

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЧНИХ НАУК НАНУ
ПАЛЕОНТОЛОГІЧНЕ ТОВАРИСТВО



**Еволюція органічного світу
як підґрунтя для вирішення
проблем стратиграфії**

Київ – 2002

**НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЧНИХ НАУК НАНУ
ПАЛЕОНТОЛОГІЧНЕ ТОВАРИСТВО**

**Еволюція органічного світу
як підґрунтя для вирішення
проблем стратиграфії**

Київ – 2002

ББК 26.33

Е 15

УДК 551

Е15 **Еволюція органічного світу як підґрунтя для вирішення проблем стратиграфії /** Ред. кол.: Ю. В. Тесленко (відп. ред.) та ін. – К.: Логос, 2002.— 129 с.

ISBN 966–581–341–2

В збірнику висвітлено питання еволюції органічного світу як визначального фактору біостратиграфії. Наведено матеріали про особливості складу органічних решток у стратонах різного рангу, їх зміни у часі та просторі, можливості стратифікації та кореляції відкладів на цій підставі. Частина матеріалів присвячена палеогеографічним реконструкціям з використанням даних за різними флористичними та фауністичними групами.

The question of the evolution of the organic world as a determinative factor of biostratigraphy is took up in the collected articles. There have been represented the materials on the composition peculiarities of organio (phyto- and zoo-) remains in the stratonas of different rank, their changes in time and space, possibilities of stratification and correlation of deposits on this ground. Some part of the materials is dedicated to palaeogeographic reconstructions with using the date on different floristic and faunistic groups.

Редакційна колегія:

Ю. В. Тесленко, доктор геол.-мін. наук (відповідальний редактор); П. Ф. Гожик, член-кор. НАНУ, доктор геол.-мін. наук; В. П. Гриценко, кандидат геол.-мін. наук, В. Ю. Зосимович, доктор геол.-мін. наук; Д. Є. Макаренко, доктор геол.-мін. наук; Н. В. Маслун, кандидат геол.-мін. наук; С. В. Сябряй, доктор біологічних наук.

*Друкується за постановою вченої ради
Інституту геологічних наук НАН України*

ББК 26.33

ISBN 966-581-341-2

© Інститут геологічних наук
НАН України, 2002

ПАЛЕОНТОЛОГІЧНИЙ МУЗЕЙ ЛЬВІВСЬКОГО НАЦІОНАЛЬНОГО УНІВЕРСИТЕТУ ІМЕНІ ІВАНА ФРАНКА

Палеонтологічний музей, що існує при кафедрі історичної геології та палеонтології геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка, є унікальним зібранням палеонтологічних і геологічних зразків з різних куточків світу. В 2002 році виповнюється 150 років з часу його заснування.

Зібрання колекцій гірських порід та рештків палеоорганізмів, що складають основу Палеонтологічного музею, було започатковано в першій половині XIX століття. Основою палеонтологічних фондів стала колекція давньої фауни відомого геолога Л. Цейшнера. У другій половині XIX століття палеонтологічні фонди поповнювалися новими колекціями М. Ломницького, Й. Семірадського, В. Фрідберга та ін. З 1852 року вони експонувалися спочатку в мінералогічному музеї, що був створений професором доктором ботаніки Гіацинтом Лобажевським, а з 1905 року з ініціативи професора Р. Зубера (першого завідувача кафедри геології) на основі палеонтологічних і геологічних колекцій було створено окремий самостійний підрозділ – Геологічний музей.

У лютому 2002 року рішенням Вченої Ради геологічного факультету і Університету Геологічний музей було перейменовано на Палеонтологічний музей.

На протязі всієї історії існування фонди музею постійно поповнювалися унікальними зібраннями, чималий вклад в розширення яких зробили відомі геологи-палеонтологи: З. Паздро, В. Зих, В. Рогаль, Я. Чарноцький, Б. Кокошинська, Л. Горбач, В. Кудрін, В. Шеремета, О. В'ялов, В. Горецький, Я. Кульчицький. На даний час у Палеонтологічному музеї зберігається біля 18 тисяч рідкісних палеонтологічних і геологічних зразків, виявлених в різновікових відкладах різних континентів.

Використовуючи природні об'єкти, експозиція музею дозволяє наглядно показати історію геологічного розвитку Землі та еволюції органічного світу. На сьогодні вона представлена п'ятьма відділами: історичної геології, регіональної геології, палеонтології, палеоекології і монографічним відділом.

У відділі історичної геології зосереджені зразки порід та рештки давньої фауни і флори, які послідовно характеризують усі (від найдавніших до теперішнього) періоди розвитку життя на Землі, еволюції органічного світу та біосфери.

