка між Кримсько-Кавказькою і Західноєвропейською палеозоогеографічними областями. Тому від детальності стратиграфічної основи юрських відкладів розкритих тут виключно свердловинами, залежить вирішення низки місцевих, регіональних і загальних наукових проблем. Одна з них – це встановлення детальної юрської історії геологічного розвитку Передкарпаття і його зв'язок із загальною історією Мезотетісу, а також міжрегіональна кореляція відкладів, які нагромадилися в цей час, вивчення юрської біоти та ін.

Тривалий час у цьому найстарішому в Україні нафтогазовидобувному регіоні такі дослідження були обмежені через те, що юрські відклади залягають тут на значних глибинах.

У результаті пошуково-розвідувальних робіт, які проводилися у Передкарпатському прогині починаючи з 50-х років у Зовнішній (Більче-Волицькій) зоні, було зроблено перші загальні висновки щодо геології юрських відкладів цієї структурно-тектонічної одиниці. Виявлені в них промислові скупчення вуглеводнів Лопушнянське, Судовишнянське, Коханівське нафтові та Рудківське газове родовища зробили дослідження юри Передкарпатського прогину *більш планомірними і цілеспрямованими. Проведені пошуково-розвідувальні роботи показали, що юрський комплекс на цій території має значне поширення, а його складові характеризуються фаціальною різноманітністю. В цей же час у керні було виявлено форамініфери, поодинокі молюски і брахіоподи, палінокомплекси, за ними було зроблено стратиграфічне розчленування*.

Упродовж останніх десятиріч авторами у керні свердловин, що розкрили юрські розрізи, були виявлено комплекс решток двостулкових та головоногих молюсків. Комплексне вивчення решток цих палеоорганізмів дало можливість, обґрунтувати, значно детальніше розчленувати і провести кореляцію розрізів юри. Тривалий час у межах цієї території виділяли всі три відділи юрської системи. Однак вік нижнього відділу палеонтологічно обґрунтовано недостатньо. В утвореннях, що відносили до леясу, було виявлено лише палінологічні рештки, що мають досить широкі стратиграфічні діапазони поширення і не можуть слугувати надійним критерієм для обґрунтування ранньоюрського віку теригенних товщ. У 80-х роках у керні свердловин Кароліна-1, 6, Бонів-2, Бортятин-1, Подільці-2 (В.І. Гаврилишин і Ю.Р. Карпенчук) визначили комплекс двостулкових молюсків і фрагментарні уламки амонітів: *Astarte pulla* Roem., *Posidonia dagastanica* Uhlig, *P. buchi* Roem., *Дstarte aalensis* Ben., *Phylloceras* cf. *abichi* Unlig (св. Кароліна-1, інт. 3603-3904 м); *Leda* cf. *lacryma* (Sow.), *Pinna* cf. *opalina* Quenstet, *Posidonia buchi* Roem., *P. dagestanica* Uhlig (св. Кароліна-6, інт. 2770-3307 м); *Phylloceras (Holco-phylloceras)* cf. *kumuchense* Krimh., *Nucula amydgaloides* Sow. (св. Бонів-2, інт. 2422-2428 м); *Nucula amydgaloides* Sow., *Inoceramus ambiguous* Eichw. (св.

Борятин-1, інт. 2708-2808 м); *Leda* cf. *acuminata* Jolds, *Oxytoma startense* Polub., *Meleagrinella* cf. *substriata* (Gold.), *M. ptchelincevae* Polub. (св. Подільці-2, інт. 2510-2607 м). Але подальший аналіз наведених цими авторами видів і, зокрема амонітів, (основної групи викопних організмів для встановлення віку і стратифікації юрської системи) показав, що вміщуючі цю фауну, чорні аргіліти, алевроліти і пісковики належать до середньої юри байоського ярусу.

У Зовнішній зоні Передкарпатського прогину значно поширенішими є середньоюрські відклади, представлені коханівською (байос-бат) і яворівською (келовей) світами. Утворення догера розвинуті переважно на північному заході прогину, де протягом байського і батського віків накопичувалася теригенна прибережно-морська формація - темно-сірі аргіліти, алевроліти, пісковики і конгломерати потужністю від перших десятків до 100 м. Відклади *келовейського ярусу представлені чергуванням пісковиків, гравелітів, алевролітів, доломітів і доломітизованих вапняків із змінною потужністю від кількох метрів до 100 м.*

Починаючи з другої половини 50-х років в керні зі середньоюрських відкладів періодично проводили визначення знахідок палеобіологічних залишків, представлених головно палінокомплексами, форамініферами і поодинокими молюсками. На жаль, збори останніх на теперішній час не збереглися. У схемі стратиграфії юрських відкладів цієї території через повну відсутність або через дуже рідкі знахідки палеобіологічних залишків у керні вік і стратифікація кількох місцевих стратиграфічних підрозділів палеонтологічно майже не обґрунтована або аргументована непереконливо.

Результатом досліджень авторів є нові знахідки двостулкових і головоногих молюсків у керні зі середньоюрських відкладів Зовнішньої зони Передкарпатського прогину.

Багатий у кількісному та видовому аспектах ***комплекс*** молюсків знайдено в св. Юр'ївська-2 (глибина 1940-2081,5 м). Тут трапляються *Meleagrinella* sp., *Phylloceras* sp. *(P.* cf. *plicatum* Neumayr (глибина 1840- 1845 м); *Lima (Plagiostoma)* cf. *subrigidula* (Schiippe), *L. (P.)* sp., *Posidonia* cf. *buchi* Roemer, *Protocardia stricu-landi* (Morris et Lycett), *Ammonites* sp. (глибина 1881-1888 м); *Nucula subovalis* Goldfuss, *Nucula* sp., *Posidonia buchi* Roemer (глибина 2002-2007 м); *Phaenodesmia arzisiensis* Romanov, *Goniomya* cf. *dubois* Agassiz, *Pholadomya murchisoni* Sowerby, *Pleuromya* sp. (глибина 2018-2023 м); *Phaenodesmia* sp., *Nucula jagmanica* Sibirjakova, *Cucullaea* cf. *subdecussata* (Goldfuss), *Parallelodon balkhanensis* Pcelincev, *Camptonectes (Camotonectes) lens* (Sowerby), *C. (C.) laminatus* (Sowerby), *Posidonia buchi* Roemer, *Entolium* sp., *Astarte pulla* Roemer, *As.* cf. *musteri* Koch et Dunker, *Thracia* cf. *lata* (Goldfuss), *Pleuromya goldfussi* (Roilier), *Phylloceras* sp., *Nannolytoceras* sp. *(N. ? polyhelictum* Bockh.), *Ebrayiceras* cf. *pseudoanceps* (Ebray), *Ammonites* sp. (глибина 2040-2045 м).

В інтервалі глибин 2083,5-2091,5 м виявлені *Phaenodesmia sobetskii* Roma-nov, *Ph. arzisiensis* Romanov, *Cucullaea subdecussata* (Goldfuss), *Lima (Plagiostoma) subrigidulla* (Schlippe), *Lima (P.)* sp., *Aequipecten* sp., *Astartepulla* Roemer, *Gervillia* sp., *Pleuromya caudate* Terq. et Jorgy, *P.* cf. *tenuistriata* (Goldfuss), *Goniomya* cf. *rhombifera* (Quenstedt), *Belemnopsis* cf. *fusiformis* (Park.), *Zeilleria* cf. *anglica* (Oppel), *Rhynchonella* sp., а також багато вуглистих рослинних решток.

В керні зі св. Юр'ївська-1 визначено *Posidonia buchi* Roemer (глибина *Я* 2016-2025 м і 2122-2128 м), *Nucula* cf. *eudorae* (Orb.) (глибина 2442-2456 м).

Багатий комплекс молюсків спостерігається також у керні параметричної св. Романівська-1. В інтервалі глибин 1858-1868 м знайдено *Phaenodesmia* sp. *(P. ? sobetskii Romanov), Ph.* cf. *arzisiensis Romanov, Nucula eudorae Orb., N. eudorae Orb.*

var acuta Borissjak, N. simmetrica Borissjak, N. subovalis Goldfuss, N. jagmanica Sibirjakova, Leda lacryma (Sowerby), L. mucronata (Sowerby), Cucullaea subdecussata (Goldfuss), Parallelodon elongatum (Sow.), Meleagrinella doneziana Borissjak, Oxytoma scarburgense Rollier, Pinna buchi Roemer, *Entolium demissum (Phillips), E. singulatum (Goldfuss), Astarte pulla Roemer, Anisocardia minima (Sowerby), Pholadomya murchisoni Sowerby, Ph. solitaria* Morris et Lycett, *Goniomia recta* Piielincev, *G. baysunensis* Borissjak, *Goniomia* sp., *Pleuromya cay data* Ter quem et Jourgy, *P. tenuis triata (*Goldfuss), *P. balkhanensis Pcelincev, P.* cf. *donacina (Roemer), P. decurtata (Phillips), Partschiceras* cf. *abichi (Uhilig), Dynolytoceras* sp. *(D. ? Crimea* Stremoukhoff).

Двостулкові й амоніти виявлені авторами також у свердловинах, пробурених на площі Подільці. В керні були знайдені *Nucula eudorae* Orb. *var acuta* Borissjak, *Posidonia* cf. *buchi* Roemer (глибини 3100-3104 м), *Phaenodesmia arzisiensis* Romanov, *Cucullaea subdecussata* (Goldfuss), *Posidonia buchi* Roemer (глибини 3156-3181 м), *Nucula* sp. *(N. ? tchaloica* Sibirjakova) (глибини 3201-3208 м), *Valentolytoceras* sp. *(V.* cf. *eudesianoides* Besnossov) (глибини 3211-3214 м), *Valentolytoceras* sp. (глибини 3214-32221 м). У св. 2 виявлені *Phaenodesmia arzisiensis* Romanov, *Nucula eudorae* Orb. *var acuta* Borissjak, *N. simmetria* Borissjak, *N. subovalis* Goldfuss, *Nucula* cf. *jagmanica* Sibirjakova, *N.* sp., *Entolium demissum* (Phillips), *Astarte* cf. *pulla* Roemer, *A.* cf. *minima* Phillips, *Calliphylloceras* sp., *Partschiceras abichi* Unling, *Parkisonia parkinsoni* (Sowerby) (глибини 2500-2510 м). В інтервалі глибин 2597-2607 м виявлені *Meleagrinella* cf. *doneziana* Borissjak, *Oxytoma* cf. *scarburgense* Rollier, *Oxytoma* sp., *Camptonectes rushdenensis* (Lycett), *Variamussium personatum* (Zieten).

У св. Росівська -1 знайдені *Neoentolium cingulatum* (Goldfuss) (глибина 3019-3027 м), *Phaenodesmia arzisiensis* Romanov., *Ph.* sp., *Nucula eudorae* Orb. *var. acuta* Borissjak, *N. simmetrica* Borissjak, *N. subovalis* Goldfuss, *Posidonia* cf. *buchi* Roemer, *Anisocardia* cf. *minima* Sowerby (глибини 3107-3115 м), *Oxytoma scarburgense* Rollier (глибини 3250-3282 м).

Таким чином, на підставі результатів вивчення досить насиченого і різноманітного комплексу цих ортостратиграфічних груп фауни з юрських утворень Передкарпатського прогину можна говорити про те, що літолого-фаціальні умови упродовж юрського періоду (середньої та пізньої епох) були досить специфічними. А результати вивчення двостулкових і головоногих молюсків із юрських відкладів Передкарпатського прогину дали змогу палеонтологічно надійно обґрунтувати наявність окремих стратиграфічних підрозділів.

ФОРАМІНІФЕРИ САНТОНСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ПІВНІЧНОЇ ОКРАЇНИ ДОНБАСУ ТА УМОВИ ЇХ ІСНУВАННЯ

Веклич О.
Інститут геологічних наук НАН України,
вул. О. Гончара, 55-б, Київ, 01054
veklych_od@i.ua

У роботі наведено результати дослідження сантонських форамініфер із чотирьох розрізів Північної окраїни Донбасу з метою встановлення головних палеогеографічних і екологічних умов існування викопних черепашок у сатонський час, а також їхніх змін.

Ранньосантонський час. У нижньосантонських відкладах Північної окраїни Донбасу встановлено три форамініферові асоціації у крейді писальній білій (окраїна смт Черкаське, Слов'янський р-н, Донецька обл. і с. Білогорівка, Лисичанський р-н, Луганська обл.) та в потужній товщі світло-сірих і сизуватих мергелів (с. Мілова, Балаклійський р-н, Харківська обл.), в яких визначено 64 види черепашок із 35 родів. У комплексах виявлені численні форамініфери. В угрупованнях трьох розрізів за систематичним складом визначені спільні види у родах: аглютинований бентос – *Ataxophragmium* (2 види), *Gaudryina* (1), *Verneuilina* (1), *Eggerelina* (1), *Marssonella* (1); секреційний бентос – *Gavelinella* (3), *Eponides* (2), *Neoflabellina* (1), *Sitella* (1), *Osangularia* (1), *Valvulineria* (1), *Stensioeina* (1), *Globorotalites* (1), *Cibicidoides* (1), *Gyroidinoides* (1), *Praebulimina* (1), *Bolivinita* (1), *Robulus* (1), *Ramulina* (1) та ін. Планктонні – *Globotruncana* (1), *Heterohelix* (1), *Globotruncana* (*Marginotruncana*) – (1) та ін. Також наявні види, які не траплялися в інших угрупованнях. Так, у крейді (смт Черкаське) встановлено *Gaudryina rugosa*, *Arenobulimina mira*, *A. orca*, *A. elevata*, *Vialovella oblonga*, *Neoflabellina suturalis praecursor*, *Reussella kelleri*, *Eponides concinnus planus*, *Globotruncana* (*Dicarinella*) *concavata*. У крейді (с. Білогорівка) знайдені *Ataxopharmium orbignynaeformis*, *A. crassum*, *Arenobulimina senonica*, *A. presli*, *Robulus sorachiensis*, *Lenticulina rotulata*, *Astacolus polandensis*, *Planularia decora*, *Valvulineria laevis*, *Gavelinella praeinfrasantonica*, *Stensioeina praeexculpta laevigata*, *S. emscherica*, *Gyroidinoides obliquaseptatus*, уламки з родини Nodosariidae, *Globotruncana japonica japonica*, *G. arca*, а також озалізнені черепашки. У мергелях (с. Мілова) трапляються – *Ataxopharmium initiale*, *Eggerellina intermedia*, *Arenobulimina orbignyi*, *A. improcera*, *Osangularia cordieriana*, *Valvulineria mariei*, *Paleopolymorphina rara*, *Frondicularia chapmani*, *Dentalina soluta*, *Gavelinella* ex gr. *costulata*, *Cibicides excavatus*, *Gyroidinoides umbilicatus*, *Cibicidoides montanus*, *Globotruncana* (*Contusotruncana*) *fornicata*.

У ранньосантонський час уперше з'являються рід *Neoflabellina* (*Neoflabellina suturalis suturalis*, *N. suturalis praecursor*, *N. rugosa*) та нові види – *Arenobulimina senonica*, *Gavelinella umbilicatula*, *Osangularia cordieriana*, *Eponides concinnus planus*, *Globotruncana* (*Dicarinella*) *concavata*. Треба відмітити різноманіття роду *Stensioeina* (*Stensioeina exculpta exculpta*, *S. praeexculpta laevigata*, *S. emscherica*), збільшується кількість особин *Bolivinita eleyi*. Серед планктонних форамініфер раннього сантону (с. Мілова), поряд з поширенням сплощених двокілевих глоботрункан, що перейшли з давніших осадків, спостерігається перша поява конічних форм – *G.* (*Contusotruncana*) *fornicata*.

О.С. Липник зазначала, що серед нижньосантонських форамініфер північно-східної частини ДДЗ рідше трапляються види, подібні до теплолюбних представників турон–коньяцьких асоціацій [4], натомість з'являється група бентосних видів, які мешкають в холодноводних басейнах. За нашими даними, в мергелях с. Мілова трапляється теплолюбний вид *Arenobulimina orbignyi*. Є велика подібність виду *Reussella kelleri* (крейда смт Черкаське) з видом сучасних мілководних тропічних морів – *R. spinulosa* [4, 6]. Представники роду *Valvulineria*, який є теплолюбними, трапляються в усіх трьох комплексах. Також у крейді (смт Черкаське) присутні тепловодні середземноморські форми роду *Globotruncana* (*G.* (*Marginotruncana*) *lapparenti* та *G.* (*Dicarinella*) *concavata*).

Х.М. Саідова зазначає, що рід Eponides (Охотське, Берингове моря) відмічений на глибинах 36–1575 м [6]. Вид *Gavelinella costulata* (с. Мілова) свідчить про значні глибини моря [4, 6]. Вид *Gaudryina rugosa* з угруповання смт Черкаське, мешкає в сучасних басейнах на глибинах 11–1350 м (Бреди, 1933), а біля берегів Мексиканської затоки – на глибинах 126–338 м [4, 6]. Вид *Cibicides excavatus*, визначений нами в

нижньосантонських (с. Білогорівка, с. Мілова) і верхньосантонській (кар'єр Балаклійського цементно-шиферного комбінату, Харківська обл.) асоціаціях, подібний до сучасного *C. lobatula*, який за Х.М. Саідовою трапляється на материковому схилі Тихого океану, переважно на глибинах 484–600 м і мешкає в помірно-холодних водах, пристосувався, ймовірно, до прикріпленого способу життя [4, 6]. За А.Д. Архангельским (1924) і М.Я. Бланком у нижньосантонських відкладах трапляються представники холодноводних молюсків *Sphenoceramus cardissoides* [2]. За О.В. Іванніковим, температура води ранньосантонського басейну значно понижена, порівняно з помірною [3].

Пізньосантонський час. Пізньосантонське форамініферове угруповання з численними черепашками встановлене у світло-сірих мергелях і глинистій крейді (нижня частина розрізу Балаклійського цементно-шиферного комбінату, Харківська обл.), в якому визначено 46 видів форамініфер з 28 родів. У складі комплексу аглютиновані бентосні роди – *Arenobulimina* (3 види), *Ataxophragmium* (2), *Orbignyna* (1), *Spiroplectammina* (1), *Heterostomella* (1), *Tritaxia* (1), *Voloshinovella* (1); секреційні бентосні – *Gavelinella* (5), *Osangularia* (5), *Eponides* (4), *Stensioeina* (2), *Cibicides* (2), *Gyroidinoides* (2), *Cibicidoides* (2), *Neoflabellina* (1), *Sitella* (1), *Valvulineria* (1), *Globorotalites* (1), *Praebulimina* (1), *Bolivinita* (1) *Tribrachia* (1), *Frondicularia* (1), *Reussella* (1), *Pyramidina* (1), *Dentalina* (1), *Ramulina* (1) та ін. Планктонні – *Concavatotruncana* (1), *Heterohelix* (1).

У пізньосантонський вік відбувається сплеск розквіту переважно бентосних родів *Gavelinella*, *Osangularia* і *Eponides*. Тут відмічені перші представники роду *Voloshinovella*, які досягають свого максимального розвитку в кампан–маастрихтський час. З'являються нові види – *Arenobulimina levis*, *Voloshinovella aequisgranensis*, *Gavelinella stelligera*, *Osangularia whitei praeceps*, *O. whitei polycamerata*, *O. whitei crassa*, *Cibicides excavatus*, *C. beaumontianus*, *Eponides moskvini* (Kell.), *Cibicidoides aktulagayensis* та ін. Чисельністю вирізняються види *Stensioeina* і *Gyroidinoides*. Планктонних форм мало, лише поодиокі.

У наведеній вище асоціації наявні теплолюбні види *Arenobulimina orbignyi* і *Cibicides polyrraphes*. Натомість, визначений вид *Spiroplectammina rosula* морфологічно схожий на *S. biformis* зі сучасних холодноводних басейнів [4, 6]. Представники цього виду, очевидно, були значною мірою еврифаціальними. Чим зумовлене їхнє поширення по всій Земній кулі [4, 6]. Найбільше числом екземплярів - у Тихому океані (глибина 100–150 м), в Беринговому морі (128 м), в Охотському (77 м), в Японському (від 3 до 50 м) [6]. Аглютиновані форамініфери притаманні сантонським відкладам майже на всій території Євразії. Вони, як відомо, мешкають у теперішній час або в мілководних зонах бореальних басейнів, або на значних глибинах морів більш теплих кліматичних зон, чи характеризуються широким батиметричним поширенням у приполярних областях. Б.М. Келлер (1935), Є.В. Мятлюк і В.Н. Василенко (1947) зауважують, що наявність аглютинованих форм у тих чи інших осадках вказує на утворення їх у воді з пониженою температурою. Г.Н. Бушинський (1954), зокрема, відмічає збільшення кремнеземистості сантонських відкладів, викликане пониженням температури басейну. Як зазначалося вище, подібність виду *Cibicides excavatus* до сучаного *C. lobatula* вказує на значні глибини і помірно-холодні води [4, 6]. У відкладах верхнього сантону відома група форамініфер, які не пов'язані генетично з представниками попередніх і на даний час або трапляються на великих глибинах у тропічних морях, або характеризуються батиметричним поширенням у приполярних областях (перші представники родів *Voloshinovella*, *Orbinyna* та ін.), а також вид *Gavelinella stelligera*, який характеризує великі глибини. Оскільки тут наявні тепловодні бентосні форми з роду *Reussella* і деякі середземноморські планктонні

черепашки, на думку Б.М. Келлера та інших авторів, які вважають, що похолодання не було настільки великим, щоб клімат у сантонський час був помірним чи ще більш холодним. Температура води пізньосантонського басейну була помірно-теплом, або трохи нижчої температури. У відкладах верхнього сантону М.Я. Бланк виявив *Belemnitella praecurcor* [2], для яких характерна нормальна солоність води басейну.

Проаналізувавши таксономічний склад форамініфер у комплексах і результати досліджень попередніх авторів, можна зробити такі висновки про палеогеографічні умови та їхню динаміку в сантонський час у регіоні.

На території Східноєвропейської платформи ще з кінця коньяцького віку відбулася нова, досить значна трансгресія. У Північній окраїні Донбасу це особливо добре проявилося на початку сантонського віку, де відклади сантону залягають трансгресивно на відкладах турону, сеноману і, навіть карбону з появою в їхній базальній частині конгломератів і грубого піскуватого матеріалу [1]. Максимальних розмірів трансгресія набула в середині сантону, після чого почалося певне скорочення басейну. В сантонський час море вкривало значну територію України, але збереглися досить низькі ділянки острівної суші [1], в тому числі на Донбасі – великий Донецький острів [7]. Тому в сантонських відкладах наявна незначна кількість теригенного матеріалу з тонким гранулометричним складом [1].

Оскільки прогинання Східноєвропейської платформи зменшуються за величиною, то сантонське море стає менш глибоке порівняно з туронським і коньяцьким, а породи більш глинистими та піщанистими [3]. М.Я. Бланк [2] зазначав, що на території Північної окраїни Донбасу між коньяцьким і сантонським часом відбулося незначне обміління басейну, яке проявилось у підвищенні глинистості відкладів. О.В. Іванніков вказує, що на Донбасі в ранньосантонський час домінувало карбонатне осадконакопичення з підвищеною кременистістю, в пізньому сантоні переважно карбонатно-глинисте, а також карбонатне з підвищеною кременистістю [3]. Гідродинамічні та геохімічні умови басейну в сантонський час були відмінними від коньяцького і туронського часів. Зберігається переважно карбонатний тип седиментації з високим відсотком $CaCO_3$ в породах, а зменшення вмісту карбонату кальцію до 80 % відбувається в місцях обміління (Міллерівський вал, Донецький кряж) [7]. За М.Я. Бланком [2] в середині сантону відбулося різке підняття всієї Північної окраїни Донбасу, яке характеризується наявністю всюди у розрізі відкладів цієї території фосфоритових стяжінь і гальки, різкою зміною крейдоподібних мергелів і крейд глинистими мергелями. Для другої половини сантону характерне опускання морського дна. Загальна потужність сантонських відкладів на півночі і північному заході території сягає 140 м. Л.М. Якушин [7] відмічає, що на окремих ділянках Донбасу в сантоні відбувалися коливальні рухи переважно висхідних напрямків різної амплітуди, які порушили стабільний режим морського седиментогенезу попереднього відрізку часу. В межах ДДЗ і Північної окраїни Донбасу сантонський ярус представлений мергельно-крейдовими відкладами. Зміна фацій у сантоні спостерігається як у Північній окраїні Донбасу (Північний, Північно-Західний райони), так і в Південній окраїні Донбасу [1].

Сантонський басейн України, як відомо, мав широкий зв’язок з басейном Західної Європи, з геосинклінальним басейном Середземномор’я, а також з арктичним басейном, на що вказує змішаний комплекс тепловодної та холодноводної фауни [1]. За О.В. Іванніковим [3], у ранньому сантоні в морському водоймищі Північного і Північно-Західного районів Донецького басейну в умовах помітного пониження температури накопичувалися сіро-зелені глинисті мергелі. А.Д. Архангельський і Н.С. Шатський (1924) пояснюють це явище встановленням зв’язку сантонського моря Східноєвропейської платформи з полярним басейном, звідки надходив потік холодних

вод, багатих на кремнезем [3]. Відбувається зниження температури морського басейну, підвищений вміст глинистих частин у товщі води і зміна структури донних відкладів. Усе це вплинуло на розвиток фауни, для якої характерне зникнення насамперед із біотопів морських їжаків, які переважали у розрізах турону і коньяку, та невелика кількість іноцерамів і двостулок [7]. Солоність моря була нормальною, там масово поширилися белемніти. Д.П. Найдин, Р.В. Тейс, М.С. Чупахин [5] зробили за ізотопним методом палеотермічні визначення середньорічних температур ділянок моря, де мешкали белемніти, вони становили +18–+20ºС. Глибина моря була до 100 м. Окремі ділянки Донбасу, як зазначав О.В. Іванніков, були зоною мілководдя з рухливою гідродинамічною обстановкою [3].

Таким чином, у сантонський вік територія Північної окраїни Донбасу була відносно глибоководним морем, окремі ділянки якого були мілководними, враховуючи близькість Донецького острова, з нормальною солоністю води та помірно-теплою температурою (ранній сантон) і близькою до температури води в сучасних басейнах бореальної зони або трохи нижчою (пізній сантон). Морське осадконакопичення в ранньосантонський час було карбонатне з підвищеною кременистістю, в пізньому сантоні переважно карбонатно-глинисте, тощо. Сантонський ярус представлений мергельно-крейдовими відкладами, в цей час продовжувала накопичуватись потужна товща писальної крейди. У сантонських форамініферових угрупованнях домінують бентосні форми з вапняною стінкою, в тому числі аглютиновані, також у ранньому сантоні наявні численні планктонні черепашки (відмічена перша поява конічних глоботрункан), натомість у пізньому – одиничні особини. Так, серед представників родини Anomalinidae найбільше поширені два роди – *Gavelinella* і *Cibicides.* У ранньосантонський час уперше з'являються рід *Neoflabellina* та інші нові види, вирізняється різноманіттям рід *Stensioeina.* У пізньосантонський час відмічені перші представники родів *Voloshinovella, Orbinyna* та інші нові види, максимальну кількість видів становлять роди *Gavelinella* і *Osangularia* (по 5 видів), *Eponides* (4), *Arenobulimina* (3). В ранньосантонських асоціаціях форамініфер наявні як тепловодні (представники родів *Valvulineria, Reussella, Globotruncana, Marginotruncana, Dicarinella,* вид *Arenobulimina orbignyi*), так і холодноводні види (*Cibicides excavatus* та ін.), але в пізньосантонському угрупованні частка останніх зростає, особливо з аглютинованою черепашкою (представники родів *Voloshinovella, Orbinyna* та вид *Spiroplectammina rosula*), що ймовірно, пов'язане з пониженням температури. Загалом же в сантонський вік серед форамініфер переважають евритермні форми, які здатні витримувати значні коливання температури. Отже, можна припустити, що температура сантонського моря на території Північної окраїни Донбасу була близькою до сучасної або навіть трохи нижчою.

1. *Атлас* палеогеографических карт Украинской и Молдавской ССР АН УССР. К., Около 300 с. [78 карт]
2. *Бланк М.Я.* Історія розвитку північної окраїни Донбасу у верхньокрейдовий час // Геол. журн. 1961. вип.. 4. – С. 14–21.
3. *Иванников А.В.* Геологическая история Украины в меловое время НАНУ Отделение морской геологии и осадочного рудообразования. – К., 2005. 45 с.
4. *Липник Е.С.* Фораминиферы сантон-маастрихтских отложений северо-восточной части Днепровско-Донецкой впадины и условия их обитания // Геол. журн., 1986. – Т. 46, № 3. – С. 103–109.

5. *Найдин Д.П., Тейс Р.В., Чупахин М.С.* Определение климатических условий некоторых районов СССР в верхнемеловой период методом изотопной палеотермометрии // Геохимия. 1956. № 8. С. 23–34.
6. *Саидова Х.М.* Экология фораминифер и палеогеография дальневосточных морей СССР и северо-западной части Тихого океана. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. 232 с.
7. *Якушин Л.М.* Палеогеографічні особливості формування верхньокрейдової товщі окраїн Донбасу // Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи П.Ф. Гожик (відпов. ред.). – К.: Нора-прінт, 2007. С. 177–180.

ФАНЕРОЗОЙСЬКІ СТРАТЕГІЇ У ЖИТТЄВОМУ ЦИКЛІ ВЕНДСЬКИХ ОРГАНІЗМІВ *NEMIANA SIMPLEX* PALIJ

Мартишин А.[1], Гриценко В.[2], Решетник М.[2]
[1]*Київський національний університет імені Тараса Шевченка, вул. Володимирськ, 64/13, Київ 01601, Україна podolimirus@gmail.com*
[2]*Національний науково-природничий музей НАН України, вул. Б. Хмельницького, Київ 1501030, Україна favosites@ukr.net, reshetnykmari-ya@gmail.com*

Понад сто років тому, у 1916, А.В. Красовський писав про дивні скам'янілі рештки у вигляді сферичних виступів на нижніх поверхнях плит пісковиків силурійського (як тоді вважалось) віку [3]. Скам'янілості інтерпретувались як імовірні відбитки дощових крапель, що залишили вм'ятини на піщаному пляжі. Пізніше дослідники пропонували різноманітні гіпотези походження цих фосилій, від механогліфів до решток медуз [2]. Лише у 1974 р. в результаті досліджень масового матеріалу з пісковиків ямпільських верств могилівської світи могилів-подільської серії верхнього венду Подільського виступу був описаний вид *Nemiana simplex* Palij [1]. Автори роботи запропонували ймовірну приналежність організму до примітивних кишковопорожнинних. Детальні дослідження морфології і тафономії скам'янілостей неміан провели М.В. Леонов [8] та А.Ю. Іванцов із групою авторів [7]. Ці дослідження дали іншу версію походження скам'янілостей. На думку авторів даного дослідження, одна з найімовірніших гіпотез наведена в останній публікації. Група дослідників зробила припущення про приналежність організмів *Nemiana* до колоній ціанобактерій, подібних до сучасних *Nostoc* [7, 11].

Автори виявили низку нових фактів, які характеризують важливі моменти життєдіяльності цих доволі примітивних істот. Досліджено кілька сотень зразків із тисячами екземплярів неміан. Запропоновано гіпотезу життєвого циклу організмів на основі вивчення морфології відбитків їхньої поверхні та об'ємних зліпків, зібраних у відкладах ломозівських, ямпільських, бернашівських і джуржівських верств могилівської серії венду [9]. Дослідження дали змогу простежити життєвий цикл *Nemiana*, адаптаційні стратегії цих істот до різних палеоекологічних умов, способи розмноження, харчування тощо. Нами виявлено скам'янілий матеріал, який свідчить, що життєвий цикл організму (колонії) *Nemiana* міг починатися кількома шляхами. Виявлено, що ювенільні особини мали розмір від 1 мм, а дорослі могли досягати 55 мм (седентарна стадія). Ми припускаємо, що поселення неміан могли з'явитися на поверхні морського дна в результаті розпаду гігантських материнських колоній, описаних свого часу під назвою *Beltanelloides (Nemiana) amorphus* Men. 2003 [4]. Про це свідчать рідкісні знахідки добре збережених зародкових організмів разом із материнськими особинами у тонкозернистих аргілітах ломозівських верств (кар'єр

біля Дністровської ГЕС). У кар'єрі виявлено і частково описано численні скам'янілі рештки біоти едіакарського типу. По суті, кар'єр є одним з найбагатших місцезнаходжень (лагерштетів) біоти пізнього докембрію глобального значення. Це місцезнаходження ілюструє процес осадконакопичення в умовах мілководного морського басейну на схилі тектонічного підняття, яке було островом у пізньовендський час. Відсутність карбонатних відкладів свідчить про доволі холодний клімат цієї зони в момент розквіту фауни едіакарського типу. На цьому стратиграфічному рівні масові поселення неміан трапляютьмя доволі рідко і тільки у відкладах прибережної зони материкового схилу, у пісковиках і алевролітах фації продельти (місцезнаходження біля с. Вінож). Цей факт свідчить, що неміани могли створювати поселення на морському дні тільки на мілководді. Для нормальної життєдіяльності їм було необхідне сонячне світло (для забезпечення процесу фотосинтезу). Наймасовіші поселення колоній *Nemiana* містяться у продельтових відкладах ямпільських верств, вони часто займають площі в кілька квадратних метрів, іноді більше. Тут можна спостерігати такі різновиди життєдіяльності: ланцюгові та кластерні поселення, що є результатом брунькування. Причому, як показують численні приклади, здатністю до розмноження через брунькування неміани володіли вже з початкових стадій росту і зберігали цю здатність упродовж седентарного періоду існування. Судячи з морфології скам'янілостей, ці ймовірні колонії ціанобактерій були серед перших істот, які заселяли поверхню морського дна. Одночасно з ними поселялися фрондоморфні (прикріплені) організми родів *Charnia, Charniodiscus, Ediacaria, Cyclomedusa, Hiemalora, Eoporpita, Dipleurosoma*, гігантські протисти з аглютинованими оболонками *Palaeopascichnus* та низка інших таксонів [9]. Після поселення цих істот на поверхні осаду відбувалося заселення донної поверхні бактеріальними плівками та «водоростевими» матами. Цей процес зумовлював досить різке розмежування підматової аноксичної зони і надматової, збагаченої киснем. Згідно з недавніми дослідженнями, рівень вільного кисню в біосфері під час розквіту біоти едіакарського типу був наближений до сучасних параметрів [5]. Наші спостереження на великій кількості кам'яного матеріалу показали, що *Nemiana* цілком комфортно почували себе в аноксичній зоні, динамічно росли і розмножувались. Це принципово важливе спостереження: серед дослідників поширена точка зору, що аноксична зона була непридатною для життя, але численні факти свідчать про помилковість цього твердження [6]. Майже всі прикріплювальні структури фрондоморфних організмів збереглися завдяки перебуванню їх під поверхнею бактеріальних матів. Тільки закріплені таким чином, ці організми могли встояти під дією донних течій [12]. У таких умовах, ймовірно, у неміан був розвинутий осмотрофний спосіб живлення, через дифузію необхідних компонентів крізь оболонку. В сукупності з фотосинтезом цей спосіб давав колоніям змогу швидко заселяти морське дно. Бактеріальні мати затримували частину світла, очевидно, це стримувало процес фотосинтезу і не давало колоніальним організмам змоги досягати значних розмірів. Попри це, гігантизм був вельми поширеним явищем на початку пізнього венду. Імпульсні водяні потоки продельтової зони руйнували бактеріальні мати, вивільняли капсули неміан і перевідкладали їх у пониженнях рельєфу [8]. Такі скупчення різновікових організмів у промоїнах були досить поширеним явищем. Наші спостереження показали, що у випадках, коли неміани не захоронювалися муловими потоками, вони отримували додаткову кількість світла, а це давало можливість інтенсифікувати процес росту до значних розмірів (*Beltanelloides* (*Nemiana*) *amorphus*). Наповнені киснем, що утворювався у процесі фотосинтезу, вони могли підніматися з дна і пасивно дрейфували в морських течіях. Ця особливість організмів давала їм можливість використовувати низькозатратну пасивну мобільність як стратегію

глобального поширення. Неміани отримували можливість переміщатись у товщі води на значні відстані, потрапляти в океан і далі в різні басейни осадконакопичення. У капсулі *B. (N.) amorphus* визрівали маленькі капсули зародкових організмів, по типу описаних у пізньому венді Уралу *Kuckaraukia multituberculata* Ivantsov et al., 2015 [10]. З часом капсули опускалися на дно або руйнувались у товщі води. Зародкові організми неміан отримували шанс на самостійне існування. Ті з них, які потрапляли в неритову зону материкового схилу, починали новий етап існування, заселяючи нові території. Очевидно, багато організмів фанерозою використовують подібні стратегії для виживання в умовах екосистем. Завдяки цим простим, але ефективним стратегіям, *Nemiana* розселилися по багатьох палеобасейнах і проіснували рекордно довгий період часу. На сьогодні їхні знахідки відомі на Волино-Поділлі, узбережжі Білого моря, у Південній Австралії, Румунії, Намібії, Аргентині й інших місцезнаходженнях. Сучасні колонії ціанобактерій *Nostoc* поширені як у морях, так і у прісноводних озерах. За своєю структурою, морфологією та способом існування вони мають низку спільних рис із докембрійськими істотами *Nemiana simplex*.

1. *Заика-Новацкий В.С., Палий В.М.* Древнейшие ископаемые организмы в отложениях вендского комплекса Приднестровья // Палеонтол. сб. 1974. № 11. Вып. 1. С. 59–65.
2. *Каптаренко О.К.* Загадкові копальні форми з силурських пісковиків Західного Поділля // Труди Укр. наук.-досл. геол. ін.-ту. 1928. Т. 2. С. 87–103.
3. *Красовский А.В.* Из геологических наблюдений в Подольской губернии (предварительное сообщение) // Зап. Имп. о-ва. любителей естеств., антроп. и этн. Геол. отд., 1916. – Т. 3. – С. 22–27.
4. *Мєнасова А.Ш. Безскелетні* Metazoa та іхнофосилії опорного розрізу венду Поділля і їх стратиграфічне значення: автореф... дис. канд. геол.-мін. наук. К., 2006. 23 с.
5. Cui H., Kaufman A.J., Xiao S. et al. Recent advances in understanding the terminal Ediacaran Earth-life system in South China and Arctic Siberia // Extended abstract for the IMECT meeting. (Guadalupe, October 17-24th). Extremadura, Spain, 2019.
6. *Dzik, J., Martyshyn, A.*. Hydraulic sediment penetration and seasonal growth of petalonamean basal discs from the Vendian of Ukraine// Precambrian Research. 2017. 302. P 140-149.
7. *Ivantsov A.Yu., Grytsenko V.P., Konstantynenko L.I., Zakrevskaya M.A.* Revision of the problematic Vendia macrofossils Beltanelliformis (=Beltanelloides, Nemiana) // Paleontological Journal. 2014. Vol. 48. № 13. P. 1–26.
8. *Leonov, M.V.* Comparative taphonomy of Vendian genera Beltanelloides and Nemiana: Taxonomy and lifestyle // Geol. Soc. London Spec. Publ. 2007. Vol. 286 (The Rise and Fall of the Ediacaran Biota, Vickers-Rich, P. and Komarower, P. Eds.). P. 259–267.
9. *Nesterovsky V.A., Martyshyn A.I., Chupryna A.M.* New biocenosis model of Vendian (Ediacaran) sedimentation basin of Podilia (Ukraine) // Journ. Geol. Geograph. Geoecology. 2018. № 27 (1). P. 95-107.
10. *Razumovskiy A.A., Ivantsov A.Yu, Novikov I.A., Korochantsev A.V.* Kuckaraukia multituberculata: A New Vendian Fossil from the Basa Formation of the Asha Group in the South Urals // Paleontological Journal. 2015. Vol. 49, No. 5. P. 449–456.
11. *Skulberg, O.M.* «Gigant-mikroben» sjøplomme Nostoc pruniforme i Slettnes naturreservat på Nordkinnhalvøya. Finnmark. Blyttia, 2013. Vol. 71. S. 115-126.
12. *Tarhan L.G., Droser M.L., Gehling J.G.* Taphonomic controls on Ediacaran diversity: uncovering the holdfast origin of morphologically variable enigmatic structures // Palaios. 2010. Vol. 25. P. 823–830.

ПРО ІНФОРМАТИВНІСТЬ МІНЕРАЛОФЛЮЇДОЛОГІЧНИХ ПОКАЗНИКІВ ПРОЦЕСІВ ПОСТСЕДИМЕНТОГЕННОГО МІНЕРАЛОГЕНЕЗУ В НАФТОГАЗОНОСНИХ ПОРОДНИХ КОМПЛЕКСАХ ФАНЕРОЗОЮ ЗАХОДУ УКРАЇНИ

Наумко І., Белецька Ю., Занкович Г., Зінчук І., Сахно Б., Сворень Й., Телепко Л.
Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН Україна
вул. Наукова, 3А, Львів, 79060, Україна,
naumko@ukr.net

До одного з перспективних напрямів мінералофлюїдології як фундаментальної науки про включення у мінералах [2] належить відтворення палеофлюїдодинамічних ситуацій постседиментогенного мінералогенезу [4]. Аналіз геохімічних і термобаричних параметрів міграції та геохімічної спеціалізації флюїдів за включеннями у мінералах, захопленими на постседиментогенному етапі перетворення відкладів нафтогазоносних областей, складає передумови їхнього застосування для прогнозування вуглеводненасиченості надр. Методи мінералофлюїдології можуть сприяти пошукові вуглеводнів у нафтогазоперспективних породних комплексах фанерозою України. Можливості флюїдних включень та інформативність мінералофлюїдологічних даних покажемо на прикладі низки локальних структур Карпатської нафтогазоносної провінції.

Лопушнянська структура. До структури приурочені поклади Лопушнянського нафтового родовища, пов'язані з юрськими, крейдовими і палеогеновими відкладами [1]. З'ясовано, що включення в мінералах прожилків у осадових верствах, головно кальциті, рідше – ангідриті (Наумко і ін., 2007[1]), переважно газово-рідкі з наповненням від 80 до 95 %. Включення, розташовані у вигляді відокремлених груп без видимого зв'язку з площинами залікованих тріщин, – ранньовторинні, інші – пізньовторинні. Трапляються істотно вуглеводневі включення. Основна складова газу – метан з особливо високою концентрацією у продуктивних свердловинах (до 100 об. % в ангідриті з керну св. 4-Лопушнянська) і вмістом у прожилках, набагато вищим, ніж у вмісних породах, що свідчить про його приплив з глибинних горизонтів. Концентрації метану у включеннях у кальциті (68,2–97,5 об. %) і в природному газі родовища (78,7–83,4 об. %) [1], водорозчинних газах пластових вод (62,6–94,3 об. %) і вільних газах (66,0–91,9 об. %) (Гарасимчук, 2003) можна порівняти. Відносна водонасиченість достатньо висока і у кальциті (96,1–69,7 об. %), і у вмісних породах (86,7–77,8 об. %). Відносна газонасиченість варіює у значних межах. Перевага CH_4 у включеннях у мінералах прожилків разом з високою відносною водонасиченістю вказує на ймовірне перенесення вуглеводнів у складі гетерогенної вуглеводне-водної системи. У складі водних витяжок із перекристалізованих верхньоюрських вапняків переважає хлоридно-магнієво-кальцієвий тип солянок (Братусь, Ломов, 1996), а у пластових водах – хлоркальцієвий тип [1]. Зіставлення складу як летких компонентів включень та водорозчинних і вільних газів, так і сольового складу розчинів включень і пластових вод дає підставу стверджувати про переважальний вплив на їхнє формування абіогенного високотемпературного (високотермобарного) глибинного флюїду.

Коханівська структура. Складена карбонатними породами верхньої юри, що перекриті теригенними баденськими та нижньосарматськими відкладами і вміщують Коханівське родовище важкої в'язкої нафти [1], зокрема, за розрізом св. 30-Коханівська вмісні породи (вапняки) в керні містять прожилки кальциту середньозернистої структури (0,2–0,3 мм) та вкраплення неправильної форми кристалічного кальциту. Флюїдні включення нерівномірно насичують зерна

дрібнокристалічного кальциту прожилків та рідше вкраплень і переважно розташовані у площинах спайності й у площинах залікованих тріщин. Вакуолі включень плоскі або об'ємні, правильної та неправильної форми. Переважає видовжена форма включень, із "рваними" краями. Їхні розміри не перевищують 1–3 мк. За складом домінують газово-рідкі включення з невитриманим наповненням від 60 до 90 %. Рідше трапляються включення з наповненням 10–30 %. Досягнути повної гомогенізації включень не вдалося, оскільки за температури порядку 60 °С вони розгерметизовуються. Деякі включення містять краплеподібні утворення темноколірної речовини, яка при нагріванні до 170 °С не зазнає видимих змін, а при розгерметизації включення за 200 °С розтікається по його стінках. Склад летких компонентів флюїдних включень у кальциті характеризується перевагою метану (56,3–62,8 об. %), а також високими значеннями відносної водонасиченості проб (93,9–98,9 об. %). Аналогічну картину спостерігали й у пробах органогенного вапняку. Варто акцентувати, що вміст метану є визначальним і тоді, коли загальний вміст летких компонентів у включеннях невисокий і їхня відносна газонасиченість низька. Показовою є висока водонасиченість усіх проб, адже в результатах аналізів переважає пара H_2O, проте через низьку газонасиченість зразків її рівень оцінити складно.

Гринявська структура. Геологічну будову структури визначає розріз параметричної св. 1-Гринявська, що, розкривши в межах Чорногірської зони Складчастих Карпат нижньокрейдово-палеоценові породи Чорногорського покриву, ввійшла у паравтохтонні відклади Кросненської зони, в яких відкрито Гринявське газове родовище [3]. За складом летких сполук встановлено залежність насичення вуглеводнями включень у мінералах прожилків і вмісних порід від глибини відбору проб та, відповідно, еволюцію газонасиченості мігрувальних флюїдів (зростання її відносного значення, порівняно з фоновим ($1 \cdot 10^{-3}$ Па), до 3,00 МПа у включеннях у кальциті і 3,40 – у кварці) та складу вуглеводнів у них з глибиною (зниження вмісту CH_4 від 100,0 до 95,4 об. %, поява C_2H_6 (до 0,8 об. %) і C_3H_8 (до 0,2 об. %) (Зінчук і ін., 2006). Перевагу метану слід розглядати як пряму і достовірну ознаку наявності газового покладу, надійність якої збільшується з появою з глибиною гомологів метанового ряду – етану, пропану. Наявність CH_4 разом з C_2H_6 і C_3H_8 у прожилках у підвищених концентраціях вказує на активну вертикальну міграцію вуглеводнів, очевидно, генетично пов'язаних з газами покладу Гринявського родовища, які за складом є істотно метановими з незначною домішкою газоконденсату [3]. Це може свідчити про наявність єдиної міграційної флюїдної системи над покладом родовища та вплив регіональних насувів як можливих флюїдопровідних структур і дає підставу припустити, що зона насуву, імовірно, була тектонічним екраном на шляху висхідного потоку вуглеводневих флюїдів (Наумко і ін., 2007$_2$).

Старуньська структура. У складі летких компонентів включень в озокериті медово-жовтого кольору і целестині та кальциті з озокеритовмісних порід району сучасного грязьового вулкану Старуня у межах Старуньської структури (Polish and Ukrainian Geological Studies …, 2005) переважають метан (13,9–53,0 об. %) і важчі вуглеводні C_nH_m аж до C_6 (кальцит, озокерит медово-жовтого кольору) (9,0–22,3 об. %) за значно вищої відносної газонасиченості (Дудок і ін., 2006; Наумко і ін., 2018). Це ще раз підтверджує думку про генетичний зв'язок нафти Передкарпаття (Бойко, 1962), у якій переважають високопарафінисті складові, та озокериту. Приплив глибинних вуглеводневмісних флюїдів, збагачених сіркою, сприяв постседиментогенному перетворенню осадових порід і формуванню накладеної сульфідної мінералізації. Вивільнена під час окислення сульфідів сірка разом зі Sr, Ca, Ba формувала целестин, арагоніт, барит. Збагачені легкими вуглеводнями флюїди законсервувалися в кальциті й

целестині, а з високомолекулярних парафінових складових, унаслідок полімеризації (поліконденсації) та подальшої кристалізації при охолодженні за умов високої відносної газонасиченості глибинного флюїду, утворювався медово-жовтий чи темно-коричневий озокерит, який частково втрачав пластичність, змінювався до чорного і збагачувався атмосферним азотом із втратою вуглеводневих компонентів, що окислювалися до CO_2 і води та у вигляді домішкового флюїду азотно-діоксидвуглецево-метанового складу формували цемент брекчії вмісних порід.

Лютнянська структура. У північно-західній частині Кросненської структурно-фаціальної одиниці Українських Карпат склад летких сполук флюїдних включень у кальциті прожилково-вкрапленої мінералізації в породах із низькими ємнісно-фільтраційними властивостями у відкладах олігоцену – істотно вуглеводневий, причому в усіх зразках, як за розрізами перспективно нафтогазоносних Лютнянської і Бітлянської структур, так і у природних відслоненнях переважає метан і його перші гомологи (етан, пропан, сліди бутану). Встановлене домінування метану (98,2–100 об. %) з його гомологами (C_2H_6 – до 1,8 об. %, C_3H_8 – до 0,6 об. %) вказує на вуглеводневу спрямованість мігрувальних флюїдів, зв'язок імовірних родовищ вуглеводнів з газом т. зв. ущільнених колекторів і правомірність віднесення теренів до перспективно газоносних (Куровець і ін., 2011). У св. 1- і 10-Лютнянські також переважає метан (99,3 і 98,2–98,9 об. %) та наявні його перші гомологи (C_2H_6 – 0,5 і 0,8–1,3 об. %, C_3H_8 – 0,2 і 0,3–0,7 об. %, сліди C_4H_{10}) (Занкович и др., 2012; Наумко и др., 2012) як передумови вуглеводненасиченості, що доведено відкриттям Лютнянського газового родовища. Нові результати і висновки сукупно сприяють прогнозу та виявленню перспективних на вуглеводні геологічних структур у межах регіону.

Щодо температур постседиментогенного мінералогенезу, вкажемо, що газово-рідкі включення у кальциті й ангідриті прожилково-вкрапленої мінералізації з керну свердловини 4-Лопушнянська Лопушнянського родовища гомогенізуються у рідку фазу за 195–215 °C, у кальциті параметричної свердловини 1-Бітлянська – за 215–218 °C (Naumko et al., 1999), у кальциті північно-західної частини Кросненської зони Українських Карпат – за 170–225 °C (Занкович, 2016), які, через гетерогенність флюїдного середовища мінералогенезу [2], можна вважати істинними, і це відповідає умовам максимальної збереженості вуглеводнів у земній корі незалежно від їхнього походження.

Стисло викладений великий фактичний матеріал дає підстави зробити такі висновки.

1. Флюїдні включення у мінералах етапу постседиментогенних перетворень осадових верств родовищ вуглеводнів у насувно-піднасувних зонах Прикарпатсько-Причорноморського насувного поясу, зокрема, у Передкарпатті, містять цінну інформацію про флюїди часу змін порід-колекторів вуглеводнів і формування прожилково-вкрапленої мінералізації.

2. Особливо вагомим є вивчення летких сполук флюїдних включень у прожилково-вкрапленій мінералізації як показнику процесів і механізмів флюїдопереносу речовини та продукту заліковування тріщин мігруючими флюїдами, що генетично споріднені з постседиментогенними флюїдами відкладів реально і перспективно нафтоносних розрізів.

3. Результати досліджень вказують на важливу роль вуглеводне-водних флюїдів, захоплених дефектами кристалів мінералів прожилків і вмісних порід, у формуванні, з одного боку, родовищ вуглеводнів, з іншого – прожилково-вкрапленої мінералізації в осадових відкладах, що містять поклади вуглеводнів.

4. Міграція вуглеводне-водних флюїдів за відповідних умов приводила до їхньої локалізації у структурах, а тріщини надалі заліковувалися новоутвореннями прожилково-вкрапленої мінералізації. Близькість складу і температурних умов консервації вуглеводнів у включеннях у жильних мінералах серед різновікових верств вказує на одно- чи близькочасність їхньої міграції зонами розломів на значних територіях нафтогазоносних областей, що дає підставу передбачати їхнє нагромадження у структурах-пастках з утворенням покладів-родовищ вуглеводнів.

Наголосимо, що особливої значущості мінералофлюїдологічні дані набувають у комплексуванні з петрофізичними і літолого-петрографічними даними, як це показано для Львівського палеозойського прогину (Наумко і ін., 2009).

1. Атлас родовищ нафти і газу: у 6-ти т. / за заг. ред. М.М. Іванюти, В.О. Федишина, Б.І. Денеги, Ю.О. Арсірія, Я.Г. Лазарука. Львів : Центр Європи, 1998. 2354 с.

2. *Калюжный В. А.* Основы учения о минералообразующих флюидах. К.: Наук. думка, 1982. 240 с.

3. *Крупський Ю. З.* Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України. К.: УкрДГРІ, 2001. 144 с.

4. *Наумко І. М.* Флюїдний режим мінералогенезу породно-рудних комплексів України (за включеннями у мінералах типових парагенезисів) : автореф. дис. ... д-ра геол. наук. Львів, 2006. 52 с.

ПАЛІНОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНИХ РЕКОНСТРУКЦІЙ (НА ПРИКЛАДІ ЕОПЛЕЙСТОЦЕНУ – РАННЬОГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНУ УКРАЇНИ)

Сіренко О.
Інститут геологічних наук НАН України
вул. Олеся Гончара 55^{б}, 01054 Київ, Україна
*o_sirenko@ukr.net_*

Викопні рослини чутливо реагують на події геологічного минулого Землі. Аналіз результатів палінологічних досліджень дає змогу не тільки відтворити склад рослинності минулих епох, але й реконструювати динаміку ландшафтів і кліматичні зміни.

Зміни плейстоценової рослинності у часі нерозривно пов’язані з ритмічними змінами клімату, обумовленими передусім чергуванням льодовикових та міжльодовикових періодів. У межах рівнинної частини України в еоплейстоцені зафіксовано два холодних (березанський, іллічівський) і два теплих (крижанівський, широкинський) етапи розвитку природи, у ранньому неоплейстоцені – три холодних (приазовський, сульський, тилігульський) і два теплих (мартоноський і лубенський) етапи.

Протягом теплих етапів формувалися педокомплекси, що складалися з грунтів раннього і пізнього оптимумів та заключної стадії педогенезу. У найбільш повних розрізах грунти оптимумів відділялись малопотужними лесовими прошарками, що є свідченням міжстадіальних похолодань. Під час холодних етапів у позальодовиковій зоні накопичувалися леси та лесоподібні суглинки у товщі яких простежувались слаборозвинені ембріональні грунти, що формувались під час короткострокових міжстадіальних потеплінь.

Мета представленого дослідження – встановити закономірності динаміки рослинності в межах рівнинної частини України, пов'язані зі змінами кліматичних параметрів протягом зазначеного геологічного періоду не тільки на рівні окремих етапів розвитку природи, але і в межах кожного етапу; визначити загальні та регіональні відміни рослинного покриву в межах окремих регіонів України; побудувати палеокліматичну криву за палінологічними даними.

Матеріалом для виконаних реконструкцій слугував аналіз результатів детальних палінологічних досліджень плейстоценових відкладів у 16 розрізах, розташованих у межах Донецької складчастої споруди, Дніпровсько-Донецької та Причорноморської западин [4, 8], центральної, північної та південної частин Українського щита (УЩ) [5, 7, 8], а також Волино-Подільської плити [6], і, відповідно, – в межах трьох сучасних рослинних зон: степової, лісостепової та мішаних лісів.

Проаналізовано також дані з палінологічних досліджень плейстоценових відкладів С.І. Турло [9] та Н.П. Герасименко [2, 3]. У процесі досліджень аналізували не тільки спорово-пилкові діаграми, але і циклограми екологічної структури комплексів, побудовані для кожного розрізу, що дало змогу не лише реконструювати тип рослинності й характер ландшафту, але і зробити висновки про характер кліматичних змін у певні періоди.

Перше коло циклограм має подвійне інформаційне навантаження та відображає участь у складі комплексів пилку основних груп рослин: деревних порід, трав і спор. Аналіз співвідношень основних груп пилку дає можливість визначити тип ландшафту, що переважав на дослідженій території в певний відрізок геологічного часу, – лісовий, лісостеповий і степовий. Аналіз зазначених співвідношень важливий також для відтворення режиму вологості клімату. Розширення сектора пилку деревних порід і спорових свідчить про збільшення вологості, і навпаки, скорочення ролі спорових та розширення сектора пилку трав'янистих рослин може вказувати на аридизацію клімату.

Друге коло циклограм відображає співвідношення у межах встановлених груп рослин і також має подвійне інформаційне навантаження, а саме – про температурні умови та режим зволоженості. У групі деревних порід виділено світлохвойні (*Pinus*) та темнохвойні (*Picea, Abies*) породи, листяні рослини помірної зони (*Alnus, Betula, Salix*), широколистяні породи помірно-теплої зони (*Quercus, Fagus, Tilia, Acer, Carpinus, Corylus*) і термофільні породи (*Juglans, Pterocarya, Carya, Morus*).

У зв'язку з тим, що практично всі листяні породи помірно-теплої зони належить до групи мезофілів, збільшення відповідних секторів на циклограмах може свідчити про збільшення вологості клімату. На збільшення вологості може також вказувати і розширення сектора темнохвойних порід.

Розширення на циклограмі сектора пилку широколистяних порід помірно-теплої зони і термофільних рослин свідчить також про підвищення температурного режиму.

У межах групи трав'янистих рослин виділено пилок родин Chenopodiacea (до складу якого входять найбільш посухостійкі рослини), Asteraceae (у тому числі роду *Artemisia*), різнотрав'я (переважно вологолюбні трав'янисті рослини), водяні та прибережно-водяні рослини. Значна участь останніх у складі спектрів є свідченням існування прісноводних водойм.

Таким чином, під час виконання палеокліматичних реконструкцій нами використано такі критерії, що надають можливість реконструювати режим зволоження: співвідношення на циклограмах секторів пилку деревних порід, трав'янистих рослин і спорових; співвідношення секторів пилку темнохвойних, світлохвойних порід і листяних рослин помірної та помірно-теплої зон; розміри

сектора різнотрав'я і його співвідношення з секторами пилку родин Asteraceae та Chenopodiaceae.

Під час реконструкції режиму теплозабезпечення враховували співвідношення на циклограмах секторів пилку листяних рослин помірної зони, широколистяних рослин помірно-теплої зони та сектора термофільних рослин.

Аналіз результатів палінологічних досліджень свідчить про те, що незалежно від регіональних відмін, простежуються загальні особливості розвитку рослинності території рівнинної України в еоплейстоцені та ранньому неоплейстоцені, обумовлені змінами кліматичних умов, пов'язаних з глобальними змінами клімату.

За даними А.А. Величка зі співавторами [1], на рівні 1,8-0,8 млн років посилилася тенденція до похолодання. У цей час в Західній Європі зледеніння поширилося на Скандинавію і Північну Англію. Значна аридизація клімату, що відбулася на рівні 1,8 млн років проявилась у збідненні рослинності. Зокрема у складі рослинного покриву території Європейської частини Росії [1] та України скоротилася роль мезофільних рослин, у тому числі змінився склад трав'янистих ценозів від різнотравних до більш ксерофільних різнотравно-лободових і полиново-лободових. Скоротилася також роль та таксономічне різноманіття термофільних і широколистяних порід помірно-теплої зони у лісових угрупованнях. Протягом березанського часу (1,8 млн років) в межах України переважав лісостеповий тип рослинності; лише у південних і південно-східних регіонах [2, 9] збільшувалися площі, зайняті трав'янистими ценозами. Загальні тенденції аридизації та похолодання клімату, що відбувалися на початку еоплейстоцену, впливали на склад рослинності не тільки холодних етапів, але і теплих. До характерних особливостей рослинності крижанівського часу можна зачислити наявність темнохвойних елементів (переважно *Picea* spp. sect *Eupicea*) у складі лісів майже всієї території платформної України, а також яскраву диференціацію рослинного покриву південних, південно-східних регіонів (домінування ксерофільних трав'янистих угруповань) та центральних, північно-східних і західних регіонів (переважання широколистяно-хвойних, дубово-соснових і мішаних лісів). У межах Приазов'я, Донбасу та Причорномор'я лісові угруповання були приурочені лише до річкових терас.

Кліматичні умови кожного з етапів розвитку природи плейстоцену України відрізнялися за температурним режимом і ступенем аридизації або гумідизації клімату, що знайшло відображення у складі рослинного покриву. Коливання температури та вологості відбувались і протягом кожного з етапів, що є свідченням наявності не тільки макро-, але і мікроритмічності у розвитку плейстоценової рослинності України.

Встановлено, що в еоплейстоцені найбільш теплі кліматичні умови характерні для ранньо- та пізньоширокинського часу, а найбільш вологі – для середньокрижанівського і ранньоширокинського часу.

Серед ранньонеоплейстоценових етапів розвитку природи України найбільш теплі та вологі умови були у ранньо- та середньомартоноський час, а найбільш холодні – у тилігульський час. У центральній, північно-східній і західній частинах України у мартоноський час домінував лісовий тип рослинності. І лише в межах південних регіонів та Донбасу переважав лісостеп. Ліси мартоноського часу відрізнялися значною участю хвойних порід, у тому числі сосен теплолюбних видів підроду *Haploxylon,* значною різноманітністю широколистяних порід помірно-теплої зони та термофільних елементів. На відміну від лісових угруповань широкинського часу, у мартоноських лісах збільшилася роль дрібнолистяних порід помірної зони, що разом зі зростанням участі хвойних може свідчити про деяке зниження температурного режиму та підвищення вологості у мартоноський час, порівняно з широкинським часом еоплейстоцену.

Кліматичні умови сульського часу були менш суворими, ніж у подальші етапи похолодань. Встановлено існування рефугіумів (переважно поблизу водоймищ) з термофільними та широколистяними породами у сульський час у межах західних, північно-західних і частково центральних регіонів України. Визначено, що для рослинного покриву холодних етапів раннього неоплейстоцену характерна диференціація рослинного покриву різних регіонів України. У сульський час в межах Причорноморської низовини та Придонецької рівнини домінували степи, Придніпровської низовини і Придніпровської височини – лісостепи, північної частини Придніпровської височини та Подільської височини – ліси.

1. *Величко А.А., Писарева В.В., Фаустова М.А.* К проблеме палеогеографии позднего плиоцена и раннего неоплейстоцена Восточной Европы. Квартер во всем его многообразии. Фундаментальные проблемы, итоги изучения и основные направления дальнейших исследований: материалы VII Всерос. совещ. по изучению четвертичного периода (Апатиты, 12-17 сентября 2011 г.). Апатиты; С-Петербург: РАН, 2011. Т.1. С. 104-107.
2. *Герасименко Н.П.* Розвиток зональних ландшафтів четвертинного періоду на території України: автореф. дис. д-ра. геогр. наук: 11.00.04 К., 2004. 40 с.
3. *Матвіїшина Ж.М., Герасименко Н.П., Передерій В.І.та ін.,* Просторово-часова кореляція палеогеографічних умов четвертинного періоду на території України. К: Наук. думка, 2010. 192 с.
4. *Сіренко О.А.* Особливості розвитку рослинності на сході України в ранньому та середньому неоплейстоцені Український ботанічний журнал. 1994. Т. 51, № 6. С. 45-51.
5. *Сіренко О.А.* Зміни рослинного покриву Житомирського Полісся протягом раннього та середнього неоплейстоцену (за палінологічними даними) //Палеонтологічний збірник. 2002. № 34. С.104–111.
6. *Сіренко О.* Нові палінологічні матеріали до реконструкції ранньонеоплейстоценової рослинності Подільської височини //Палеонтологічний збірник. 2008 . – № 40.
С. 8-16.
7. *Сиренко Е.А.* Фитостратиграфический аспект изучения верхнеплиоценовых-неоплейстоценовых отложений Украинского щита //Геологічний журнал 2009. − № 3. С. 65-78.
8. *Сиренко Е.А.* Палиностратиграфия континентальных верхнеплиоценовых-нижненеоплейстоценовых отложений южной части Восточно-Европейской платформы. К: Наук. думка, 2017. 165 с.
9. *Сиренко Н.А., Турло С.И.* Развитие почв и растительности Украины в плиоцене и плейстоцене. К.: Наук. думка, 1986. 187 с.

ВАЖЛИВІ МІЖНАРОДНІ ФОРУМИ З ПАЛЕОНТОЛОГІЇ І СТРАТИГРАФІЇ (2019)

Огар В.

Київський національний університет імені Тараса Шевченка,
ННІ «Інститут геології»
вул. Васильківська, 90,Київ, 03022
ogar_victor@ukr.net

Протягом 2019 року відбулося три знакові події у світовій стратиграфії та палеонтології. Без сумніву, наймасштабніша серед них – це **3-й Міжнародний конгрес зі стратиграфії**, який відбувся в Міланському університеті (Італія). Автору не вдалося побувати на цьому конгресі, але з тезами доповідей можна ознайомитись у відкритому доступі [1].

Після пленарних лекцій з історії та фундаментальних проблем сучасної стратиграфії, представлених провідними вченими Італії, США, Канади й Великобританії, відбулися сесійні засідання, які охоплювали весь спектр проблем стратиграфії едіакарію та всіх систем фанерозою. Особливе місце було відведено ортостратиграфічним групам – конодонтам і амоноідеям, питанням хроностратиграфії, «золотим цвяхам», ізотопним датуванням. Велика частина доповідей була присвячена застосуванню сейсмічних, циклостратиграфічних, секвенсстратиграфічних, хемостратиграфічних і палеомагнітних методів у розчленуванні та кореляції осадових утворень різного літологічного складу та віку. Не залишилися поза увагою учасників і результати досліджень карбонатної платформи, аноксидні події в геологічній історії, вулканічні товщі та результати буріння в океанах.

У роботі двох інших форумів автор брав безпосередню участь, представивши доповіді з деякими підсумками вивчення коралів нижнього карбону Донбасу. **19-й Міжнародний конгрес із карбону і пермі** (19th International Congress on the Carboniferous and Permian) приймав Інститут геології і мінералогії Кельнського університету (Німеччина). Серед організаторів – відомі дослідники карбону з цього університету Ганс-Георг Гербіг (Hans-Georg Herbig), Майкл Амлер (Michael Amler), а також Маркус Аретц (Markus Aretz) з Університету Тулузи (Франція) та ін.

Перший конгрес зі стратиграфії карбону відбувся в Нідерландах 1927 р., Heerlen, Netherlands. В 1995 р. у програму 13-го конгресу (Краків, Польща) вперше включили доповіді з проблем стратиграфії не тільки карбону, а й пермі. З того часу Міжнародний Конгрес із карбону і пермі проводиться кожні чотири роки у різних країнах світу і є визначною подією у світовій геологічній науці. У роботі Конгресу взяли участь вчені практично з усіх країн Європи, Азії, Африки, Австралії, Північної та Південної Америки, де поширені відклади карбону і пермі. Крім Німеччини, представницькі делегації прибули з Китаю, Росії, Франції, Іспанії, Бельгії, а також Казахстану, Великобританії, Польщі, Аргентини, Мексики, США, ПАР, Індії та багатьох інших країн.

Робота форуму відбувалась у таких основних наукових напрямах: стратиграфія, палеонтологія, тектоніка, фації і палеогеографія, басейновий аналіз, економічна геологія [3]. Палеонтологічні доповіді стосувалися різних груп викопної фауни і флори. Стратиграфічні проблеми, крім виступів і постерів, обговорювалися також на засіданнях Міжнародних підкомісій зі стратиграфії кам'яновугільної та пермської систем. Зазначимо, що робота міжнародної підкомісії зі стратиграфії карбону, до складу якої входять і дослідники з України (В. Полетаєв, Т. Немировська, Н. Боярина та ін.) висвітлюється у щорічному періодичному виданні - Newsletter on Carboniferous Stratigraphy [5].

Значна кількість доповідей стосувалася літології та геохімії (включаючи ізотопну геохімію) кам'яновугільних і пермських відкладів різних регіонів світу, а також

реконструкцій палеоклімату й положення континентів і океанів на різних етапах геологічної історії.

Горючим корисним копалинам були присвячені доповіді дослідників з Аргентини, ПАР та Індії. Були охарактеризовані вугленосні басейни Гондвани, включаючи і перспективи видобутку нетрадиційних вуглеводнів.

Новим напрямом стало обговорення питань використання глибинної теплової енергії, яка зосереджена, зокрема, в кам'яновугільних відкладах Північно-Західної Європи. Кілька місяців тому в Євросоюзі була прийнята чотирирічна програма Interreg project Roll-out of Deep Geothermal Energy in NWE (DGE-ROLLOUT) із загальним бюджетом 18,7 млн євро. Програма передбачає комплексне вивчення кам'яновугільних відкладів Франції, Бельгії, Німеччини та Нідерландів з метою подальшого використання глибинних джерел енергії для промислових підприємств та населення. Досвід західноєвропейських країн може бути корисним для України, адже її східна частина (ДДЗ) має дуже схожу геологічну будову, але поки що недостатньо вивчений потенціал глибинної геотермальної енергії. Наступний Міжнародний конгрес з карбону і пермі планується провести у 2023 р. у м. Тулузі, на південному заході Франції.

13-й Міжнародний симпозіум з викопних Cnidaria та Porifera проходив у м. Модена (Італія) в приміщенні Департаменту хімічних і геологічних наук Університету Модени і Реджіо Еміліі під головуванням Франчески Боселліні (Francesca Bosellini) – відомої італійської дослідниці кайнозойських рифових систем. Цей університет засновано ще у 1175 р., він є одним із найстаріших з Італії. Перший міжнародний палеонтологічний симпозіум із вивчення викопних коралів відбувся у м. Новосибірську (1971) з ініціативи академіка Б.С. Соколова. Там же була заснована International Association for the Study of Fossil Cnidaria, що згодом отримала назву Міжнародної Асоціації з вивчення коралів і губок (International Association for the Study of Fossil Cnidaria and Porifera (IASFCP), членом якої автор є з 2003 р. Через кожні 4 роки Асоціація в різних країнах світу проводять симпозіуми, де демонструються найновіші світові досягнення у вивчення коралів і губок та рифових систем. Асоціація має власне періодичне видання "Fossil Cnidaria & Porifera", що розміщене на її сайті [4]. Крім представників Італії, в роботі симпозіуму взяли участь учені зі США, Канади, Ямайки, Польщі, Узбекистану, Таджикистану, Німеччини, Великобританії, Бельгії, Іспанії, Австралії, Швейцарії, Австрії, Марокко, Ефіопії, Росії, Франції, Ірландії, Японії, Китаю, Південної Кореї, - всього понад 120 осіб. Україну представляв автор.

На сесійних засіданнях розглядалися питання систематики, мінерального і хімічного складу рифоутворювальних організмів різного віку, умови формування рифових систем у геологічній історії - холодноводні й тепловодні, глибоководні та шельфові біогермні споруди. Цікавими були результати досліджень стійкості рифових систем в умовах різких кліматичних змін, включаючи зміни вмісту діоксиду вуглецю в атмосфері, температурні коливання й інші фактори. Видано тези доповідей [2] і планується публікація матеріалів симпозіуму в італійському науковому журналі Bollettino della Societa Paleontologica Italiana.

На заключному пленарному засіданні прийнято оновлений статут, змінено назву організації на International Fossil Coral and Reef Society (IFCRS), обрано нове її керівництво. Наступний симпозіум відбудеться у 2023 р. в Польщі з можливим

залученням України до проведення польових геологічних екскурсій у Товтрах і на розрізах басейну Дністра.

1. *3rd* International Congress on Stratigraphy - Strati 2019 (Milano, Italy, 2-5 July 2019). Abstract Book // Societa Geologica Italiana, Roma, 2019. 473 p. https://doi.org/10.3301/ABSGI.2019.04

2. *13th* International Symposium on Fossil Cnidaria and Porifera (Modena, Italy, 3-6 September 2019). Abstract Book. Modena, University of Modena and Reggio Emilia, DSCG. 2019. 84 p.

3. *19th* International Congress on the Carboniferous and Permian, (Cologne, July 29 – August 2, 2019) Abstracts // Kolner Forum Geol. Paleont. 2019. 23. 345 p.

4. *Fossil* corals, sponges, and reefs [Електронний ресурс]. Режим доступу: http://kse.wnoz.us.edu.pl/iascp.htm

5. *Newsletter* on Carboniferous Stratigraphy [Електронний ресурс]. Режим доступу: http://carboniferous.stratigraphy.org/pub/pub.asp

МЕХАНІЗМИ СЕДИМЕНТАЦІЇ СЕРЕДНЬО-ВЕРХНЬОЕОЦЕНОВИХ УТВОРЕНЬ ОРІВСЬКОЇ СКИБИ (СКИБОВИЙ ПОКРИВ)

Генералова Л., Хом'як Л.
Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Грушевського, 4, Львів, 79005, Україна
gen_geo@ i.ua
leogeolviv@gmail.com

Для удосконалення стратиграфічного розчленування флішових відкладів Українських Карпат, уточнення геологічної еволюції регіону, зокрема, і процесів седиментації в палеогеодинамічному аспекті, залишаються актуальними питання діагностики фацій, їхніх латеральних переходів і поєднань у розрізах. Особливе місце в контексті таких досліджень займає вивчення хаотичних комплексів порід, щодо причин і механізму утворення яких і до нині немає єдиної думки.

Під час польових робіт у долині р. Тишівниці (права притока р. Стрий) в розрізі палеогенових відкладів Орівської скиби виявлено та вивчено товщу підводно-осувних утворень, зачислену до гравігенних олістостром. Для з'ясування умов і механізму її утворення використано седиментологічний аналіз відповідно до спеціалізованої літератури [2].

Хаотичний комплекс порід у зазначеному районі розташований стратиграфічно нижче першого кременевого горизонту олігоцену та відповідає осадовій товщі попельської світи, яка є фаціальним аналогом верхньоеоценових відкладів бистрицької світи. У будові комплексу вирізнено до трьох горизонтів олістостром, перешарованих із дебритами і пакетами тонкоритмічного флішу бистрицької світи. Нижній олістостромовий горизонт складений двома пачками порід. Верхня пачка утворена перешаруванням зеленкувато-сірих пелітоморфних мергелів і аргілітів з поодинокими олістолітами розміром до 3–4 м. Підстилає її пачка (4–5 м) дрібнозернистих турбідитів і аргілітів, у яких найчастіше трапляються олістоліти рифогенних та пелітоморфних вапняків. Середній олістостромовий горизонт представлений нестратифікованою пачкою зеленкувато-сірих аргілітів з олістолітами, осуненими блоками автохтонних порід, прошарками дебритів і дрібнозернистих турбідитів (7 м). Верхній інтервал розрізу цього горизонту олістостроми утворений

блакитно-сіруватими мергелями з поодинокими дрібними олістолітами як автохтонних, так і екзотичних, переважно карбонатних порід. Верхній олістостромовий горизонт має глинистий склад, прошарки дебритів, різне співвідношення олістолітів і матриксу, що виражене в пакетах (до 3–7 м) алевритистих аргілітів із чисельними та поодинокими олістолітами. Останні мають різні розміри та форму. Обкатані олістоліти частіше представлені вапняками різних генетичних груп (у тому числі рифогенними, масивними пелітоморфними, органогенно-уламковими "шрамберзькими") та сидеритами (?). Їхній розмір по довгій осі змінюється від перших сантиметрів до півтора метра. Необкатані та слабо обкатані олістоліти складені переважно теригенними породами різних вікових груп, ступеня літифікації, постдіагенетичних і метаморфічних змін. Це – пісковики, гравійні, галькові та навіть дрібновалунні конгломерати й конглобрекчії. Трапляються фрагменти шарів (стратоолістоліти) різнозернистих пісковиків розміром до 5–7 м.

Олістостромові горизонти розмежовані пакетами зеленкувато-сірих дрібнозернистих турбідитів із геміпелагічними аргілітами у верхах ритмів. У цих породах подекуди також виявлено осувні текстури типу "снігової кулі" й осувні тіла з внутрішньою дисгармонійно складчастою будовою.

У результаті останніх мікрофауністичних досліджень олістостромових утворень такого ж стратиграфічного рівня на суміжній території в породах матриксу виявлені як аглютиновані форамініфери, властиві автохтонним фаціям батіалі, так і перевідкладені пізньокрейдові форамініфери і кальцитові рештки бентосу з відкладів шельфової зони [1]. До того автохтонна група форамініфер належить до середнього еоцену, що може, зокрема, бути пов'язано із тривалістю та діахронністю підводно-осувних процесів.

Уперше описаний авторами розріз олістостромових утворень по р. Тишівниці за складом визначених фацій відповідає умовам верхньої та середньої частин підводного конусу виносу континентального підніжжя та низам схилу. Передумовою підводно-осувних процесів стала активізація тектонічних рухів піренейської фази в регіоні, внаслідок якої відбулася структурно-морфологічна перебудова флішового басейну з проявами порухів по розломах його фундаменту, що супроводжувалися землетрусами. Свідченнями цього є числені тіла нептунічних дайок, переважно північно-західного і північно-східного простягання, які перетинають комплекс порід олістостроми.

З огляду на загальну палеогеографічну ситуацію у регіоні в еоценову епоху, склад і морфологію олістолітів, описана олістострома формувалася на пасивній окраїні Східноєвропейської платформи. В умовах батіалі цієї окраїни в середньому і пізньому еоцені седиментація осадів відбувалася за таких процесів: відкладення фонових геміпелагічних аргілітів строкатого забарвлення, осадження турбідитів бистрицької світи із низькогустинних суспензійних потоків, утворення дебритів із розріджено-брилових потоків та розтягнуте в часі підводне осування порід з верхньої частини схилу, під час якого зривались і деформувались також автохтонні осади.

1. *Hlylko S., Waskowska A., Vashchenko V., Koval-Kasprsyk* J., Golonka J., Slomka T. (2018). The micropaleontological record of the Popiele Formation mass movement deposits (Outer Carpatians) – preliminary data // 19th Czech-Slovak-Polish Paleontological Conference and MIKRO 2018 workshop – West Bohemian Museum in Pilsen, 2018. Special Vol. P.30.
2. *Einsele G.* Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget Berlin : Springer–Verlag, 1992. 615 p.

СУЧАСНІ ПРОБЛЕМИ МЕТАЛОГЕНІЇ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Костюк О.
Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Грушевського, 4, 79005, Львів, Україна
oleksandr.kostyuk@lnu.edu.ua

Актуальність робіт із вивчення металогенії Українських Карпат визначається тим, що сучасний Світовий розвиток промислового виробництва є неможливим без залучення нових "нетрадиційних" типів мінеральної сировини. Відтак, для оновлення мінерально-сировинної бази України існує необхідність у подальшому детальному дослідженні природи рудоутворення та вивчення закономірностей розташування руд у породах.

Я. Н. Белевцев (1964) [1] зазначає, що геологічні структури, які формують Українські Карпати, складені магматичними, метаморфічними й осадовими породами, що сформувались у часі від протерозою до четвертинного періоду. Серед них можуть бути виділені магматичні й осадові формації: Теригенних осадово-метаморфічних протерозойсько? – палеозойських відкладів Рахівського масиву, які утворились у попередній (герцинський) цикл геологічного розвитку; нижня теригенна (T); вулканогенно-вапнякова (J); теригенно-вапняково-мергельна (K); флішова (K_2-P_3); лагунна соляно-гіпсова (N_1); моласова груботеригенна (тортон); гранодіоритів, порфіритів і дацитів (сармат); верхня теригенно-вулканогенна (туфи андезитів і базальтів (N_1-N_2)). Рудогенеруючі процеси, які відбувалися у різних регіональних геологічних структурах варто аналізувати, використовуючи історико-формаційний підхід, оскільки саме до певних локальних чи регіональних рівнів рудоносних епох приурочені строго визначені набори рудоносних формацій (Б. М. Михайлов, 1989) [9]. Такі рудоносні формації дають змогу оцінити геохімічну спеціалізацію Карпатського регіону, зокрема, у різних вікових етапах його геологічної історії.

Загалом, для Карпатської гірської системи Е.К. Лазаренко (1962) [5], взявши за основу структурно-віковий принцип, виділяє шість металогенічних провінцій: Західнокарпатська, Мармарошська, Північноугорські острівні дуги, Вигорлат-Харгитська, Апусеньє і Південнокарпатська, дві з яких поширені на території Українських Карпат. Водночас відповідно до структурного районування Карпатського регіону виділено (Я. Н. Белевцев, 1964) головні металогенічні зони, які визначаються за певним набором родовищ металевих корисних копалин: Рахівська (древня палеозойська), Лужансько-Теребовлянська (крейдова), Берегово-Бая-Марська (тортон-сарматська), Вигорлат-Гутинська (верхньопліоценова), Мерник-Вишківська (верхньопліоценова). У Рахівській зоні відомими є свинцево-цинкові, метасоматичнозалізорудні та мідноколчеданні рудопрояви. Залізорудна гематито-магнетитова мінералізація трапляється у метаморфізованих скарноїдах, які виникли на контакті вапняків і кристалічних сланців. Лужансько-Тереблянська металогенічна зона характеризується процесами ліственітизації у інтрузіях перидотитів і діабазів, до яких приурочені рудопрояви нікелю у сульфідах. У Берегово-Бая-Марській зоні проявлена магматична діяльність, з якою пов'язані золото-поліметалеві та поліметалеві родовища, де сульфідна мінералізація (пірит, халькопірит, галеніт, сфалерит, бляклі руди) трапляється у ліпаритових туфах. Берегівські поліметалеві родовища мають структурний контроль, який визначається у приурочення родовищ до брахіантиклінальних складок і тектонічних розломів у межах цих складок. Рудопрояви Вигорлат-Гутинської зони пов'язані з вторинними кварцитами у яких рудна

мінералізація визначається за метасоматичною зональністю. Ртутні рудопрояви Мерник-Вишківської зони просторово пов'язані з вулканічними неками і гіпабісальними інтрузіями діорит-порфірів, гранодіорит-порфірів, які приурочені до поперечних розломів Вигорлат-Гутинського пасма. Жильні тіла локалізовані у тектонічних брекчіях розломів і тектонічних тріщинах.

У статті Л.С. Галецького (1989) [2] підкреслено, що концентрично-зональна будова мегазведення контролює розташування ареалів як магматизму, так і зон рудної мінералізації, що може бути пояснено їхнім тісним генетичним зв'язком. Проте, крім регіональної металогенічної зональності мегазведення, вочевидь, є локальна зональність окремих структур магматичних осередків, наприклад, вулкано-купольних структур. Тому вивчення й аналіз особливостей внутрішньої будови специфічних утворень Карпатського регіону, обумовлених тектоно-магматичною активізацією, вочевидь, сприятимуть ефективності подальших металогенічних досліджень. Згодом, у 2016 р. Л.С. Галецьким та ін. опублікували результати комплексних прогнозно-металогенічних досліджень, за якими виділено найбільш перспективні рудоносні структури: шовні зони (міжблокові структури які об'єднують глибинні розломи); мегазони активізації (накладені деструкційні наскрізні трансблокові структури з якими пов'язане продуктивне зруденіння). У вузлах перетину цих структур формується основна концентрація рудної мінералізації, де в розломах субмередіональних напрямків у режимі розтягу вона "поновлюється" під час наступної тектоно-магматичної діяльності. Ці автори на території України виділили 21 рудний район, серед яких до Карпатського регіону належать Берегово-Біганський і Рахівський, та навели нове трактування закономірностей розподілу корисних копалин. Тому актуальність подальших досліджень визначається в тому, що "ділянки перетину" можуть створювати умови формування рудних пасток і рудоконтролюючих мінеральних парагенезисів. Цю методику варто апробовувати під час прогнозно-металогенічних досліджень.

Опираючись на результати наукових досліджень, присвячених металогенії Карпат (Князев В.І., 1973 [3]; Лазаренко Е.А., 1968 [4]; Малеєв Є.Ф., 1963 [7]; Мерлич Б.Ф., 1958 [8]; Ратехін Є.А., 1971 [12]; Сасин Г.Г., 1965 [14]) переважно всі неогенові рудоутворення пов'язуються з геологічними формаціями альпійської геосинкліналі. Виходить так, що різні за генезисом і речовинним складом рудопрояви належать до одних і тих самих металогенічних зон. Проте Лейе Ю.А., 1976 [6]; Науменко В.В., 1981 [10-11]; Рогаченко В.В., 1980 [13]; Тварчрелідзе Г.А., 1984 [15] пропонують розробляти нові схеми металогенічного районування з позиції приналежності Складчастих Карпат до області тектоно-магматичної активізації. Складчасті Карпати загалом розглядаються як складне зонально-споруджене мегазведення, що сформувалося впродовж усієї історії тектонічних циклів у результаті процесів мезо-кайнозойської тектоно-магматичної активізації. Внутрішньою і ядерною частиною мегазведення, на думку цих дослідників є Внутрішньокарпатська область, у якій на байкальський фундамент Панонського масиву накладені мезо-кайнозойські утворення тектоно-магматичної активізації. Ще з ранньокрейдового віку внутрішньокарпатське мегазведення перебувало в оточенні Карпатського трогу, утворюючи зовнішню зону мегазведення. На думку цих вчених, уже з раннього неогену в результаті активного розширення ядерної частини мегазведення виникло інтенсивне складкоутворення і насувоутворення, яке поширилося до Передкарпатського прогину. У статтях Л.С. Галецького (1989) [2] та В.В. Науменко (1989) [11] підкреслено, що концентрично-зональна будова мегазведення контролює розташування ареалів як магматизму, так і зон рудної мінералізації, що може бути пояснено їхнім тісним генетичним зв'язком. На їхню думку, в центральній частині мегазведення локалізоване комплексне

поліметалеве золото-срібне і золото-поліметалеве мезотермальне зруденіння, яке просторово видозмінюється епітермальним ртутно-поліметалевим, молібденовим і ртутними зовнішньої вулканічної дуги, згодом телетермальним ртутно-арсеново-сурмяним (ексгаляційно-осадові) та поліметалевими зруденіннями флішової області Карпат і, нарешті, стратиформними мідно-поліметалевими, свинцево-цинковими (осадово-діагенетичними) рудопроявами Передкарпатського прогину. Л.С. Галецький (1989) у своїй статті подає схему розміщення структур магматичних осередків та ендогенного зруденіння Східних Карпат. Услід за ним, В.В. Науменко (1989) у роботі подає схему рудної зональності Карпатського регіону і наголошує на закономірностях приуроченості мезотермальних рудопроявів золота, срібла і поліметалів до вулканоструктур у блоках земної кори потужністю 20-25 км, епітермальних до трохи більшої (до 30 км потужності), телетермальних і осадово-діагенетичних - до блоків з корою потужністю понад 60 км.

1. *Белевцев Я.Н.* Проблемы металлогении Украины. К. : Наукова думка, 1964. 252 с.
2. *Галецкий Л.С., Добровольская Т.И., Кирикилица С.И., и др.* Геология и металлогения Советских Карпат и Крыма: - /отв. ред. Н.П. Семененко. К.: Наук. думка, 1989. - С 30-41.
3. *Князев Г.І.* Регіональна рудна і нафто-газова зональність у Радянському секторі Карпат // Доповіді АН УРСР. Сер Б. 1973, № 8. С. 689-693.
4. *Лазаренко Э.А.* Металлогения Закарпатья. Львов : ЛГУ, 1968, 173 с.
5. *Лазаренко Є К.*, Особенности эндогенной металлогении Карпатской горной системы // Тез. докл. III Всесоюз. совещ. по закономерностях формирования и размещения эндогенных месторождений Альпийской геосинклинали территории СССР. Баку: Изд-во АН АзССР, 1962.
6. *Лейе Ю.А., Науменко В.В., Теплов В.П., Рогаченко В.В.* Регматические разломы, морфоструктуры и минералогения Украинских Карпат и Закарпатья. К., 1976. 48 с. (Препр. АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов).
7. *Малеев Е.Ф.* О связи рудообразования с вулканизмом в Закарпатье // Советская геология, 1963, - № 1. С. 82-96.
8. *Мерлич Б.В.* Тектонические факторы локализации неогенового оруденения в Закарпатье. // Геол. сб. Львов. геол. об-ва. 1958. №5-6. С. 95-104.
9. *Михайлов Б.М.* Рудоносные осадочные комплексы // Советская геология. 1989. № 6. С. 79-86.
10. *Науменко В.В., Гончарук А.Ф.* Вулканизм и эндогенное оруденение неотектонического этапа Карпато-Панонского региона. К., 1981. 48 с. (Препр. АН УССР. Ин-т геохимии и физики минералов).
11. *Науменко В.В., Галий С.А.* Стратиформное оруденение в структуре палеозоны Беньофа // Геология и металлогения Советских Карпат и Крыма: сб. науч. трудов отв. ред. Н.П. Семененко. К.: Наук. думка, 1989. С. 135-142 с.
12. *Ратехин Е.А., Галецкий Л.С., Лазаренко Э.А.* Металлогеническая карта Украинских Карпат. // Доклады АН УССР. Сер Б. 1971. № 12. С. 1073-1076.
13. *Рогаченко В.В., Давиденко И.П.* Систематика и особенности формирования купольных структур Закарпатья. В кн.: Вулканизм и вулканоструктуры. Тбилиси, 1980. С. 93-94.

14. *Сасин Г.Г.* Тектонические закономерности размещения неогенового полиметалического оруденения Северной Венгрии, Советского Закарпатья и Северной Румынии // Геол. сб. Львов. геол. о-ва 1965. Вып. 9. С. 69-80.
15. *Твалчренлидзе Г., Богданов Б., Варчек Ц.* Сравнительная металлогеническая характеристика Кавказа, Балкан и Карпат. В кн.: Магматизм и металлогения Карпато-Балкан. и Кавказ. складчатых областей. М. : Наука, 1984. С. 4-27.

НОВІ ЗНАХІДКИ КАМ`ЯНОВУГІЛЬНОЇ ЕКЗОТИКИ У ФЛІШЕВИХ ВІДКЛАДАХ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Богданова М.
Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Грушевського, 4, Львів, 79005, Україна
milena_bogdanova@ukr.net

Під час проходження другої навчальної практики з геологічного картування масштабу 1: 10 000 на Гребенівському полігоні (Скибовий покрив, Українські Карпати) виявлено нові знахідки кам'яновугільної екзотики.

Крупномасштабне картування передбачає детальні літолого-стратиграфічні дослідження, застосування методів мезоструктурного аналізу, спрямованих у першу чергу на з`ясування закономірностей седиментації в палеобасейнах, встановлення критеріїв локалізації та прогнозування родовищ корисних копалин осадового генезису, вияв загальних закономірностей літогенезу з урахуванням структурних і ендогенних факторів. Зібраний фактичний матеріал є для науковців основою для з`ясування і вирішення як практичних, так і теоретичних проблем, встановлення закономірностей щодо численних взаємозв`язків між геологічними явищами.

Незважаючи на багаторічні дослідження, щодо літології та палеогеографії крейдово-палеогенового флішу Карпат багато питань залишаються дискусійними. Упродовж кількох десятиліть ведеться жвава дискусія про генезис вугільних уламків у флішових утвореннях Українських Карпат. З огляду на це дуже цікавими та вагомими є знахідки вугілля, отримані цьогоріч (2019) у долині р. Зелем`янка.

Включення кам'яновугільної екзотики у породах стрийської світи під час проходження геокартувальної практики на Гребенівському навчальному полігоні — явище доволі звичне і використовувалося нами як макроскопічна літолого-стратиграфічна ознака утворень стрийської світи. У верхньокрейдових відкладах стрийської світи часто трапляється не лише вуглистий дендрит, але й уламки вугілля розміром до кількох сантиметрів. Відомості про знахідки вугілля в пісковиках стрийської світи наведено в роботах В.В..Глушко, А.М. Журавковського, О.С.Вялова [2]. Однак детальне вивчення й опис вугільної екзотики в пісковиках стрийської світи представлені в нещодавно в роботах В.І. Узіюка та І.В. Шайноги [3].

Досліджений розріз уздовж долини р. Зелем`янка від гирла по ходу маршруту догори проти течії охоплює флішеві відклади стрийської світи верхньої крейди, менілітової світи олігоцену та бистрицько-манявські еоценові утворення. У межах досліджуваної території чітко встановлюється крупний тектонічний контакт (підкидо-насув) між двома скибами: у висячому крилі наявні середньоритмічні флішеві товщі верхньострийської світи, у лежачому – тонкоритмічні бітумінозні аргіліти й алевроліти менілітової світи. На основі вже відомих геологічних карт різного масштабу та за особистими спостереженнями автора цього повідомлення – це зона насуву скиби Зелем`янка на скибу Параска. Цей тектонічний контакт чудово розкритий діючим кар`єром, що знаходиться в правому борту долини р. Зелем`янка.

Численні дислокаційні структури зони насуву описані мною раніше [1]. Уламки вугілля з цієї частини розрізу відібрані в попередні роки проходження практики і досліджені В.І. Узіюком та І.В. Шайногою.

Розріз нарощують чорні бітумінозні аргіліти менілітової світи, спостережені вище проти течії в обох бортах річки та в руслі. Вперше в нижній частині розрізу менілітової світи серед верств дрібнозернистих пісковиків, згідно з їхнім нашаруванням, виявлено лінзу вугілля розмірами до трьох метрів за простяганням і 4-6 см, видимої потужності. Елементи залягання: Аз. пад 225 кут 38. Уламки вугілля в цій частині розрізу на цій ділянці раніше не траплялися. Лінза слабо будинована, вугілля сильно тріщинувате, як і верстви пісковиків та аргілітів. Це наводить на думку про захоронення або формування вугілля до початку тектонічної дислокованості всієї товщі, а відтак, ставить низку питань про генезис вугільної речовини та джерела постачання уламковим матеріалом флішевого палеобасейну.

Викладені факти свідчать про необхідність ретельного вивчення розрізу і проведення спеціальних досліджень із вивчення генезису кам'яновугільної екзотики з метою відтворення певних рис палеогеографії пізньокрейдового та палеогенового етапів формування флішового палеобасейну Українських Карпат.

1. *Богданова М.І.* Особливості внутрішньої будови при насувної частини скиби Зелемянка. Вісн. Львів .ун-ту. Сер. геол. 2001.Вип.15. С. 144-151.
2. *Глушко В.В*. Об угленосном карбоне в фундаменте Восточных Карпат и его значение для оценки перспектив нефтегазоносности. / В.В. Глушко, Г.М. Досин // Геол. Журнал. 1978. Т. 38, № 5. С. 12-19.
3. *Узіюк В.І., Шайнога І.В.* Фітомаса кам'яновугільної екзотики верхньокрейдових відкладів стрийської світи Українських Карпат - джерело утворення твердих, рідких і газоподібних вуглеводнів // Scientific Journal «Sciens Rise». Харків. 2016. № 2/1(19). С. 23-29.

НОВІ ДАНІ ЩОДО СИСТЕМАТИЧНОГО СКЛАДУ ПІЗНЬОКРЕЙДОВИХ І ПАЛЕОГЕНОВИХ НАУТИЛІД ДОНБАСУ ТА КРИМУ

Дернов В.

Інститут геологічних наук НАН України,
вул. Олеся Гончара, 55б, Київ 01601, Україна
vitalydernov@gmail.com

Стан вивченості наутилід із верхньокрейдових і палеогенових відкладів Донбасу та Криму є досить слабким [1]. Незважаючи на те, що рештки цих молюсків нерідко трапляються у відкладах зазначеного віку, збереженість їх, як правило, недостатня для детальних морфологічних досліджень. Саме тому будь-які нові дані, що стосуються систематичного складу наутилід верхньої крейди та палеогену України, є досить важливими.

Як вже зазначалося, до вивчення наутилід вказаного віку Донбасу зверталося небагато дослідників. У роботі В.М. Шиманського [9] з Донецького басейну описано такі наутиліди: *Eutrephoceras blanki* Shimansky та *?Pseudocenoceras procerum* Shimansky з кампану, *Eutrephoceras donbassicum* Shimansky з кампан-маастрихту, *Eutrephoceras vastum* (Kner), *?E. flammeum* (Ronch.), *Cymatoceras paralibonaticum* (Shimansky) та *Hercoglossa* sp. з маастрихту. У 2016 р. [2] з палеогену Луганської області були описані наутиліди *Aturia* sp., *Aturoidea* sp., *Pseudocenoceras warsanofievie* Shimansky, *Pseudocenoceras* sp. та *Eutrephoceras* sp. Тут же з даною Криму описано

Pseudocenoceras warsanofievie Shimansky. У фондах Геологічного музею Луганського університету імені Тараса Шевченка визначено кілька верхньокрейдових і палеогенову наутиліду з території Луганської області [3]. Серед них: *Eutrephoceras flammeum* (Ronchetti), *Eutrephoceras vastum* (Kner), *Eutrephoceras* sp., *Cymatoceras* sp., *Pseudocenoceras procerum* Shimansky з кампан-маастрихту та *Deltoidonautilus* sp. із київського регіоярусу еоцену.

В узагальнюючій роботі [9], присвяченій крейдовим і датським наутилідам території колишнього СРСР, В.М. Шиманський для кампан-маастрихту Криму відзначає ?*Cymatoceras paralibonaticum* (Shimansky), ?*Eutrephoceras flammeum* (Ronchetti), *Eutrephoceras* ?*subfleuriasianum* (d'Archiac), *Pseudocenoceras ?procerum* Shimansky, *Pseudocenoceras incautum* Shimansky, *Eutrephoceras kummeli* Wiedman та *Eutrephoceras vastum* (Kner). Туг же [9] із датських відкладів Криму описано *Eutrephoceras subfleuriasianum* (Archiac), *Eutrephoceras burundukkajense* Shimansky, *Pseudocenoceras ?procerum* Shim., *Pseudocenoceras warsanofievie* Shimansky, *Pseudocenoceras* sp., *Cimomia desertorum* (Zittel in Quass), *Hercoglossa danica* (Schlotheim), *Teichertia imitator* Shimansky, *Teichertia similis* Shimansky. В іншій роботі [8] ним описані *Hercoglossa danica* (Schloth.) та *Hercoglossa* sp. 2 з утворень того ж віку. Д.Є. Макаренко у 1961 р. в роботі, присвяченій палеоценовим молюскам Криму [7], описав і зобразив ядро наутилоідеї *Nautilus* sp. із відкладів верхнього палеоцену; в роботі [6] описано кілька наутилід із палеогену України. І.О. Коробков [4, 5] відзначає наявність наутилід роду *Aturia* в середньоеоценових нумулітових вапняках околиць Сімферополя; для інкерманського ярусу Криму він наводить *Cimomia elliptica* (Schafhautl), а для сімферопольського ярусу того ж регіону – *Eutrephoceras tumescens* (Frauscher), *Eutrephoceras parisiensis* Deshayes і *Aturia* sp.

У результаті польових досліджень розрізів верхньої крейди Криму (2010–2011 рр.) та верхньої крейди-палеогену Північного Донбасу (2006–2019 рр.), а також завдяки люб'язності М.І. Удовиченка, в руках автора опинилася невелика колекція рештків наутилід, результати вивчення якої представлені в даній роботі. З верхньої крейди Криму та Донбасу визначено такі наутиліди:

1. *Eutrephoceras ?subfleuriasianum* (d'Archiac, 1850): кампан-маастрихт; невідоме місцезнаходження в межах Північного Донбасу. Збори П.І. Луцького.
2. *Eutrephoceras* sp. 1: верхня частина точильненської підсвіти сидорівської світи (верхній кампан); кар'єр у балці Точильній (на 2 км південніше сел. Георгіївка Лутугинського району Луганської області). Збори автора.
3. *Eutrephoceras kummeli* Wiedman, 1960: маастрихт; розріз «Ак-кая», Білогірський район, АР Крим. Збори автора.
4. *Eutrephoceras* cf. *uzense* Shimansky, 1975: маастрихт; розріз «Ак-кая». Збори автора.
5. *Eutrephoceras flammeum* (Ronchetti, 1947): маастрихт; розріз «Ак-кая», Білогірський район, АР Крим. Збори автора.
6. *Eutrephoceras vastum* (Kner, 1850): маастрихт; розріз «Ак-кая», Білогірський район, АР Крим. Збори автора.
7. *Eutrephoceras* sp. 2: нижній маастрихт, коноплянівська світа; балка Коноплянівка біля сел. Георгіївка Лутугинського району Луганської області. Збори автора.
8. *Hercoglossa* sp.: маастрихт; розріз «Ак-кая», Білогірський район, АР Крим. Збори автора.
9. *Pseudocenoceras procerum* Shimansky, 1975: маастрихт; урочище Суходол на 4 км західніше сел. Слов'яносербськ (Луганська область). Збори П.І. Луцького.
9. *Cymatoceras* sp.: маастрихт; розріз «Ак-кая», Білогірський район, АР Крим. Збори автора.

Із палеогенових відкладів нами визначені:

10. *Eutrephoceras burundukkajence* Shimansky: базальний шар датського ярусу; розріз «Бурундук-кая», Білогірський район, АР Крим. Збори М.І. Удовиченка.

11. *Aturia* sp.: мергелі київського регіоярусу; Луганська область, Лутугинський район, кар'єр на 2 км на північний схід від сел. Георгіївка. Ця ж форма знайдена в мергелях київського ярусу, що відслонюються в кар'єрі на 2 км східніше зазначеного селища. Дана наутиліда морфологічно значно відрізняється від описаної раніше *Aturia* sp. [2]. Збори автора та М.І. Удовиченка.

Проведені дослідження показали значно різноманітніший систематичний склад верхньокрейдових і палеогенових наутилід України. Незважаючи на обмежене стратиграфічне значення наутилід даного віку, результати їхніх досліджень можна використовувати для палеобіогеографічних і палеоекологічних побудов.

1. Дернов В.С., Макаренко А.А. История исследования верхнемеловых наутилоидей Донбасса и задачи их дальнейшего изучения // Стратотипические и опорные разрезы фанерозойских отложений Украины: матеріали XXXVI сесії Палеонтол. т-ва НАН України. 2015. С. 47–48.

2. Дернов В., Удовиченко М. Деякі палеогенові наутилоідеї Донбасу та Криму // Палеонтол. збірник. 2016. № 48. С. 19–27.

3. Дернов В.С., Удовиченко М.І. Крейдові та палеогенові наутиліди у фондах Геологічного музею Луганського національного університету імені Тараса Шевченка // Новітні проблеми геології: матеріали наук.-практ. конф. пам'яті В.М. Макридіна і присвячена 100-річчю з дня нар. І.М. Ремізова (Харків, 26-27 квітня 2018 р.). Харків, 2018. С. 21–24.

4. Коробков И.А. Этюды по моллюскам палеогена. Вопросы палеонтологии. 1971. Т. 6. – С. 66-72.

5. Коробков И.А. Моллюски // Стратиграфия СССР. Палеогеновая система. М.: Недра, 1975. С. 425–428.

6. Макаренко Д.Є. Нові знахідки *Nautilidae* із нижньотретинних відкладів УРСР // Доповіді АН УРСР. 1956. № 2. С. 162–168.

7. Макаренко Д.Є. Молюски палеоценових відкладів Криму. К.: Вид-во АН УРСР, 1961. 112 с.

8. Шиманский В.Н. Об объеме и распространении рода *Hercoglossa* Conrad // Развитие и смена органического мира на рубеже мезозоя и кайнозоя. Новое о фауне. М.: Наука, 1975. С. 74–86.

9. Шиманский В.Н. Меловые наутилоидеи. М.: Наука, 1975. 208 с.

СТРАТИГРАФІЯ РОДОВИЩА АПАТИТІВ У СХІДНОМУ ПРИАЗОВ'Ї (ВОЛОДАРСЬКА ДІЛЯНКА)

Даценко Л., Чебанова Ю., Ганчук М.

Таврійський державний агротехнологічний університет
ім. Дмитра Моторного,
просп. Б.Хмельницького, 18, Мелітополь 72310, Україна
geodeziya@tsatu.edu.ua

У геолого-структурному аспекті Володарська ділянка розміщена на південно-східній частині Приазовського кристалічного масиву.

Стратифіковані утворення представлені породами архейського, протерозойського віку, які утворюють нижній структурний поверх, і породами мезокайнозойського – верхній поверх.

Архейські утворення складають ядро структури другого порядку – Центрально-Приазовського синклінорію. Вони представлені гнейсами плагіоклазовими, біотитовими, амфібол-біотитовими, кристало-сланцевими біотит-амфіболовими, біотит-піроксен-амфіболовими амфіболітами (Ar_2 Pr).

Породи протерозою об'єднані в центрально-приазовську серію, у складі якої виділяються дві світи, нижня – темрюкська (Pr_1 tm) і верхня – сачкінська (Pr_1 sč).

Утворення темрюкської світи, у складі якої переважають біотит- і амфіболо-піроксенові плагіоклазові гнейси із горизонтами магнетит-піроксенових сланців і піроксен-магнетитових кварцитів, діопсидових кальциферів, гранат-піроксенових амфіболітів, високоглиноземних і графітовмісних гнейсів і сланців, а також польовошпатових кварцитів, широко представлені в межах Володарської ділянки апатитів у Приазов'ї; залягають на розмитій поверхні архейських порід.

Темрюкська світа поділена на три частини. Нижня третина темрюкської світи складена, в основному, потужними товщами амфіболових і піроксен-амфіболових плагіогнейсів, які містять розсіяний магнетит і розшаровуються з малопотужними (5-10 м) шарами амфібол-піроксенових, часто з гранатом сланців. Загальна потужність цієї частини розрізу оцінюється в 1000 м.

Для середньої третини розрізу темрюкської світи характерна наявність невитриманої товщі діопсидових кальциферів, потужність яких коливається від одиниць до 50 м. Виходи на поверхню цих кальциферів мають поширення в лівому борту р. Калець та в одному кілометрі північно-східніше від с. Перемога.

Для верхньої частини розрізу темрюкської світи характерний розвиток магнетит-піроксенових сланців, піроксен-магнетитових і польовошпатових кварцитів, товщ високоглиноземних (силіманіт-шпинель-корунд-гранатовмісних), а також графітовмісних гнейсів, що перешаровуються з амфібол-плагіоклазовими гнейсами. Зрідка серед цих порід відмічаються прошарки діопсидових кальциферів. Загальна потужність темрюкської світи досягає 2000 м.

Утворення сачкінської світи поширене на крилах і в осьовій частині Центрально-Приазовської синкліналі та в межах Корсакського синклінорію. Сачкінська світа залягає зі стратиграфічною перервою на темрюкській світі. В нижній частині свити розвинуті біотит-амфібол-плагіоклазові гнейси з валунами амфіболітів і гранат-біотитових гнейсів. Їхня потужність становить близько 100 м. Далі йде товща мармурів і кальциферів.

Карбонатна товща за своєю будовою неоднорідна. Вона складена мармурами, кальциферами, що перешаровуються з біотитовими, гранат-біотитовими гнейсами і сланцями. Загальна потужність карбонатної товщі 150–300 м.

Теригенна товща, що залягає на карбонатах, має потужність 230–500 м. У її основі розвинені гранат-біотитові сланці, що переходять вгору по розрізу в амфібол-біотитові й біотитові гнейси, часто графітовмісні.

Вище теригенної товщі йде залізорудний шар потужністю 30–210 м. Для нього характерний розвиток двох пластів залізистих кварцитів потужністю від 0–30 до 120 м, що перебувають в асоціації з кристалічними сланцями основного складу (піроксен-плагіоклазовими й амфібол-піроксен-плагіоклазовими), а також із безрудними кварцитами.

Далі слідує потужна (60–360 м) товща, складена, в основному, металоморфізованими теригенними породами (біотитові, графітовмісні гнейси, амфібол-піроксенові кристалосланці), серед яких відмічаються малопотужні (до

одного метра) прошарки кальциферів, а також швидко виклинюваними по простиланню лінзи фаяліт-піроксенових і магнетит-піроксенових кварцитів.

Розріз закінчується сачкинською товщею біотитових і гранат-біотитових гнейсів (100–200 м потужністю).

До нерозчленованих утворень центрально-приазовської серії належать товщі порід, речовинний склад яких і структурні положення не дають змоги однозначно віднести їх до темрюкської чи сачкінської світ. Такі товщі складені переважаючими в розрізі сланцями і гнейсами біотит-плагіоклазового і біотит-амфіболового складів, що розташовані в межах Кирилівської антикліналі та південно-східної ділянки Володарської інтрузії.

Мезозойські відклади представлені тріасовими та крейдовими системами.

Відклади верхнього тріасу приурочені до так званої Пановської локальної депресії. За літологічними особливостями та забарвленням верхньотріасові відклади умовно розділені на три товщі (згори вниз):

- товща сірих і зеленувато-сірих гравелітів і пісковиків;
- товща зеленувато-сірих, із вкрапленнями червоно-бурих пісковиків і гравелітів із частими прошарками глин;
- товща яскравозабарвлених вишнево-червоних і зеленувато-бурих гравелітів із прошарками конгломератів.

Відкладення крейдової системи приурочені до грабеноподібних понижень кристалічного фундаменту на території Конксько-Ялинської впадини в північній частині Белосарайського грабена. Вони представлені мергелями, алевритами, алевролітами, рідко – глинами сірими, зеленувато-сірими, темно-сірими з домішками глауконіту, пісками, пісковиками глауконіт-кварцовими від дрібно- до крупнозернистих, спонголітами. В основі відкладень залягають кварцеві галька та гравій, де відмічаються жили фосфоритів.

Кайнозойські породи розташовані повсюди. Літологічно вони представлені пісковиками, мергелями, пісками і рідше глинами неогенового віку та суглинками четвертинної системи. Потужність кайнозойських відкладень коливається від 3–40 м у центральній частині Володарської ділянки до 200–400 м на півдні.

МІКРОПАЛЕОНТОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЬОЮРСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ДОНБАСУ (НА ПРИКЛАДІ РОЗРІЗІВ ВЕЛИКИХ КАМ'ЯНСЬКИХ ВІДСЛОНЕНЬ)

Доротяк Ю., Шевчук О.
[1]*Інститут геологічних наук НАН України*
dorotyak78@gmail.com
hshevchuk@ukr.net

Пізньоюрські відклади північно-західної окраїни Донбасу (великі Кам'янські відслонення) вивчали багато дослідників, зокрема, Б.К. Блєде (1840, 1841 та ін.), який виділив брунатну і білу юру; Р.І. Мурчисон (1841) і Е. Вернейл (1841), які зробили опис відслонень г. Кремінець і с. Кам'янка; Н.Д. Борисяк (1857), які дослідив відклади поблизу с. Кам'янка і виявив відслонення юри в с. Нелюбове (тепер с. Смирнівка). І.Ф. Леваківський (1862) знайшов нові відслонення юри, а також першим звернув увагу на тектонічне порушення цих відкладів. Г.А. Траутшольд (1862, 1878, 1880) описав скам'янілості з вапняків г. Кремінець і с. Кам'янка, які були прив'язані до певних типів відкладів. О.В. Гуров (1882) дав докладну літологічну характеристику

юрських карбонатних порід, зробив стратиграфічне розчленування з виділенням товщ, а також описав викопні рештки і склав їхні списки для товщ кожного відслонення регіону. Більш детальні дослідження південно-східної частини Харківщини пов'язані з складанням геологічної карти (1916), які проводили В.О. Налівкін, М.В. Григор'єв, О.О. Борисяк, М.М Яковлєв. Під час цих робіт зроблено пошаровий опис відслонень і більш детальне стратиграфічне розчленування юрської товщі, яке підтверджувалося знахідками амонітів. А.Д. Архангельський (1923) і М.С. Шатський (1923) виділили в розрізі юри світи (нижню – морську; нижню – континентальну, верхню – морську і верхню – континентальну). Подальші дослідження пов'язані з іменами таких дослідників як Л.Ф. Лунгерсгаузен (1942, 1943), В.П. Макридін (1951, 1964), Б.П. Стерлін (1964, 1986), О.І. Кузьмічова (1962), К.В. Дикань (1990), О.О. Борисяк (1905), В.В. Пермяков (1986), І.М. Ямниченко (1986) та ін., які займалися розробкою стратиграфії мезозою, вирішенням проблем літології, палеонтології та палеогеографії [1].

Ми дослідили відклади з кар'єру Кам'яний на східній околиці с. Мала Комишуваха та ряд відслонень на північній околиці с. Кам'янка. У результаті досліджень встановлено три спорово-пилкових комплекси – оксфордський, кімеридзький і титонський, поодинокі диноцисти, два форамініферових комплекси - верхньооксфордський і кімеридзький. Також виявлено інші мікрофосилії.

Результати наших комплексних досліджень доповнюють палеонтологічну характеристику верхньоюрських відкладів північно-західної окраїни Донбасу та будуть враховані при подальших модернізаціях Стратиграфічних схем України. Ці дані частково увійшли до стратиграфічних схем 2013 р. [2]. У стратиграфічній схемі цього регіону 1993 р. донецька світа охоплювала титонські відклади північно-західної окраїни Донбасу і ДДЗ (крім західної частини північного схилу); на північно-західній окраїні Донбасу кімеридзьких відкладів взагалі не було. Але за період після 1964 р. проведено багато стратиграфічних і фауністичних досліджень у цих районах. Нами охарактеризовані відклади оксфорду (ізюмська світа – верхня підсвіта) та кімеридж-титону (донецька світа). Верхня підсвіта ізюмської світи складена вапняками неринеєвими, оолітовими, біогермними, кременистими, з проверстками вапнистих пісковиків і глин. Донецька світа поділяється на нижню і верхню підсвіти. Нижня підсвіта представлена строкатими глинами, сірими і брунатно-сірими різнозернистими пісками, пісковиками, алевролітами. Верхня підсвіта представлена строкатими червоно- і жовто-брунатними глинистими пісковиками й алевролітами. Вік світ визначено за стратиграфічним положенням у розрізі й уточнено за новими мікропалеонтологічними даними.

У неринеєвих оолітових вапняках встановлено нечисленний комплекс форамініфер *Ammobaculites* cf. *validus* Beljaevskaja, *Lenticulina russiensis* (Mjatl.), *Epistomina uhligi* Mjatl., *E.* cf. *limbata* Kapt., *Ceratolamarckina* cf. *subspeciosa* (Bogd. et Mak), *Turrispirillina amoena* Dain, *Pseudonodosaria* cf. *tutkowskii* (Mjatl.), *Spirillina kьbleri* Mjatl. Характерні види, які виявлені у комплексі *Lenticulina russiensis* (Mjatl.), *Epistomina uhligi* Mjatl., *Turrispirillina amoena* Dain, дають можливість датувати ці відклади пізнім оксфордом (зона Lenticulina russiensis). Також були виявлені: уламок морської лілеї *Isocrinus* cf. *desori* (Thurmann in Thurmann and Etallon), голки морського їжака *Rhabdocidaris* cf. *nobilis* (Munster in Goldfuss) та перекристалізовані спікули губок, що ідентифікувати неможливо. У цих же вапняках встановлено спорово-пилковий комплекс, де переважає пилок голонасінних над спорами. Серед спор домінують представники родини Cyatheaceae, а саме характерні *Cyathidites minor* Couper для оксфорського часу. Спори представлені *Neoraistrickia longibaculata* Scheiko, *Klukisporites* sp., *Leiotrietes* sp., *Gleicheniidites* sp., *Osmundacidites* sp., *Coniopteris* sp.,

Calamospora mesozoica Coup., *Tripartina variabilis* Mal. та ін. Характерною ознакою оксфордських спорово-пилкових комплексів є переважання пилку *Classopollis* sp. Трапляється одноборозний пилок *Inaperturopollenites magnus* Pot., *Chasmatosporites* sp., *Quadraeculina* sp., Ginkgocycadaceae, Araucariaceae, Cupressaceae. Більш різноманітно представлений пилок хвойних *Pinuspollenites* sp., *Pinus pernobilis* Bolch., *Piceapollenites* sp., *Parvisaccites* sp.? Диноцисти *Paragonyaulacysta borealis* (Brideaux and Fisher) Stover and Evitt., *Nannoceratopsis* sp., *Gonyaulacysta* sp. Відмічаються рештки зелених водоростей *Leiosphaeridia aggereloides* (Mal.). За характерними ознаками паліноморф, систематичним складом та відсотковим вмістом типових паліноморф, вік неринеєвих оолітових вапняків можна датувати як **оксфордський.** А за даними мікрофауністичного аналізу (зональними і характерними видами форамініфер) вік вміщуючих порід можна датувати як пізній оксфорд.

У брунатно-сірих різнозернистих алевролітах виявлено комплекс форамініфер *Pseudocyclammina personata* Tobler, *P. rogalai* Cuskman et Glazewski, *Cribrostomoides mirandus* Dain, *Recurvoides disputabilis* Dain, *Astacolus praesibirensis* Kosyr., *Lenticulina mikhailovi* Dain. Відсутність у комплексі характерних видів не дає нам можливості більш детально (на рівні під'ярусів) розчленити відклади, але за систематичним складом форамініфер дані відклади відповідають кімеридзькому часу. Також виявлено уламок дрібнорослого двостулкового молюска, дрібнорослі гастроподи, голки морського їжака, остракоди - *Dolocytherides solita* Lub., *Galliaecytheridea* cf. *grigorievi* (Lub.), *Amphicythere* cf. s*emisulcata* (Triebel). Встановлено у цих відкладах спорово-пилковий комплекс. Серед спор переважає пилок родини Cyatheaceae, відмічається поява поодиноких спор *Trilobosporites* sp., трапляються поодинокі осмундові та спори групи *Leiotriletes* spp. Переважає пилок *Classopollis* spp. - до 90 %, що і є характерною ознакою кімеридзького часу. Численний пилок кейтонієвих. Встановлено пилок хвойних (*Pinuspollenites* sp.) і араукарієвих (*Araucariacites* sp.), відмічається одноборозний пилок родин Cupressaceae та Ginkgocycadaceae. Трапляються поодинокі рештки трахеїд і рештки структурованого дерева. Загалом, мікрорештки поодинокі та деформовані. За характерними ознаками паліноморф, систематичним складом і відсотковим вмістом типових паліноморф, форамініфер вік брунатно-сірих різнозернистих алевролітів можна датувати як кімеридзький.

У строкатих червоно- і жовто-брунатних алевролітах (континентальні відклади) за даними спорово-пилкового аналізу встановлено спорово-пилковий комплекс, у якому спори вищих рослин становлять 20 % і представлені спорами папоротеподібних, плавунів і спорами невстановленого систематичного положення: *Leiotriletes* sp., *Leptolepidites* sp., *Klukisporites* sp., *Todisporites* sp., *Trilobosporites asper* (Bolch.) M. Voronova. Характерною ознакою для титонського часу є домінування серед спор *Marattisporites scabratus* Couper. Пилок голонасінних становить 80 %. Переважає пилок голонасінних з одноборозними пилковими зернами *Araucariacites* sp., *Bennettites* sp., *Inaperturopollenites* sp., *Eucomiidites* sp. та встановлені представники родин Ginkgocycadales, Cupressaceae. Трапляється пилок хейролепідієвих *Classopollis* sp., що в деяких спектрах становить від 70 до 88 %. Відмічено давні форми Protoconiferus, хвойні більш молодого вигляду *Pinuspollenites* sp. та представники *Podocarpidites* spp., що характерні для титонського часу. Також у строкатоколірних глинах поблизу с. Кам'янки встановлено й інші мікрофосилії рослинного походження. Відмічаються кутикули: рослинні рештки гінкгових і цикадових у великій кількості. Визначені рештки грибів, а саме спори та гіфи мікроскопічних грибів із класу фікоміцетів (*Rhizophagites*), конідій (*Fractisporonites* sp.). Відмічені празинофіти – рештки зелених водоростей тасманітових і зігнемових, відповідно *Tasmanites* sp. і *Ovoidites* sp. [3]. За характерними ознаками паліноморф, систематичним складом і відсотковим вмістом

типових паліноморф, вік строкатих червоно- і жовто-брунатних алевролітів можна датувати як **титонський**.

Результати комплексного вивчення мікрофосилій із верхньоюрських відкладів північно-західної окраїни Донбасу (великі Кам'янські відслонення) дали нам можливість зробити такі висновки.

За даними форамініферового аналізу з верхньоюрських відкладів виділено два форамініферових комплекси (верхньооксфордський і кімеридзький). Верхньооксфордський форамініферовий комплекс містить характерні види, на підставі яких можливо виділити форамініферову зону Lenticulina russiensis. Відсутність у кімеридзькому форамініферовому комплексі характерних видів не дає змоги більш детально стратифікувати відклади. За даними палінологічного аналізу у верхньоюрських відкладах виділено три спорово-пилкових комплекси – оксфордський, кімеридзький і титонський, які відрізняються за систематичним складом і кількісним вмістом окремих таксонів. В основному, спорово-пилкові комплекси оксфорду та кімериджу біогенно деградують. Пилок хвойних і хейролепідієвих *Classopollis* (70-90 %) становлять основну частину комплексів у пізній юрі. Спорово-пилкові комплекси пов'язані між собою поступовим переходом. Відмічено поодинокі диноцисти тільки у нижніх шарах товщі, що представлені вапняками оксфордського віку.

1. *Космачов В.Г., Космачова М.В.* Путівник геологічної екскурсії науково-практичної конференції, присвяченої 100-літтю професора В.П. Макридіна. Харків; Ізюм; Кам'янка: Видавництво Іванченко І., 2015. 32 с.
2. *Стратиграфія* верхнього протерозою та фанерозою України. Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / ІГН НАН Україн;. гол. ред П.Ф. Гожик. К., 2013. Т.1. 637 с.
3. *Shevchuk O.A., Vajda V., McLoughlin S., Shevchuk O.I.* Palynological characteristics of Tithonian continental sediments of the North West Donbas, Ukraine // Матеріали сесії Палеонтологічного товариства НАН України. К., 2017. С. 86-87.

РІЗНОМАНІТНІСТЬ ГЕЛІОЛІТОІДЕЙ СИЛУРІЙСЬКОГО РОЗРІЗУ ПОДІЛЛЯ

Гриценко В.

Національний науково-природничий музей НАН України

вул. Богдана Хмельницького, 15, Київ, 01601, Україна

favosites@ukr.net

Багаторічні дослідження подільського розрізу силуру дали змогу зібрати колекцію коралів і строматопорат. Особливо детальними були роботи, пов'язані з пошуками неостратотипів місцевих стратиграфічних підрозділів у зоні затоплення Дністровської ГЕС. До робіт були залучені дослідники України та кількох наукових центрів Росії. Авторський колектив під керівництвом П.Д. Цегельнюка розробив детальну місцеву стратиграфічну схему та склав монографію [3]. Для стратиграфічних висновків і кореляції розрізів у цій монографії використано відомості про поширення брахіоподів, граптолітів, трилобітів, черепашкових рачків (остракод), головоногих молюсків і багатьох інших викопних організмів, поширених у сирійських відкладах Поділля. У цьому переліку не останнє місце зайняли представники типу *Cnidaria*, рештки яких добре зберігаються у викопному стані завдяки наявності карбонатного

скелета. Особливе місце серед кнідарій займають корали. Значною різноманітністю відзначаються представники кишковопорожнинних – геліолітоідеї.

Геліолітоідеї дуже давно приваблюють увагу палеонтологів. Однією з капітальних монографій є праця Г. Ліндстрьома зі Швеції [8], яка і досі не втратила своєї актуальності. Серед сучасних дослідників варто згадати видатного фахівця з вивчення цієї групи Ольгу Борисівну Бондаренко, яка здійснила ревізію геліолітоідей на сучасному рівні [1] і широко застосовувала дослідження їхнього астогенезу (зміну будови скелета у процесі росту). Вона одна з перших виділила так звані темні та світлі зони в будові поліпняків і виявила особливості їхньої будови. Якщо зробити шліфи лише через якусь одну зону, то можна отримати хибне визначення коралу. У цих зонах будова скелета настільки відрізняється, що їх можна віднести до різних видів і навіть родів. Отже, для вивчення та правильного визначення коралів необхідна серія шліфів.

У сприятливих умовах фосилізації у коралів зберігається мікроструктура скелетних елементів [7]. Коли ж умови збереження не дуже сприятливі, то відбувається перекристалізація мікроструктури. Часто вторинні перетворення за діагенезу знищують особливості мікроструктури – від коралів залишаються лише неявні тіні. В унікальних випадках м’які тканини мінералізуються піритом [5, 6]. Інколи тканини скелетів коралів заміщуються халцедоном або опалом, тоді вони набувають «напівдорогоцінного» вигляду. Доломітизація може цілком знищити свідчення наявності скелетів будь-яких викопних організмів.

Доцільно підкреслити екологічну пластичність коралів, що повною мірою характерне і для геліолітоідей. В різних фаціальних умовах вони будують різні за формою колонії. В умовах активної турбулентності (течії, хвилі) колонії напівсферичні. Для спокійних умов слабкої турбулентності й відносно глибокої води характерні плоскі поліпняки. На рифах могли формуватись обростаючі та гілчасті колонії.

Ці корали мають космополітичне пзширення. Слід згадати особливо цікаві знахідки геліолітоідей в Канаді, серед яких іноді трапляються форми унікальної збереженості з фосилізованими поліпами та спікулами навколо їхніх чашок [4–6], що дає авторам змогу припустити подібність древніх табулят і геліолітоідей до сучасних альціонарій.

У нашій колекції геліолітоідеї зайняли одне з провідних місць. Значні ускладнення в їхньому дослідженні та визначенні створюють мінливість і різноманітність цих коралів. А позитивною рисою є досить швидка їхня еволюція, яка визначає зміну комплексів у часі та можливість їхнього використання для кореляції розрізів різних регіонів.

Найбільш древніми в подільському розрізі силуру є пропори, на які натраптли у тернавській світі. Вони представлені в колекції трьома видами (*Propora tubulata* Lonsdale, *P. parvituba* (Roemer), *P. minima* Lindstroem). і відрізняються розмірами перетину коралітів та їхньою щільністю в поліняках. Для всіх характерна пухириста проміжна тканина.

Наступний «ступінь» відповідає суршинській підсвіті тернавської світи і баговицькій світі, де яскравими представниками геліолітоідей (плазмопорид) є *Plasmopora scita* Milne Edwards et Haime та *Plasmopora petalliformis (Lonsdale),* один поліпняк якої було знайдено у суршинській підсвіті. Для обох видів характерне розташування пухирців проміжної тканини вертикальними рядами (стовпчиками). Навколо коралітів утворений ореол з 12 екстратекальних пластин. Але у першого виду товсті стінки коралітів малого діаметра, у другого вони тонкі, а їхній діаметр більший. Для обох видів цього роду характерна пухириста будова тканини, яка розділяла кораліти.

На цьому рівні також трапляється *Derivatolites parvistellus* (Roemer), який О.Бондаренко виокремила з виду Ромера *Stelliporella parvistella* в якості нового роду. До роду *Heliolites* тут залучений вид *H. irregularis* Wentzel. Про особливості будови поліпняків цього виду свідчить його назва. Проміжні трубки у нього різні за розмірами і, відповідно, цененхіма має нерегулярну (неправильну) структуру.

Для суршинської підсвіти також характерним є виділений О. Бондаренко рід і вид *Podolites diseptatus* Bond., у якого до центру коралітів доходять дві септи.

Сприятливі умови для існування геліолітоідей, як виявилося, були в минулому у конівський час. На рівні конівської світи малинівецької серії є численні знахідки, особливо у нижній (голосківській) її підсвіті, для якої характерна наявність біогермів. Тут добре себе почували два види роду *Stelliporella* – гільчаста *S. intricata* (Lindsrtoem) та пластинчаста *S. lamellata* Wentzel.

Для голосківської підсвіти конівської світи також характерні такі геліолітоідеї: *Heliolites decipiens* Mc Coy, *Squameoheliolites diademicus* Bondarenko та *Saaremolites sp*. Для першого виду характерні кораліти в перетині близько 1 мм та майже однакові дрібні проміжні трубки з діафрагмами. У другого виду (і роду) провідною ознакою є ореол із широких трубок навколо відносно великих коралітів і лускоподібних септальні елементи. Для третього виду визначальною є наявність стовпчика в центрі коралітів, який ніби прориває опуклі денця. Спостерігається зональність із бурою пігментацією темних зон.

Наступний рівень широкого розповсюдження геліолітоідей – гринчуцька підсвіта рихтівської світи. На цьому рівні з'являються геліолітоідеї з осьовою трубкою в центральній зоні коралітів – *Syringoheliolites contrarius* Bondarenko.

У верхній частині гриньчуцької підсвіти часто трапляються ланцюжкові форми геліолітид, які інші дослідники традиційно включають до складу «штучного» угруповання *Halysitida*. Дослідники сибірських коралів знайшли ланцюжкові корали серед фавозитид і ругоз, що дає підстави вважати ланцюжковість екоморфою.

На початку пржидольського часу на сході Подільського басейну в лагунних умовах формувалися осадки пригородоцької світи, які були цілком несприятливими для існування геліолітоідей та інших кнідарій. Серед викопних решток тут знайдено лише строматоліти й черепашки остракод. Кнідарії в той час мігрували у більш глибоководні ділянки Подільського морського басейну – на захід, а також на північ (територія сучасних Волині та Білорусі) й на південь (Молдова), де в керні свердловин виявлено своєрідні геліолітіди – *Rotalites leleshusi* Grytsenko (дарахівська світа і її аналоги).

У середині та наприкінці пржидольського віку в Подільскому силурійському басейні відновилися сприятливі для коралів умови. У трубчинській світі доволі поширені *Dnestrites transitus* Bondarenko, *Dnestrites expectatus* Bondarenko, голчасті септи яких густо заповнюють майже зірчасті кораліти. Ці корали мають яскраво виражену зональність (світлі й темні зони). Темні зони забарвлені бурим пігментом. У дзвиногородській світі часто трапляються представники своєрідного виду *Pachyhelio-plasma podolica* (Bondarenko), в меншій кількості знаходять інші види і роди.

Висновки

Геліолітиди – одна з найбільш різноманітних груп коралів, представники якої відзначаються істотною мінливістю в часі. Ця обставина дуже важлива для побудови стратиграфічних схем і стратиграфічної кореляції.

Для них характерна зональна будова (так звані світлі й темні зони). Поперечні перетини, які характеризують різні зони росту, значно відрізняються. Утемних зонах з'являються скелетні елементи, які не характерні для світлих зон, або проявлені в

меншому ступені. Це стосується товщини та довжини скелетних елементів (септи, шипи, днища, діафрагми й осьові структури).

З лудловського відділу у геліолітоідей і деяких табулят спостерігається бура пігментація темних зон.

Вони мають екологічну пластичність, що корисно для визначення фаціальних умов.

При вивченні та визначенні коралів часто доцільно вивчати їхню мікроструктуру.

Наявність спікул і особливості будови скелетів фавозитид та геліолітоідей дали канадійським дослідникам змогу припустити їхню подібність до сучасних альціонарій.

1. Бондаренко О.Б. Вертикальное распространение гелиолитоидей в Подолии и возраст вмещающих обложений // Вестник МГУ. Сер. геол. 1971. №2 С. 42-48.
2. Ковалевский О.П. Табуляти и гелиолитоидей караеспинского горизонта / В сб.: Стратиграфия нижнепалеозойских и силурийских обложений Центрального Казахстана. Л.: Недра, 1965. С. 112-133.
3. Цегельнюк П.Д., Гриценко В.П., Константиненко Л.И., Ищенко А.А. и др. Силур Подолии: путеводитель экскурсии. К: Наук. думка, 1983. 224 с.
4. *Chatterton, Brian & Copper, Paul & Dixon, Owen & Gibb, Stacey*. Spicules in Silurian tabulate corals from Canada, and implications for their affinities // Palaeontology. 2008. 51. P. 173-198.
5. *Copper, P. & Plusquellec, Y.* Ultrastructure of the walls, tabulae and "polyps" in Early Silurian Favosites from Anticosti Island, Canada. Cour. Forsh. Senckenberg. 1993. 1 (64). P. 301-308.
6. Copper, P. Fossilized polyps in 430-Myr-old Favosites corals // Nature, 1985. 3 (16). P. 142-144.
7. Jell J.S., Hill D. The microstructure of corals. Drevnie Cnidaria. 1974. Vol. I. Novosibirsk: Nauka, 1974. P. 8-14.
8. *Lindstroem G*. Remarks on the Heliolitidae // Kgl. Svenska Vet. handl. 1899. N 1. P. 3-140.

ПАЛЕОГЕОГРАФІЯ РАННЬОКРЕЙДОВОГО ЧАСУ ФЛІШОВИХ КАРПАТ

Хевпа З.
Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів, 79005, Україна
zenonzxv@gmail.com

Основні висновки про докрейдовий етап геологічного розвитку даного району базуються на результатах вивчення екзотичного матеріалу, який міститься в більш молодших грубоуламкових утвореннях. Переважна більшість дослідників вважають, що верхньоюрський басейн був поширений на сучасній території Карпат, Передкарпатського прогину у південно-західній частині Східно-Європейської платформи. Ці висновки в теперішній час підтверджуються результатами буріння. Верхньоюрські відклади представлені найчастіше брекчієподібними світло-сірими біогенними вапняками. Відклади карбонатного походження, які сформувалися на невеликих глибинах у теплому з нормальною солоністю і багатою різноманітною фауною басейні або в кількох споріднених між собою басейнах. У юрі на фоні

загального повільного прогинання дна басейна не зазначалося різко виражених тектонічних рухів.

У кінці пізньоюрської – напочатку ранньокрейдової епох відбувалася різка зміна тектонічного режиму, зароджувався флішовий трог. У ранньокрейдову епоху відбувалося поступове, різної амплітуди, некомпенсоване прогинання дна басейну. Умови осадконакопичення були схожі в усій Карпатській геосинкліналі, на що вказують літологічно близькі флішоїдні і типово флішові відклади.

У беріасі – нижньому валанжині формувалася каменопотікська світа, складена темно-сірими до чорних, із зеленкуватим відтінком вапняками з прошарками діабазів і їхніх туфів, рідше з малопотужними лінзами чорних кременів. У середній частині розрізу збільшувався вміст теригенного матеріалу і масивні вапняки змінювалися середньошаруватими пісковиками, які чергувалися з чорними аргілітами. Ці відклади відповідають «Аптиховим шарам» Румунії і тешинським шарам Західних Карпат.

У пізньому валанжині – баремі – ранньому апті формувалася рахівська світа (верхній валанжин – нижній барем) і потужна теригенна товща, яка її перекриває (верхній барем – нижній апт). На території Румунії, Болгарії, Словаччини та Чехії аналогом рахівської світи є «шари Сіная», а товща, яка їх перекриває, відповідає «шарам Бистра». В Західних Карпатах одновіковими з ними верхньотешинські (валанжин) і градиштські (готерив – нижній апт) шари. В пізньому готериві – баремі – ранньому апті відкладались також карбонатні відклади, сучасні світло-сірі та білі біогенні вапняки. Вони охарактеризовані виключно теплолюбними видами Середземномор'я і нагадують по видовому складу фауну, знайдену в ургонських вапняках.

В аптський час накопичувалися переважно глинисті відклади зі збільшенням піщаного матеріалу в середньому і верхньому апті. Теригенний аптський фліш фауністично охарактеризований найбільш повно. Це білотисенська, спаська і шипотська світи, які мають безпосереднє продовження у Румунських Карпатах. Фауна велика, грубостінна, яка свідчить про незначні глибини флішового басейну.

Альбські відклади в Українських Карпатах представлені в основному середньо– і великозернистими пісковиками, рідше гравелітами, які свідчать про систематичне обміління басейну. Джерелом зносу слугувала Східно-Європейська платформа, Добруджсько-Сандомирський вал, Паннонський масив і ряд інших внутрішніх кордильєр, складених палеозойськими, нижньомезозойськими і неокомськими відкладами. Уламки останніх трапляються у богданівських, бронівських та інших молодших конгломератах.

Епізодично (внаслідок активізації тектонічних рухів у неокомі та пізньому альбі) діють вулкани. Починаючи з пізньоюрського часу, акваторія флішового басейну постійно збільшувалась. До середнього – пізньоаптського часу різкого розчленування басейну ще не відбувалось, але вже у альбі його конфігурація та рельєф дна зазнав помітних змін, активізувалися джерела зносу осадового матеріалу, і це відображалося на характері седиментації. Перехідний час від ранньої крейди до пізньої також ознаменувався змінами тектонічного режиму і зміною умов осадкоутворення.

Басейн розмежувався на часткові троги. У пізньоальбський час в багатьох місцях Середземноморської області здійснювалася потужна трансгресія, сліди якої спостерігаються і в Карпатах. Із тим часом (пізній альб - сеноман), мабуть, слід повязувати поступове насування Мармарошського кристалічного масиву на флішовий трог.

РОЗСИПИ БУРШТИНУ В УКРАЇНІ ТА ПРОБЛЕМИ ЇХНЬОЇ СТРАТИФІКАЦІЇ

Мацуй В., Науменко У., Александров О.
Інститут геологічних наук НАН України
01054, Київ, вул. О. Гончара, 55-Б, Київ 01054, Україна
v_matsui@ukr.net,
uznaum@gmail.com,
alex2ce@gmail.com

Згідно з геологічними дослідженнями, бурштин-сукциніт (БС) сформувався і поширений виключно на території Балтійсько-Дніпровської бурштиноносної провінції. Фосилізация смоляних виділень переважно хвойних дерев і формування первинних біогенно-осадових покладів смол (протобурштину) в заболоченій підстилці «бурштинового» лісу відбувалися в першій половині середнього еоцену (бучацький час) на території Дніпровського буровугільного басейну та інших вугільних басейнів провінції. Розмив покладів протобурштину, транспортування та седиментація в морській глауконітовмісній обстановці київського, обухівського та межигірського басейнів і накопичення корінних розсипів БС в перших проміжних колекторах відбулися в постбучацький час – у кінці середнього – верхньому еоцені та ранньому олігоцені [1]. Унікальні промислові поклади БС (понад 80 % усіх світових запасів) на узбережжі Самбії в 40 км від Калінінграда залягають у «блакитний землі» – глауконіт-кварцових пісках і алевритах верхньоеоценової пруської світи (стратиграфічний аналог обухівської світи Північної України). Формування продуктивного бурштиноносного шару відбувалось у глибоководній частині шельфу пізньоеоценового моря за межами зони дії хвилювання [2]. Усі промислові родовища і бурштинопрояви України, що розробляються, пов'язані виключно з прибережно-морськими і лиманно-дельтовими осадами переважно межигірської світи нижнього олігоцену, в яких вміст корисного компонента значно поступається самбійським. Встановлено, що розсипи БС в еоцен-олігоцені та в наступні епохи неогену і плейстоцену переходили в різні за віком і генезисом стратиграфічні горизонти прямо або через проміжні колектори й часто накопичувалися в різних концентраціях, в тому числі і промислового значення. Постмежигірські континентальні розсипи БС у «бурштиновому» Поліссі (північні та північно-західні схили Українського щита) стратиграфічно охоплюють полтавську серію, що включає берецький і новопетрівський горизонти верхнього олігоцену, неоген і плейстоцен. У цей час відбулася значна перебудова донеогенового структурного плану і переміна знаку тектонічних рухів, коли стійкі палеогенові опускання змінилися успадкованими помірними та відносно слабкими неоген-плейстоценовими підняттями [4]. З часу зникнення палеогенових морів веде свій початок і сучасна гідросітка. В умовах різко змінюваних кліматичних обстановок і перебудов процесів осадконакопичення відбувались (і донині відбуваються) розмив та перевідкладення корінних еоцен-нижньоолігоценових розсипів. Концентрація БС у цих розсипах невелика в перерахунку на площу залягання, але місцями на локальних ділянках вона дуже значна і становить величезний інтерес як об’єкт для нелегальних бурштинокопачів. Континентальні розсипи у процесі тривалого гіпергенезу зберегли найцінніші, найбільш щільні, нетріщинуваті, унікальні різновиди ювелірного сонячного каменю, в яких часто немає «сорочки окислення», є характерні сліди обкатаності й попадаються добре обкатані бурштинові гальки. Джерелом живлення або корінним першоджерелом розглянутих розсипів є прибережно-морські еоцен-олігоценові розсипи. Завдання пошуків розсипів як перших, так і наступних проміжних колекторів може бути успішно вирішене лише за умови всебічного геологічного, геоморфологічного та

палеогеографічного вивчення Українського щита і його схилів, у першу чергу стратиграфії різновікових осадових відкладів кайнозою. Лише за цих умов можна будувати наукові прогнози про можливе просторове і стратиграфічне положення бурштиновмісних продуктивних горизонтів.

Стратиграфія, або вивчення послідовності накопичення даних відкладень трохи відрізняється від загальновизнаного вивчення осадових порід, які відкладались у типових областях акумуляції. Тут же ми маємо справу з різновіковими долинами і долиноподібними зниженнями, які в кайнозої випробували багаторазову зміну ерозійних циклів і фаз акумуляції морських, лиманно-морських, лагунно-дельтових, алювіальних, озерних, озерно-болотних, льодовикових та інших осадів. Усі геологічні розрізи стратиграфічних підрозділів бурштиновмісних відкладень від еоцен-олігоценових до неогенових і плейстоценових є неповними. Для них характерні близький літологічний склад – кварцові піски, алеврити і глини з великим або меншим вмістом глауконіту і включення обвугленої рослинної органіки. Не є винятком і бурштиновмісна товща завадовського кліматоліту, що характеризує новий промисловий тип родовищ БС в Україні. Залягає вона під мореною дніпровського зледеніння і представлена алювіально-озерними слюдистими кварц-глауконітовими пісками з незначними включеннями польового шпату з перешаруванням зі сірими і зеленувато-сірими глинами та залишками обвугленої деревини (Камінь-Каширський і Любешівський райони Волинської області, ділянки Бирки, Деревок та ін.). Одновікові бурштинопрояви і родовища, пов'язані з міжльодовиковими завадовськими відкладеннями України, розробляються і в сусідній Білорусі в межах верхньоприп'ятської озерно-алювіальної рівнини (родовище Гатча-Осовське з вмістом БС 34 г/м^3, розвідані ресурси 327 т).

У всіх розрізах кайнозою «бурштинового» Полісся немає представників керівних груп фауни і флори. Особливості стратиграфії бурштиноносних відкладів в умовах геологічно закритої і заболоченої території Полісся з високим рівнем стояння ґрунтових вод не дають змоги достовірно датувати і корелювати продуктивні горизонти і, як наслідок, обмежують якісний науковий прогноз родовищ. Відсутність науково обґрунтованого прогнозу, в свою чергу, призводить до згубних «пошуків поспіль», що незмінно супроводжується знищенням незайманої природи регіону.

Прогноз розсипів БС неможливий без вирішення проблеми «корінне першоджерело – розсип» і детально обґрунтованої стратиграфічної схеми палеогену, поглибленого вивчення історії геологічного розвитку регіону в кайнозої. До цього часу ще не встановлені стратиграфо-палеонтологічні, літолого-фаціальні, палеогеографічні та геолого-геоморфологічні критерії розчленування та простежування бурштиновмісних прибережно-морських еоцен-олігоценових і континентальних верхньоолігоценових, неогенових і плейстоценових нашарувань. У результаті протягом тривалого часу стратиграфічне положення бурштиноносних горизонтів трактується дослідниками неоднозначно. Наприклад, неогенові та плейстоценові алювіальні й озерні розсипи БС часто приймаються дослідниками за прибережно-морські, які формувалися в пізньому еоцені або ранньому олігоцені. Відсутність надійної стратиграфічної основи ставить під сумнів використання найважливішого палеогеографічного критерію при вивченні геології розсипів БС у регіоні [5, 6].

У бурштиновому Поліссі для встановлення первинної послідовності залягання, вікових співвідношень і розуміння агентів і способів утворення різновікових розсипів з еоцен-олігоцену до геологічної сучасності слід використовувати весь комплекс стратиграфічних і геолого-геоморфологічних методів дослідження з урахуванням еволюційно-динамічного аналізу геологічних структур і рельєфу з архею-протерозою до геологічної сучасності. Необхідно ширше використовувати методи, що

використовуються в геології і є обов'язковими для геологічних організацій ще з періоду робіт Мінгео СРСР і УРСР, зокрема, геологічне дешифрування аерофотознімків і сучасних космічних знімків. Як показав багаторічний досвід, застосування аерометодів дає значний ефект навіть у закритих, заліснених і заболочених районах. Назріла гостра необхідність в організації тематичних пошуково-розвідувальних робіт зі складання регіональних прогнозних карт бурштиноносності м-бу 1: 50 000, детального вивчення стратиграфії бурштиновмісних товщ із широким залученням учених-фахівців Національної академії наук і профільних установ України.

1. *Мацуй В.М.* Эволюция смолопродуцирующей растительности и формирование залежей ископаемых смол. К.: Наук. думка, 2016. 143с.

2. *Краснов С.Г., Каплан А.А.* О генезисе янтареносных отложений палеогена Калининградской области по данным литологических исследований // Литология и полезные ископаемые. 1976. № 4. С. 95-106.

3. *Мацуй В.М., Науменко У.З.* Походження бурштину-сукциніту: від міфів до сучасних теорій // Вісник Національної академії наук України. 2017. № 2. С. 60–69.

4. *Matsui V., Naumenko U., Remezova O. et al.* O. The prognosis of amber-succinite deposits different age in Ukraine and their aspects of development // International symposium “Amber. Science and art”. Abstracts. Amberif 2018. International Fair of Amber, jewellery and gemstjnes. P 99–104. Gdansk, 2018.

5. *Мацуй В.М., Науменко У.З.* Проблемы геологии ископаемых смол Украины // Матеріали науково-практичної конференції «Новітні проблеми геології», Х., 2018 р. С. 92–95.

6. *Matsui V., Naumenko U., Remezova O.* Amber (succinite) in Ukraine // 8th International Conference on Fossil Insects, Arthropods & Amber / Edited by P. C. Nascimbene. Santo Domingo, 2019. P. 118.

ДОСЛІДЖЕННЯ РОЛІ ЕНДОГЕННИХ КІЛЬЦЕВИХ СТРУКТУР У ФОРМУВАННІ СТРУКТУРНИХ ЕЛЕМЕНТІВ ОСАДОВОГО ЧОХЛА

Александров О., Науменко У.

Інститут геологічних наук НАН України

вул. О. Гончара, 55б, Київ, 01601, Україна

alex2ce@gmail.com

Кільцеві структури (КС), що зазвичай встановлюються за даними дешифрування космофотознімків та інтерпретації геофізичних матеріалів, спостерігаються в усіх регіонах світу, зокрема, і в Україні. Численні публікації засвідчують факт контролю цими структурами розміщення проявів мінералізації та родовищ корисних копалин [5, 6 та багато інших], проте причини і механізми такого контролю ще досить мало досліджені. Часто незрозуміло, що собою являє КС у геологічному сенсі, також не визначені її вік і ґенеза (звісно, це не стосується класу імпактних структур, які ми тут не розглядаємо). Іноді окремі частини структури виявлені в сучасному рельєфі, сучасній річковій сітці, проте в товщі осадових порід за результатами геологічних зйомок відшукати будь-які ознаки таких структур найчастіше неможливо [3].

Ця проблема вирішується впродовж багатьох років, зокрема, одна з перших спроб систематизації КС за генетичною ознакою була представлена для Українського щита ще 1989 року [4]. Проте найбільшого успіху в комплексному вирішенні

окреслених вище проблем нам вдалося досягти при дослідженні Дніпровсько-Донецького авлакогену, переважно в частині Донецької складчастої споруди. Цьому сприяла майже еталонна геологічна вивченість верхньої частини осадової товщі, наявність матеріалів гравімагнітних зйомок, а також густа сітка поздовжніх і січних профілів ГСЗ. На базі таких даних було побудовано структурну модель земної кори регіону [1], яка чітко показала зв'язок глибинних структур із приповерхневими.

У цьому регіоні нами виявлено комплекс КС, який складався з трьох трансрегіональних структур (500–600 км у діаметрі) і двох КС регіонального рангу (діаметром близько 100 км). Увесь комплекс наявних матеріалів вказував на те, що ці структури найбільше відповідають моделі КС, розробленій у Сибірському відділенні АН СРСР ще у 70-ті роки минулого століття, а саме – глибинний енергогенеруючий центр і конічні глибинні розломи, що виникли внаслідок розрядки напружень із цього центру. Нами відстежено трасування конічних розломів – каркасних елементів КС на сейсмогеологічних розрізах усіх профілів ГСЗ у регіоні. Трансрегіональні КС були датовані археєм (час виникнення) через конформність їм деяких архей-протерозойських утворень у східній частині УЩ і на Воронезькому кристалічному масиві; вони також неодноразово активізувалися, про що свідчать дугові елементи, зокрема, герцинських структур. Тут нами виявлено поширення успадкованості більш пізніми структурними елементами осадового чохла давніх тектонічно послаблених зон. Більшість розломно-складчастих структур осадової товщі виникли безпосередньо над конічними розломами КС у кристалічному фундаменті, проте характер зв'язку не прямий і розломи в осадовій товщі не є прямим продовженням глибинних розломів фундаменту. Часом похилі насуви виникали в зонах впливу останніх, мають протилежне падіння (як, наприклад, зона північних насувів), проте точно відтворюють у плані дугові елементи КС. Також було з'ясовано, що лінійні глибинні розломи виявляють значно менший вплив на структуроутворення в осадовій товщі порівняно з елементами КС – цей вплив виявляється хіба що в утворенні зон розущільнення, що трасуються за мінімумами трансформованого гравітаційного поля.

Але найбільш цікавими виявилися дві КС регіонального рівня – Шахтарська і Нагольчанська. Ці дві структури мають діаметр близько 100 км, тобто їхні енергогенеруючі центри розташовані поблизу розділу Мохоровичича. Час їхнього виникнення був співвіднесений із заальською фазою герцинського циклу тектогенезу, тобто всі структури осадової товщі, що були сформовані під час тектонічної інверсії, зазнали впливу каркасних елементів цих КС. У результаті деякі розломи і складки в осадовій товщі успадкували дугову форму елементів цих КС. Характер взаємозв'язку глибинних і приповерхневих структур тут такий самий, як і для КС трансрегіонального рівня – опосередкований через зони впливу.

КС розвивались у тісній взаємодії з лінійними глибинними розломами. Так, у вузлах перетину останніх із конічними розломами Шахтарської та Нагольчанської КС локалізувались приховані інтрузії гранітоїдів, вторгнення яких відбулося наприкінці формування андезит-трахіандезитового інтрузивного комплексу ~200 млн років тому. Ці інтрузії спричинили функціонування конвекційних комірок, завдяки яким відбулися гідротермальні та гідротермально-метасоматичні процеси, в тому числі формування золотого зруденіння [2].

Отже, наші дослідження в регіоні з еталонним ступенем геологічної вивченості показали, що зв'язок приповерхневих структур осадової товщі з КС має непрямий і досить складний характер, а надто контроль проявів мінералізації з боку КС. Звісно, в інших регіонах будуть більші або менші відмінності. Найчастіше саме брак інформації про глибинну будову не дає можливості співвідносити конкретні структурні елементи осадової товщі з впливом віддешифрованих КС.

1. *Александров А.Л.* Структурная модель земной коры региона Донбасса и некоторые аспекты металлогении // Наук. праці ін-ту фундаментальних досліджень.2008. – Вип. 13. – С. 47–60.
2. *Александров О.Л.* Геологічна будова і золотоносність Ольховатсько-Волинцівської антикліналі в структурі Донецької складчастої споруди: автореф. дис. канд. геол. наук. 04.00.01. К., 2013. 24 с.
3. *Галецький Л.С., Науменко У.З., Чернієнко Н.М.* Основні типи рудоносних структур України // Мінеральні ресурси України. 2016. № 4. С. 8–15.
4. *Генетические* типы кольцевых структур на Украинском щите / А.Л. Александров, В.И. Бабенко, С.С. Быстревская, Г.А. Земсков, Н.П. Семенюк, А.Г. Ткаченко. Препринт ИГФМ-89. К., 1989. 70 с.
5. *Дьяченко Г.И.* Геометрические закономерности размещения рудных месторождений. К.: Логос, 2011. 90 с.
6. *Шумлянський В.О., Зємсков Г.О., Александров О.Л.* Регіональні кільцьові структури та їхня роль у локалізації ендогенного зруденіння в Донбасі // Перспективна золотоносність надр України. Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. 1994 Вип. 12. – С. 160–161.

ГЕНЕЗИС І РОЗПОВСЮДЖЕННЯ СИЛІЦИТІВ ПАЛЕОГЕНУ СЕРЕДНЬОГО ПРИДНІПРОВ'Я ТА ПРИЧОРНОМОР'Я У СВІТЛІ НЕОТЕКТОНІКИ КАЙНОЗОЮ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА

Стефанський В.
Інститут геологічних наук НАН України
вул. О. Гончара, 55-Б, Київ 02054, Україна
stefanskyi2017@gmail.com

Фаціальний склад і особливості розповсюдження фацій палеогену Середнього Придніпров'я та Причорномор'я дискутуються в багатьох працях. При цьому виникнення та положення ряду теригенних, карбонатних і вуглистих фацій цих територій пояснювали палеогеографічними, зокрема, палеокліматичними умовами, вивітрюванням, динамікою та зміною хімізму палеобасейнів за рахунок апвелінгу [2]. Проте питання про неотектонічні фактори, які спровокували збільшення кремнезему вулканічного та гідротермального походження у палеобасейнах до рівня необхідного для утворення потужних товщ кременистих порід палеогену Середнього Придніпров'я та Причорномор'я, майже не обговорювалися. Це пов'язано з недостатньою геологічною та палеонтологічною вивченістю Українського щита (УЩ) і прилеглих територій (зокрема дискусійністю генезису крейда-палеоценової райгородської товщі Інгульського мегаблоку), з неточністю літологічних визначень під час геологорозвідувальних робіт (зокрема, віднесення змішаних силікат-карбонатних порід до мергелів або опок до теригенних порід), з браком палеонтологічних і тафономічних робіт стосовно фауни з кременистим скелетом (літистидних губок, радіолярій, червоних водоростей, динофлагелят та ін.), з помилками у визначенні стратиграфічного положення осадових товщ вказаної території (перш за все віднесення багатьох трансгресивних відкладів середнього еоцену до регресивного верхнього еоцену) тощо.

Проведені автором багаторічні комплексні дослідження численних відомих і нових місцезнаходжень палеогену вказаної площі, а також палеогену та крейди сусідніх територій (Дніпрово-Донецького авлакогену, Донбасу, басейну р. Дністер, Криму) дали змогу отримати нові дані щодо генезису та розповсюдження кременистих

утворень палеогену Середнього Придніпров'я та Причорномор'я. Зокрема, виявлено деякі головні джерела надходження кремнезему до палеогенових палеобасейнів, встановлено приуроченість силіцитів до тектонічно активних зон Українського щита (УЩ) і прилеглих до нього структур, виявлено роль спонгіофауни [6] в утворенні кременистих порід і родовищ кристобаліт-опалової сировини палеогену УЩ та його облямування.

Упродовж палеогену співвідношення мілководних фацій осадових порід Середнього Придніпров'я і Причорномор'я змінювалися. Взагалі палеоцен і еоцен Середнього Придніпров'я і Причорномор'я характеризується широким розповсюдженням фонових теригенних, карбонатних, кременистих і вуглистих фацій. При цьому найбільший відсоток кременистих порід із численними залишками спонгіофауни (опоки, трепели, опокоподібні пісковики й алевроліти, а також кременисті мергелі) припадає на палеоцен - початок середнього еоцену. Верхній еоцен більш глауконітовий, нерідко з численними залишками спікул губок і погано законсервованими ядрами спонгій. Олігоцен дослідженої території значно відрізняється від еоцену за співвідношенням фацій – майже повністю зникають кременисті породи, обсяг карбонатних порід значно скорочується, і вони майже зникають вгорі розрізу, а нижня частина розрізу Північного Причорномор'я включає марганцеві руди. Вуглисті фації олігоцену мають підлегле значення. Вищезазначене свідчить, що найбільша кількість кремнезему надходила на зазначеній території на початку палеогену (пізня крейда - початок середнього еоцену).

Результати аналізу латерального розповсюдження силіцитів палеогену Середнього Придніпров'я та Причорномор'я чітко вказують на приуроченість кременистих порід до Голованівсько-Ядлово-Трактемирівської, Західно-Інгулецько-Криворізької та Оріхово-Павлоградської шовних зон УЩ. При цьому найбільш багаті на кремнезем середньоеоценові трепели (включаючи Первозванівську групу родовищ трепелів і опокоподібних мергелів) тяжіють до району залягання крейда-палеоценової вулканогенної та вулканогенно-осадової райгородської товщі Інгульського мегаблоку.

Згідно з класичними поглядами на тісний зв'язок утворення силіцитів із процесами вулканізму (Дзоценидзе, 1965; Лучицький, 1971; Страхов,1966 та ін.), тяжіння кременистих порід палеогену до тектонічно активних зон УЩ можна пояснити тектонічною активізацією вказаних структур у кайнозої. Тектонічна діяльність (у тому колі ефузивна та гідротермальна) спровокувала масове надходження кремнезему до палеобасейнів палеогену території досліджень і обумовила тим самим накопичення потужних товщ палеоцен-середньоеоценових кременистих порід. Тектонічна активність шовних зон і периферії УЩ дослідженої території в кайнозої підтверджується і численними даними у різних галузях геології – геодинаміки, мінералогії, петрографії, геоморфології, геофізики, загальної геології (Алымов, Кулишов, 1971, 1972; Гойжевский, 1982; Горяйнов, 2013; Калашник, 2017; Копп, Корчемагин, 2010; Кутас и др., 2014; Нечаенко, Нікітченко, 2010; Шеремета и др., 2011; Фалькович и др., 2008; Федоришин, Триска, 2008; Яценко и др., 2009; Stefanskyi et al., 2018 та ін.).

Важливим доказом вулканічної діяльності, яка спровокувала надходження SiO_2 в палеобасейни у пізньому маастрихті-палеоцені на вказаних територіях, є райгородська товща. Вона пов'язана з численними кільцевими структурами вулканічного походження Інгульського мегаблоку УЩ. Райгородська товща представлена різноманітними туфами, туфітами, вулканоміктовими пісковиками, алевролітами, інколи має ритмічну структуру [4]. Усі породи мають чіткі ознаки ударного метаморфізму за рахунок експлозій в умовах УЩ з потужним кристалічним фундаментом. У середині та покрівлі райгородської товщі зареєстровано лінійні та

площинні кори вивітрювання із зональною побудовою. На площі свого розповсюдження райгородська товща має різний вік (Иванченко, 2003; Мороз, Савронь,1968; Стефанский и др., 2010 та ін.). За визначенням С.А. Люльєвої, у Смілянському районі Черкащини райгородські відклади характеризуються нанопланктоном зони Nephrolithus frequens, що відповідає верхам маастрихту. При цьому палеоценових фосилій немає. У районі Кропивницького райгородські відклади мають палеоценовий вік і включають комплекс форамініфер зони Cibicides lectus (Иванченко, 2003). Ці факти прямо підтверджують вулканічну активність на вищезазначених територіях у кінці крейди, а також у палеоцені.

Не можна не враховувати надходження кремнезему до палеобасейнів Середнього Придніпров'я, Дніпрово-Донецького авлакогену та Причорномор'я з віддалених районів Кавказького регіону і Карпат, що припускалося раніше (Дзоценидзе, 1965; Коссовская, 1975; Лучицький, 1971а, 1971б; Сеньковський, 1977). Велику роль у формуванні верхньокрейдових силіцитів Європи відігравали висхідні течії у процесі транспортування кремнезему зі стрефи південного орогенного поясу Тетису, а також процеси апвелінгу (Бушинский, 1974; Сеньковский, 1977; Сеньковский и др.,2004; Jurkowska et al., 2019 та ін.). Проте головними джерелами надходження кремнезему території досліджень є місцеві фактори. До них, перш за все, належать: крейда-палеогеновий вулканізм і гідротермальні прояви; вивітрювання продуктів ефузивної діяльності (підтверджується корами вивітрювання всередині та покрівлі райгородської товщі); процеси апвелінгу, привнесення кремнезему палеорічками (наявність численних річкових палеодолин (депресій) на УЩ) тощо. На місцеві джерела SiO_2 вказує ціла низка фактів. Так, кількість кремнезему у відкладах палеогену УЩ та його облямування не зменшується з відстанню від Кавказу та Карпат, але, навпаки, подекуди різко збільшується. Розповсюдження кременистих порід узагалі має осередковий характер і тяжіє до тектонічно активних зон УЩ та площ розповсюдження крейда-палеогенових ефузивів райгородської товщі. Поруч із останньою розвідано Первозванівську групу кристобаліт-опалової сировини. Співвідношення монтморилоніту-гідрослюд в осадах палеогену також має осередковий характер (Бушинский, 1954). Текстурно-структурні та літологічні особливості силіцитів (зокрема наявність камуфльованої пірокластики) вказують на їхнє походження від туфів [6]. Усі ці факти суперечать закономірностям розподілу вулканічного попелового матеріалу вітром і течіями, які зазначено у працях (Казанский, 1976, Лучицький, 1971 та ін.), і пояснюються, перш за все, активізацією докембрійських активних тектонічних зон у кайнозою, зокрема, проявами крейда-палеогенового вулканізму на УЩ та суміжних територіях [3, 4, 6].

Надходження великих мас кремнезему сприяло широкому розповсюдженню поселень спонгіофауни з кременистим скелетом, яка повсюдно брала активну участь в утворенні покладів і родовищ силіцитів на вказаній площі [2, 6]. Практично всі досліджені трепели, опоки й опокоподібні породи середнього еоцену Українського щита і його периферії характеризуються великою кількістю палеонтологічних залишків тіл губок (зокрема, літистидних [2]). Глауконітові фації верхнього еоцену також нерідко містять рештки спонгіофауни. Але вона представлена, як правило, лише спікулами губок і ядрами їхніх тіл поганої збережності. Отже, вищезазначене дає змогу припустити найбільш активне надходження кремнезему вивченої площі до палеогенового басейну в палеоцені - початку середнього еоцену.

Слід припустити велику роль у седиментації силіцитів ДДА та Причорномор'я різноманітних груп організмів зі силікатним скелетом, зокрема, діатомових, диноцист і радіолярій. На це вказують їхні залишки різного ступеня літифікації в палеогені цих

площ (Ольштинская, 1999; Горбунов, 1979; Шевченко, 2002; Stefanskyi et al., 2018 та ін.).

Активізація шовних зон і глибинних розломів Середнього Придніпров'я, Причорномор'я та суміжних структур у крейді-палеоцені території дослідження, як і накопичення силіцитів, не є локальними процесами. Вони співвідносяться з крупними тектонічними подіями ларамійської тектонічної епохи. Серед цих подій – такі як: колізія Індії та Євразії, формування орогенного поясу Великого Кавказу, Криму, колізійні процеси і Північній Туреччині, палеоцені Болгарії тощо [5]. Відповідно місцевий вулканізм і пов'язані з ним прояви сприяли утворенню потужних товщ силіцитів палеоцену та середнього еоцену в Середньому Придніпров'ї та Причорномор'ї, яке відбувалося майже одночасно з крейда-палеоценовою та еоценовою фазами етапів глобального кремененакопичення, встановленими за даними аналізу діатомової седиментації [1].

1. *Смирнов П.В., Константинов А.О.* Биогенное кремненакопление в Западно-Сибирском морском бассейне в палеоцене-эоцене: факторы и стадии // Литосфера. 2017. Т. 17, № 4, С. 26–47. doi.org/10.24930/1681-9004-2017-4-026-047.
2. *Стефанська Т.* Про поширення літистидних губок в еоценових відкладах північно-східної частини українського щита (у межах Дніпропетровської та Кіровоградської областей) та їх породотвірну роль // Проблеми геології фанерозою України. Львів, 2017. С. 62-65.
3. *Стефанский В.Л., Рузина М.В., Терешкова О.А. и др.* О возрасте райгородской толщи центрального района Украинского щита // Наук. вісн. НГУ. Дніпропетровськ, 2010. № 7-8. С. 5-8.
4. *Фалькович А.Л., Стефанский В.Л., Калашник А.А. та ін.* Новые данные о генезисе и геологическом строении райгородской толщи Грузской площади Кировоградского района Украинского щита // Наук. вісн. НГУ. Дніпропетровськ, 2008. № 7. С. 78-81.
5. *Nikishin A.M., Okay A., Tuysuz O. et al.* The Black Sea basins structure and history: New model based on new deep penetration regional seismic data. Part 2: Tectonic history and paleogeography // Marine and Petroleum Geology. 2014. Pp. 1-15. dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.
6. *Stefanskyi V.L., Stefanska T.A., Kutsevol M.L.* New results of the lithological and paleontological study of the Middle Eocene biogenic siliceous rocks of the central part of the Ukrainian Shield // Dnipropetrovsk University bulletin. Geology, geography. 2018. 26 (1) Pp. 184-207. DOI: 10.15421/111820

ДЕТАЛЬНЕ РОЗМЕЖУВАННЯ ТА КОРЕЛЯЦІЯ РОЗРІЗІВ НИЖНЬОКРЕЙДОВИХ ВІДКЛАДІВ РАЙОНІВ, ОБЛЯМОВУЮЧИ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНУ ЧАСТИНУ АКВАТОРІЇ ЧОРНОГО МОРЯ

Спільник Г.

Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, 79005, Львів, Україна
e-mail: spilnykgalina@ukr.net

На матеріалах глибокого буріння в Північному Криму та Причорномор'ї, які зберігаються в Палеонтологічному музеї геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка, було отримано нові матеріали зі

стратиграфії нижньокрейдових відкладів, що дало змогу уточнити й обґрунтувати розчленування та кореляцію осадів цього віку, які облямовують Каркінітську затоку.

Обґрунтована різновіковість базальних верств нижньої крейди. У більшості районів центрального і Північно-Західного Криму вони представлені в нижній частині переважно континентальними теригенними (в тому числі грубоуламковими) та глинистими утвореннями товщиною до 150 м, які за палеонтологічними визначеннями належать до баремського і готерівського ярусів, а у верхній – приберегово-морськими пісковиками різної зернистості з проверстками алевролітів і аргілітів, вік яких за малакофауною – пізньобаремський-ранньоаптський. Їхня товщина сягає 100 м.

У районі м. Красногвардійського, сіл Клепініно та Баранівки, де розкриті найновіші розрізи барем-аптських відкладів, базальні верстви представлені породами цих ярусів. Більша частина нижньоаптського під'ярусу товщиною до 210 м складена утвореннями відкритого моря – алевролітами, рідше аргілітами з рештками амонітів і є близькими за літологією до верхньоаптських відкладів.

На східний захід і особливо на північ від цього району вік базальних верств омолоджується. Спочатку це верхньобаремські-нижньоаптські або ж нижньоаптські відклади, перекриті верхньоаптськими алеврито-аргілітами (Слов'янська, Тетерівська, Березівська та ін. площі). Дальше, в межах Пд-Сх берега Каркінітської затоки, Північно-Східного Криму та Присивашшя вік базальних верств стає антським або ж пізньоаптським. Товщина відкладів, які перекривають пізньоаптські алевритово-аргілітові утворення, дуже зменшується, на окремих ділянках вони замінюються пісковиками. У Північному Причорномор'ї відбувається ще більше омолодження, до середньо-, пізньоальбського віку. Така ж картина спостерігається і в деяких районах Рівнинного Криму, яка становила собою в палеотектонічному плані ділянки великих піднять (Стрілкова, Євпаторійська, Миколаївська та деякі інші площі).

Верхньоаптські відклади в більшості районів Рівнинного Криму представлені алевритистими, рідше алевритами, які переходять в аргіліти. Їхня товщина переважно становить 100–150 м, зрідка 200–240 м. На низці площ у них виявлені амоніти, які дали змогу у верхньоаптському під'ярусі виділити обидві зони. У Північно-Східному Криму та Присивашші, а також уздовж південно-східного берега Каркінітської затоки, де розріз починається апськими відкладами, ці породи заміщуються пісковиками.

Ранньоальбські утворення, які узгоджено перекривають верхньоаптські, близькі до них за літологією і за комплексами мікрофауни, а відрізняються трохи більшим розвитком алевролітів. У Північно-Східному Криму і в Присивашші разом з алевролітами поширені пісковики. Особливо це характерне для районів, де розріз починається нижньоальбськими відкладами. Товщина змінюється в межах 70–120 м, зрідка досягаючи 180 м. Палеонтологічні рештки в них трапляються рідко. У районах сіл Першотравневе, Таніно, Тетянівка в нижній частині розрізу виявлено амоніти зони Leyneriella tardefurcata.

Найбільш поширеними тут є середньо- і верхньоальбські утворення. Межа між ними, а також із підстельними нижньоальбськими відкладами, переважно поступова. У Рівнинному Криму вони представлені вапнистими алевритистими алевролітами і глинистими мергелями з проверстками алевролітів, пісковиків і вулканокластичних порід, а в Північному Причорномор'ї – аргілітами, спонголітами, опоками, гезами, алевролітами і пісковиками. Товщина відкладів змінюється в межах 100–200 м, у Північному Причорномор'ї 200–400 м. Виявлені в них рештки форамініфер не надаються для детального стратиграфічного поділу. За амонітами в низці районів виділяються середньоальбські зони Hoplites dentatus і Euhoplites loricatus, Euhoplites lautus.

У верхньоальбській частині розрізу місцями простежуються зони Hysteeoceras orbignyi і Mortoniceras inflatum, верстви з Aucellina gryphaeoides.

Враконські відклади охарактеризовані амонітами Mariella (Mariella) bergeri, Hamites (Stomohamites), Anisocardia framatum, Mortoniceras cf.rostratum.

ОБҐРУНТУВАННЯ СТРАТИГРАФІЧНОГО РОЗМЕЖУВАННЯ НОВИХ РОЗРІЗІВ ЛЬВІВЩИНИ ЗА МАЛАКОФАУНОЮ

Салінська Г., Яблінська Т., Черняк А.
Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського,4, Львів 79005, Україна
e-mail: coalgeol@franko.Lviv.ua

В межах Львівської області неогенові відклади представлені головним чином міоценом і складені різнофаціальними морськими, лагунними й менше континентальними утвореннями гельветського, баденського та сарматського ярусів. В околицях Львова і по долинах річок, які прорізають Львівське плато, в багатьох місцях на денну поверхню виходять неогенові відклади. Вони лежать на еродованій поверхні верхньої крейди, представлені переважно мергелями маастрихту. Переважно неогенові відклади перекриті супісками та суглинками завадівського горизонту четвертинної системи.

Останніми роками внаслідок антропогенної діяльності (розробка кар'єрів, прокладання доріг, будівництво тощо) в багатьох місцях були оголені утворення неогенової системи. Зокрема це стосується містечка Олесько та його околиць. Нижньоміоценові відклади, які виділені тут у нагорянські верстви, складені кварц-глауконітовими ясно-сірими з зеленуватим відтінком, пісками і пісковиками. Вони містять проверстки піскуватих вапняків і включення чорних крем'яних гальок. Свою назву ці відклади отримали від с. Нагоряни (Монастирецький р-н у Тернопільській обл.).

У відслоненнях в районі самого Олеська та його околиць нами зібрано молюски Nucula nucleus L., Leda fragilis., Chlamys koheni Fuchs, Chlamys seniensis lomnickii Hilb., Cardium (Acanthocardia) praeechinatum Hilb, Ostrea digitalina Dubois de Montpereux, Pecten bbesseri Andrzejowski, Glycymeris pilosus Linne, Chlamys (Aequipecten) elegans Andrzejowski.

Крім цього, серед палеонтологічних решток трапляються окремі гастроподи остракоди, голки морських їжаків та ін.

Ще до найновіших знахідок неогенової малакофауни на Львівщині слід віднести відслонення баденських відкладів у районі духовної семінарії в смт Рудно, в яких виявлені Chlamys (Aequipecten) kneri Hilber,1882, Chlamys (Aequipecten) seniensis Hilber,1882, Chlamys (Aequipecten) elegansHilber,1830.

У районі сіл Страдч, Солуки, Паланки, Кожичі (Яворівський р-н, Львівської обл.) в околицях яких оголені неогенові відклади і які складені тут різнофаціальними морськими, лагунними та частково континентальними утвореннями міоцену,3 були виявлені Chlamys (Aequipecten) wolfi Hilber,1882, Chlamys (Aequipecten) lilli Pusch,1873, Osterea digitalina Dubois de Montpereux, 1831, Ostrea gryphoides Schloth var buczaczensis Lomnicki,1886; Isocardia cor Lamarck,1819 ті ін; Amusium cristatum VBronn,1798; Chlamys seniensis lomnicki,1882; Chlamys scissa (Favre), 1869; Cardium baranovence Hilber,1882,; Panopea menardi Deshayes,1829; Corbula gibba Olivi,1792 та ін. Особливо цікаві нові знахідки неогенової біоти виявлені на Перемишлянщині в с. Свірж. Тут, напроти старовинного замку, напроти частини цього села, під назвою

Шуварівка, під церковною горою, вздовж першої річки Свірж, яка впадає в Дністер, виходить потужна (до 15 м) товща пісковиків, а ще трохи дальше, на хуторі Підвисоке, місцеве населення для своїх потреб використовує плитчасті пісковики з численними рештками прісноводних двостулкових молюсків та іншої неогенової палеобіоти.

ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГІЧОЇ БУДОВИ ІСТОРИКО-КУЛЬТУРНОГО ЗАПОВІДНИКА «СТІЛЬСЬКЕ ГОРОДИЩЕ»

Борняк У., Іваніна А., Костюк О., Тузяк Я.
Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського,4, Львів 79005, Україна
ant_iv@ukr.net

Історико-культурний заповідник «Стільське городище» є унікальною пам'яткою давньоруської історії та надзвичайно цікавим місцем у геотуристичному аспекті. Геологічна характеристика Стільського заповідника в загальних рисах наведена в монографії [2]. Особливості геологічної будови визначені його специфічним геоморфологічним і тектонічним положенням. Він лежить у межах пасмово-долинної денудаційно-структурної височини Стільсько-Бібрське Опілля (морфоструктури 4 порядку), що належить до Розтоцько-Опільської підобласті (морфоструктура 3 порядку) Подільської області (морфоструктура 2 порядку) [3]. Загальне тектонічне положення Опілля дискусійне. Територія заповідника є в піднятій на 50-75 м південно-західній ділянці Львівського тектонічного блоку, що належить до структурної зони платформних піднять, яка простягається широкою смугою з північного заходу на південний схід, нахилена у бік Передкарпатського прогину, розбита скидами на тектонічні блоки (опущені чи підняті) [3].

На території історико-культурного заповідника «Стільське городище» є численні археологічні об'єкти, приурочені до певних елементів рельєфу, складених відкладами неогенової системи, які детально майже не вивчали.

Метою даного етапу досліджень є геологічні обстеження трьох неогенових відслонень, у яких за даними [2, 4, 5] були осередки язичницького культу. Це виходи корінних порід лівого схилу долини річки Іловець, на південно-східній околиці с. Ілів, урочище Печера (відслонення 1) і два відслонення: камінь Дірявець (відслонення 2) і скельний масив із рукотворними нішами – «печерками» (відслонення 3), розміщені у лівому схилі р. Колодниці вздовж головної вулиці с. Дуброва. Дослідження виконували за традиційними для геології методиками. Це проведення польових обстежень (морфометричні заміри, вивчення будови відслонень, візуальна характеристика порід, збір палеонтологічних решток для визначення віку й умов утворення порід, опробування розрізів на різні види аналізів, фіксування і опис різних типів руйнувань тощо), лабораторні роботи (петрографічні дослідження шліфів і мікропалеонтологічний аналіз, фотографування найцікавіших мікрооб'єктів) і створення інтерпретаційних моделей. Нижче викладено попередні результати досліджень.

Геологічна будова відслонень однотипна – вони складені світло-сірими з жовтуватим відтінком пісковиками трьох літогенетичних типів у різних співвідношеннях.

Перший літогенотип – пісковик різнозернистий, масивний, помірно зцементований, карбонатний, кварцовий, погано сортований, з каркасом із кутастих і напівобкатаних зерен кварцу розміром від 0,7 до 1,5 мм, поодиноких зерен глауконіту,

великих (до 5 см у диаметрі) скелетів форамініфер, дрібних хлямісів, серпул. Матрикс із дрібного органогенного детрита, цемент поровий глинисто-карбонатний. У породі є рештки морської фауни. Це форамініфери (*Heterostegina costata* Orb. *Quinqueloculina akneriana* (Orb.), *Amphistegina* sp., *Ammonia* sp., *Lagena* sp.), остракоди, фрагменти трубок серпул, двостулкові молюски (*Chlamys seniensis lomnicckii* (Hillb.), *Chl. trigonocosta* (Hillb.)), морські їжаки, фрагменти колоній моховаток і мікрозалишки літотамнієвих водоростей. Складає полого нахилені схили.

Другий літогенотип – пісковик кварцовий (кварцові зерна обкатані, різного розміру - від 0,5 до 2 мм) карбонатний, помірно зцементований, середньої міцності, різнозернистий, погано сортований, деколи з нечіткою горизонтальною шаруватістю, звітрілий (є неглибокі ізометричної форми ніши звітрювання і сліди біогенного звітрювання у вигляді отворів з діаметром від перших міліметрів до перших сантиметрів. Каркас з кварцових (40-90%), кальцитових (8%) зерен і глауконіту (2%); матрикс (займає 60% порожнинного простору) з мікрокристалічного кальциту; цемент – глинисто-карбонатний поровий до базального. Утворює прямовисні скелясті виступи і карнизи.

Третій літогенотип – пісковик дрібнозернистий, слабко зцементований, крихкий, кварцово-карбонатно-глинистий, з значною домішкою алевро-пелітового матеріалу, з нечисленними форамініферами: *Lobatula lobatula* (Walker et Jacob, 1798), *Pullenia* sp., *Orbulina* sp. Утворює малопотужні (до 10-15 см) прошарки, які легко звітрюються і виглядають у рельєфі як видовжені вздовж площин нашарування ніші звітрювання.

У розрізі відслонення 1 (на південно-східній околиці с. Ілів, урочище Печера) переважають пісковики другого літотипу, які утворюють потужні пачки (10-30 м) унизу й угорі відслонення і в центральній частині відслонення ділянки перешарування товщиною 0,5–1,0 м з пісковиками третього літотипу.

Загальний план будови другого і першого відслонень загалом подібні. Камінь Дірявець складений пісковиками другого літотипу, але без ерозійно-еолових форм звітрювання. Також відмічена ділянка товщиною до 1,5 м перешарування пісковиків другого і третього літогенотипів.

Скельний масив із рукотворними нішами («печерками» третього відслонення) розміщений гіпсометрично нижче попередніх відслонень - у лівому схилі р. Колодниці вздовж головної вулиці с. Дуброва. Його будова однорідна, представлена пісковиками першого літогенотипу.

Породи описаних відслонень утворені в субліторалі тропічного моря, яке існувало тут у часовому проміжку від 13,8 до 15,5 млн років. За фауністичними залишками, порівнянням з еталонними розрізами неогенових відкладів заходу України [1, 6, 7] визначено стратиграфічне положення відкладів як неогенова система, міоценовий відділ, лангійський ярус, баденський регіоярус, опільська світа, верхня частина миколаївських шарів, верстви з *Heterostegina costata* (гетеростегіновий горизонт) (відслонення 3) і верстви над гетеростегіновим горизонтом (відслонення 1, 2).

Виконані вперше для історико-культурного заповідника «Стільське городище» геологічні польові обстеження та літолого-палеонтологічні дослідження відслонень дали змогу детально пошарово вивчити і порівняти розрізи, в яких є цінні історико-культурні об’єкти, датувати породи й розкрити деякі моменти їхньої доантропогенової історії. На території історико-культурного заповідника «Стільське городище» є унікальний природний комплекс, який об’єднує цікаві археологічні, геолого-геоморфологічні та палеонтологічні об’єкти. Це повні розрізи, які демонструють геологічну будову певних ділянок заповідника; чи відклади, що містять унікальні

комплекси скам'янілих організмів, або відслонення – як приклади освоєння природних виходів порід для побутових і релігійних потреб. Усе зазначене належить до цінних об'єктів місцевого значення, які потребують режиму обмеженої охорони і рекомендовані для міського геотуризму, наукової, освітньо-пізнавальної, культурно-естетичної діяльності. На їхньому прикладі варто розробити нові підходи до туризму, які поєднують природу, історію, культуру, геологію та археологію.

1. *Венглинский И. В.* Стратотипы миоценовых отложений Волыно-Подольськой плиты, Предкарпатского и Закарпатского прогибов / И. В. Венглинский, В. А. Горецкий. – К. : Наук. думка, 1979.
2. Геоекологічне моделювання стану пам'яток природи та історії : [монографія] / [Ю. Андрейчук, А. Бокотей, О. Вовк та ін.] / [за заг. ред. І. П. Ковальчука, Є. А. Іванова]. Львів : Вид. центр ЛНУ ім. І. Франка, 2010. 214 с.
3. Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші M-34XVIII (Рава-Руська), M-35-XIII (Червоноград), M-35-XIX (Львів). – К. : Міністерство екології та природних ресурсів України, 2004. 118 с.
4. *Корчинський О*. Пам'ятки давньої історії та культури в околицях сіл Ілів, Борусів, Суходіл та Поляна на Львівщині / О. Корчинський // Матеріали і дослідження з археології Прикарпаття і Волині. 2010. Вип. 14. С. 402–423.
5. *Корчинський О*. Ранньосередньовічне місто на верхньому Дністрі / О. Корчинський // Матеріали і дослідження з археології Прикарпаття і Волині. 2008. Вип. 12. С. 267–282.
6. *Кудрин Л. Н.* Стратиграфия, фации и экологический анализ фауны палеогенових и неогенових отложений Предкарпатья / Л. Н. Кудрин. Львов : Изд-во Львов. ун-та, 1966.
7. Стратиграфія УРСР : 11 т. / [за ред. В. Г. Бондарчука]. К. : Наук. думка, 1975. Т. 10. 270 с.

НОВЕ МІСЦЕЗНАХОДЖЕННЯ СЕРЕДНЬОСЕНОМАНСЬКИХ ГОЛОВОНОГИХ В ОКОЛИЦЯХ С. ЖЕРЕБИЛІВКА ТА ЇХНЯ БІОСТРАТИГРАФІЧНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ

Мар'яш І., Козловський Р.
Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Грушевського, 4, Львів, 79005, Україна
ihor.maryash@lnu.edu.ua

Сеноманські відклади значно поширені на теренах західного схилу Українського щита. Вони відомі у численних відслоненнях і добре стратиграфічно та палеонтологічно вивчені впродовж майже 200 років досліджень. Однак багато питань досі залишаються не вирішеними, зокрема, це стосується стратифікації під'ярусів, встановлення їхніх меж у розрізах і обґрунтування на підставі ортостратиграфічних груп макрофауни. Одним із таких питань є розчленування і кореляція середньосеноманських відкладів середнього Подністер'я (Могилів-Подільський район західного схилу Українського щита) за амонітами та встановлення меж амонітових зон у розрізах.

Інформація про знахідки середньосеноманських амонітів на Волино-Поділлі відома з робіт австрійських, польських, російських і радянських дослідників, де ці рештки подані лише у списках фауни без описів та зображень. Місцезнаходження колекцій, зазначених у цих роботах, у переважній більшості випадків невідоме чи

недоступне. Аналіз публікацій на цю тематику привів до висновку, що за весь час геологічних досліджень зі середнього Подністер'я описано і зображено лише один середньосеноманський амоніт виду *Turrilites acutus* Passy (Киселевич, 2009). Згідно з валідною стратиграфічною схемою верхньокрейдових відкладів західної частини платформної України (2013) зональний поділ відкладів середнього сеноману за макрофауною груп розроблений на підставі саме амонітів – у межах усього під'ярусу виділена зона Acanthoceras rhotomagense, у складі якої є дві амонітові підзони: нижня – Turrilites acutus і верхня – Turrilites acutus. Варто зазначити, що середньосеноманські амонітові індекс-види *Cunningtoniceras cunningtoni* (Sharpe), *Acanthoceras rhotomagense* (Defr.), *Turrilites costatus* Lam., описані з теренів цього геологічного регіону, а саме Милятина (Тернопільський район західного схилу Українського щита) (Мар'яш і Курепа, 2011 і 2014), однак ці дослідження не враховані під час розробки стратиграфічної схеми, бо відбувалися майже синхронно.

За такого стану справ питання наявності фактичного матеріалу для вирішення низки наукових і прикладних завдань біостратиграфії, палеонтології та ін. залишається дуже актуальним, а одним із його вирішень є нові збори фауністичних решток. Ускладнюють такі дослідження фаціально різноманітні породи Волино-Поділля, частина з яких не схарактеризована фауною, та його складна історія геологічного розвитку на межі ранньо- і пізньокрейдової епох – тут неодноразово відбулися трансгресії, що зумовили перемив відкладів і перевідкладання решток фауни у молодші утворення. Тому скам'янілі рештки фауни та флори часто трапляються у конденсованому вигляді в базальних верствах сеноманського віку. Уверх за розрізом кількість макрофосилій значно зменшується і виявлення горизонтів з фауною *in situ* велика вдача, бо саме вони є підставою для детального розчленування і кореляції.

Упродовж польових досліджень 2018–2019 рр. виявлено нове відслонення на теренах Могилівщини в околицях с. Жеребилівка, у розрізі котрого виходять на денну поверхню сеноманські відклади. З відкладів одного з горизонтів, що літологічно представлений скременілими мергелями, зібрано колекцію решток цефалоподової фауни, серед яких є мономорфні та гетероморфні амоніти й наутиліди. Уся викопна фауна головоногих представлена нефосфатизованими ядрами та їхніми фрагментами. Характер розподілу і збереженості фосилій у шарі дав змогу зробити висновок про їхнє захоронення *in situ*.

Найбільше біостратиграфічне значення має верифікований індекс-вид *Acanthoceras rhotomagense*., який чітко датує вмісні відклади як середньосеноманські. Розміри його фрагментів свідчать, що ці молюски сягали 30 см у діаметрі, а великі розміри – це сприятливі умови їхнього існування.

Отож, це місцезнаходження і зібраний фактичний матеріал створюють хороші перспективи для встановлення меж і обсягу амонітової зони Acanthoceras rhotomagense, деталізації відносного геологічного віку вмісних відкладів, палеоекологічних реконструкцій для середнього Подністер'я на Волино-Поділлі.

СЕДИМЕНТОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ВІДКЛАДІВ КАРПІЙСЬКОЇ СЕРІЇ У РАЙОНІ с. ГРЕБЕНІВ – смт ВЕРХНЕ СИНЬОВИДНЕ (СКИБОВИЙ ПОКРИВ, УКРАЇНСЬКІ ЗОВНІШНІ КАРПАТИ)

Гнилко О.[1], Генералова Л.[2], Гнилко С.[1], Наварівська К.[2]
[1]Інститут геології і геохімії горючих копалин НАНУ,
вул. Наукова, 3а, Львів 79060, Україна
s.hnylko@yahoo.com

[2]*Львівський національнй університет імені Івана Франка*
вул. Грушевського, 4, Львів 79005,Україна
gen_geo@i.ua

Район досліджень розташований у Львівській області в межах Скибового покриву Українських Зовнішніх (Флішових) Карпат. У напрямку до північного сходу він перетинає скиби: Зелем'янки, Парашки, Скольську і Орівську. На території району розташований навчальний полігон, де реалізуються практики студентів – геологів, екологів, географів Львівського національного університету імені Івана Франка та інших вузів України.

Карпійська серія (комплекс) була виділена О.В. Вяловим і Д.І. Андрусовим для літофацій нижнього палеогену Карпат [2]. Нижньою межею карпійської серії є підошва ямненської світи. Вік цієї межі у стратотипі ямненської світи по р. Прут (у м. Яремче Івано-Франківської обл.) відповідає границі середнього і пізнього палеоцену [3]. Верхню межу карпійської серії проводять по покрівлі шешорського горизонту. Географічна назва "шешорський" в Українських Карпатах була запропонована і збережена для регіонально поширеного малопотужного горизонту порід [3], обсяг якого відповідає "підменілітовим глобігериновим мергелям", виділеним Й. Гжибовським [6] у Польських Карпатах. Вік шешорського горизонту – пізній пріабон [1]. Границі літостратиграфічних підрозділів (світ) карпійської серії є діахронними.

Нижня частина стратиграфічного розрізу дослідженого району представлена стрийською світою. Розріз нарощують: ямненська, манявська і вигодська світи; бистрицька або попельська світи, які належать до карпійської серії. Розріз завершує менілітова світа, яка входить до складу [2] омбронської серії.

Матеріалом є власні польові дослідження,зібрані у природних відслоненнях. Седиментологічний аналіз відкладів проведений згідно з методиками, описаними у роботах [4; 5]. Літостратиграфічні підрозділи (світи, горизонти) у районі досліджень описані у відповідності до стратиграфічної схеми [1] та стратотипових розрізів світ [3].

Стратиграфічний розріз карпійської серії є неперервним. До поверхонь стратонів часто приурочені межі пошарового проковзання, які в цілому не порушують стратиграфічної послідовності. У районі с. Гребенів стратиграфія значно ускладнена різнопорядковими тектонічними порушеннями, приуроченими до межі скиб Зелем'янка і Парашка.

Ямненська світа (середній–верхній палеоцен) згідно залягає на стрийській і перекрита манявською світою. У межах скиб Зелем'янки, Парашки і Скольської світа виділяться у складі двох частин. Нижня частина представлена *яремчанським горизонтом* (потужністю 10–45 м), а верхня – *ямненськими пісковиками*. Такий склад відповідає стратотипу ямненської світи, описаному [3] у м. Яремче. В Орівській скибі ямненська світа виражена лише потужними пісковиками, а у нижній течії р. Тишівниця (правої притоки р. Опір) відмічено їхнє стратиграфічно згідне залягання на стрийській світі. Потужність світи становить до 300–350 м.

Яремчанський строкатоколірний горизонт представлений тонкоритмічним перешаруванням зелених, червоних, сірих аргілітів, алевролітів, пісковиків. Зернистим відмінам порід і сірим аргілітам притаманні турбідитні текстури Боума T_{de}, T_{cde}, T_{bcde}, червоним і зеленим аргілітам – паралельношаруваті й гомогенні текстури, характерні для продуктів (гемі)пелагічної седиментації.

Яремчанський горизонт нарощується масивними і товстошаруватими світло-сірими, жовтуватими іноді вапнистими поліміктовими ямненськими пісковиками з лінзами гравелітів і дрібноуламкових конгломератів та прошарками сірих і зеленкувато-сірих аргілітів, алевролітів. Конгломерати містять гальку зелених і червоних філітів, кварцу, вапняків, пісковиків. Пісковикам притаманні масивні й пудингові (розсіяні включення гравійно-галькового матеріалу серед псамітів) текстури. У шаруватих відмінах порід спостерігаються елементи послідовності Боума T_{ab}, T_{abc}. Відповідно до структурно-текстурних ознак піщанисті утворення ямненської світи належать до відкладів високогустинних турбідитних і зернових потоків.

Манявська світа (нижній еоцен) згідно залягає на ямненських пісковиках і перекрита вигодською світою. Потужність світи збільшується до південного заходу від перших десятків до 250 м. Нижній контакт світи простежено по потоку Гребеновець, де на масивних ямненських пісковиках залягають строкатоколірні аргіліти підошви манявської світи (*над'ямненський горизонт)* потужністю 15–17 м.

Світа представлена "ієрогліфовим" тонкосередньоритмічним строкатоколірним флішем із текстурними елементами Боума T_{ab}, $T_{abc,}$ T_{abcde}. Літодинамічні типи світи інтерпретуються як відклади дрібно- і середньозернистих турбідитних потоків, придонних течій, а також геміпелагіти (червоні та зелені пеліти, іноді з прошарками і лінзами кременів).

Вигодська світа (нижній–середній еоцен) згідно залягає на манявській і перекрита бистрицькою або попельською світою. Представлена двома відмінними літофаціями, які заміщують одна одну за простяганням: *вигодськими пісковиками* і *орівськими пісковиками*.

Вигодська літофація представлена масивними й товстошаруватими сірими, жовтуватими різнозернистими пісковиками з прошарками та лінзами гравелітів і мікроконгломератів із добре обкатаними уламками кварцу та слабкообкатаними уламками зелених, рідше червоних філітів. Псамітові пласти досягають потужності кількох метрів. Пісковики характеризуються масивними гомогенними чи пудинговими текстурами, менш потужним пластам притаманні елементи Боума типу T_{ab}, T_{abc}, що свідчить про їхнє відкладення дебрисними чи зерновими і високогустинними турбідитними потоками.

Бистрицька світа (середній–верхній еоцен) згідно залягає на вигодській світі й завершує карпійську серію у скибах Зелем'янки, Парашки і Скольській, де її потужність становить 100–300 м. Бистрицька світа складена тонкоритмічним перешаруванням зелених і зеленувато-сірих невапнистих аргілітів, зеленкуватих та сірих алевролітів і дрібнозернистих суттєво кварцових пісковиків. Характеризується великою кількістю біогліфів, відбитків слідів течій. У покрівлі світи розвинений *шешорський горизонт* сірих мергелів (гемі)пелагічного походження з великім вмістом планктонних форамініфер. Потужність шешорського горизонту становить 4–10 м.

Попельська світа (середній-верхній еоцен) заміщує бистрицьку в Орівській скибі, де її потужність становить до 200 м. Світа складена неясношаруватими або нешаруватими мергелями, піскуватими мергелями, вапняками, аргілітами, іноді з прошарками вапнистих пісковиків. Характерною для неї є голубуваті чи попелясто-сірі барви. Часто відкладам світи притаманні хаотичні пудингові текстури з розсіяними включеннями уламків різного розміру (від перших сантиметрів до 1,5 м) пісковиків, вапняків, зелених філітів. Такі текстури вказують на те, що значна частина попельських утворень відкладена мулисто-уламковими підводносхиловими потоками.

Відповідно до актуалістичних моделей [5] досліджені відклади зіставляються з відкладами глибоководних конусів виносу теригенного матеріалу, які формуються в

зоні континентального схилу та його підніжжя. Тут виділяються літофації масивних і товстошаруватих псамітів – середньо-грубозернистих турбідитів і грейнітів (ямненська та вигодська світи), між якими нагромаджувалися ритмічні типово флішові літофації – тонко- і середньозернисті турбідити, що перешаровуються з (гемі)пелагітами (манявська, бистрицька світи). Імовірно, на краю шельфу й у верхній частині континентального схилу діяли мулисті та мулисто-уламкові потоки, які нагромадили вапнисті літофації попельської світи.

1. *Андреева-Григорович А.С., Вялов О.С., Гавура С.П.* и др. Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Украинских Карпат. К., 1984. 50 с. – (Препринт АН УССР, Ин-т. геол. наук; № 84 – 19).
2. *Вялов О.С., Андрусов Д.Н.* О необходимости разделения палеогена флишевой зоны на две главные серии: карпийскую и омбронскую // Материалы VI съезда КБГА: докл. сов. геологов. К., 1965. С. 113–119.
3. *Вялов О. С., Гавура С. П., Даныш В. В.* и др. Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат. К.: Наук. думка, 1988. 204 с.
4. *Гнилко О. М.* Про седиментаційні процеси формування флішевих відкладів Українських Карпат // Зб. наук. праць Ін-ту геол. наук НАН України. К., 2010. Вип. 3. С. 32–37.
5. Обстановки осадконакопления и фации. Т. 2: / [Рединг Х. Г., Коллинсон Дж. Д., Аален Ф. А. и др.]; под. ред. Х. Рединга; пер. с англ. М.: Мир, 1990. 384 с.
6. *Grzybowski J.* Otwornice pokladow naftonosnych okolic Krosna // Rozprawy Akad. Umiejetn. w Krakowie, Wydział Matemat.-Przyrod. Kraków, 1898. Vol. 33. Ser. 2. S. 257–305.

ОСОБЛИВОСТІ РОЗЩЕПЛЕННЯ ВУГІЛЬНИХ ПЛАСТІВ ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО КАМ'ЯНОВУГІЛЬНОГО БАСЕЙНУ (НА ПРИКЛАДІ ПЛАСТА v_0^3 КОВЕЛЬСЬКОЇ ВУГЛЕНОСНОЇ ПЛОЩІ)

Матрофайло М.
Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України
79060 Львів, вул. Наукова, 3а, Львів 79060,Україна
mmatrofaylo@gmail.com

Розщеплення вугільних пластів належать до характерних генетичних особливостей вугленосних формацій і поширені у всіх вугільних басейнах та властиві майже всім вугільним пластам. Це явище, як відомо, полягає у розділенні пласта вугілля компактної будови на дві або кілька вугільних пачок, відокремлених породними прошарками, зростання потужності яких зумовлює збільшення розщеплення і загальної товщини пласта. Розщеплення вугільного пласта, яке відбувається в одному напрямку, часто супроводжується зменшенням потужності вугільних пачок до втрати їхнього промислового значення і виклинюванням. Іноді розщеплення пластів змінюється злиттям відщеплених вугільних пачок і утворенням біфуркації. На території поширення більшості вугільних пластів виділяються різні за розміром зони компактної та розшарованої будови. У цьому разі товщина відокремлених вугільних пачок часто набуває кондиційних значень, які придатні для самостійної геолого-промислової оцінки і розробки, а в деяких випадках верхні пачки вугільного пласта зливаються з нижнім шаром суміжного, розташованого вище пласта вугілля, утворюючи z-подібне розщеплення.

Вивчення різних форм розщеплень як одного з важливих генетичних явищ мінливості вугільних пластів має наукове і прикладне значення. У літературі щодо розщеплень вугільних пластів у різних басейнах це питання достатньо висвітлене, однак у Львівсько-Волинському кам'яновугільному басейні (ЛВБ) це явище визначене і схарактеризоване в опублікованих працях лише останнім часом [1, 5–10, 12 та ін.]. У даній роботі розглядається розщеплення тектонічного типу на прикладі вугільного пласта υ_0^3 Ковельської вугленосної площі ЛВБ.

У структурному плані площа розташована в північній частині басейну, межує з Волинським родовищем і поширена в межах Ковельського тектонічного виступу, який є частиною Ковельсько-Грубешувського поперечного підняття з характерною високоамплітудною дрібноблоковою тектонікою. Формування Ковельського виступу пов'язане з максимальною активністю горсто-підкідних дислокацій у довізейський час (бретонська фаза герцинського тектогенезу) [3]. Це обумовило, з одного боку хвилеподібний характер межі розповсюдження карбону, а з іншого – субгоризонтальне незгідне залягання вугільних відкладів на глибоко еродованій поверхні сильно дислокованих порід нижнього палеозою.

Породи карбону представлені візейським і серпуховським ярусами нижнього відділу. Потужність вугленосних утворень на площі не перевищує 224 м. У межах вугленосної площі найбільш продуктивними є відклади володимирської світи візейського ярусу. Пошуковими роботами виявлено, що більшість вугільних пластів, зокрема υ_1, υ_1^5, υ_2^2, υ_2^5, υ_4^3, з товщиною близько 0,30 м, не мають практичного значення. Промислову потужність має пласт υ_0^3.

Вугільний пласт υ_0^3 залягає у товщі володимирської світи візейського ярусу і є нижнім кондиційним пластом вугленосної формації ЛВБ. Він поширений на всій території Ковельської площі та складається з двох пластів вугілля робочої потужності $\upsilon_0^{3н}$ і $\upsilon_0^{3в}$, які у південному і північному напрямках з'єднуються в один вугільний пласт, утворюючи складну біфуркацію. У цілому морфологія вугільного пласта υ_0^3 і його складових змінена під впливом внутрішньоформаційного й епігенетичного (формаційного) розмивів кам'яновугільних відкладів. Фрагмент внутрішньоформаційного розмиву, який належить переважно до епіторф'яних розмивів вугільного пласта, розташований на Новинській ділянці. Він зумовлений абразією, в його покрівлі залягає вапняк. Контур розмиву спрямований за межі ділянки.

Сучасна конфігурація контуру поширення кам'яновугільних відкладів ЛВБ є наслідком виявлення астурійських тектонічних рухів і доверхньоюрського та доверхньокрейдового ерозійного й абразійного зрізів [4]. Львівсько-Волинський басейн і Ковельська площа становлять найбільш піднесену замкнену периферійну частину великого Львівсько-Люблінського прогину, де посткарбонові денудаційні процеси відбувались особливо інтенсивно. Це обумовило відсутність у стратиграфічному розрізі відкладів карбону басейну молодше пізньобашкирських (вестфала А) у його центральній частині і пізньосерпуховських (постіваницьких) на території Ковельської площі.

Промислові вугільні пласти нижньої підформації Львівсько-Волинського басейну формувалися в різних умовах. На півночі басейну в межах Ковельської вугленосної площі кондиційний пласт υ_0^3 розташований дуже близько від основи, представленої довугленосними відкладами раннього палеозою. Суттєва зміна його морфології спричинена специфічними умовами торфонагромадження і характерною поетапною динамікою формування пласта на цій площі.

Перший етап – початок формування нижнього пласта $\upsilon_0^{3н}$ – основи розщеплення. Він характеризується тим, що до початку формування вугленосних

відкладів досліджувана площа була заболоченою приморською низовиною з доволі розчленованим ерозійно-тектонічним рельєфом. Його палеореконструкцію проводили з використанням під час побудови як умовного (нульового) горизонту підошви вугільного пласта $\upsilon_0^{3н}$ і положення, що діапазон глибин стояння вод у процесі торфоутворення становить 1–2 м [2]. Вона показала, що в центральній частині території було велике (ширина більше 20 км) широтне долиноподібне зниження, де нагромаджувався русловий і заплавний алювій, а перевищення докарбонового палеорельєфу становить 20 м і більше. Зростання товщини алювію в західному напрямку, а також результати палеопотамічного аналізу вугленосних відкладів ЛВБ [4, 11] вказують на ймовірне розташування верхів'я палеоріки, яка належить до Ковельської палеогідрографічної системи, на сході – в області Українського щита.

Другий етап – утворення породного прошарку розщеплення і верхнього пласта $\upsilon_0^{3в}$. Характерною особливістю етапу є більш інтенсивне успадковане опускання долиноподібного зниження, порівняно із сусідніми (північною і південною) більш піднесеними ділянками, яке обумовило збільшення породного прошарку. Потім процеси прогинання центральної частини площі сповільнюються, нагромадження теригенного матеріалу вирівнює рельєф, і встановлюється стабільний режим торфонагромадження на всій площі. У результаті в північній і південній більш піднесених частинах Ковельської площі відбувається суцільне утворення пласта, а в області палеодолини (центральній частині) формується акумулятивно-тектонічне розщеплення пласта υ_0^3.

Третій етап – завершення формування розщеплення і його перекриття теригенними осадами та вапняком V_1. Слід зазначити, що після утворення верхніх шарів торф'яного покладу та суцільного перекриття торфовища осадами покрівлі й переході його у викопний стан розщеплення пласта υ_0^3 набуває свого значення. Відтак, торфовище перетворюється в геологічне тіло. Цей етап характеризується зміною стабільного режиму торфонагромадження на режим нарощування потужності теригенних утворень у центральній частині площі, внаслідок успадкованого опускання долиноподібного зниження. Водночас збільшення амплітуди опускання палеодолини зміщується в південному напрямку, що вказує на міграцію палеорусла. Загалом це проявилось у підвищеній товщині алювію і вугленосних відкладів, які підстилають вапняк V_1 в області палеодолини та в акумулятивно-тектонічному розщепленні вугільного пласта υ_0^3 на два пласти. Завершується третій етап зміною умов нагромадження осадів на морські та формуванням пласта вапняку V_1, який є верхньою межею регресивного макроциклу υ_0^3–V_1 (цикл третього порядку) [1].

Отримані результати й дані буріння польської свердловини Савін ІГ-1, яка проникла крізь вугільний пласт потужністю 2,0 м, розташований майже безпосередньо на денудованій поверхні пізнього палеозою [13], підтверджують, що вказані особливості утворення нижньої вугленосної підформації північного продовження ЛВБ існували також і на прикордонній території Люблінського басейну.

У Львівсько-Волинському басейні на території Ковельської вугленосної площі, на відміну від іншої частини басейну, відбувався особливий тип торфонагромадження, характерний для платформних вугленосних формацій, які залягають безпосередньо на ерозійній поверхні різновікових утворень раннього палеозою.

У період формування вугільного пласта υ_0^3 в центральній частині Ковельської площі встановлено найбільш успадковане опускання, порівняно зі сусідніми північною та південною припіднятими ділянками, яке обумовило збільшення потужності вугленосних відкладів і його розщеплення акумулятивно-тектонічного типу.

Встановлено складну будову розщеплення вугільного пласта υ_0^3 на два кондиційних пласти вугілля $\upsilon_0^{3н}$ і $\upsilon_0^{3в}$, які утворюють поетапну неодноразову біфуркацію. Його контури простягаються субширотно, а градієнт розщеплення у меридіональному напрямку в середньому становить 0,28 м/км.

Виконана кореляція вугленосних відкладів, порівняння вмісних порід, маркувальних горизонтів і вугільних пластів, їхній морфологічний аналіз дають підстави вважати відклади карбону перспективними для пошуково-розвідувальних робіт на Ковельській вугленосній площі.

1. Атлас литогенетических типов и условия образования угленосных отложений Львовско-Волынского бассейна / В.Ф. Шульга, Б.И. Лелик, В.И. Гарун [и др.]. К. : Наук. думка, 1992. 176 с.
2. *Волков В.Н.* Условия и механизм формирования угольных пластов // Вестн. ЛГУ. 1976. № 6. С. 33–42.
3. *Знаменская Т.А., Чебаненко И.И.* Блоковая тектоника Волыно-Подолии. К.: Наук. думка, 1985. 156 с.
4. Корреляция карбоновых угленосных формаций Львовско-Волынского и Люблинского бассейнов / В.Ф. Шульга, А. Здановски, Л.Б. Зайцева [и др.]. К.: Варта, 2007. 428 с.
5. *Матрофайло М.М.* Визначення товщини породного прошарку під час проведення границі розщеплення вугільних пластів у Львівсько-Волинському басейні // Проблеми геологічної науки та освіти в Україні : тез. доп. наук. конф. (19–21 жовт. 1995 р.). Львів, 1995. С. 315–316.
6. *Матрофайло М.М.* Морфологія вугільних пластів Південно-Західного вугленосного району Львівсько-Волинського басейну : автореф. дис. канд. геол.-мін. наук Львів, 1996. 21 с.
7. *Матрофайло М.М.* Особливості морфології основних промислових пластів Південно-Західного району Львівсько-Волинського басейну // Геологія і геохімія горючих копалин. 1999. № 1 (106). С. 44–49.
8. *Матрофайло М.М.* Типізація розщеплень вугільних пластів Львівсько-Волинського басейну // Геологія і геохімія горючих копалин. 2000. № 2. С. 99–103.
9. *Матрофайло М.М.* До ґенези розщеплень вугільних пластів Львівсько-Волинського басейну / М.М. Матрофайло, В.Ф. Шульга, І.О. Костик // Геологія і геохімія горючих копалин. 2008. № 1 (142). С. 12–20.
10. Проявление конседиментационных тектонических движений в Львовско-Волынском угольном бассейне / В.Ф. Шульга, С.Г. Храпкин, Е.О. Гирный [и др.] // Доп. НАН України. 1996. № 1. С. 68–72.
11. *Шульга В.Ф., Знаменская Т.А.* Карбоновые реки Львовско-Волынского бассейна и их связь с тектоникой // Геол. журн. 1995. № 2. С. 36–40.
12. *Шульга В.Ф.* Изучение морфологи угольных пластов в Украине. Современное состояние. Направления дальнейшего развития / В.Ф. Шульга, М.Н. Матрофайло, И.Е. Костик, Н.Д. Король // Зб. наук. праць ІГН НАН України. 2010. Вип. 3. С. 350–358.
13. *Musial L., Tabor M.* Stratygrafia karbonu na podstawie makrofauny // Karbon Lubelskiego Zaglebia Weglowego // Prace Inst. Geol. 1988. T. 122. S. 88–112.

НАДРА ЗЕМЛІ – ПРИРОДНИЙ ФІЗИКО-ХІМІЧНИЙ РЕАКТОР: РІЗНА ХІМІЧНА ВЛАСТИВІСТЬ ІЗОТОПІВ ВУГЛЕЦЮ У ПРИРОДНИХ ПРОЦЕСАХ СИНТЕЗУ РІЗНИХ СПОЛУК

Сворень Й.
Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів
igggk@mail.Lviv.ua

Швидке втілення магматичного флюїду з конкретними P-T-параметрами в утворену область розлому супроводжується потужним стисненням складових самого флюїду і наявних там речовин, що призводить до стрибка росту температури і тиску, проте вже не шляхом підведення додаткової зовнішньої енергії, а за рахунок внутрішньої енергії самої системи (адіабатичний процес). Аномально підвищені температура і тиск зумовлюють тріщиноутворення навколишніх порід і мінералів, які у процесі свого заліковування у вигляді включень -«мікропокладів» законсервовують синтезовану гаму вуглеводнів конкретного фазового стану. Зародження тріщин найбільш інтенсивно та за мінімуму енергії відбувається на межі взаємодії окремих атомів чи молекул з мікродефектами в тілах: дислокаціями, субмікротріщинами, вакансіями. Дислокації, до прикладу, залежно від своїх розмірів, що задаються параметрами гратки кристалів, можуть у своєму об'ємі вмістити ланцюжки як окремих атомів, радикалів, так і молекул. За зовнішнього впливу на тіло, зокрема, за нагрівання чи механічного розтягування кристала, у процесі переміщення дислокацій зі згаданими частинками в деяких локальних зонах тіла окремі атоми утворять молекули, а молекули води потраплять у правильну орієнтацію, властиву кристалові льоду зі збільшеними параметрами гратки, і врнштi створять потужну локальну механічну напругу. Паралельно під час синтезу молекул з окремих атомів і утворення «гратки» льоду з молекул води наявне виділення значної теплової енергії, яка додатково послаблює величину енергії зв'язку між атомними площинами кристала з екрануванням, що приводить до їхнього розриву, а саме до утворення тріщин. Для підтвердження вкажемо, що синтез молекули водню з його окремих атомів здійснюється з виділенням теплової енергії, в кількості 4,1 еВ/атом. У природі наявні тріщини шириною $(0{,}01\ldots1{,}0)\cdot10^{-3}$м, а довжиною вони переважають це значення у понад 10^6 разів. Тріщини з такими параметрами не тільки є хорошими провідниками флюїдів у надрах, але й свідчать (після їхнього заліковування) про міграційні явища, які є підставою для розроблення критеріїв пошуку самих вуглеводнів.

Високовольтне електромагнітне поле та висока температура приводять будь-які вуглеводневмісні речовини до їхнього розпаду на окремі атоми, радикали, іонізовані частинки, які після стабілізації фізико-хімічної обстановки у розглядуваній області між собою хімічно взаємодіють, утворюючи складну суміш вуглеводнів у значних кількостях, у менших – CO_2, N_2, H_2S. Друга важлива роль електромагнітного поля полягає в тому, що воно створює у реакційному об'ємі дві області: відновну й окисну. Частинки $\cdot C\cdot$, $H\cdot$, C_nH_m- радикали у відновній області хімічно взаємодіють між собою за раніше запропонованим механізмом [1, 2] синтезуючи складну вуглеводневу суміш виду нафти чи бітумів разом із газами. У другій – окисній–області кисень і його гідрооксид окислюють слабо окислену флюїдну частину, наприклад FeO до Fe_2O_3 чи Fe_3O_4; $\cdot C\cdot$, CO до CO_2. Тут також важливо ствердити, що наявність у реакційному об'ємі високомолекулярних CnHm - радикалів, утворених зі слабко розкладеної органічної речовини, сприяє синтезові більш високомолекулярних вуглеводнів. Синтезовані в таких умовах вуглеводні, з одного боку формують поклади чи родовища, а з іншого - законсервовуються в дефектах множини мінералів: кальцит, кварц, барит,

«мармароські діаманти» тощо та карбонатних, кварц-карбонатних порід, які паралельно утворюються з мінеральної складової цього ж високотемпературного флюїду та щільно й герметично заповнюють і цементують порожнини макро- і мікротріщин на сотні метрів-кілометри в довжину та мікрони-міліметри-сантиметри у попереку [21], орієнтованих по радіусу з центром в області покладу. Метан з найменшим діаметром своєї молекули серед інших вуглеводнів і найбільш слабко вираженими сорбційними властивостями буде втілюватись у навколишні породи розглядуваної області найінтенсивніше і на значні відстані.

Приміром, прожилковий карбонат із порід свердловини 1-Сушеницька (Карпатська нафтогазоносна провінція, інтервал 4577-4587 м) містить (об.%): вуглеводні сумарно (CH_4, C_2H_6, C_3H_8) 52,60; CO_2 44,93; N_2 2,16; H_2 0,31. Ці результати переконливо свідчать про наявність поблизу зазначеного інтервалу вуглеводневого покладу. Карбонатна речовина прожилка входила до мінеральної складової глибинного високотемпературного флюїду, а вуглеводні й інші сполуки, наявні у дефектах мінералів прожилків, загалом є продуктами вже згаданих високотемпературних процесів.

Мас-спектрометричним методом встановлено, що істотно газові включення у «мармароських діамантах» із околиць с. Люта (Дуклянська зона, верхня крейда) містять (об.%): CH_4 97,48 і N_2 2,52; аналогічні включення – с. Воловець відповідно: CH_4 97,66 і N_2 2,34, а з району с. Нижні Ворота (Кросненська зона, олігоцен) у включеннях типу $L_1 + L_2 + G$ міститься: CH_4 62,21, C_2H_6 6,71, C_3H_8 6,06, C_4H_{10} 3,97, C_5H_{12} 1,32, CO_2 1,04, N_2 5,37, H_2O 13,32.

Отож, основним газовим компонентом включень у «мармароських діамантах» із різних місць Карпат є метан із домінантним вмістом, при цьому на вуглеводневий склад у них мало впливає і вік порід із цими кварц-карбонатними жилами. Важливим є генетичний зв'язок кристаликів «мармароських діамантів» із тектонічними розломами як доказ синтезу мінералу під час міграції вуглеводневмістних і мінерало-породоутворювальних флюїдів та зміни полікомпонентного флюїду в часі, особливо інтенсивно у момент збагачення водою.

Оскільки насув метаморфічних порід Рахівського масиву на осадові товщі здійснювався у післяпізньокрейдову епоху, то міграція вуглеводневмістних флюїдів у Карпатах, що відбулася в проміжку між пізнім і середнім пліоценом, була викликана активною тектонічною обстановкою, що поновила старі та проклала нові шляхи для проникнення глибинних високотемпературних флюїдів [3].

Отож, характер розподілу та загальний склад газових компонентів флюїдних включень у прожилково-вкраплених мінералах є одним із найважливіших показників фіксації флюїдопро-відних розломних зон, прояву в них глибинних флюїдних потоків, генезису та формування нафтогазових і деяких рудних (насамперед золотовмістних) родовищ.Це свідчить про одно- чи близькочасність їхньої міграції зонами розломів на значних територіях нафтогазоносних областей, зокрема й України та дає підстави передбачати їхнє нагромадження у структурах-пастках із формуванням покладів-родовищ нафти і газу [4].

У відділі геохімії глибинних флюїдів ІГГГК НАН України мною проведено унікальне експериментальне дослідження: вивчено склад летких сполук в окремому включенні – зоні зростання двох частин октаедра діаманта. Було використано розроблений нами мас-спектрометричний метод із подрібненням зразка у високому вакуумі за кімнатної температури. У спеціально сконструйованій вакуумній ступці діамант вдало розкололи на дві частини – по зоні зростання, що відразу було

зафіксовано в системі напуску приладу погіршенням вакууму через виділення летких сполук із цього дефекту, бо сама зона-площина зростання була герметичним дефектом у кристалі з одного боку, а з іншої – вона як генетично первинне включення підтвердила первинність природи законсервованого флюїду, який формував сам кристал. Основними леткими речовинами, виділеними із зони зростання цього октаедра із трубки «Айхал», були діоксид вуглецю й азот у меншій концентрації.

Відповідно до розробленого [5] «нового механізму утворення природних кристалів піропу та діаманта» під впливом магми в окремих ділянках літосфери виникають глибинні розломи, в які вкорінюються-мігрують розплави у напрямку земної кори. Під час їхньої міграції у контактній зоні розплав-породи літосфери внаслідок їхньої контактної взаємодії виникає високовольтне електричне поле складної форми, в якому CO_2 переходить в енергозбуджений стан, його молекули розпадаються на окремі радикали й атоми з подальшою іонізацією. У розломі-трубці, переміщуючись, ці радикали, іони, атоми потрапляють у зону з наявними сполуками заліза і у такому середовищі-розплаві з'єднуються між собою, синтезуючи кристали діаманта з одночасним утворенням піропу, магнетиту, кварцу тощо. Під час формування кристалів діаманта диференціюються ізотопи вуглецю з їх поважченням. Мігруючи розломом-трубкою до земної поверхні, високотемпературний флюїд на своєму шляху контактує з різними породами, які під впливом високих температур розкладаються на окремі складові, зокрема, карбонати – на діоксид вуглецю й оксиди. У таких складних фізико-хімічних умовах глибинний CO_2 доповнюється і змішується з ізотопно легким складом CO_2 цих карбонатів, які разом стають джерелом вихідного вуглецю для подальшого росту кристалів діаманта з уже сумарного CO_2 із полегшеним ізотопним складом. Самі оптично чисті діаманти у розплаві синтезуються атомами вуглецю з $\delta^{13}C$ = -6,1‰ при вході у розлом-трубку. На початку процесу синтезу, повільно мігруючи розломом-трубкою у напрямку до земної кори, склад розплаву не змінюється або змінюється мінімально. За цих умов ріст кристалів здійснюється атомами вуглецю, ізотопний склад якого повільно змінюється, зокрема, кристали збагачуються важким ізотопом і можуть набути значних додатних величин. Такі діаманти названо важкими, і вони належать до ультраосновного-кімберлітового парагенезису.

Під час міграції розломом-трубкою у літосфері розплав із кристалами діаманта потрапляє в область з карбонатними породами з полегшеним ізотопним складом, які під впливом глибинного високотемпературного розплаву розкладаються з виділенням CO_2, котрий змішується з глибинним залишковим CO_2, і вони вже сумарно стають джерелом вуглецю у подальшому синтезі кристалів. На цій стадії синтезу кристалів діаманта диференціація ізотопного складу вуглецю відбувається у зворотному напрямі від додатних значень до значних від'ємних. Паралельно зміна початкового мінералоутворювального розплаву-середовища приводить до зміни забарвлень верхніх новосинтезованих шарів кристалів із захопленням додаткових домішок-включень. Цей різновид діамантів названо легким і віднесені вони до еклогітового парагенезису. Щодо третього різновиду, то він утворюється у разі повторного втілення додаткової порції глибинного діоксиду вуглецю з астеносфери і є винятковим явищем. Подана інформація становить основу наукового відкриття.

Встановлено раніше не відому різну хімічну властивість ізотопів вуглецю у природних процесах синтезу-утворення різних вуглецевмісних сполук, зокрема, більшу важчого (^{13}C) ізотопу вуглецю у процесах синтезу твердих вуглецевмісних сполук: карбонатів, діамантів і відповідно легшого (^{12}C) ізотопу вуглецю – у процесах синтезу летких компонентів, зокрема метану.

1. *Сворень Й.М.* Примеси газов в кристаллах минералов и других твердых телах (их способы извлечения, состав, формы нахождения и влияние на свойства вещества): автореф. дис.канд. геол. наук. Львов, 1984. 19 с.

2. *Сворень Й.М.* Питання теорії генезису природних вуглеводнів та шляхи пошуку їх покладів. Тектогенез і нафтогазоносність надр України. : тези доповідей наукової наради (20-22 жовтня 1992 р.). Львів 1992. С. 143-145.

3. *Сворень Й.М., Наумко І.М.* Термобарометрія і геохімія газів прожилково-вкрапленої мінералізації у відкладах нафтогазоносних областей і металогенічних провінцій: глибинні флюїдопотоки // Доп. НАН України.2007.№9.-С.91-95.

4. *Сворень Й.М., Наумко І.М.* Нова теорія синтезу і генезису природних вуглеводнів: абіогенно-біогенний дуалізм // Доп. НАН України. 2006.№ 2. С.111-116.

5. *Сворень Й.М.*. Новий механізм утворення природних кристалів піропу та алмазу.// Мінералогія: історія, теорія і практика: тези доп. міжнар. наук. конф., присв.140-річчю кафедри мінералогії Львів. нац. ун-ту ім. Ів. Франка. (Львів; Шацьк, 3-6 вересня 2004 р.). Львів: ВЦ ЛНУ ім. Ів. Франка, 2004. С. 62-63.

АСОЦІАЦІЯ ГАСТРОЛІТІВ І КОПРОЛІТОВИХ ФОСФОРИТІВ У ФЛЮВІОГЛЯЦІАЛЬНИХ ВІДКЛАДАХ ПІВНІЧНОГО ЗАХОДУ ВОЛИНІ

Зінчук І., Яремчук Я.
Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України
вул. Наукова,3а, Львів, 79060,Україна
ig.zinchuk@ukr.net
slava.yaremchuk@gmail.com

Гастроліти або шлункові камені добре відомі і трактуються як тверді об'єкти (пісок, гравій), що перебувають у травному тракті тварин і слугують перетиранню твердої рослинної їжі. Переважно вони притаманні сучасним рослиноїдним птахам і крокодилам. Викопні знахідки гастролітів нечасті, найбільш показові з них пов'язані з добре збереженими скелетними залишками динозаврів [1]. Wings [5] наводить сучасну класифікацію та основні функції гастролітів в організмах хребетних. Загалом, гастроліти мало відомі, оскільки поза зв'язком з тваринними залишками їхня діагностика є досить складною і мало доказовою. Основною вирізняльною рисою викопних гастролітів є дуже хороша відполірованість поверхні. Останнім часом [4,5] зявилися повідомлення про знахідки гастролітів у асоціації з фосфатизованими копролітами. Знання про гастроліти в копролітах є важливим, оскільки такі знахідки можуть давати інформацію про утримання та використання шлункових каменів у певних видових групах викопних тварин, розмір виділених частинок осаду й особливості поверхні гастролітів. З іншого боку, гастроліти можуть допомогти зв'язати копроліти з конкретними викопними видами, а цим самим – уточнити умови відкладення й накопичення копролітових та жовнових фосфоритів. Огляд опублікованих матеріалів виявляє, що прямі знахідки гастролітів у викопному калі виявляються надзвичайно рідкісними та майже виключно можуть бути віднесені до копролітів крокодилів і птахів.

З огляду на викладене, певний інтерес можуть становити знахідки гастролітів у складі копролітових фосфоритів у флювіогляціальних відкладах північного заходу Волині. Тут на значній території в околицях сіл Кам'янка, Ростань, Перешпа на денну поверхню виведено відклади кінцевої морени, переважно перемиті флювіогляціальними потоками. Це, як правило, невідсортовані сірі й рожевуваті польовошпатово-кварцові піски з домішкою галькового та валунного матеріалу. У

складі останнього переважають гранітоїди та кварцити, рідше кислі вулканіти і породи основного складу. У гравійному та гальковому матеріалі (3-30 мм) досить часто трапляються жовна фосфоритів. Фосфорити утворюють жовна та їхні скупчення з темним до чорного забарвленням. Розміри жовен сягають 50 мм. Наявні два типи фосфоритових стяжінь. Більш поширеними є утворення з суттєвим вмістом кварцу, кальциту і глауконіту, що зцементовані світлим фосфатним цементом. Менш поширені копролітові фосфорити і їхні скупчення. Вони вирізняються досить неправильною формою, складним рельєфом поверхні та її темним забарвленням. Складені такі утворення тонкозернистим апатитом із домішкою кальциту. Внутрішні частини копролітів мають різноманітне забарвлення – від темно-бурого до світлого кремового. Темні різновиди часто містять уламки ракушкового матеріалу. За даними рентгенофазового дифрактометричного аналізу, фосфорити складені карбонат-фторпатитом (франклінітом).

Слід зауважити, що у Волинській обл. розвідано Ратнівське родовище жовнових фосфоритів, перевідкладених з еоценових відкладів [2]. Жовна приурочені до утворів крайової морени та підморенних флювіогляціальних відкладів. Можна припустити, що описувані знахідки генетично близькі до вказаного родовища і пов'язані з ним єдиним джерелом фосфоритного матеріалу.

Як у складі жовен із фосфатним цементом, так і у копролітових стяжіннях, постійно наявні обкатані зерна сірого, молочно-білого та зеленкуватого (з домішкою серициту) кварцу, рідше чорного кременю. Поверхня зерен блискуча, полірована. При цьому рівень блиску однаковий у всіх частинах зерен, в тому числі упадинах їхнього рельєфу. Це є характерною рисою гастролітів, що відполіровані грубоволокнистими рослинними масами у шлунках тварин [4] . Розміри зерен становлять 2–8 мм. Дослідженням складу піщаної домішки у фосфоритових жовнах після розчинення у кислотах карбонатів і фосфатного цементу виявлено, що піщинки розмірністю вище 0,3–0,5 мм блискучі та відполіровані, а більш дрібні зерна не мають слідів обкатування і полірування. Таким чином, у дрібнопіщаній фракції значна частина зерен також може бути залучена до гастролітів.

Як уже згадувалось, гастролітові зерна складені переважно кварцом, рідше чорним кременем. Немає домішки польового шпату. Кварц часто містить домішку брудно-зеленого серициту. Такий кварц не характерний для флювіогляціальних пісків регіону, що підкреслює генетичну різнорідність фосфоритів і вмісних пісків.

Слід підкреслити невизначеність віку фосфоритів. Вважається, що поклади Ратнівського родовища формувалися в еоцені. Проте їхнє розміщення на розмитій поверхні крейдових відкладів і близькість за складом до альб-сеноманських фосфоритів, відкритих у міжріччі Стубла-Стир, дало змогу обґрунтовано припустити, що за природою вони є елювіальними утвореннями по крейді [2], в подальшому частково зруйнованими внаслідок льодовикової абразії. Така неоднозначність у виявленні віку фосфоритів підкреслює важливість уточнення їх датування. Фосфорити є сприятливим об'єктом для абсолютного датування уран-свинцевим методом, оскільки містять підвищені концентрації важких металів, у т.ч. радіогенного свинцю [3]. Попередні рентгеноспектральні аналізи досліджуваних копролітів, виконані нами, виявили відносно високі вмісти Mn, Cu, Zn, Sn. Подальші дослідження у даному напрямі можуть суттєво доповнити уявлення про генезис покладів фосфоритів півночі Волині й уточнити локалізацію первинних покладів та їхню подальшу історію у еоцені-плейстоцені.

1. *Очев В.Г., Иванов А.В., Архангельский М.С.* Гастролиты ископаемых. // Природа. 2004. № 10.

2. *Сеньковский Ю.Н., Глушко В.В., Сеньковский А.Ю.* Фосфориты Запада Украины. К.: Наук. думка, 1989. 144 с.
3. *Becker M.L., Hanson G.N.* The potential for U-Pb Dating of Coprolites, Hartford Basin, Connecticut, Isotope Geology Laboratory, ESS, Stony Brook, NY 11794-2100. [цифровий депозит SUNY]
4. *Cox T.* Gastrolith-Derived Stone Concentration in Deep Loess Soil of the Middle and Lower Mississippi River Valley, U.S.A. University of South Carolina, 1994. – Proceedings of the Second International Conference on Pedo-Archaeology. – Pp. 27-34.
5. *Wings O.* A review of gastrolith function with implications for fossil vertebrates and a revised classification. // Acta Palaeontologica. Polonica. 2007. Vol. 52 (1). Pp. 1–16.

ФОСИЛІЇ ФАНЕРОЗОЮ ЯК ОДНА З СКЛАДОВИХ УКРАЇНСЬКОГО ГЕОПАРКУ

Ягольник О.
Дніпровський національний університет імені Олеся Гончара
просп. Гагаріна, 72, Дніпро́, Дніпропетровська область, 49000, Україна
azuredn@gmail.com

У сучасному світі дедалі більше уваги приділяється збереженню геоспадщини. За останні 50 років світова спільнота далеко просунулась у цьому питанні. Було створено безліч міжнародних проектів, серед яких головними є геосайти та глобальна мережа геопарків. Але на разі в Україні немає жодного геопарку. І це комплексна проблема для геологічних об’єктів нашої держави, оскільки у нас навіть немає цільового законодавства із цих питань. До складу геоспадщини входять і палеонтологічні об’єкти, які також потребують охорони. На жаль, українські пам’ятки не мають світового значення, як, наприклад, провінційний парк «Динозавр» у Канаді, або палеонтологічний заповідник Ченцзян у китайській провінції Юньнань, які охороняються ЮНЕСКО. Але у масштабах України та деяких аспектах Європи наші пам’ятки мають свою унікальність. Одним із способів збереження таких об’єктів є їхнє входження до складу охоронних природних територій. Найбільш близькою для таких цілей охоронною територією є геопарк, оскільки палеонтологічні об’єкти можуть посилити вагомість такого геопарку та збільшити інтерес до нього. Метою цієї роботи, є розгляд палеонтологічних об’єктів, які можуть входити до складу геопарку. Оскільки, з юридичної точки зору, найбільш сприятливою територією для створення геопарку, є національні парки, то саме на цих територіях слід розглядати палеонтологічні пам’ятки [9].

В Україні багато палеонтологічних знахідок і пам’яток, розташованих на поверхні. Але в деяких регіонах країни таких як Дніпропетровська, Луганська, Кропивницька області тощо, немає національних парків, тому об’єкти цих регіонів можуть розглядати тільки теоретично, як і Кримський та частина Донецького регіонів, у зв’язку з геополітичним становищем. Українським об’єктам приділяється мало уваги, та вони мають важливе значення. Наприклад, Рибальський кар’єр – єдиний вихід Мандриківських верств, де представлена унікальна викопна фауна верхнього еоцену. Більше 300 видів гастропод, понад 100 – двостулкових малюсків, різних форамініфер, коралів, нумулітів, губок, моховаток, решток акул і морських їжаків – у Дніпроетровській обл [5]; викопна деревина – кипарису або дуба в Александрійському р-ні, що має наукове значення, оскільки вказує на субтропічний клімат в неогеновому періоді – у Кропивницькій обл; численні об’єкти Кримського півострова, де представлена широка гамма залишків фанерозойської флори та фауни [3].

Території існуючих національних парків обирали більш із метою охорони флори та фауни. Тому половина національних парків не містить на своїй території численних палеонтологічних об'єктів (Голосіївський, Залісся, Пирятинський, Нижньосульський тощо). Території деяких з них взагалі більш ніж наполовину складаються з земель водного фонду (Приазовський, Шацький, Нижньодністровський тощо). Тому сконцентрувати увагу варто на регіонах Львівської, Івано-Франківської, Миколаївської, Харківської, частини Донецької, Одеської областей і Закарпаття. У міжнародному досвіді є приклади розділення територій геопарків на окремі регіони які не поєднані спільним кордоном. А також території майбутнього геопарку не обов'язково мають повторювати кордон національного парку. Тому палеонтологічні об'єкти можуть бути розташовані і поряд.

Перспективні регіони для створення геопарків, до складу яких будуть входити палеонтологічні об'єкти, умовно можно розділити на Східний, Західний і Південний регіони.

До складу Східного регіону можна віднести території Святі Гори (Донецька обл.) та Дворічанський (Харківська обл.) – національних парків. Святі Гори - являє собою крейдяний масив уздовж Дінця, який утворився в далекому мезозої. У товщі крейди, разом із вкрапленнями кременю, трапляються рештки давніх морських тварин, серед яких численними є представники головоногих молюсків: белемнітів і амонітів. Також на території є палеонтологічні знахідки так званої мамутової фауни часів Риського зледеніння [4]. Поряд із національним парком також є кілька важливих об'єктів: відслонення нижньокам'яновугільних порід «Кальміуська світа», де можна знайти останки більш ніж 40 видів брахіопод, різних коралів, моховаток, трилобітів, гоніатит, остракод і морських їжаків; Дружківські скам'янілі дерева, які представлені стовбурами скам'янілих – араукарій, діаметром до 1 м і довжиною до 6 м.; Пермський риф, представлений потужною пірамідальною брилою доломіту, заввишки 7 м, складеною звітрілим вапняком із численною кількістю коралів, губок, цефалопод, криноідей, моховаток і водоростей. Також недалеко можно знайти відслонення порід авіловської світи з залишками крупних коралів (ругоза) [2]. Дворічанський - унікальний і найбільший в Україні осередок крейдяних ландшафтів. Тут можна знайти численні останки морських організмів того часу - серед них багато видів головоногих молюсків: белемнітів і амонітів.

До складу Південного регіону можна віднести Тузлівські Лимани (Одеська обл.), Бузький Гард (Миколаївська обл.). Тузлівськи Лимани - група солоних лиманів лагунного типу в приморській частині Бессарабії. Нещодавно там знайшли залишки викопних слонів [7]. Прибережні зони багаті на залишки представників двостулкових малюсків. У самій Одесі є пам'ятка державного значення – Одеські катакомби, де виявлені залишки більш ніж 50 000 кісток 42 видів тварин пліоценового віку [1]. Бузький гард має унікальний природний ландшафт, створений виходами південних відрогів Українського кристалічного щита. Тут можна знайти залишки, сліди життєдіяльності фауни того часу, які досліджуються з 1916 р. та мають наукову значимість і поза межами України [6].

До складу Західного регіону входять парки: Сколівські Бескиди та Яворівський (Львівська обл.), Галицький, Карпатський і Верховинський (Івано-Франківська обл.), Ужанський (Закарпаття). Ужанський – територія парку майже повністю розташована у басейновій системі річки Уж. Більша частина території розташована у межах Дуклянської тектонічної зони, що відрізняється чисельними виходами на поверхню нижньокрейдових і особливо – верхньокрейдових відкладів, де можна знайти залишки морських організмів того часу. Також поблизу є кілька кар'єрів, у яких знайдено велику кількість відбитків на камені, рештки морських організмів - коралів, різних

черепашок, гігантських молюсків - амонітів, які в діаметрі сягали 2 м, белемнітів, зуби акул, відбитки морських лілій. У цьому регіоні знаходили кістки печерного ведмедя, гігантського оленя, гігантської панди, кістки тарпана [8]. Сколівські Бескиди - складені глибоководними осадовими породами крейдового та палеогенового віків, так званим флішем, до складу якого входять пісковики, алевроліти, аргіліти, гравеліти, вапняки та мергелі. На території були знайдені численні біогліфи, у хорошому стані. Серед крейдових порід багато залишків морської фауни. Яворівський - розташований у середній частині Південного Розточчя в районі проходження Головного Європейського вододілу. Геологічна будова парку включає маастрихські та третинні й четвертинні відклади – серед яких багато знахідок викопних організмів різних видів. Також є виходи Нижньоплейстоценових льодовикових утворень де можна знайти залишки організмів того часу. Поряд і на самих територіях Сколівських бескидів та Яворівського парку, знаходяться численні палеонтологічні пам'ятки: місцезнаходження печерних гієн; залишки мамонтів, носорогів, тортонської флори та фауни, більше 20 видів крейдяної флори, численні залишки ссавців четвертинного періоду [3].

Івано-Франківська область має 5 національних парків і майже в усіх з них є значні знахідки викопної флори та фауни: багато знахідок решток мамонта, є виходи з неогеновою флорою та знахідки величезних товстостінних амонітів [3]. У Верховинському парку є виходи найдавніших метаморфічних утворень, перекриті осадовим палеозойським і мезозойським чохлом, де знайдено численні морські організмів. На схилах хребтів трапляються виходи юрських вапнякових брил, де також, знайдено залишки флори та фауни того часу. У Галицькому парку є виходи крейдової системи, представлені дубівецькою, луквинською світами, репрезентовані мергелями та вапняками, серед яких є залишки викопних організмів, також там наявні відклади неогенової системи, серед яких безліч викопної фауни та флори.

Можна зробити такі висновки: в Україні є проблема охорони палеонтологічних пам'яток, одним із рішень проблеми є входження таких об'єктів до майбутніх геопарків. Дослідження показали, що в Україні щонайменше десяток важливих палеонтологічно цікавих територій, які можуть увійти до складу геопарків. Більш детальні дослідження та оцінка перспектив таких об'єктів будуть розглянуті у подальших роботах.

1. Геологічні пам'ятки України за ред. В.І. Калініна, Д.С. Гурського у 4-х т. Т.3. – Львів: ВД «Панорама», 2009.
2. Геологічні пам'ятки України за ред. В.І. Калініна, Д.С. Гурського. – Т.4 / В.П. Безвинний, С.В. Білецький, О.Б. Бобров [та ін.]; – Львів: ЗУКЦ, 2011.
3. Геологічні пам'ятки України: довідник-путівник / Коротенко Н.Е., Щириця А.С., Каневський А.Я. та ін. – К: Наук. думка, 1985.
4. *Іван Парнікоза*. Перлина Подінців'я, Чи Національний Природний Парк "Святі Гори" (від 17.04.2009 16:32:33) [Електронний ресурс]. Режим доступу: https://h.ua/story/190770/
5. *Манюк В.В.* Палеонтологічні пам'ятки природи дніпропетровської та запорізької областей: сучасний стан і проблема збереження // Палеонтологічний збірник. 2010. № 42. С. 108–117.
6. *Палій В.М.* Унікальні палеонтологічні знахідки у відкладах венду та нижнього кембрію середнього придністров'я» // Матеріали II Міжнар. наук.-практ. конф. «Геологічні Пам'ятки – Яскраві Свідчення Еволюції Землі» (Кам'янець-Подільський, 16-20 травня 2011).

7. Портал новин «Знайшли унікальні рештки древньої тварини» (від 13.06 2017 02:24) [Електронний ресурс]. Режим доступу: https://gazeta.ua/articles/regions/_znajshli-unikalni-reshtki-drevnoyi-tvarini/777873
8. Портал новин «На Закарпатті знаходять зуби акул і кістки панд» (від 30.05 2015 16:15) [Електронний ресурс]. Режим доступу: https://zak.depo.ua/rus/zak/na-zakarpatti-znahodyat-zubi-akul-i-kistki-pand-fotofakt--30052015094500.
9. *Yaholnyk O.V., Manyuk V.V.* Legal aspects of creating geoparks in Ukraine Dniprop. Univer. Bulletin. Geology, geography 25 (2). 2017 136-145. doi: 10.15421/111729

ЛІТОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПІЩАНИХ ПОРІД УКРАЇНСЬКОГО РОЗТОЧЧЯ

Костюк О.
Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Грушевського, 4, 79005, Львів, Україна
oleksandr.kostyuk@lnu.edu.ua

Актуальність робіт із вивчення літостратиграфії відкладів опільської світи визначається як тим, що Українське Розточчя є цікавим геотуристичним об'єктом оскільки лежить неподалік Львова, так і тим, що є сировинною базою будівельних матеріалів. Хоча дослідження геологічної спадщини Розточчя тривають з кінця XVI ст, все ж із літолого-мінералогічної точки зору, дослідження умов седиментації, характеру контактів у відкладах опільської світи, просторового поширення порід тощо Українське Розточчя вивчене недостатньо.

Відомо, що Українське Розточчя – це крайній північно-західний відріг Подільської височини, який розміщений на території Львівської області, починається в околицях Львова та простягається вузьким горбистим пасмом (15-20 км завширшки) на 60 км у північно-західному напрямку до кордону з Польщею і на її території до м. Красніка. У геоструктурному аспекті територія досліджень лежить у межах Волино-Подільської плити, розташованої у східній частині Західноєвропейської платформи й охоплює її Розтоцьку та Рава-Руську зони консолідації [1]. Услід за А. Богуцьким (2007), Розтоцька зона байкалід слугує фундаментом західної частини Львівського палеозойського прогину, а, відповідно, платформний чохол зони збудований теригенно-вулканогенними товщами венду, теригенними відкладами кембрію, теригенно-карбонатними породами нижнього та середнього палеозою (ордовик, силур, девон), карбонатно-теригенними вугленосними відкладами карбону, теригенними відкладами мезозою. На поверхню в межах сс. Бірки, Рокитне, Ясниська, Туриче, Дубровиця, Лозина, Страдч, Жорниська, Малі Грибовичі, Крехів, Глинсько, Потеличі та ін. виходять карбонатно-теригенні відклади верхньої крейди та неогену. Зокрема, відклади маастрихтського ярусу (K_2m_2) на території Українського Розточчя трапляються в межах сс. Малі Грибовичі, Рокитне та смт. Брюховичі. Породи представлені переважно сірими глинистими мергелями та крейдовими вапняками [2-4]. У напрямку на північний захід від смт Брюховичі вже в околицях с. Бірки в правому борту р. Млинівка в кар'єрі відслонюється потужна товща неогенових пісковиків опільської світи, які перекриваються літотамнієвими вапняками. У відслоненні товща пісковиків тектонізована системою вертикальних тріщин. За даними наших спостережень, пісковики темно-сірі, міцні, глинисті, вони не містять палеорешток фауни і флори. У шарах літотамнієвих вапняків містяться прошарки т зв. «бентонітових глин». Самі вапняки мають фрагменти устриць. Натомість, в іншому кар'єрі що розроблений по лівому борту р. Млинівка у стінці відслонюється товща

білого кварцового дрібнозернистого некарбонатного піску з прошарками жовнових вапняків, яка перекрита літотамнієвими вапняками. В околицях с. Рокитне по правому борту р. Млинівка відслонюються білі дрібнозернисті кварцові піски, які вгору по розрізу змінюються буруватими сильно глинистими пісками, а згодом перекриваються онколітовими літотамнієвими вапняками. У напрямку на північний захід, на території Українського Розточчя у розрізі таких вапняків з'являються прошарки пісків і пісковиків, які вже в кар'єрі с. Ясниська містять включення вапняків і мають рудий колір. Ці ж піски трапляються й у розрізі с. Туриче. У відслоненнях с. Дубровиця у розрізі з'являються крупнозернисті кварцові піски, які вгору по розрізу змінюються пісковиками, а згодом і вапняками.

Результати проведених гранулометричних аналізів піску опільської світи Українського Розточчя (13 проб) засвідчили, що матеріал представлений добре сортованим піском. Коефіцієнт сортування (S_0) змінюється від 1,2 до 1,6, а медіанний розмір (Md) становить від 0,1 до 0,4 мм. Вміст фракції (0,01–0,001 мм) у породах змінюється від 1,52 % в районі с. Бірки до 5,8 % у прошарках бурих пісків в околицях с. Рокитне. Зазначимо, що у пісках с. Ясниська та с. Турича немає пелітової фракції. Вміст фракції (0,01–0,1 мм) у пісках змінюється від 18,8 % до 85,4 % в с. Бірки. Натомість, вміст фракції (0,1–0,25 мм) у пісках змінюється від 0,14 % у с. Ясниська до 68,4 % у с. Бірки. Щодо фракції (0,1–0,25 мм) у пісках, то тут її вміст змінюється від 0,2 % у с. Ясниська до 35,2 % у с. Туриче. Вміст фракції (0,25–0,5 мм) у пісках змінюється від 0,06 % у с. Рокитне до 10 % у с. Туриче. Вміст фракції (0,5–1,0 мм) у пісках змінюється від 0,2 % у с. Ясниська до 6 % у с. Бірки. Вміст фракції (1,0–2,0 мм) у пісках змінюється від 0,08 % у до 0,5 % у с. Рокитне.

1. *Богуцький А.* Волинська височина: головні риси геологічної будови та рельєфу / А. Богуцький, Б. Голуб, М. Ланчонт // Українсько-Польський міжнародний семінар «Проблеми середньоплейстоценового інтергляціалу» : тези доп. (12-16 вересня 2007 р.) – Львів: ВЦ ЛНУ ім. Івана Франка, 2007. – С. 6-10.
2. *Вялов О.С.* Краткий геологический путеводитель по Львову. Львів: Вид-во ЛДУ ім. Івана Франка, 1954. 45 с.
3. *Венглинский И. В.* Стратотипы миоценовых отложений Волыно-Подольской плиты, Передкарпатского и Закарпатского прогибов / И.В. Венглинский, В.А. Горецкий К. : Наук. думка. 1979. 176 с.
4. *Пастернак С. І.* Волино-Поділля у крейдовому періоді / С.І. Пастернак, Ю.М. Сеньковський, В.І. Гаврилишин. К. : Наук. думка 1987. 200 с.

НОВІ ДАНІ ПРО АЛЬГОФЛОРУ БАШКИРСЬКОГО ЯРУСУ СТАРОБІЛЬСЬКО-МІЛЛЕРОВСЬКОЇ СТРУКТУРНО-ФАЦІАЛЬНОЇ ЗОНИ

Сухов О.

Інститут геологічних наук НАН України

вул. О. Гончара, 55б, Київ, 01601, Україна

osukhow74@ukr.net

Старобільсько-Міллерівська структурно-фаціальна зона (СФЗ) лежить на стику Донецького басейну та Воронезької антеклізи. Південний схил Воронезької антеклізи (за винятком її південно-східної частини в межах Ростовської області) як мілководний шельф карбонового моря Доно-Дніпровського прогину, тобто відгалуження Палеотетісу, що простягалося зі сходу на захід від сучасного Каспійського моря до сучасної Прип'ятської западини. В карбоновий час у цьому басейні циклічні

теригенно-карбонатні відклади луганської СФЗ північного борту Донбасу поступово переходили в майже карбонатні переважно субплатформні відклади за типом відкладів південного схилу Воронезької антеклізи або Старобільсько-Міллерівської СФЗ.

У межах Старобільсько-Міллерівської СФЗ під кількасот метровою товщею мезо-кайнозойських відкладів лежать турнейські, візейські, серпухівські та башкирські утворення представлені однорідними вапняками з прошарками теригенних порід. Ця товща сягає потужності 500-600 м [1].

Загалом проглянуто 187 шліфів зі свердловини Донцівська 111 що відповідають такій самій кількості зразків вапнистої породи. Шліфи взяті з колекції відділу стратиграфії та палеонтології палеозойських відкладів Інституту геологічних наук НАН України.

Раніше водорості Старобільсько-Міллерівської СФЗ визначались О.І. Берченко [2]. Водорості виявлено у 95 шліфах. У деяких зразках вони численні в інших – одиничні.

Стрілцівська світа – у верхніх відкладах горизонту трапляються поодинокі *Cuneiphycus texana* Johnson і *Cuneiphycus* sp. Світа корелюється з вапняками E_1-E_8 відкритого Донбасу чи краснополянського і нижньої частини кельтеменського горизонту Східно-Європейської платформи (СЄП).

Великоцька світа – водорості також нечисленні, і трапляються також у верхній частині світи *Pseudodonezella tenuissima* Berchenko, *Cuneiphycus aliquantulusl* Johnson, *Masloviporidium delicate* Berchenko, *Girvanella* (крупна).

Бондарівська світа – у відкладах світи містяться численні водорості, з'являються перші донецели, *Cuneiphycus aliquantulys* Johnson, *Cuneiphycus texana* Johnson, *Masloviporidium delicata* (Berch.), *Fourstonella fusifirmis* (Brady), *Fourstonella* sp., *Komia* abundans Korde, *Archaeolithophyllum missouriensis* Johnson, зеленими *Praedonezella tenuissima* Berchenko, синьо-зеленими *Girvanella sibirica* Maslov.

Донцівська світа – *Donezella lutugini* Maslov, *Anthracoporellopsis machaevi* Maslov, *Beresella polyramosa* Kulik. Численними також є *Cuneiphycus aliquantulus* Johnson, *Cuneiphycus texana* Johnson, рідко трапляються *Donezella delicata* (Berchenko). Причому перші *Donezella lutugini* з'являються прямо у підошві горизонту, а *Anthracoporellopsis Maslov*, і *Beresella* Machaev – у середині нижньої, переважно вапнякової товщі. Це час розквіту водоростей *Donezella lutugini* Maslov, *Ungdarella uralica* Maslov, *Cuneiphycus aliquantulus* Johnson, *Cuneiphycus texana* Johnson. Також у даній товщі визначені *Stipulella fascicularis* Maslov, *Donezella lunaensis* Rasz, *Beresella* sp., *Epimastopora iwaizakiensis* (Endo), *Archaeolithophyllum missouriensis* Johnson, а також рекурентні форми відомі з пізнього візе такі як *Fourstonella fusiformis* (Brady), *Aoujgalia richi* Mamet et Roux. Корелюється з групою вапняків G Донбасу або нижньою частиною черемшанського горизонту СЄП.

Біловодська світа – *Donezella lutugini* Maslov. Крім цього, тут трапляються рекурентні форми такі як *Stacheoides loomisi* Petryk et Mamet, *Stacheoides polytrematoides* (Brady), *Stacheoides* sp., *Stacheia marginulinoides* (Brady), *Fourstonella fusiformis* (Brady), *Ungdarella uralica* Maslov, а також уже відомі з нижчезалягаючих башкирських відкладів ─ *Anthracoporellopsis machaevi* Maslov, *Komia abundans* Korde, *Beresella polyramosa* Kulik. Світа корелюється з групою вапняків H Донбасу, або верхньою частиною черемшанського горизонту СЄП Відповідає комплексу нижньої частини зони Anthracoporellopsis machaevi [3].

Дубовицька світа – різко зменшується кількість водоростей і їхнє таксономічне різноманіття. Рівномірно по розрізу в невеликій кількості трапляються *Donezella lutugini* Maslov. На глибині 198.2-199.5 знайдено червону водорість *Stacheoides* sp.

На глибині 196.4 і 192 – *Stacheoides* sp. та *Archaeolithophyllum missouriensis* Johnson. Відповідає комплексу верхньої частини зони Anthracoporellopsis machaevi [3]. Відкритого Донбасу та верхньої частини зони Donezella lunaensis-Dvinella distorta Уралу [3]. Комплекси донцівської, біловодської і дубовицької світ відповідають двом комплексам, виділеним у Башкирії – ташастинському і асатауському, але трохи відрізняються меншою кількістю визначених таксонів.

Результатом роботи з перегляду матеріалу шліфів зі свердловини Донцівська 111 стало розширення пізнання про систематичний склад палеоальгофлори башкирського часу Палеотетісу і зокрема мало вивченої з цієї точки зору Старобільсько-Міллерівської СФЗ та розуміння корелятивної здатності даної групи викопних організмів.

1. Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України. Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України / гол. ред П.Ф. Гожик. ІГН НАН України.К.: Логос, 2013. Т.1. 637 с.
2. Айзенверг, Бражникова, Вдовенко, и др Верхнесерпуховский подъярус Донецкого бассейна. К: Наук. думка,1983. 250 с.
3. *Vachard D.* Precisions biostratigraphiques et micropaleontologiques sur le Bashkirien d'Ukraine (Carbonifere moyen) / D. Vachard, A. Maslo // Revue de Paleobiologie. Geneve, 1996. Vol. 15, N 2. P. 357–383.

СТАН ВИВЧЕНОСТІ Й ПЕРСПЕКТИВИ ДОСЛІДЖЕНЬ НЕМОРСЬКОЇ ФАУНИ СЕРЕДНЬОГО ТА ВЕРХНЬОГО КАРБОНУ ДОНБАСУ

Дернов В.[1], Удовиченко М.[2]
[1]*Інститут геологічних наук НАН України,*
вул. Олеся Гончара, 55б, Київ 01601, Україна
vitalydernov@gmail.com
[2]*Луганський національний університет імені Тараса Шевченка,*
пл. Гоголя, 1, Старобільськ, Луганська обл., 92703, Україна
triakis26@gmail.com

Переважна частина розрізу карбону в Донбасі представлена частим циклічним перешаруванням відкладів континентального, перехідного та морського походження. Ця обставина, разом з відсутністю значних перерв у седиментації та багатством порід на рештки різноманітних організмів, робить розріз кам'яновугільних відкладів Донецького басейну цінним інструментом для кореляції розрізів континентального та морського карбону. Провідну роль під час зіставлення донецького розрізу та розрізів лімнічних басейнів Західної Європи мають макро- та мікрофітофосилії, а також рештки неморських тварин. Серед останніх у карбоні Донбасу відомі мікроконхіди, пелециподи, здогадно багатоніжки, мечохвости, евриптериди, павукоподібні, конхостраки, вусоногі раки, остракоди, комахи та риби [1, 2, 8-10, 13 та ін.].

Як бачимо, систематичне різноманіття неморських тварин карбону Донбасу досить високе, проте більш-менш детально вивчені лише прісноводні пелециподи. Інтерес до інших груп тварин, особливо артропод, останніми роками почав оживати, проте сумнозвісні події на Сході України, а також передчасна смерть молодого талановитого палеонтолога Є.С. Шпіньова (1982–2018), зусиллями якого були ревізовані евриптериди та мечохвости карбону Донбасу [9, 10], значно загальмували цей процес. Тим не менш, незважаючи на ці обставини, розпочаті дослідження були продовжені та вже дали цікаві результати.

На даний момент залишки неморських членистоногих активно залучаються для розмежування розрізів лімнічних басейнів Західної Європи та Північної Америки. Наприклад, вже є схема поділу верхньопенсильванських і нижньопермських відкладів Єврамерики на основі зміни фауни тарганів [16]. Наразі розробляється схема для карбон-тріасових континентальних відкладів, що опирається на еволюцію конхостраків [15].

Відклади перехідного генезису карбону Донбасу часто містять сліди життєдіяльності тварин, що належать до іхнородів *Cochlichnus, Diplichnites, Diplopodichnus, Kouphichnium, Planolites, Selenichnites* та ін. [2, 3]. Нерідко трапляються залишки рослин зі слідами прижиттєвого впливу артропод: слідами об'їдань листових пластинок, ендофітними яйцекладками та галами. Відзначимо, що подібні іхнофосилії мають важливе значення для вивчення коеволюції комах і рослин, а також історії розвитку наземних екосистем.

Нижче ми зупинимося на конкретних результатах вивчення неморської фауни карбону Донбасу. В озерних відкладах смолянинівської світи (верхній башкир) встановлено рештки яйцевої капсули хрящової риби *Paleoxyris* [2]. У свій час О.В. Хабаков описав кілька іхнотаксонів яйцевих капсул із карбону Донбасу [2]. Треба також відзначити, що акад. І.Г. Підоплічко відзначав наявність в карбоні Донбасу «стегоцефалів» (=лабіринтодонтів) [4]. Н.С. Снігірєвська [5] при вивченні анатомії середньокам'яновугільних рослин-торфоутворювачів Донбасу відзначала наявність у карбонатних конкреціях із вугільних прошарків (т. зв. «вугільні нирки», або «coal balls») копролітів наземних тварин, не зазначивши, на жаль, яких саме – хребетних чи безхребетних.

Численні залишки неморської фауни, серед якої мікроконхіди, пелециподи, здогадно багатоніжки, мечохвости, конхостраки, остракоди, цикліди, комахи та риби, встановлені в дельтових, лагунних і озерних відкладах моспинської та смолянинівської світ башкирського ярусу [2]. Відзначимо, що серед відкладів моспинської світи встановлено комплекс прісноводних двостулкових молюсків, який на даний час є найдавнішим у розрізі карбону Відкритого Донбасу. Знову ж таки, серед відкладів зазначеної світи встановлено найдавніші у світі ендофітні яйцекладки комах (палеодиктіоптер чи бабок). Знахідки ендофітних яйцекладок у Донбасі є принаймні на 15 млн років давнішими за найближчі за віком (гжельський ярус Франції [12]). Унікальний відбиток бабки знайдено у порівняно глибоководних морських аргілітах дяківської серії (в тій частині розрізу, що є віковим аналогом моспинської світи) [1]. Іхтіодоруліт прісноводної акантоди *Gyracanthus* sp. відзначено в темпеститах, що залягають у потужній пачці пісковиків підводного конусу виносу (дяківська серія) [1]. Ці випадкові знахідки показують, що навіть морські відклади карбону в Донбасі містять залишки неморських тварин. Крім того, рештки плавникового шипа *Gyracanthus formosus* Agassiz визначені О.А. Лєбєдєвим (ПІН РАН) з кам'янської світи м. Антрацит (південь Луганської області) [1].

У межах Східного Донбасу – в околицях м. Кам'янськ-Шахтинський (Ростовська область), порівняно нещодавно було відкрито багате поховання залишків мечохвостів, евриптеридів, павуків, тригонотарбів, конхостраків і комах, що приурочене до білокалитвенської світи верхнього башкиру [10, 13]. Значні перспективи відкриття таких місцезнаходжень, на нашу думку, є серед одновікових відкладів півдня Луганської області.

У 60-ті роки XX ст. видатний вітчизняний палеоботанік О.К. Щоголєв відкрив серед відкладів ісаївської світи (касимівський ярус), що відслонюються в урочищі Картанаш біля ст. Алмазна (Луганська область), місцезнаходження залишків комах, назване згодом «Ломоватка» [11]. На основі знахідок О.К. Щоголєва описано новий

вид палеодиктіоптер – *Spilaptera tanaica* Sharov et Sinitshenkova [8]. У 2012–2013 рр. дане місцезнаходження досліджували спеціалісти з Палеонтологічного інституту РАН та співробітники Луганського національного університету, які, окрім комах, також відзначили залишки евриптеридів, конхостраків і павуків. За усним повідомленням Д.Є. Щербакова (ПІН РАН), місцезнаходження «Ломоватка» є найбагатшим похованням залишків неморських артропод карбону в межах СНД. Залишки комах та хеліцерових виявлені в малопотужному прошарку аргілітів (заплавний алювій) у пачці руслових пісковиків між вапняком N_5^1 і шаром вугілля n_3^4. Конхостраки в цьому розрізі нижньої частини касимівського ярусу встановлені на трьох стратиграфічних рівнях.

Перспективи подальших досліджень неморських тварин ми вбачаємо в такому. По-перше, у вивченні місцезнаходжень решток неморської фауни, що відомі в літературі. Серед них, наприклад, породи в покрівлі вугільного шару l_6^0 алмазної світи, що розкриті виїмкою залізної дороги біля ст. Ізварине (Луганська область). Звідси, за даними деяких дослідників, відомі рештки прісноводних пелециподів, мечохвостів, вусоногих раків, конхостраків і кистеперих риб. По-друге, необхідно провести ревізію деяких іхнофосилій, що описані з перехідних відкладів карбону Донбасу і генетична приналежність яких викликає сумніви. До таких, наприклад, належать сліди життєдіяльності, що авторами І.А. Татолі та Ю.І. Федченко були інтерпретовані як сліди пересування найдавніших жуків [6]. По-третє, має сенс дослідження тих інтервалів розрізів і літотипів порід, які в минулому майже не привертали уваги палеонтологів. Серед них, наприклад, потужні пачки дельтових і алювіальних пісковиків, що, як показали попередні результати проведених досліджень, можуть містити різноманітні фосилії неморських тварин. Наголошуємо, що перш за все необхідно звернути увагу на пошуки в таких породах слідів локомоції хребетних тварин, які наразі відомі в найвищій частині верхнього карбону та в нижньопермських відкладах Донбасу [14], проте не відомі в середньому карбоні. По-четверте, необхідно відновити дослідження викопних ґрунтів карбону Донбасу, розпочаті ще в 60-70-х роках минулого сторіччя А.П. Феофіловою [7]. Особливу увагу слід звертати на пошук слідів життєдіяльності тих організмів, що існували угрунті. По-п’яте, задля пошуків слідів життєдіяльності найдавніших ксилофагів корисно повести дослідження петрифікованої деревини, що у значній кількості відома серед потужних товщ пісковиків верхнього карбону.

Зазначені знахідки, як випадкові, так і ті, що є результатом систематичних досліджень, показують значні можливості вивчення систематичного складу, екології і тафономії неморських фаун середнього та верхнього карбону Донбасу для потреб біостратиграфії, седиментології та палеобіогеографії.

1. Дернов В.С. Нові дані щодо палеонтологічної характеристики відкладів дяківської серії (башкирський ярус) Донбасу // Вісник Нац. наук.-природн. музею. 2016. Т. 14. С. 35-46.
2. Дернов В.С. До палеонтологічної характеристики смолянинівської світи (середній карбон: Донбас) // Проблеми геології фанерозою України: матеріали IX Всеукр. наук. конф. (10-12 жовтня 2018 р., Львів). Львів, 2018. С. 36-39.
3. Дернов В.С., Хмызова В.В. Ихнокомплексы дьяковской серии (средний карбон) Донбасса // Сучасна геологічна наука і практика в дослідженнях студентів і молодих фахівців: матеріали XII Всеукр. наук.-практ. конф. (Кривий Ріг, 24-26 березня 2016 р.). Кривий Ріг: Вид. центр Криворізьк. ун-ту, 2016. С. 31–36.
4. Пидопличко И.Г. Изучение древних позвоночных Украины за 40 лет // Сорок лет советской палеонтологии (1917-1957). М.: Госгеолтехиздат, 1961. С. 84–91.

5. Снигиревская Н.С. Physostoma elegans (Lyginopteridales) в угольных почках Донецкого бассейна // Бот. журнал. 1989. № 10. С. 1442–1450.
6. Федченко Ю.И., Татоли И.А. К вопросу о времени появления насекомых отряда Coleoptera // Ископаемая фауна и флора Украины: материалы III сессии Укр. палеонт. об-ва. К.: Наук. думка, 1983. С. 148–151.
7. Феофилова А.П. Ископаемые почвы карбона и перми Донбасса. М.: Наука, 1975. 104 с.
8. Шаров А.Г., Синиченкова Н.Д. Новые Palaeodictyoptera с территории СССР. // Палеонт. журнал. 1977. № 1. С. 48–63.
9. Шпинёв Е.С. Новые данные об эвриптеридах (Eurypterida, Chelicerata) верхнего карбона Донецкого угольного бассейна. // Палеонт. журнал. 2014. № 3. С. 67–72.
10. Шпинёв Е.С. Новые данные о каменноугольных мечехвостах (Xiphosura, Chelicerata) Донецкого угольного бассейна // Палеонт. журнал. 2018. № 3. С. 49-62.
11. Щоголів О.К. Головні етапи розвитку флори верхніх трьох світ карбону західної частини Донецького басейну // Геол. журнал. 1961. Т. XXI. Вип. 1. С. 44–55.
12. Bethoux O., Galtier J., Nel A. Earliest Evidence of Insect Endophytic Oviposition // Palaios. 2004. Vol. 19. Pp. 408-413.
13. Selden P.A., Shcherbakov D.E., Dunlop J.A., Eskov K.Yu. Arachnids from the Carboniferous of Russia and Ukraine, and the Permian of Kazakhstan // Pal?ontologische Zeitschrift. 2014. Vol. 88. Is. 3. Pp. 297-307.
14. Schneider J., Schamaev M.I., Walter H. Pal?obiogeographie und Stratigraphie von Tetrapoden- und Arthropoden-F?hrten aus dem paralischen Oberkarbon und Perm (Gzhel/Assel) des Donez Bassins. – Freiberger Forschungsheft (Paleontologie). 1992. 445. S. 104-121.
15. Schneider J.W., Scholze F., Voigt S. Report on the activities of the Late Carboniferous-Permian-Early Triassic Nonmarine-Marine Correlation Working Group for 2016 and 2017 // Permophiles Issue. 2017. No 65. Pp. 16-24.
16. Schneider J. W., Werneburg R. Insect biostratigraphy of the Euramerican continental Late Pennsylvanian and Early Permian // Non-Marine Permian Biostratigraphy and Biochronology. Geological Society of London. Special Publications. 2006. Vol. 265. Pp. 325-336.

ЛІТОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ПРИ КОРЕЛЯЦІЇ СВЕРДЛОВИН ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ШЕЛЬФУ ЧОРНОГО МОРЯ

Клюшина Г.
Інститут геологічних наук НАН України,
вул. О. Гончара, 55-б, Київ, 01601
kliushyna_av@ukr.net

Мезо-кайнозойські відклади поширені на континентах, на дні морів і океанів та представлені широким спектром генетичних типів із досить специфічними рисами. Вони привертали увагу дослідників, починаючи з перших етапів розвитку геологічної науки. При цьому особливий інтерес, не тільки науковий, а й практичний, викликав і викликає Південний нафтогазоносний регіон України, зокрема, північно-західний шельф Чорного моря.

Питання про генезис більшої частини розрізу мезо-кайнозойських відкладів Азово-Чорноморської акваторії залишається проблематичним, хоча реконструкція палеогеографічних умов і виділення етапів осадконакопичення були задачами

проведених тут досліджень [1-5]. Розуміння процесів літогенезу необхідне для правильного розуміння генезису крейдових, палеогенових, неогенових і четвертинних відкладів, відновлення умов їхнього формування, а також для вирішення стратиграфічних питань.

Крім продуктивних вуглеводневих товщ, походження яких, незважаючи на більш ніж піввікову історію їхніх досліджень, усе ще до кінця не встановлено, мезо-кайнозойський розріз представлений широким спектром порід, генетична інтерпретація яких також далеко не завжди беззаперечна, що в деяких випадках викликає хибність палеогеографічних побудов. У зв'язку зі складністю і неоднозначністю трактування генезису відкладів проведення спеціальних досліджень для розробки діагностичних критеріїв порід основних генетичних типів мезо-кайнозою і визначення характеру циклічності седиментогенезу є актуальним завданням.

Важливим аспектом досліджень структури осадових систем морських акваторій із фрагментарним відбором керну є комплексний підхід до об'єкта із залученням усієї наявної інформації та різноманітних методів. Вивчення структури осадових систем включає аналіз кернового матеріалу пошуково-розвідувальних свердловин і геофізичних даних.

Серед важливих літологічних ознак, що широко застосовуються при кореляції як теригенних, так і інших відкладів, варто відмітити такі: тип (пісковики, алевроліти, глини, вапняки тощо), колір, структура, текстура, склад породоутворюючих, аутигенних, акцесорних мінералів, їхнє сортування, окатаність і ступінь перетворення. Усі разом і кожен окремо вони виступають як літологічні критерії, які значно доповнюють біостратиграфічні корелятиви, а за їхньої відсутності або малоінформативності є основними для розчленовування і кореляції розрізів свердловин. При цьому вивчення аутигенних і глинистих мінералів становить особливий інтерес, оскільки їхній склад контролюється геоморфологічними, структурно-тектонічними і фаціально-генетичними чинниками.

Дослідження осадової товщі, зокрема, олігоценових відкладів, ми проводили на шельфі й континентальному схилі в північно-західній частині Чорного моря. При вивченні використовували керновий матеріал і геофізичні дані більше 40 свердловин. Окрім детального літологічного дослідження кернового матеріалу і петрографічних шліфів, речовинний склад порід вивчали за результатами гранулометричного, хімічного і спектрального аналізів, мінеральний склад глинистої фракції визначали рентгеноструктурним методом, склад органічної речовини – люмінесцентно-бітумінологічним. Аналіз отриманих даних і зведення їх до єдиної системи дав змогу побудувати графіки розподілу гранулометричних фракцій та основних хімічних компонентів у розрізі свердловин, а також встановити приуроченість чітких літологічних ознак до певних стратиграфічних рубежів.

Зокрема, вивчення гранулометричного складу порід олігоцену показало, що найбільш важливим фактором, який впливав на склад відкладів, було надходження теригенного, насамперед пелітового й алевритового матеріалу. Максимум вмісту уламкової псамітової компоненти властивий верхній частині розрізу молочанської світи. Біогенний матеріал (рештки кальцитових черепашок, спікули губок та ін.) міститься в породах у підпорядкованій кількості. Винятком є лише район Крайового уступу, де розріз олігоцену представлений перешаруванням теригенно-біогенних і біогенних порід.

Склад глинистих мінералів одноманітний і практично не змінювався упродовж всього періоду осадконакопичення. Переважаючими мінералами є монтморилоніт, гідрослюда і каолініт, домішком є хлорит. Усі вони теригенні, без помітних ознак діагенетичного перетворення.

Спостерігається чітка закономірність у розподілі в розрізі олігоцену аутигенних мінералів, зокрема зональність складу карбонатів, яка виявляється у присутності сидеритових прошарків у середній частині розрізу олігоцену, а біогенного кальциту – в нижній і верхній, а також наявність алеврито-піщанистих глауконітових прошарків у верхній частині молочанської світи.

Роботу виконано в рамках держбюджетної теми відділу сучасного морського седиментогенезу ІГН НАН України «Дослідження процесів седиментації в басейні Чорного моря: характеристика донних відкладів та просторові особливості фаціальних комплексів».

1. *Геолого*-палеоокеанографічні умови седиментації олігоцен-нижньоміоценових (майкопських) відкладів Каркінітсько-Північнокримського осадово-породного басейну / К. Григорчук, В. Гнідець, О. Кохан // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. 2016. Вип. 1. С. 6-12. [Електронний ресурс]. Режим доступу: http://nbuv.gov.ua/UJRN/VKNU_geol_2016_1_3
2. *Геолого*-структурно-термоатмогеохімічне обґрунтування нафтогазоносності Азово-Чорноморської акваторії [Текст] / П. Ф. Гожик [та ін.] ; [відп. ред. П. Ф. Гожик, акад. НАН України] ; НАН України, Ін-т геол. наук. К. Логос, 2010. 420 с.
3. *Геология* шельфа УССР. Литология / від. ред. В.І. Мельник. Київ: Наук. думка, 1985. 189 с.
4. *Геология* шельфа УССР. Стратиграфия / від. ред. Ю.В. Тесленко. Київ: Наук. думка, 1984. 184 с.
5. *Стратиграфія* мезокайнозойських відкладів північно-західного шельфу Чорного моря [Текст] / П.Ф. Гожик [та ін.] ; НАН України, Ін-т геол. наук. К. : Логос, 2006. 170 с.

МУЗЕЙНИЙ АСПЕКТ ДОСЛІДЖЕННЯ ТА ЗБЕРЕЖЕННЯ ПАЛЕОНТОЛОГІЧНОГО ФОНДУ ВІДДІЛУ ГЕОЛОГІЇ ННПМ НАНУ

Анфімова Г.
Національний науково-природничий музей НАН України
вул. Б. Хмельницького, 15, Київ, 01601, Україна
anfimova77@ukr.net

Палеонтологічний фонд відділу геології Національного науково-природничого музею НАН України (ННПМ НАНУ) має високу наукову, науково-практичну, меморіальну та історичну цінність. Зібрання складається з 366 колекцій, що включають 35,5 тис. одиниць зберігання і представлено переважно викопними рештками безхребетних з віковим інтервалом венд-квартер.

Основними джерелами надходжень палеонтологічного матеріалу до відділу геології ННПМ НАНУ протягом його існування були: 1) Інститут геологічних наук НАН України (ІГН НАНУ), 2) польові дослідження, які здійснюють співробітники відділу, 3) випадкові та разові надходження від аматорів геології, спеціалістів інших установ.

Найцінніша в науковому аспекті частина зібрання – монографічні палеонтологічні колекції (кількість — 245), які включають типові екземпляри видів, у тому числі голотипи (щонайменше 1650 еталонів) – створена переважно співробітниками ІГН НАНУ. Незважаючи на те, що викопні рештки в них визначені та результати досліджень опубліковані, матеріали цих колекцій зберігають сталий до них інтерес дослідників. Це обумовлено, по-перше, необхідністю регулярного звернення

дослідників до колекцій оригіналів на початку й у процесі будь-якого палеонтологічного або біостратиграфічного дослідження. По-друге, зміни, що постійно відбуваються в систематиці викопних решток, потребують ревізії раніше визначених оригіналів колекцій. Так, за останній час були ревізовані матеріали колекцій Д.Є. Макаренка, В.О. Зелінської до монографії «Молюски середнього еоцену платформної України», (рос.), 1982 р. М.М. Клюшникова до монографії «Стратиграфія і фауна нижньотретинних відкладів України» (рос.), 1953 р., Н.П. Василюк до монографії «Нижньокам'яновугільні корали Донецького басейну» (рос.), 1960 р., а також ревізовані деякі матеріали колекції О.С. Роговича «Про викопні риби губерній Київського навчального округу» (рос.), 1860 р. По-третє, предмет колекції різними поколіннями науковців може досліджуватися з різних боків, під різними кутами зору. Наприклад, Ф.А. Станіславський (ІГН АН УРСР), автор монографічних колекцій, що зберігаються у відділі геології ННПМ НАНУ, проводив дослідження у 1950-80-ті рр. зразків флори з точки зору їхньої систематики, морфології, екології, стратиграфічного положення. Д.В. Василенко (ПІН РАН) у 2011 р. досліджував ті ж самі зразки, але з точки зору викопних ушкоджень рослин комахами. Аспектів дослідження стає безмежно багато у процесі накопичення фактів, технічного переоснащення науки, розвитку інформаційних технологій. Виходячи з вищесказаного, предмети палеонтологічних колекцій, монографічних, зокрема, являють собою практично невичерпне джерело нових знань. Завдання музейників у даному разі – забезпечити збереження й оперативний доступ до колекцій.

На сучасному етапі поповнення колекційного фонду відбувається переважно власними силами в результаті польових досліджень, також відмічається зростання ролі випадкових і разових надходжень. Комплектування палеонтологічного зібрання відбувається на основі науково обґрунтованого планування. Завдяки польовим зборам, які відбулися за останнє десятиріччя, палеонтологічний фонд суттєво поповнився викопними рештками венду з Подільського опорного розрізу, а також з еталонних розрізів мезозою Гірського Криму. Науковцями відділу (В.П. Гриценко та ін.) проводяться дослідження і науковий опис вендської фауни. Для отримання нових знань про вендобіонтів планується застосування новітніх методів досліджень: об'ємної томографії, палеобіохімічного аналізу та ін.

Із природного середовища для зберігання в музеї вилучаються лише ті геологічні зразки, які наділені такими властивостями як інформативність, репрезентативність, атрактивність, експресивність. Такі зразки є предметами музейного значення. Геологічний зразок як предмет музейного значення після проходження етапів атрибуції та інвентаризації стає музейним предметом. Найбільш репрезентативний зразок, відібраний із багатьох музейних предметів для розміщення в експозицію, стає експонатом.

Предмети, що складають палеонтологічні колекції, документують природні процеси, що відбувалися в минулому, і тому вони є об’єктами природної спадщини (пам’ятками природи). Одним з аспектів дослідження пам'яток є виявлення й обґрунтування їхньої цінності (наукової, просвітницької, історичної, меморіальної тощо), що слугує справі їх збереження і популяризації, а також обґрунтуванням додаткового фінансування на дослідження із забезпечення їхнього збереження для майбутніх поколінь науковців.

Наукова цінність визначається можливістю використання матеріалів колекцій під час визначення решток, обґрунтування віку відкладів, додаткового вивчення і порівняння з ними нових палеонтологічних зборів. Унікальність матеріалів колекцій визначається наявністю еталонних екземплярів міжнародного значення – голотипів,

лектотипів, неотипів видів викопних фауни і флори. Так, виняткову наукову цінність мають монографічні колекції.

Освітнє і експозиційне значення визначаються ступенем збереження предметів і ступенем доступності матеріалу, що експонується, для його сприйняття й осмислення широкими верствами населення.

Історична цінність колекції визначається її причетністю до історичної події або особи. Музейна цінність предмета полягає не тільки в ньому самому, але й у всій інформації, що належить до нього. Одним із аспектів дослідження предметів колекцій в музеї є простеження історії формування палеонтологічного зібрання загалом, а також пошук, виявлення та популяризація нових даних про кожну з колекцій і авторів, які їх формували. Наприклад, вік деяких старовинних колекцій сягає майже 200 років. Дослідження історії формування палеонтологічного зібрання показало, що колекції пройшли через різні установи, неодноразово були об'єктами розподілу між ними, (або між підрозділами установ). Передавання колекцій супроводжувалося їхнім переміщенням із однієї будівлі до іншої. За часів війн колекції зазнавали евакуації до інших міст і навіть вивозилися за кордон, з часом були повернуті й, незважаючи на всі трагічні обставини, збереглися.

Важливим аспектом дослідницької роботи в музейній діяльності є підготовка науково-довідкової інформації про авторів колекцій. У формуванні палеонтологічного зібрання відділу геології ННПМ НАНУ брали участь 133 автори, більшість із яких – відомі вчені. Якщо аспекти наукової, просвітницької та громадської діяльності деяких авторів висвітлені в публікаціях, то про їхній внесок у розвиток музейного зібрання не відомо зовсім. Розробка та видання авторського, так само як і хронологічного, регіонального, систематичного каталогів, а також каталогу голотипів є важливим завданням наукової роботи в музеї.

Головним напрямом у музейній діяльності на сучасному етапі є зберігання музейних предметів. Забезпечення збереження предметів колекцій є суто музейним видом досліджень. Систему зберігання колекцій організовано відповідно до методичних рекомендацій та інструкцій, розроблених у 1950–70-ті рр. Палеонтологічне зібрання відділу геології ННПМ НАНУ зберігається переважно в колекційних шафах фондосховища, незначна частина зразків експонується. Світловий режим фондосховища сприятливий для їхнього збереження.

На жаль, окремі екземпляри, включаючи типові і голотипи, зазнають руйнування. Переважають пошкодження такого характеру:

• *механічні* (розламування тонкостінних раковин молюсків і форамініфер; розтріскування та лущення порід (глин, аргілітів), що містять викопні рештки);

• *хімічні* (хімічні перетворення речовини раковин, що спостерігаються як білі висоли і є результатом заміщення карбонатної речовини раковини на сульфатну (гіпс) з руйнуванням структури раковини).

Перетворення речовини решток відбувається також за участю *біологічних* чинників (мікроорганізмів).

Встановлено, що головний фактор руйнувань у нашому разі – істотні сезонні коливання температури повітря у фондосховищі, які сягають 15° С (за допустимого значення 5° С), що тягне за собою і суттєві коливання вологості.

Суттєвим фактором є також вібрації, обумовлені близькістю станції метрополітену. Серед інших факторів – забруднення повітря пилом, хімічними сполуками, властивими повітрю великих міст, форс-мажорні події (наслідки затоплення фондосховища в минулому).

Недоліком організації зберігання є суміщення в одному приміщенні робочих місць співробітників і дослідників, що працюють з матеріалами колекцій, та місць зберігання колекцій.

Для збереження зразків пропонуються такі заходи: впровадження системи кондиціювання повітря; оптимізація території фондосховища; заходи з амортизації місць зберігання зразків; реставрація предметів, які зазнали руйнування; виготовлення голограм для окремих особливо цінних предметів.

СТРАТИГРАФІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ПАЛЕОЛІТИЧНИХ ПАМ'ЯТОК У ЦЕНТРАЛЬНІЙ УКРАЇНІ: АРХЕОЛОГІЧНИЙ КОНТЕКСТ І ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНІ РЕКОНСТРУКЦІЇ ВИТАЧІВСЬКОГО ГОРИЗОНТУ ЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ

Нездолій О.
Інститут археології НАН України
просп. Героїв Сталінграда, 12, Київ 04210, Україна
oleksandr.nezdolii@gmail.com

У центральній частині України, на межі Черкаської та Кіровоградської областей, локалізується один із осередків концентрації стоянок кам'яного віку. Скупчення археологічних пам'яток розташоване довкола відслонень крем'яної сировини в басейні р. Велика Вись, що належить до Середнього Побужжя.

Стратиграфічні та палеопедологічні дослідження палеолітичних пам'яток регіону із застосуванням мікроморфологічного аналізу проводилися у співпраці з фахівцями Інституту географії НАН України – Ж.М. Матвіїшиною, С.П. Кармазиненком і С.П. Дорошкевичем [2; 6; 8].

У профілях і колонці археологічних пунктів Центральної України були виявлені голоценовий, причорноморський, бузький, витачівський, удайський, прилуцький, кайдацький, дніпровський, завадівський, тилігульський, лубенський, сульський, мартоноський і приазовський стратиграфічні горизонти четвертинних відкладів.

Культурні рештки життєдіяльності давньої людини у стратифікованому контексті виявлені у витачівському стратиграфічному горизонті археологічних пам'яток Нечаєве 3, Маслове 5в, Андріївка 4, Коробчине-курган, Вись, Бирзулове 9. Ґенеза відкладів з крем'яними артефактами кількох нещодавно досліджених археологічних пунктів регіону (Виклине 3а, Викняна балка 10), враховуючи окремі характерні ознаки, також попередньо співвідноситься з витачівським етапом.

Відповідно до різних стратиграфічних схем витачівський горизонт корелюється з третьою киснево-ізотопною стадією, західноєвропейськими інтерстадіалами (моерсхофд, хенгело, денекамп), стадіалами (хассело, гунеборг), другим вюрмом альпійської схеми, брянським інтерстадіалом, нижньоволзьким інтерстадіалом калінінського ярусу, брерупом, інтерстадіалом аммерсфорт віслинського гляціалу, дубнівським ґрунтом, алювієм теплої фази II надзаплавної тераси (вільшанський ступінь) у субаквальній фації. В субаеральній товщі четвертинних відкладів витачівський горизонт представлений елювіально-делювіальними відкладами – викопними ґрунтами, які залягають на удайських лесах і перекриваються бузькими лесами [2].

Час формування витачівських відкладів датується, за Н.П. Герасименко, періодом від 55 трт до 27 трт, а підстадії ґрунтоутворення співвідносяться з інтерстадіалами середнього пленігляціалу (середнього валдаю) [1].

У досліджених профілях палеолітичних пунктів Центральної України витачівські ґрунти представлені одним-трьома ґрунтами. Світи переважно складаються з темно-бурих ґрунтів раннього оптимуму та бурих і світло-бурих пізнього. Потужність горизонту варіює в межах від 0,6 м до 1,1 м. Для витачівських ґрунтів характерні озалізненість і оглиненість матеріалу, найбільші у середній частині профілю, високе положення карбонатного ілювію, деформація поверхні морозобійними тріщинами і соліфлюкційними процесами, пов'язаними з бузьким кріогенезом [2; 6].

На археологічних пам'ятках басейну Великої Висі у відкладах витачівського горизонту виявлено артефакти різних груп давнього населення.

У стратиграфічній колонці відкладів пункту Нечаєве 3 крем'яні вироби зафіксовано у витачівському горизонті, представленому двома ґрунтами раннього та пізнього кліматичних оптимумів середнього пленігляціалу. Виявлено колекцію знахідок кількісно нечисленну та досить різнорідну за техніко-типологічними параметрами, артефакти поєднують риси як середнього, так і верхнього палеоліту [9].

Крем'яні вироби знайдено в горизонті витачівського ґрунту раннього кліматичного оптимуму пам'ятки Маслове 5в. Припускається, що численні перевідкладені артефакти середньопалеолітичного та верхньопалеолітичного вигляду із поверхневих зборів походять в основному саме з витачівських ґрунтів цього археологічного пункту [8].

Артефакти, що демонструють ознаки середньопалеолітичної та верхньопалеолітичної індустрій, виявлено у витачівському стратиграфічному горизонті пам'ятки Бирзулове 9. Горизонт представлений ґрунтами раннього та пізнього кліматичних оптимумів. Результати детального аналізу просторового положення і стану збереженості крем'яних виробів свідчать про два або три окремих горизонти археологічних відвідувань [8].

На стоянці Андріївка 4 артефакти неандертальців зафіксовано у двох археологічних горизонтах, що пов'язані з верхньою частиною витачівських ґрунтів і з витачівськими відкладами палеояру. Знахідки становлять два різних культурних шари, які співвідносяться із зубчастим мустьє та мустьє типовим однобічним відповідно. Також у нижньому горизонті пам'ятки зафіксовано остеологічні матеріали, представлені фрагментами кісток мамонта, уламками трубчастих кісток коня, рештками бізона та іклом печерного лева [3].

Життєдіяльність давніх людей на стоянці Коробчине-курган пов'язана з двома першими кліматичними оптимумами середнього пленігляціалу. Давній крем'яний комплекс цієї пам'ятки не має прямих аналогій серед стоянок кам'яної доби України і за своїми особливостями виділений у окремий коробчинський тип палеолітичних пам'яток [5].

Більшість крем'яних артефактів стоянки Вись, яка співвідноситься зі стрілецькою культурою та селетським колом пам'яток, виявлено у верхній частині відкладів бурого витачівського ґрунту пізнього кліматичного оптимуму [4].

Отримані археологічні матеріали на пунктах регіону свідчать про наявність у басейні Великої Висі різноманітних груп давнього населення та загальну строкату картину культурно-історичних процесів, що мали місце в період витачівсього ґрунтоутворення.

На основі проведених стратиграфічних і палеопедологічних досліджень археологічних пам'яток із залученням широкого кола палеогеографічних напрацювань здійснено спробу реконструкції основних характеристик давнього природного середовища, в якому мешкали численні палеолітичні спільноти цього регіону.

Палеопедологічні дослідження виявили окремі специфічні риси викопних витачівських ґрунтів, що сприяють з'ясуванню генезису нашарувань і дають змогу визначати окремі природні умови. Враховуючи карбонатність, монолітність і незначну потужність профілю світи витачівських ґрунтів, можна реконструювати досить аридні умови часу їхнього формування, що вказують на степову ґенезу. Про степові обстановки додатково свідчить наявність карбонатів і сліди діяльності землерийних тварин. Специфічні мікроморфологічні ознаки вказують на змінно-волого-посушливі тогочасні умови. Бурий колір, спричинений значною оглиненістю й озалізненістю ґрунтової маси, вказує на достатньо теплі природні умови, сприятливі для процесів вивітрювання. Формування витачівських ґрунтів пов'язується з посиленням континентальності й аридності клімату. Вологі й теплі умови оптимумів неодмінно змінювалися більшою континентальністю і посушливістю на кінець етапу [6].

Отримані в результаті палеопедологічних спостережень окремі реконструкції палеогеографічних умов доповнюються результатами напрацювань мінералогічних досліджень, аналізом фізико-механічних властивостей витачівських ґрунтів, палінологічними та палеоботанічними спостереженнями, дослідженням палеофауни і палеоландшафтним картографуванням території. Зведена інформація дає змогу реконструювати розчленований різнорідний хвилястий рівнинний рельєф місцевості з доволі густою мережею ярів і балок, де на денній поверхні місцями траплялися виходи гірських порід кристалічного фундаменту Українського щита. До розлогої та широкої долини Великої Висі спрямовувалися численні притоки, що формували розвинену гідрографічну мережу басейну. В умовах помірного, помірно-теплого клімату, коли періоди достатнього зволоження змінювалися доволі посушливими епізодами, формувалися ґрунти витачівського часу. Кліматичні умови й особливості ґрунтів сприяли розвиткові лісового та лісостепового рослинного покриву регіону. Фрагмент північної частини басейну був вкритий переважно сосновими лісами з домішкою ялини, дуба, граба, в'яза та липи. Зростали різнотравні луки та злаково-полинова флора. На решті території регіону панувала лісостепова рослинність. Лісові масиви складалися переважно зі сосни з домішкою берези та широколистяних порід дерев, а в долинах, ярах і балках регіону зростали широколистяно-хвойні ліси зі сосни, ялини, дуба, в'яза, липи та ліщини. Трав'яний покрив формували степові асоціації різнотравно-полиново-лободової рослинності. Особливості наявності в межах басейну Великої Висі як відкритих просторів, так і окремих лісових масивів обумовлювали розмаїття видового складу фауни регіону. Серед великих тварин витачівського часу в басейні виявлені мамонт, бізон, кінь і печерний лев. Значна кількість дрібніших представників фауни регіону знаходить аналогії серед сучасних видів, поширених у лісостеповій зоні [7].

Геоморфологічні особливості басейну Великої Висі, розвинена гідрографічна система долини ріки, кліматичні умови й особливості ґрунтів сприяли розвиткові багатого лісового та лісостепового рослинного покриву регіону з численним і різноманітним тваринним світом. Подібні комфортні для існування природні умови та багатства біологічних ресурсів басейну, наявність доступної крем'яної сировини приваблювали до регіону Центральної України численні спільноти первісних людей у витачівський час.

Таким чином, у результаті проведених комплексних міждисциплінарних досліджень було встановлено стратиграфію четвертинних відкладів на археологічних пам'ятках, виявлено культурні артефакти у визначеному стратифікованому контексті й отримано важливу інформацію для реконструкції довкілля, природних умов, основних характеристик ландшафтів і особливостей існування різноманітних груп давнього населення регіону в означений час.

1. *Герасименко Н.П.* Розвиток зональних ландшафтів четвертинного періоду на території України: автореф. дис. д-ра геогр. наук. К., 2004. 38 с.
2. *Дорошкевич С.П.* Природа Середнього Побужжя у плейстоцені за даними вивчення викопних ґрунтів. К.: Наук. думка, 2018. 175 с.
3. *Залізняк Л.Л.* Палеоліт Центральної України // Археологія. 2014. № 3. С. 3–17.
4. *Залізняк Л.Л., Беленко М.М.* Стоянка Вись та її місце у верхньому палеоліті України. // Кам'яна доба України. 2013. Вип. 15. С. 75–106.
5. *Залізняк Л.Л., Нездолій О.І.* Стоянка Коробчине-курган та її аналоги // Кам'яна доба України. 2013. Вип. 15. С. 48–75.
6. *Матвіїшина Ж.М., Дорошкевич С.П.* Палеогеографічні дослідження на палеолітичних стоянках басейну Великої Висі // Кам'яна доба України. 2013. Вип. 15. С. 258–268.
7. *Нездолій О.І.* Палеолітична стоянка Коробчине-курган у ландшафті басейну Великої Висі. // Археологія. 2016. № 2. С. 3–13.
8. *Степанчук В.М., Матвіїшина Ж.М., Рижов С.М., Кармазиненко С.П.* Давня людина: палеогеографія та археологія. К.: Наук. думка, 2013. 208 с.
9. *Степанчук В.М., Рижов С.М., Матвіїшина Ж.М., Кармазиненко С.П.* Нові дані до вивчення ранніх етапів освоєння території Східноєвропейської рівнини у палеоліті // Кам'яна доба України. 2008. Вип. 11. С. 23–41.

КРИПТИЧНЕ ВИДОВЕ РІЗНОМАНІТТЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВИХ ПОЛІВОК І ЙОГО РОЛЬ В БІОСТРАТИГРАФІЇ, НА ПРИКЛАДІ СІРИХ ПОЛІВОК (*MICROTUS*) ЗІ СЕРЕДНЬОПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО МІСЦЕЗНАХОДЖЕННЯ МОРОЗІВКА 2 (ОДЕСЬКА ОБЛ.)

Нездолій Є.
Інститут геологічних наук НАН України
вул. Олеся Гончара, 55-б, Київ 01054, Україна
yevheniia.nezdolii@gmail.com

Полівкові (*Arvicolidae*) відіграють істотну роль у біостратиграфі плейстоцену за рахунок чітких і усталених в часі трендів еволюційних змін зубної системи. Добре відомими показниками еволюційного рівня плейстоценових арвіколід є диференціація емалі зубів у лінії *Mimomys-Arvicola*, видовження й ускладнення за рахунок розвитку додаткових трикутників верхнього та нижнього зубного ряду в більшості філогенетичних ліній. Згадане видовження йускладнення зубних рядів стосується всіх молярів у *Dicrostonixini* або тільки першого нижнього (m1) та третього верхнього моляру в більшості *Arvicolidae* [1]. Показники еволюційного рівня, що описують цей процес, – відносна довжина антероконідного відділу m1 і талону M3, а також морфотипна мінливість. Різні філогенетичні лінії арвіколід сильно відрізняються за рівнем біостратиграфічної інформативності. Безсумнівно, передує лінія *Mimomys-Arvicola*; достатньо надійними біостратиграфічними маркерами вважаються *Borsodia-Lagurus*, серед сірих полівок (*Microtus* sensu lato) – *M. hintoni* – *M. gregalis*. Можливості біостратиграфічного використання полівок арвалоїдної гілки (*M. arvalinus* – *M. arvalis*) набагато менші. Точніше, відрізнити *M. arvalinus* від *Microtus arvalis* за біостратиграфічними показниками не становить проблеми, але в межах кожного із видів спрямованої мінливості у часі практично немає.

Таким чином, проблема полягає в тому, що «еволюційний годинник» лінії *M. arvalinus* – *M. arvalis* стоїть, в той час як еволюція (видоутворення в межах лінії)

вочевидь відбувається, оскільки з'являється рецентний вид *M. arvalis.* Найбільш вірогідне пояснення цього факту – штучний характер цих виді, як вимерлого виду *M. arvalinus* так і викопних решток, що визначаються як *M. arvalis*. Якщо вибірки, які визначаються як *M. arvalinus* та *M. arvalis,* насправді включають в себе суміш кількох морфологічно подібних видів, які різняться за еволюційним рівнем і за швидкістю еволюції, біостратиграфічна інформація, отримана на матеріалі такої суміші, буде вкрай розпливчаста або й хибна.

Плейстоценові *M. arvalis,* безсумнівно, становлять собою таку суміш, оскільки рецентні «*M. arvalis*» - це складний конгломерат морфологічно подібних (криптичних) видів [2, 3].

Але і щодо *M. arvalinus* (*M. nivaloides* у західній літературі) є достатні підстави вважати цей вид комплексом подібних же аловидів. Зокрема, А. Надаховський, [11, 12] виводить від *M. arvalinus*=*M. nivaloides* темну полівку *M. agrestis.* Л. Рековець відмічає морфологічну близькість *M. arvalinus* із *M. middendorfii-hyperboreus* [4]. Крім того, і сучасні арваліформні види *M. arvalis, M. levis, M. obscurus* повинні мати певні плейстоценові корені. *M. arvalinus*, із його величезним ареалом від Європи до Західного Сибіру, становить єдиного достатньо вірогідного предка і для цих видів [4].

Процеси диференціації цих видів почалися ще в ранньому плейстоцені: принаймні в біхарській фауні Kozi Grzbiet (Польща) *M. agrestis* [11] вже існує, тоді як на території України в цей же час арваліформні полівки представлені виключно *M. arvalinus* [7]. Просторова неоднорідність фаун і міжрегіональні фауністичні обміни – ще одне джерело похибок у біостратиграфічному використанні викопних решток полівок: якщо б відбулося вселення на територію України просунутих *M. arvalinus* або *M. agrestis* із Центральної Європи, «біостратиграфічний вік» відповідних українських фаун різко зсунувся б угору по стратиграфічній шкалі. Подібні події мають ретельно відстежуватись, як це було зроблено для *Arvicola* Т. Кольфшотеном [8] і О. Крохмалем [6]. Предметом цього дослідження є відстежування подібних палеобіогеографічних подій і виявлення криптичного видового різноманіття серед *M. arvalinus* із ранньосингільського (початок середнього неоплейстоцену) [7] місцезнаходження Морозівка 2 (Одеська обл.).

Матеріал налічує 72 m1 (перші нижні моляри, переважно ізольовані) з цього місцезнаходження, визначені як *M. arvalinus* [4]. Використаний у роботі комплекс методів є стандартним у вивченні плейстоценової мікротеріофауни і неодноразово описувався [4]. Замість аналізу морфотипної мінливості використано опис основних трикутників m1 за В. Кочевим [5]. Морфотипи m1 у арваліморфних полівок виявляють настільки повний паралелізм у різних видів, що їхнє використання для видової ідентифікації практично втрачає доцільність. Принципову відміну від попередніх вітчизняних досліджень становить те, що основна увага приділялася структурованості морфологічного різноманіття будови m1.

Основні біостратиграфічно інформативні характеристики m1, отримані автором для всієї сукупності *«M. arvalinus»* із Морозівки 2, апріорі, відповідають цим же показникам за Л. Рековцем [4]. Середня довжина m1 (L) = 2.85 мм, середня довжина антероконідного відділу (A) = 1,5 мм та відносна довжина антероконідного відділу (A/L) = 55 %. Залежність A від L чітко лінійна. При цьому на графіку добре виділяються три групи точок: 1) основна, в середній частині графіка, на яку припадає 80 % матеріалу; 2) значно відокремлені від цієї основної частини два дуже дрібних екземпляри, 3) крупні форми, також порівняно нечисленні.

За морфологією основних трикутників найдрібніший екземпляр відходить до *M. gregalis* (*M. gregalis* також описані з цього місцезнаходження, за розмірами вони трохи менші ніж *«M. arvalinus»)* [4]. Також виявлено сім молярів з агрестоїдною

морфологією (вони переважно досить крупні). Однак агрестоїдні ознаки (видовжені й відтягнуті вихідні кути основних трикутників, різка асиметрія лінгвальних і букальних трикутників) на матеріалі з Морозівки 2 ніколи не виявляють свого максимуму, на відміну від того, що показано А. Надаховським [11] та В. Кочевим [5]. Окрім того, між агрестоїдною і арвалоїдною морфологією молярів з Морозівки 2 неможливе чітке розмежування через велику кількість проміжних перехідних форм, які, власне, і домінують. І, нарешті, відокремлені крупні екземпляри у правій частині графіка мають дуже своєрідну морфологію основних трикутників, не подібну до жодного із варіантів, описаних В. Кочевим [5]. Попередньо ми залучаємо їх до крупних *Terricola*.

Характерною рисою *M. agrestis* вважається наявність додаткових петель на верхніх молярах M1-2, M2 *Microtus* із Морозівки 2 мають додаткову петлю тільки в 0,4 % випадків. Втім, ця ознака рідкісна і у ранніх *M. agrestis* з фауни Kozi Grzbiet [11].

Арваліморфні полівки зі середньоплейстоценової фауни Морозівка 2 переважно належать до *M. arvalinus (=nivaloides); M. agrestis* у складі цієї фауни ще немає, хоча тенденція до формування характерної морфології *M. agrestis* виразно простежується. Це підтверджує висновки Надаховського щодо філогенетичного зв'язку між цими видами. Трансформація *M. arvalinus* в *M. agrestis* відбувається за філетичним механізмом, по всьому обширному ареалу *M. arvalinus*, хоча і з різною швидкістю в різних регіонах. Крім того, серед арваліформних полівок Морозівки наявна крупна форма *Microtus* sensu lato, очевидно, *Terricola.*

Ця робота є внеском у виконання проекту INQUA 1606P. Автор щиро дякує за поради Л.І. Рековцю та Л. В. Поповій, а також співробітникам ННПМ НАНУ за надання доступу до викопної фауни Морозівка та сприяння в роботі.

1. *Громов И.М., Поляков И.Я.* Полевки (Microtinae). Фауна СССР. Млекопитающие. Л.: Наука, 1977. Т. III (8). 504 с.
2. *Загороднюк І.* Біогеографія криптичних видів ссавців Східної Європи // *Наук. вісн. Ужгород. ун-ту*. Сер. Біол. 2005. Вип. 17. С. 5–27.
3. *Загороднюк І., Ємельянов І.* Криптичне різноманіття ссавців у Східній Європі як віддзеркалення багатоманітності проявів виду // *Наук. вісн. Ужгород. ун-ту.* Сер. біол. 2008. Вип. 22. С. 166–178.
4. *Рековец Л.И.* Мелкие млекопитающие антропогена Юга Восточной Европы. К.: Наук. думка. 1994. 372 с.
5. *Кочев В.*А. Видовые критерии моляров m1 *Micritus agrestis, M. arvalis, M. oeconomus, M. gregalis, M. middendorfi, M. hiperboreus* // Вестник зоологии. Фауна и систематика. № 3. 1989. С. 40-45.
6. *Крохмаль А.И.* Морфоструктура m1 водяной полевки Arvicola как индикатор центров происхождения таксонов рода и путей их расселения в Центральной и Восточной Європе в плейстоцене // *Матеріали міжнар. наук. конф. та XXXIX сесії палеонт. т-ва НАН України.* К.:2019. С. 89-90.
7. *Крохмаль А.И., Рековец Л.И.* Местонахождения мелких млекопитающих плейстоцена Украины и сопредельных территорий. К.: LAT&K, 2010. 330 с.
8. *Kolfschoten T.V.* Aspects of the migration of mammals to Northwestern Europe during the Pleistocene, in particular the reimmigration of Arvicola terrestris // Courier. 1992. P. 153–180. (In English).
9. *Maul L.C., Parfitt S.A.* Micromammals from the Mammoth Excavation at West Runton, Norfolk, UK: Morphometric data, biostratigraphy and taxonomic reappraisal // Quaternary International. Vol. 228 (1-2). 2010. P. 91-115. (In English).
10. *Markova A.K.* Likhvin Interglacial small mammal faunas of Eastern Europe // Quaternary International. 2006. Vol. 149, N 1. P. 67–79. (In English).

11. *Nadachowski A.* A taxonomic value of anteroconid measurements of M1 in Common and Field Voles // Acta theriologica. 1985. Vol. 29.(10). P. 123–127. (In English).
12. *Nadachowski A.* On the taxonomic status of Chionomys Miller, 1908 (Rodentia: Mammalia) from Southern Anatolia (Turkey) // Acta Zoologica Cracoviensia. 1990. Vol. 33 (5). P. 79–89. (In English).

ПАЛЕОЕКОЛОГІЧНІ УМОВИ ПОБУТУВАННЯ ФОРАМІНІФЕР У КРЕЙДОВОМУ БАСЕЙНІ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОГО КРАЮ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ

Данилів О.
Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Грушевського, 4, Львів, 79005, Україна
oksana1.danyliv@gmail.com

Верхньокрейдові відклади мають значне поширення на теренах Волино-Поділля та представлені тут усіма ярусами. Утворення верхнього відділу крейди на сьогодні відомі в багатьох розрізах і часто містять значну кількість решток крейдової біоти.

Аналіз систематичного складу, особливостей поширення форамініфер у палеоценозах і екологічної характеристики дає змогу припустити, що протягом крейдового часу комплекси форамініфер видозмінювалися одночасно з палеобіономічними умовами басейну. Середньоальбський палеоценоз виявлено тільки на території Середнього Придністер'я. Він схарактеризований дрібними черепашками форамініфер із родин Gyroidinoides, Lingulogavelinella, Gavelinella, Hedbergella, які за своїм складом подібні з аналогами, відомими з Причорномор'я, Криму, Кавказу і вказують на неглибоке та досить тепле море з нормальною солоністю води та частковий зв'язок з південними палеобасейнами.

Наявність пісків зі значною кількістю глауконіту, домінування стеногалійних молюсків, наявність коралів, брахіопод, морських їжаків, форамініфер родів Tritaxia, Arenobulimina, Gavelinella, Cibicidea, Gyroidinoidea, Hedbergella вказують на мілководний басейн із нормальосолоним режимом пізньоальбсько-ранньосеноманського басейну зі сильними течіями, на самому початку альб-сеноманської трансгресії.

Наступний пізньосеноманський етап розвитку басейну характеризується зануренням, що супроводжується новою трансгресією моря. У комплексі форамініфер, що складається з родів Gyroidinoides, Gavelinella, Cibicidoides, Bolivinita, домінують планктонні форамініфери роду Hedbergella та поодинокі Thalmanninella, що вказують на відкритий і відносно глибоководний характер тепловодного нормальносолоного басейну з холодними течіями. На початку туронського віку вимирають усі сеноманські види форамініфер. В пізньому туроні сформувалися сприятливі для розвитку мікрофауни умови, з'явилася низка нових родів форамініфер, що мали значний розвиток у післятуронський вік. Перелічені форамініфери є теплолюбними видами, їх наявність вказує на зв'язок із водами відкритого моря Середземноморської провінції.

Протягом коньякського віку відбувається обміління басейну, порівняно з туроном, на що вказує скорочення в комплексі планктонних форамініфер, а також домінування дрібних форм.

Наступні сантон-кампанські етапи розвитку басейну характеризуються подальшим обмілінням із розвитком багатих мілководних асоціацій бентосних

форамініфер, що вказують на нормальносолоний морський режим басейну з відносно високою температурою води, та незначним впливом течій. У маастрихтський вік продовжує існувати мілководний басейн з тенденцією до регресії.

В кінці пізньокрейдової епохи чи початку палеогену море відступило з території південно-західного краю Східноєвропейської платформи.

У крейдових розрізах південно-західного краю Східноєвропейської платформи та у Зовнішній зоні Передкарпатського прогину немає відкладів баремського, аптського ярусів і нижньо- та середньоальбського під'ярусів. Очевидно, що впродовж баремського, аптського і ранньоальбської епохи ця територія являла собою сушу. На більшій частині площі цей регіон, напевно, також був сушею в середньо- і пізньоальбську епохи, до фази Stoliczkaia dispar.

Подібної думки щодо стратиграфічного положення базальної верстви дотримується і С.В. Розумейко, а Р.Й. Лещух запропонував віднести базальні піщано-гравійні шари крейди Середнього Придністров'я до верхів верхнього альбу на підставі порівняно великої кількості виявлених у цих утвореннях решток виду *Aucellina gryphaeoides* (Sow.), який на суміжній території півдня України в масових скупченнях трапляється виключно у відкладах верхів верхнього альбу.

Думка дослідників базального шару є такою, що фосфатизована фауна в ньому перебуває у перевідкладеному стані; не знаходить узгодження щодо її одновіковості і саме середньоальбський вік. За принципом стратиграфічного поширення видів у виявленому тут ориктоценозі виділяються три групи, стратиграфічне поширення яких обмежується такими віковими діапазонами: середній, середній і пізній альб; альб – сеноман; сеноман і пізніше.

Сьогодні, з огляду на детальні геологічні дослідження Західної України, де, як відомо, стратиграфічна основа має базове значення, постала надзвичайно актуальна проблема – вивчення форамініфе, для детальної стратифікації та кореляції. Потреба в детальному комплексному монографічному вивченні верхньокрейдових форамініфер у повному обсязі від сеноману до маастрихту дала би змогу вирішити низку палеонтологічних, палеогеографічних і палеоекологічних завдань.

ПРО ОДИН ІЗ МЕТОДІВ ДОСЛІДЖЕННЯ БУРШТИНУ-СУКЦИНІТУ

Кузьманенко Г.
Інститут геологічних наук НАН України
Київ, вул. О. Гончара, 55-б, 01601, Україна
geology7@ukr.net

Бурштин (сукциніт) – найцінніший різновид викопних смол, що видобувається виключно на території Балтійсько-Дніпровської бурштиноносної провінції. Основною цінною властивістю бурштину-сукциніту як ювелірно-виробного каменю є в'язкість (низька крихкість) при надзвичайно високій декоративності. Наявність вільної бурштинової кислоти і її солей (до 8 % і більше) відкриває широкі можливості застосування в хімічній промисловості, медицині, сільському господарстві. Лише за деякими параметрами до бурштину-сукциніту наближається невелика група викопних смол: бірміт, делятиніт, домініканський бурштин, канадський бурштин, руменіт тощо.

Склад сукциніту і бурштиноподібних викопних смол, а також їхні властивості, визначаються видом бурштиноутворюючої рослинності й

генетичними умовами утворення. Основні компоненти – вуглець, водень, кисень, нерідко – сірка; відмічається постійна наявність кальцію, алюмінію, кремнію, заліза і сліди магнію [1].

На сьогодні відомо багато методів дослідження й ідентифікації бурштину. Автор мала змогу ознайомитися з методом абсорбційної інфрачервоної (ІЧ) спектроскопії в Інституті органічної хімії Польської академії наук. Досліджували зразки викопної смоли з Українського Полісся (урочище Корабель поблизу с. Шебедиха Олевського р-ну Житомирської обл.). Метод ІЧ-спектроскопії базується на отриманні спектра, що вказує на величину поглинання монохроматичного світла, яке проходить через приготовлену таблетку розтертого бурштину з калій бромом (KBr). Таблетку готували у спеціальній прес-формі діаметром 13 мм під тиском з відкачуванням повітря.

Абсорбція пов'язана з коливанням сполук у функціональних групах (наприклад, OH, CH, NO_2, CH_2) органічних молекул, що входять до складу бурштину. Вигляд кривої змінюється зі зміною довжини хвилі, що зображується за допомогою хвильового числа в $см^{-1}$. Світло, що проходить через таблетку, виражається у процентній величині трансмісії, яка визначає відношення пучка світла, що проходить, до падаючого променя [3].

Дослідження зразків викопних смол урочища Корабель показало, що всі зразки є сукцинітом. Їхні спектри мають смуги поглинання в інтервалі між 1270 і 1120 $см^{-1}$ і яскраво виражені ділянки, утворені з комбінації смуг однакової інтенсивності (тобто з однаковим відсотком трансмісії) в інтервалі хвильових чисел 1250–1195 $см^{-1}$. Цей горизонтальний відрізок типовий для українського та балтійського бурштину, і його прийнято називати "балтійським плечем". На цьому діапазоні спостерігається гострий пік, що досягає максимальної інтенсивності при 1160–1170 $см^{-1}$ ("балтійський зубець"), після цього поглинання різко зменшується.

ІЧ-спектроскопія є одним із найдешевших способів ідентифікації сукциніту. Для досліду достатньо 1–2 мг бурштину.

Окрім спектрометра з використанням розтертого бурштину, великої популярності набирає спектрометр "дотиковий" з відбиваючою приставкою з алмазом (ATRdiamont), на якому аналізи проводяться без пошкодження зразка, безпосередньо на плоскій поверхні. Таку "експрес-діагностику" проводили на Міжнародній виставці Амбермарт у м. Ґданськ. Отримані спектри показали ідентичність результатів на двох спектрометрах.

Отже, вивчення можливостей ІЧ-спектроскопії для дослідження бурштину свідчить про великий потенціал методу досліджень, насамперед для ідентифікації природного, термооброблено і пресованого бурштину. Не менш важливим є дослідження ІЧ-спектра під час розпізнавання синтетичних імітацій бурштину.

На сьогодні спектроскопія стала одним із головних методів дослідження викопних смол. Відділом бурштину Музею Землі Польської академії наук видано каталог ІЧ-спектрів сукциніту, інших викопних смол, копалів, оброблених смол і замінників, що налічує понад 600 спектрів [2].

1. *Нестеровський В.А.* Речовинний склад і гемологічна оцінка українського бурштину // Тези доп. Першої міжнар. конф. (Київ, 17–20 жовтня 2007 р.). К., 2007. С. 93–97.
2. *Kosmowska-Ceranowicz B., Varva N.* ATLAS – Infrared Spectra of the World's Resins / Holotype Characteristics. PAN Muzeum Ziemi w Warsawie. 2015.
3. *Kosmowska-Ceranowicz B.* Bursztyn w Polsce i na swiecie. Warszawa, 2012. 299 s.

ЗБЕРЕЖЕНІСТЬ ПАЛЕОЗОЙСЬКИХ ГАСТРОПОД З

ВІДКЛАДІВ ПОДІЛЛЯ

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

Протягом польових сезонів 2012-2015 рр. автором проведено дослідження, метою яких був збір палеонтологічного матеріалу з нижньопалеозойських відкладів, розташованих у середній течії річки Дністер. Результатом досліджень є палеонтологічний матеріал, представлений залишками коралів, трилобітів, брахіопод, гастропод. Зібрана колекція налічує приблизно 240 зразків, збереженість кам'яного матеріалу задовільна. По можливості, знахідки залишків фауни прив'язували до місцевих ірегіональних маркувальних рівнів (переважно до метабентонітових прошарків).

У палеозойських гастропод черепашка зберігається дуже рідко: вони часто трапляються у вигляді ядер, рідше відбитків. Більшість черевоногих ордовику і силуру має черепашку, закручену вправо, але в ордовику також трапляються роди, у представників яких черепашка закручена вліво. Розміри черепашок гастропод змінюються від мікроскопічних розмірів до 7–10 см, проте переважають середні форми (2,5–3,5 см).

Слабку вивченість нижньопалеозойських гастропод можна пояснити зазвичай задовільним станом збереженості порівняно з іншими групами фауни з досліджуваних відкладів. Про те, що нижньопалеозойські гастроподи харкатеризуються значним розмаїттям їхнього систематичного складу та чисельністю екземплярів, за умови певних дефектів скам'янілих решток. Окремі знахідки збереглися добре, хоча і несуть незначну кородованість поверхні черепашок.

Під час препарування в результаті хімічної обробки значна кількість гастропод набувала вигляду уламків, що пов'язано з посмертим руйнуванням і хімічним розчиненням.

Практично у всіх черепашок не збереглася передня частина нижнього оберту (а це, відповідно і зовнішня губа), та обриси устя, якому конхіологи надають особливого значення підчас систематичного аналізу. Ступінь виділеності елементів скульптури також різна. Складність їхнього простеження пояснюється, певним чином, незначними розмірами черепашки та незначною потертістю, яку черепашки зазнали після смерті тварини. Проте знайдені рештки добре передають форму і скульптуру черепашки, що дає змогу з неабиякою впевненістю визначати їхню видову приналежність. Родові визначення в окремих випадках, становлять певні труднощі, особливо підчас визначення родин, у яких не завжди добре збереглися обриси устя і пупка.

У схемі стратиграфічного поширення описаних черевоногих молюсків вказується світа або підсвіта та цикліт (трансгресивний / регресивний), у якому трапилися рештки представників даного виду в опорному розрізі силуру Волино-Поділля.

У процесі визначення фауни гастропод звертаємо увагу на особливості черепашки: розміри, форму, будову обертів, характер шва, устя, скульптуру. Личинкова черепашка (протоконх) нами не знайдена і тому в наступних працях не описана. Підчас опису черепашку орієнтуємо початковими обертами вгору.

Величина черепашки дорослих гастропод може змінюватися залежно від екологічних факторів, проте співвідношення розмірів окремих елементів є досить стійкими. Вимірюють зазвичай висоту окремих обертів, їхні діаметри і встановлюють їхні співвідношення. Черепашки з діаметром, що перевищує висоту обертів,

називаються низькоспіральними; черепашки, діаметр яких менший від висоти обертів – високоспіральними.

Встановлення важливого значення трилобітів, брахіоподів та гастроподів для стратифікації ікореляції нижньопалеозойських товщ Волино-Поділля робить актуальним їхнє подальше вивчення. Це безсумнівно, приведе до розробки більш детальних або ж більш уточнених регіональних стратиграфічних і кореляційних схем палеозою Поділля та сприятиме пошукам вуглеводнів.

Найперспективнішими в плані розшуково-розвідувальних робіт є чорн сланцеві відклади силуру Волино-Поділля, а також газ ущільнених порід кембрійського віку того ж регіону.

ДОСВІД РОЗРОБКИ МЕТОДОЛОГІЇ НОВОЇ НАУКИ «МІКРОПАЛЕОБОТАНІКА ВУГІЛЛЯ», ЇЇ НАУКОВЕ ТА ПРИКЛАДНЕ ЗНАЧЕННЯ.

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

Палеоботаніка загалом – це наука про рослинний світ геологічного минулого. Оскільки вугілля є продуктом розкладення і перетворення тканин різних органів рослин геологічного минулого, то в «Палеоботаніці» можна знайти загальні відомості про макропалеоботанічну будову рослин, із фітомаси яких утворилося вугілля. Уся інформація зберігається в макроскопічно і мікроскопічно видимих особливостях ботанічної й анатомічної будови рослин, представлених їх рештками, захороненими в осадових породах. При збереженні вітринізованих тканин, прилеглих до неорганічної породи, їх називають фітолеймами, а за їх відсутності - відбитками. Систематичну приналежність рослин, геологічний вік їх проживання, формування осаду порід визначаємо за особливостями скульптури зовнішньої поверхні вітринізованих тканин, або скульптури противідбитку внутрішньої поверхні лише макропалеоботанічним порівняльним методом. Проблеми можна вирішити лише за умови хорошої, рідше посередньої збереженості достовірної скульптури зовнішньої поверхні вітринізованих тканин.

Багаторічний досвід цілеспрямованого вивчення решток рослин макроскопічним порівняльним палеоботанічним методом, захоронених у породах підошви, покрівлі вугільних пластів у гірничих виробках шахт, у керні звичайних геологорозвідувальних свердловин і спеціальних свердловин діаметром 3,6 м свідчить, що в породах значно переважають фітолейми з погано збереженими макроскопічними корелятивними ознаками і взагалі без них. Вони названі мною «німими» фітолеймами на відміну від макроскопічно інформативних фітолейм. У вугіллі, на розрізах вугільних пластів, усі вуглетворні рослини представлені лише макроскопічно «німими» фітолеймами. Тому макроскопічним порівняльним палеоботанічними методом визначити газо-вуглетворні рослини вугільних пластів неможливо.

Автором розроблена нова методологія вирішення цієї проблеми. Принциповий резюмований зміст її полягає в такому.

На першому етапі відбирав із вуглевмісних порід макроскопічно інформативні фітолейми з добре збереженою скульптурою зовнішньої поверхні вітринізованих тканин і «німі» фітолейми. Порівнював скульптуру відібраних фітолейм зі скульптурами, наведеними в палеоботанічних довідниках, і визначав

видову та родову належність вітринізованої рослини фітолейм. На другому етапі з вітринізованих тканин макроскопічно інформативних і «німих» фітолейм шліфувальники виготовляли вертикальні та косо орієнтовані під різними кутами, поздовжні тангенціальні і радіальні двобічно поліровані прозорі шліфи. На третьому етапі вивчав мікроструктури вітринізованих тканин макроскопічно інформативних фітолейм у прозорих шліфах за допомогою мікроскопа на малих, середніх і великих збільшенях, виявляв анатомо-морфологічні особливості будови клітин і тканин рослин кожного роду та виду, фотографував їх та складав робочий атлас з макрофотографій фітолейм та мікрофотографій мікроструктур вітринізованих їх тканин. Детально описував макроскопічно видимі особливості ботанічної будови кожної фітолейми, виявлені мікроскопічні анатомо-морфологічні деталі будови клітин кожного шару вітринізованих тканин та виявляв кореляційні мікроскопічні відміни рослин різної систематичної належності. На четвертому етапі комплексно вивчав шліфи зроблені з «німих» фітолейм за описаною вище методикою вивчення шліфів макроскопічно інформативних фітолейм, співставляв виявлені мікроструктури вітринізованих тканин з їх мікроструктурами, визначав систематичну належність вітрентворних рослин «німих» фітолейм, тобто реанімував («оживляв») їх, робив достовірними для визначення геологічного віку фітолеймовмісних порід. З макрофотографій макроскопічно інформативних та «реанімованих» фітолейм і мікрофотографій мікроструктур вітринізованих їхніх тканин складав анатомо-морфологічний визначник газо-вуглетворних рослин і детально описував наведену в ньому інформацію.

На п'ятому етапі використав визначник для виявлення газо-вуглетворних рослин вугілля монолітних розрізів вугільних пластів Донецького і Львівсько-Волинського кам’яновугільних басейнів. Успішне його використання для вирішення наукових і практичних проблем обох басейнів підтвердило факт створення нової науки «Мікропалеоботаніка вугілля». Відповідні роботи по Донецькому басейні виконані мною за період з 1968 по 2015 рр. Всього опубліковано 55 робіт, [4, 7- 11, 14, 15, 18, 19].

Науково-дослідні роботи по Львівсько-Волинському басейні виконані спільно з Узіюком **Є.**В. в період з 1987 по 2003 рік. Отримані результати частково опубліковані в 17 працях; в тім числі у статтях [12, 13, 16, 17].

Другим авторським методом «методології», кутикулярний метод розроблений в період з 1979 по 1982 рр. і детально описаний у роботах [10, 14, 15]. Виділені такі різновиди кутикули: подвійна кутикула листкових подушок головно лепідодендронів, рідше лепідофлойосів; кутикула листкових тканин різної товщини, молодих пагонів вуглетворних рослин і тканин спороносних їх органів. Всі різновиди кутикули добре виділяються у двостороннє полірованих шліфах \ вугілля переважно при середніх і великих збільшеннях. Автором розробленої також мегаспоровий шліфовий метод визначення систематичної належності гозо-вуглетворні рослини в період з 1969 по 1984 рік. У скороченому варіанті він опублікований у роботі [11], а у вигляді спеціального атласу мікропалеоботанічних різновидів мегаспор, штучної їх класифікації, .прив’язку до рослин й детального їх опису і результатів практичного використання.

Мацеральний спорово-пилковий метод визначення віку осадових неорганічних порід, що містять спори і пилок рослин різних геологічних періодів, розроблений попередніми вченими - палінологами і успішно використовується при пошуках, розвідці нафтових, газових і вугільних родовищ та визначенні геологічного віку вуглеутворення і систематичної при належності вуглетворних

рослин [1-3, 6]. Комплексне вивчення одних і тих самих взірців вугілля анатомо-морфологічним (В.І. Узіюк) і спорово-пилковим (О.Г. Шварцман) методами дало загалом прийнятні, але незавжди повністю порівнянні результати. Імовірною причиною цього є велика схильність спор і пилку до перенесення вітром та водою, автохтонне накопичення торфо-вуглетворної фітомаси, що вивчається анатомо-морфологічним методом, [8].

Багаторічний досвід комплексного вивчення монолітних розрізів вугільних пластів однозначно показав, що за основу завжди необхідно брати результати вивчення анатомо-морфологічним методом мацералів групи вітриніту, що залягають окремій секційній пробі вугілля, і особливо у взірцях вугілля товщиною 1 , 5 - 2 см, які складають монолітні розрізи вугільних пластів. Встановлено також значне зменшення кількості спор і пилку у дублікатах раніше вивчених взірців вугілля, які зберігали загорнутими у папір в дерев'яних ящиках упродовж 20 років. Вугілля добре зберегло зовнішній вигляд, макроскопічні структурно-текстурні особливості, блиск, монолітність, залишилося макроскопічно не звітрілим. Причину цього явища необхідно детально цілеспрямовано вивчати, можливо, вносити певні корективи у визначення геологічного віку неорганічних порід, вугілля і особливо вуглетворних рослинних асоціацій петрогенетичних піарів монолітних розрізів вугільних пластів за спорово-пилковими комплексами. З врахуванням викладених застережень спорово-пилковий метод можна вважати значною складовою частиною методології нової науки «Мікрогіалеоботаніка вугілля». Результати комплексного вивчення більше десяти тисяч препаратів показали, що найдостовірніші результати виявлення рослин, з фітомаси яких утворилося вугілля, яке складає інтервали розрізу товщиною ,5 - 2 см, петрогенетичні шари товщиною 25-30 см та монолітні розрізи вугільних пластів різної товщини можна отримати за умови вивчення вугілля всіма описаними вище методами методології нової науки «Мікропалеоботаніка вугілля».

Загалом цією методологією можна вирішувати такі геологічні проблеми:

1. Реанімувати «мертві» фітолейми і використовувати їх разом з макроскопічно інформативними при визначенні віку утворення неорганічних порід і вугілля, а також при розчленуванні розрізів вугільних пластів на петрогенетичні шари і пошаровій їх кореляції.

2. Виявляти газо-вуглетворні рослини окремих штуфів вугілля і всієї товщини монолітних розрізів вугільних пластів.

3. Визначати послідовність змін газо-вуглетворних рослинних асоціацій в розрізах від підошви до покрівлі вугільних пластів.

4. Використовувати вуглетворні рослинні асоціації разом з іншими корелятивними ознаками для детальної стратиграфії та пошарової кореляції розрізів вугільних пластів, визначення палеоекологічних умов їх формування на торф'яній стадії вуглеутворення і розмірів зони одночасного торфоутворення.

5. Розробляти вчення про палеоклімат кам'яновугільного періоду і зміни його в часі.

6. На основі детальної стратиграфії і пошарової кореляції розрізів вугільних пластів розробляти плани послідовності і способи їх розробки.

1. Значение палинологического анализа для стратиграфии и па-леофлористики: Материалы второй международной палинологической конференции. (Утрехт, Нидерланды, 1966 г.). М.: Наука, 1966. 272 с.

2. Ищенко А.М. Споры и пыльца нижнекаменноугольных осадков западного продолжения Донбасса и их значение для стратиграфии. К.: Изд-во АН УССР, 1956. 187 с.
3. Иносова К.И., Крузнна А.Х., Шварцман Е.Г. Атлас микроспор и пыльцы верхнего карбона и нижней перми Донецкого бассейна. М.: Не-дра, 1976. 156 с.
4. Ковальчук Г.М., Узнюк В.И. О генетической связи петрографи-ческого и спорово-пыльцевого состава углей на примере пласта Ь в Крас-ноармейском районе Донбасса //Доклады АН СССР. Т. 212, № 12. 1973. С.-693-696.
5. Криштофовыч А.Н. Палеоботаника. - JL: Госнаучтехиздат, 1957. 650 с.
6. Палеопалинология /Андреева Е.М., Любер А.А., Ошуркова М.В. и др. J1.:. Недра, 1966. Т.1 и 2. 360 с.
7. Узнюк В.И. К исходному материалу углей Донбас-са//Материалы ежегодной научной конференции Коммунарского горно-металургического института. Луганск, 1968. С. 74-76.
8. Узнюк В.И., Шварцман Е.Г., Серая Г.А. Отчет по теме «Разра-ботка комплексного метода стратиграфии и корреляции угольных пла-стов юго-западной части Донбасса на основе петрографических и пали-нологических исследований»: в 4 т. – Артемовск: Геологические фонды Артемовской ГРЭ, 1981. 485 с.
9. Узшок В.И, Крузнна А.Х., Шварцман Е.Г. Палинолого-петрографические исследования для детального расчленения и корреля-ции угольных пластов//Советская геология. 1984. № 12. - С. 67-76.
10. Узиюк В.И., Игнатченко Н.А. Микроструктуры витринизиро-ванных тканей растений (средний карбон Донбасса). - К.: Наук, думка, 1985 . 100 с.
11. Узнюк В.И., Сытенко Т.Я. Искусственная морфологическая классификация мегаспор по признакам наблюдаемым в вертикальных шлифах углей // Геол. журн. 1985. № 4, - С. 83-92.
12. Узнюк Е.В. Исходный углеобразующий растительный матеріал угольных пластов ηγ11 и щ Львовско-Волынского бассейна //Геол. журн. 1992. № 3. С. 28-31.
13. Узиюк Е.В. Микроструктуры унифицированных тканей пе-ридермы плауновидных (нижнекаменноугольные отложения Львовско-Волынского басейна) //Геология и геох. горюч, ископ. 1992. № 2. С. 47-50.
14. Узіюк В.1. Роль різних рослин карбону України, їх органів і тканин в утворенні вуглеводнів)//Геологія і геохімія. горюч. копалин 1998. № 1. С. 64-76.
15. Узіюк В.І. Анатомо-морфологічний метод фітерального аналізу вугілля і вугільних пластів карбону України // Геологія і геохімія горюч, копалин 1999. № 4. С. 53-65.
16. Узіюк В.І., Узіюк Є.В., Сокоренко С.С. Генетичні зв'язки між фітеральним і мікроінгредієнтним складом вугілля Львівсько-Волинського басейну//Природа Західного Полісся та прилеглих територій:Матеріали наук. практ. конф. (м.Луцьк, 22-24 вересня 2005 р.). Луцьк: РВВ «Вежа» ВДУ ім. Лесі Українки, 2005. С. 15-23.
17. Узіюк В.І., Узіюк Є.В., Шайнога І.В. Хімічний склад фізичні та технологічні властивості вітренів Львівсько-Волинського басей-ну // Вісн. Львів. ун-ту, Сер. геол. 2011. Вип.25 - С. 125-138.
18. Узіюк В.І. Палеоботанічна класифікація газо-вуглетворної фітомаси гумусового вугілля кам'яновугільних басейнів України // Палеонтологічний збірник. 2012. № 44. С. 92-106.
19. Узіюк В.І., Шварцман О.Г. Генетичні зв'язки між петрологічним, спорово-пилковим і літеральним складом вугілля, їх екологічне, стратиграфічне та кореляційне значення // Палеонтологічний збірник. 2013

ГОЛОВНІ СТРУКТУРНІ ЕЛЕМЕНТИ БОБРИКІВСЬКОГО РУДНОГО ПОЛЯ(НАГОЛЬНИЙ КРЯЖ)

Шваєвський О.
Львівський національний університет імені Івана Франка
вул. Грушевського, 4, Львів 79005, Україна
Shvayevskyi@ukr.net

Головною складчастою структурою у межах рудного поля є Бобриківська антикліналь, яку виділяють як складову частину ланцюга додатних структур другого порядку. Ці структури ускладнюють Головну антикліналь Донбасу. Структури виповнені товщею осадових порід, які мають місцями двоярусну будову і складені комплексом дислокованих порід карбону та перекриті комплексом неогенових і четвертинних відкладів.

Бобриківська антикліналь є лінійною складкою з брахіформними ознаками на відрізку піднімання її шарніру. У розрізі товщі порід переважають дрібноуламкові алеврито-глинисті породи. Пісковики мають підпорядковане значення. Інші літологічні різновиди (карбонатні та вуглисті породи) становлять не більше одного відсотка загального об'єму товщі. Крила антикліналі складені породами амвросіївської світи середнього карбону (пісковики глинисті і глинисто-алевритисті). Ядро складки містить найдавніші породи і відклади бешівської світи C_1^4. У рельєфі місцевості антикліналь виражена низкою паралельних, часто переривистих гривок, складених пісковиками з прошарками сланців. Видима протяжність антикліналі 11 км, ширина 2,5 км. У межах рудного району антикліналь змінює простягання з північно-західного на сході до широтного на заході. Складка асиметрична як по довгій, так і по короткій осі. Осьова поверхня нахилена на північний схід під кутом 80-85º. На південно-західному крилі падіння порід сягають 45-60º, на північно-східному кути нахилу товщ зменшуються до 20-40º. Північно-західне замикання антикліналі має коротке пологе і широке склепіння із зануренням шарніру під кутом 15-20º. Південно-східне замикання має вузьке і досить протяжне склепіння, шарнір складки тут занурюється на схід під кутом 5-10º.

Окрім зазначеної антиклінальної складки, виявлена вторинна складчастість, яка ускладнює основну складку. Вона розвинена в південно-західному крилі й у склепінні складки у вигляді невеликих антиклінальних і синклінальних складок. Зони зминання представлені вузькими складками. Часто це кілька сполучених вузьких і крутих антиклінальних і синклінальних складок, витягнутих по простяганню порід, нерідко вони супроводжуються розривом суцільності порід з утворенням тріщин.

Серед розломів Бобриківського рудного поля домінують субширотні, поздовжні зони підвищеної тріщинуватості пошарового характеру і тріщини з жильним наповненням. Зафіксовано два великих розломи, які є паралельними, і один із них простежений у межах осьової частини Бобриківської складки. Варто зазначити, що золото-поліметалеве зруденіння локалізоване у межах цього розлому. Рідко трапляються субмеридіональні розломи насувного типу. Усі розломи різного порядку формують блокоподібну будову ділянки.

Південне крило Бобриківської антикліналі у присклепінній частині ускладнене поздовжнім флексуроподібним перегином, що надає поперечному розрізу антикліналі складного складчасто-насувного вигляду. Флексуроподібний перегин виявлено на поверхні згинами пласта пісковика і алевроліто-глинистих

сланців у канавах, а на глибині зафіксований зміною кутів падіння пластів пісковика у свердловинах. Простежений по простяганню майже на 1000 м флексуроподібний перегин характеризується зміною ширини зім'ятого крила зі 100 м на ділянці західного периклінального замикання антикліналі до 20-25 м на ділянці південно-східного закінчення флексури. Падіння перегину круте (~80º) в південному напрямку і майже паралельне осьовій поверхні антикліналі. У межах штокверка виявлено другу флексуру, в якій простягання порід змінюється з 320-325º на 305º. Смуга порід з таким простяганням шириною 25 м орієнтована в північно-східному напрямку.

Ймовірно, одночасно з утворенням антикліналі та флексур утворились і зони зім'яття. Найбільш виражену зону зім'яття виявлено вздовж склепіння антикліналі канавами. Ширина її 20 м, і фіксується вона по простяганню до 1000 м. Складовою частиною зони зім'яття є малоамплітудні розломи. На глибину зона простежена у вигляді двох зближених розломів, між якими породи зім`яті, перетерті, з численними дзеркалами ковзання. Падіння зони зминання круте на північний схід, вона розтинає антикліналь у склепінні та зміщує вниз північно-східне крило щодо південно-західного на 10 м.

Варто зазначити, що виявлення, картування, діагностика структурно-тектонічних елементів різного порядку є дорошою розшуковою ознакою для розшуків золото-поліметалевого зруденіння у межах Нагольного Кряжу.

ГОЛОВНІ КАРТУВАЛЬНІ ОЗНАКИ ВІДКЛАДІВ ЯМНЕНСЬКОЇ СВІТИ У МЕЖАХ ГРЕБЕНІВСЬКОГО НАВЧАЛЬНОГО ПОЛІГОНУ (СКИБОВА ЗОНА КАРПАТ)

Шваєвський О., Шайнога І.
Львівський національний університет імені Івана Франка,
вул. Грушевського, 4, Львів 79005, Україна
Shvayevskyi@ukr.net

Загальновідомо, що відклади палеогену досить поширені на території Гребенівського навчального полігону. Тут студенти, що вивчають геологічну будову Карпат, мають змогу картувати флішові товщі на рівні місцевих стратиграфічних підрозділів нижнього, середнього та верхнього відділів. Одним із найвиразніших у різних аспектах є нижній відділ палеогену, представлений породами ямненської світи. Ця товща є літостратиграфічним підрозділом палеогенових відкладів складчастих Карпат і Передкарпатського прогину, що згідно залягає на відкладах стрийської світи верхньої крейди.

Варто зазначити, що на території навчального полігону породи ямненської світи мають досить обмежене поширення. Це пов'язано насамперед з невеликою їхньою потужністю – від 30 до 60 м (за літературними даними – до 350 м). У межах району проходження навчальної практики виявлені як природні, так і штучні відслонення порід цього комплексу. Це, головно, долини річок Опір та Орява, руслові частини потоків і стінки кар'єру у верхів'ях потоку Гребеновець. У межах західної околиці с. Коростів (руслова частина р. Орява) у нижній частині розрізу відкладів ямненської світи зафіксована строкатоколірна товща, яка найімовірніше є яремчанським горизонтом.

Аналізуючи картографічну інформацію про цю товщу, можна зазначити, що породи мають конфігурацію смуги шириною від 70 до 250 м, яка досить чітко простежується у рельєфі у вигляді пластових трикутників. Літологічно ці відклади

представлені груборитмічною флішовою товщею, у якій різко домінують пісковики (до 90 %), незначні потужності аргілітів і алевролітів лише до 10–15 см.

Головна картувальна ознака цих товщ літологічна, головним критерієм її є склад і структурно-текстурні особливості порід, зокрема, пісковиків. Вони кремові, ясно-жовтого кольору, масивні, середньозернисті, переважно з некарбонатним цементом. Окремо слід зазначити, що для пісковиків цієї світи характерна різноорієнтована тріщинуватість і дзеркала ковзання. Потужність окремих прошарків пісковиків сягає 1,5 м.

Досвід проведення геокартувальної практики свідчить, що важливим аспектом, який особливо необхідно враховувати у побудові карт, є геоморфологічний, що сприяє розумінню зв'язку між рельєфом території та геологічною її будовою. Він чітко простежується як скельні виходи ямненських пісковиків, різних за висотою порогів, гребенеподібних виходів і водоспадів у руслових частинах річок і потоків, також у вигляді асиметрії схилів. Досить часто міцні пісковики ямненської світи утворюють вершини гірських хребтів.

Виявивши контакти відкладів цієї світи на місцевості, студенти шляхом графічних побудов досить точно визначають положення геологічних меж на карті з урахуванням особливостей рельєфу.

Варто зазначити, що відклади ямненської світи утворюють геотуристичні об'єкти на території Львівської та Івано-Франківської областей («Скелі Довбуша», фортеця «Тустань», водоспад у м. Яремче та інші).

МАТЕМАТИЧНА МОДЕЛЬ НАКОПИЧЕННЯ ВІКОВОЇ СВІТЛОСУМИ В СУБАЕРАЛЬНИХ ВІДКЛАДАХ

Прилипко С., Альперт С.
Інститут геологічних наук НАН України
вул. Гончара 55-б, Київ, 01601
Serge.prylypko@gmail.com

Визначення віку геологічних відкладів, їхня стратифікація, відіграють важливу роль у розумінні послідовності геологічних процесів, історії формування та подальшого розвитку природи. Послідовність накопичення лесово-ґрунтових комплексів напряму підпорядковується кліматичним подіям. Наше завдання – розкрити ці події, процеси. Усе це можна оцінити через призму часу.

Датування антропогенових відкладів відбувається за допомогою різних фізичних методів, зокрема, термолюмінесцентного (ТЛ). Термолюмінесцентний метод визначення відносного та "абсолютного" віку четвертинних відкладів ґрунтується на властивості кристалів накопичувати енергію радіоактивного розпаду, а потім, під час нагрівання, випромінювати (віддавати) її у вигляді світлового потоку. Термолюмінесцентний ефект фіксується у вигляді кривих термовисвічування за інтенсивністю піку або за площею під кривою. Поділивши розмір накопиченої енергії на фонову річну дозу радіоактивності породи за рік, одержуємо значення, що характеризує вік зразка. Молодші породи мають менші вікові показники, давніші – більші значення вікового індексу.

Нас цікавлять мінерали, які могли би виступити як палеодозиметр, що накопичує і зберігає упродовж тривалого часу вікову інформацію. Саме таким мінералом є кварц. Кристали кварцу мають певні структурні дефекти, які характеризуються достатньою глибиною пастки для того, щоб метастабільний стан електронів зберігався тривалий час [1]. Розрахунок об'єму накопиченої дози і помилки

при її розрахунку прямо позначаються на точності визначення віку зразка. Тому важливо визначити розмір ефективного внеску кожного з видів випромінювання. Ігнорування або невірна інтерпретація отриманих результатів призводить до виникнення та накопичення помилок при аналізі кінцевого результату.

Головна проблема з визначенням віку плейстоценових порід ТЛ-методом полягає в максимально точному обчисленні певної величини (назвемо її віковим показником (Т), значення якої буде прямо пропорційне часу утворення досліджуваних порід [2]. Т = Д/Р де Т - час, Д – доза, накопичена зразком, Р - річна доза. Запропонована нами математична процедура оцінки енергії, накопиченої мінералом за допомогою дозиметра розкриває можливість спрощення процесу розрахунку віку. Запропоновані формули не вичерпують усіх проблем, але є базою для подальшого розвитку методики.

Припустимо, що альфа-, бета- і гамма-випромінювання протягом усього періоду захоронення відкладів утворює у піщинках кварцу структурні дефекти з постійною швидкістю $V_{\alpha,\beta,\gamma}$, які можуть при нагріванні випромінювати кванти світла.

Тоді швидкість утворення радіаційних дефектів визначають за такою формулою: $V_{\alpha,\beta,\gamma} = \beta \cdot E,$ (1)

де $\beta -$ дозна чутливість мінералу, що вказує на кількість утворених центрів світіння від кожної альфа-, бета- і гамма-частинки в одиниці об'єму кварцу, $E -$ потужність експозиційної дози альфа-, бета- і гамма-випромінювання, що вказує на кількість частинок, які проходять через одиницю об'єму кварцу за одиницю часу.

Нехай швидкість V_A накопичення пропорційна $n -$ концентрації електронів у кварці в даний момент часу: $V_A = k \cdot n,$ (2)

де $k -$ коефіцієнт пропорційності, який являє собою константу швидкості накопичення локалізованих електронів. Враховуючи, що за насичення швидкість утворення радіаційних дефектів буде дорівнювати швидкості їхньої анігіляції, вирази (1) та (2) можемо прирівняти: $V_{\alpha,\beta,\gamma} = V_A.$ (3)

Якщо у виразах (1) та (2) рівні ліві частини, то звідси випливає, що будуть рівні і праві частини, тобто: $\beta \cdot E = k \cdot n.$ (4)

Тепер із рівняння (4) виражаємо константу швидкості накопичення, використовуючи концентрацію N локалізованих електронів при насиченні: $k = \dfrac{\beta \cdot E}{N}.$ (5)

Враховуючи, що $n -$ концентрація локалізованих електронів у кварці, швидкість зміни концентрації локалізованих електронів буде дорівнювати першій похідній від концентрації локалізованих електронів і визначатися як різниця швидкості утворення радіаційних дефектів в об'ємі та швидкості їхньої анігіляції. Використовуючи формули (1), (2) та (5), маємо:

$$\frac{dn}{dt} = V_{\alpha,\beta,\gamma} - V_A = \beta \cdot E - \frac{\beta \cdot E}{N} \cdot n. \quad (6)$$

Тобто ми отримали диференціальне рівняння першого порядку з відокремленими змінними, розв'язавши яке, матимемо рівняння для визначення віку гірської породи. Розв'язуємо диференціальне рівняння (6):

$$\frac{dn}{dt} = \beta \cdot E - \frac{\beta \cdot E}{N} \cdot n .$$

1) Спочатку відокремлюємо змінні:

$$\frac{dn}{n} = \left(\frac{\beta \cdot E}{n} - \frac{\beta \cdot E}{N} \right) \cdot dt, \quad \text{або} \quad \frac{dn}{\beta \cdot E - \frac{\beta \cdot E}{N} \cdot n} = dt. \qquad (7)$$

2) Далі інтегруємо ліву та праву частини рівняння (7), при цьому в знаменнику даного виразу (7) робимо заміну, щоб застосувати табличний інтеграл $\int \frac{dx}{x} = \ln|x| + C.$

Маємо:

$$\mathrm{t} = \int \frac{dn}{\beta \cdot E - \frac{\beta \cdot E}{N} \cdot n} = \left| \begin{array}{l} \int \frac{dx}{x} = \ln|x| + C \\ \beta \cdot E - \frac{\beta \cdot E}{N} \cdot n = z \\ dz = \frac{\beta \cdot E}{N} \cdot dn \Rightarrow dn = \frac{N}{\beta \cdot E} dz \end{array} \right| = \qquad (8)$$

$$= \int \frac{N}{\beta E} \cdot \frac{1}{z} dz = \frac{N}{\beta E} \cdot \left[\ln|z| + C \right] = \frac{N}{\beta E} \left[\ln \left| \beta E - \frac{\beta E}{N} \cdot n \right| + C \right];$$

де $C -$ довільна константа, для зручності ми можемо покласти: $C = 0.$

3) Отримуємо:

$$t = \frac{N}{\beta E} \ln \left| \beta E - \frac{\beta E}{N} \cdot n \right|; \qquad (9)$$

4) Узявши за верхню та нижню межу інтегралу $\int\limits_{n_{\min}}^{n_0} \frac{dn}{\beta \cdot E - \frac{\beta \cdot E}{N} \cdot n}$ із виразу (8) n_0 – накопичену концентрацію локалізованих електронів (центрів світіння) та $n_{\min}$ – залишкову концентрацію електронів відповідно, отримуємо абсолютний вік гірської породи. Підставляємо у рівняння (9) границі інтегрування.

Маємо:

$$t = \frac{N}{\beta \cdot E} \left[\ln \left(\beta \cdot E - \beta \cdot E \cdot \frac{n_{\min}}{N} \right) - \ln \left(\beta \cdot E - \beta \cdot E \cdot \frac{n_0}{N} \right) \right]; \qquad (10)$$

Використовуючи властивість логарифмів, що стверджує:

$$\log_a \frac{x}{y} = \log_a x - \log_a y, \quad a > 0, \ a \neq 1, \ x, y > 0,$$

із виразу (10) маємо: $$t = \frac{N}{\beta \cdot E} \ln \frac{\beta \cdot E - \beta \cdot E \cdot \frac{n_{\min}}{N}}{\beta \cdot E - \beta \cdot E \cdot \frac{n_0}{N}} = \frac{N}{\beta \cdot E} \ln \frac{1 - \frac{n_{\min}}{N}}{1 - \frac{n_0}{N}}. \quad (11)$$

Отримали рівняння (11) яке слугує для розрахунку віку гірської породи спираючись на залишкову та накопичену концентрацію локалізованих електронів у кварці. Варто відзначити що запропоновані рівняння можливо використовувати при датуванні широкого спектру четвертинних відкладів. Це можливо в зв'язку з тим, що ТЛ накопичується в мінералах таймерах, які по факту є природними палєодозиметрами. Слід зауважити що запропонований метод розрахунку віку не враховує цілий ряд інших дуже важливих факторів [3] (які вимагають додаткових досліджень). Таким чином ми маємо математичну модель для визначення віку геологічних відкладів.

1. *Власов В.К., Куликов О.А.* Радиотермолюминесцентный метод датирования рыхлых отложений. метод. пособ. М.: Изд-во Моск. у-та, 1988. 72 с.

2. *Морозов Г.В., Шелкопляс В.Н.* Определение относительного возраста антропогеновых отложений Украины термолюминесцентным методом. К.: Наук. думка. 1969. 156 с.

3. *Тайт М.* Некоторые осложняющие факторы и учет их влияния на термолюминесцентное определение возраста // Физика минералов. М.: Мир, 1971. С. 120–133.

ЗМІСТ

Лещух Р. СЕВЕРИН ПАСТЕРНАК (ДО 120-РІЧЧЯ ВІД ДНЯ НАРОДЖЕННЯ)…… 1

Лещух Р., Гоцанюк Г., Іваніна А., Шайнога І., Данилів А., Мар'яш І. 95 РОКІВ КАФЕДРІ ІСТОРИЧНОЇ ГЕОЛОГІЇ І ПАЛЕОНТОЛОГІЇ У ЛЬВІВСЬКОМУ НАЦІОНАЛЬНОМУ УНІВЕРСИТЕТІ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА…… 3

Крупський Ю. РЕПЕРНІ ГОРИЗОНТИ СКИБОВОЇ ТА КРОСНЕНСЬКОЇ ЗОН КАРПАТ І ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ……. 7

Гоцанюк Г., Лещух Р., Шайнога І. НОВІ ДАНІ ДО БІОСТРАТИГРАФІЧНОГО РОЗЧЛЕНУВАННЯ ЮРСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ ЗА КОМПЛЕКСАМИ МАКРОФАУНИ. 8

Веклич О. ФОРАМІНІФЕРИ САНТОНСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ПІВНІЧНОЇ ОКРАЇНИ ДОНБАСУ ТА УМОВИ ЇХ ІСНУВАННЯ…… 10

Мартишин А., Гриценко В., Решетник М. ФАНЕРОЗОЙСЬКІ СТРАТЕГІЇ У ЖИТТЄВОМУ ЦИКЛІ ВЕНДСЬКИХ ОРГАНІЗМІВ *NEMIANA SIMPLEX* PALIJ……. 15

Наумко І., Белецька Ю., Занкович Г., Зінчук І., Сахно Б., Сворень Й., Телепко Л. ПРО ІНФОРМАТИВНІСТЬ МІНЕРАЛОФЛЮЇДОЛОГІЧНИХ ПОКАЗНИКІВ ПРОЦЕСІВ ПОСТСЕДИМЕНТОГЕННОГО МІНЕРАЛОГЕНЕЗУ В НАФТОГАЗОНОСНИХ ПОРОДНИХ КОМПЛЕКСАХ ФАНЕРОЗОЮ ЗАХОДУ УКРАЇНИ…… 18

Сіренко О. ПАЛІНОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ДЛЯ ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНИХ РЕКОНСТРУКЦІЙ (НА ПРИКЛАДІ ЕОПЛЕЙСТОЦЕНУ – РАННЬОГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНУ УКРАЇНИ)……. 21

Огар В. ВАЖЛИВІ МІЖНАРОДНІ ФОРУМИ З ПАЛЕОНТОЛОГІЇ І СТРАТИГРАФІЇ (2019)……. 24

Генералова Л., Хом'як Л. МЕХАНІЗМИ СЕДИМЕНТАЦІЇСЕРЕДНЬО-ВЕРХНЬОЕОЦЕНОВИХ УТВОРЕНЬ ОРІВСЬКОЇ СКИБИ (СКИБОВИЙ ПОКРИВ)……... 27

Костюк О. СУЧАСНІ ПРОБЛЕМИ МЕТАЛОГЕНІЇ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ 29

Богданова М. НОВІ ЗНАХІДКИ КАМ`ЯНОВУГІЛЬНОЇ ЕКЗОТИКИ У ФЛІШЕВИХ ВІДКЛАДАХ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ……. 31

Дернов В. НОВІ ДАНІ ЩОДО СИСТЕМАТИЧНОГО СКЛАДУ ПІЗНЬОКРЕЙДОВИХ І ПАЛЕОГЕНОВИХ НАУТИЛІД ДОНБАСУ ТА КРИМУ……... 33

Даценко Л., Чебанова Ю., Ганчук М. СТРАТИГРАФІЯ РОДОВИЩА АПАТИТІВ У СХІДНОМУ ПРИАЗОВ'Ї (ВОЛОДАРСЬКА ДІЛЯНКА)……. 35

Доротяк Ю., Шевчук О. МІКРОПАЛЕОНТОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЬОЮРСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ДОНБАСУ (НА ПРИКЛАДІ РОЗРІЗІВ ВЕЛИКИХ КАМ'ЯНСЬКИХ ВІДСЛОНЕНЬ)……. 37

Гриценко В.П. РІЗНОМАНІТНІСТЬ ГЕЛІОЛІТОІДЕЙ СИЛУРІЙСЬКОГО РОЗРІЗУ ПОДІЛЛЯ …… 40

Хевпа З. ПАЛЕОГЕОГРАФІЯ РАННЬОКРЕЙДОВОГО ЧАСУ ФЛІШОВИХ КАРПАТ ……..... 43

Мацуй В., Науменко У., Александров О. РОЗСИПИ БУРШТИНУ В УКРАЇНІ ТА ПРОБЛЕМИ ЇХНЬОЇ СТРАТИФІКАЦІЇ……... 44

Александров О., Науменко У. ДОСЛІДЖЕННЯ РОЛІ ЕНДОГЕННИХ 47

КІЛЬЦЕВИХ СТРУКТУР У ФОРМУВАННІ СТРУКТУРНИХ ЕЛЕМЕНТІВ ОСАДОВОГО ЧОХЛА …….....
Стефанський В. ГЕНЕЗИС І РОЗПОВСЮДЖЕННЯ СИЛІЦИТІВ ПАЛЕОГЕНУ СЕРЕДНЬОГО ПРИДНІПРОВ'Я ТА ПРИЧОРНОМОР'Я У СВІТЛІ НЕОТЕКТОНІКИ КАЙНОЗОЮ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА…… 48
Спільник Г. ДЕТАЛЬНЕ РОЗМЕЖУВАННЯ ТА КОРЕЛЯЦІЯ РОЗРІЗІВ НИЖНЬОКРЕЙДОВИХ ВІДКЛАДІВ РАЙОНІВ, ОБЛЯМОВУЮЧИ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНУ ЧАСТИНУ АКВАТОРІЇ ЧОРНОГО МОРЯ……. 52
Салінська Г., Яблінська Т., Черняк А. ОБҐРУНТУВАННЯ СТРАТИГРАФІЧНОГО РОЗМЕЖУВАННЯ НОВИХ РОЗРІЗІВ ЛЬВІВЩИНИ ЗА МАЛАКОФАУНОЮ…….. 53
Борняк У., Іваніна А., Костюк О., Тузяк Я. ОСОБЛИВОСТІ ГЕОЛОГІЧОЇ БУДОВИ ІСТОРИКО-КУЛЬТУРНОГО ЗАПОВІДНИКА «СТІЛЬСЬКЕ ГОРОДИЩЕ»…….. 54
Мар'яш І., Козловський Р. НОВЕ МІСЦЕЗНАХОДЖЕННЯ СЕРЕДНЬОСЕНОМАНСЬКИХ ГОЛОВОНОГИХ В ОКОЛИЦЯХ С. ЖЕРЕБИЛІВКА ТА ЇХНЯ БІОСТРАТИГРАФІЧНА ІНТЕРПРЕТАЦІЯ… 56
Гнилко О., Генералова Л., Гнилко С., Наварівська К. СЕДИМЕНТОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ВІДКЛАДІВ КАРПІЙСЬКОЇ СЕРІЇ У РАЙОНІ с. ГРЕБЕНІВ – смт ВЕРХНЕ СИНЬОВИДНЕ (СКИБОВИЙ ПОКРИВ, УКРАЇНСЬКІ ЗОВНІШНІ КАРПАТИ)…… 58
Матрофайло М ОСОБЛИВОСТІ РОЗЩЕПЛЕННЯ ВУГІЛЬНИХ ПЛАСТІВ ЛЬВІВСЬКО-ВОЛИНСЬКОГО КАМ'ЯНОВУГІЛЬНОГО БАСЕЙНУ (НА ПРИКЛАДІ ПЛАСТА v_0^3 КОВЕЛЬСЬКОЇ ВУГЛЕНОСНОЇ ПЛОЩІ)…… 60
Сворень Й. НАДРА ЗЕМЛІ – ПРИРОДНИЙ ФІЗИКО-ХІМІЧНИЙ РЕАКТОР: РІЗНА ХІМІЧНА ВЛАСТИВІСТЬ ІЗОТОПІВ ВУГЛЕЦЮ У ПРИРОДНИХ ПРОЦЕСАХ СИНТЕЗУ РІЗНИХ СПОЛУК…… 64
Зінчук І., Яремчук Я. АСОЦІАЦІЯ ГАСТРОЛІТІВ І КОПРОЛІТОВИХ ФОСФОРИТІВ У ФЛЮВІОГЛЯЦІАЛЬНИХ ВІДКЛАДАХ ПІВНІЧНОГО ЗАХОДУ ВОЛИНІ……... 67
Ягольник О. ФОСИЛІЇ ФАНЕРОЗОЮ ЯК ОДНА З СКЛАДОВИХ УКРАЇНСЬКОГО ГЕОПАРКУ…… 69
Костюк О. ЛІТОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ПІЩАНИХ ПОРІД УКРАЇНСЬКОГО РОЗТОЧЧЯ …… 72
Сухов О. НОВІ ДАНІ ПРО АЛЬГОФЛОРУ БАШКИРСЬКОГО ЯРУСУ СТАРОБІЛЬСЬКО-МІЛЛЕРОВСЬКОЇ СТРУКТУРНО-ФАЦІАЛЬНОЇ ЗОНИ... 73
Дернов В., Удовиченко М. СТАН ВИВЧЕНОСТІ Й ПЕРСПЕКТИВИ ДОСЛІДЖЕНЬ НЕМОРСЬКОЇ ФАУНИСЕРЕДНЬОГО ТА ВЕРХНЬОГО КАРБОНУ ДОНБАСУ……. 75
Клюшина Г. ЛІТОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ПРИ КОРЕЛЯЦІЇ СВЕРДЛОВИН ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ШЕЛЬФУ ЧОРНОГО МОРЯ …….. 78
Анфімова Г. МУЗЕЙНИЙ АСПЕКТ ДОСЛІДЖЕННЯ ТА ЗБЕРЕЖЕННЯ ПАЛЕОНТОЛОГІЧНОГО ФОНДУ ВІДДІЛУ ГЕОЛОГІЇ ННПМ НАНУ…….. 80
Нездолій О. СТРАТИГРАФІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ПАЛЕОЛІТИЧНИХ ПАМ'ЯТОК У ЦЕНТРАЛЬНІЙ УКРАЇНІ: АРХЕОЛОГІЧНИЙ КОНТЕКСТ І ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНІ РЕКОНСТРУКЦІЇ ВИТАЧІВСЬКОГО ГОРИЗОНТУ ЧЕТВЕРТИННИХ ВІДКЛАДІВ……. 83
Нездолій Є. КРИПТИЧНЕ ВИДОВЕ РІЗНОМАНІТТЯ ПЛЕЙСТОЦЕНОВИХ ПОЛІВОК І ЙОГО РОЛЬ В БІОСТРАТИГРАФІЇ, НА ПРИКЛАДІ СІРИХ

ПОЛІВОК (*MICROTUS*) ЗІ СЕРЕДНЬОПЛЕЙСТОЦЕНОВОГО МІСЦЕЗНАХОДЖЕННЯ МОРОЗІВКА 2 (ОДЕСЬКА ОБЛ.)……... 86
Данилів О. ПАЛЕОЕКОЛОГІЧНІ УМОВИ ПОБУТУВАННЯ ФОРАМІНІФЕР У КРЕЙДОВОМУ БАСЕЙНІ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОГО КРАЮ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ…… 89
Кузьманенко Г. ПРО ОДИН ІЗ МЕТОДІВ ДОСЛІДЖЕННЯ БУРШТИНУ-СУКЦИНІТУ……. 90
Данилів А. ЗБЕРЕЖЕНІСТЬ ПАЛЕОЗОЙСЬКИХ ГАСТРОПОД З ВІДКЛАДІВ ПОДІЛЛЯ…… 92
Узіюк В. ДОСВІД РОЗРОБКИ МЕТОДОЛОГІЇ НОВОЇ НАУКИ «МІКРОПАЛЕОБОТАНІКА ВУГІЛЛЯ», її НАУКОВЕ ТА ПРИКЛАДНЕ ЗНАЧЕННЯ……... 93
Шваєвський О. ГОЛОВНІ СТРУКТУРНІ ЕЛЕМЕНТИ БОБРИКІВСЬКОГО РУДНОГО ПОЛЯ(НАГОЛЬНИЙ КРЯЖ)…….. 97
Шваєвський О., Шайнога І. ГОЛОВНІ КАРТУВАЛЬНІ ОЗНАКИ ВІДКЛАДІВ ЯМНЕНСЬКОЇ СВІТИ У МЕЖАХ ГРЕБЕНІВСЬКОГО НАВЧАЛЬНОГО ПОЛІГОНУ (СКИБОВА ЗОНА КАРПАТ)…… 98
Прилипко С., Альперт С. МАТЕМАТИЧНА МОДЕЛЬ НАКОПИЧЕННЯ ВІКОВОЇ СВІТЛОСУМИ В СУБАЕРАЛЬНИХ ВІДКЛАДАХ……. 99

ДЛЯ НОТАТОК