Відділ регіональної геології представлений найхарактернішими для західноукраїнського регіону (Передкарпаття, Карпат, Закарпаття і Волино-Поділля) гірськими породами і рештками палеофауни та палеофлори.

Палеонтологічний відділ має декілька самостійних розділів: систематичної палеонтології, сучасної фауни північних та південних морів, крейдової і неогенової фауни та флори околиць м. Львова тощо.

У монографічному відділі зберігаються оригінали форм, які були детально описані та зображені як голотипи у наукових працях багатьох авторів.

Відділ палеоекології представлений унікальними зразками, що ілюструють прижиттєві взаємовідносини між різними групами організмів в давноминулі періоди Землі, а також різноманітні сліди їх життєдіяльності.

В Палеонтологічному музеї також виставлена експозиція залишків мамонтів (зуби, бивні, лопатки, ребра, ступні, крижові та шийні хребці, частини хребта, передні та задні кінцівки), знайдених на території Західної України та в кар'єрі села Олексіївка Миколаївської області. До унікальних і найцінніших музейних експонатів відносяться палеонтологічні колекції мезозойських і кайнозойських безхребетних з Паризького басейну Західних Карпат та інших місць Європи; колекція зразків флори з кам'яновугільних відкладів Чехії, Англії, США, Канади; колекція риб із відкладів різних країн світу (серед них слід відзначити залишки панцирних риб з нижнього девону Шотландії, а також унікальне кладовище девонських панцирних безщелепних із Волино-Поділля); колекція рештків організмів з юрських літографських сланців Золенгофена (Німеччина); колекція слідів птахів, парнокопитних і хижаків з моласових відкладів неогену Передкарпаття; колекція рештків риб з менілітових сланців Карпат та ін. Досить цікавою є також колекція знарядь давньої людини (кременеві нуклеуси, вістря стріл, ножі, скребачки, серпи, різці, молотки та ін.), знайдених в різних місцях Західної України.

Основний фондовий матеріал Палеонтологічного музею має велику наукову цінність. Палеонтологічні колекції, які зберігаються в монографічному відділі, описані в багатьох друкованих вітчизняних і зарубіжних виданнях. Музейні колекції є тією науковою і навчальною базою, яку використовують під час порівняльних досліджень студенти, аспіранти, науковці. На основі вивчення більшості з них написані статті та монографії В. Горецького, Л. Горбач, В. Шеремети, З. Чабанівської, І. Венглінського, Л. Кудріна, О. В'ялова, З. Хмільєвського. Я. Кульчицького, Р. Лещуха, За результатами досліджень, що опираються на фондовий матеріал музею, опубліковано біля 40 наукових робіт. Експозиція музею використовується в навчальному процесі студентами геологічного,

біологічного та географічного факультетів Львівського національного університету. Структура та тематика Палеонтологічного музею узгоджується з навчальними програмами курсів історичної геології, палеонтології, палеоекології, седиментології, палеогеографії та ін. Фонди музею постійно використовуються у навчальному процесі та при проведенні наукової роботи на факультеті. Музей відвідують студенти інших вузів Львова, а також багатьох міст України та зарубіжжя. Постійними відвідувачами Палеонтологічного музею також є учні шкіл, коледжів та Малої Академії м. Львова, Львівської та сусідніх областей.

О. П. ФИСУНЕНКО

Луганский педагогический университет, г. Луганск

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ОРГАНИЧЕСКОГО МИРА И СТРАТИГРАФИЯ

Стратиграфическая шкала фанерозоя базируется на данных о развитии органического мира. Это обстоятельство, известное еще со времен У. Смита, предполагает несколько ведущих положений, из числа которых назовем главные: во-первых, более продвинутые в эволюционном отношении таксоны характеризуют более молодые отложения; во-вторых, разнообразие органического мира на протяжении указанного зона постепенно возрастает; в-третьих, прогрессирующее многообразие форм жизни влечет за собой адекватное увеличение биоценологической сложности строения биосферы.

Перечисленные выше особенности развития органического мира могут свидетельствовать о том, что стратиграфия различных подразделений фанерозоя носит специфические черты, полностью зависящие от состояния биоса того или иного отрезка геологического времени. Уже поэтому все регламентирующие стратиграфию документы могут носить только рекомендательный характер. Не случайно и то обстоятельство, что многие стратиграфические построения выполнены с нарушением положений, рекомендуемых стратиграфическими кодексами. Эти "нарушения" особенно характерны для "докодексового" периода в стратиграфии, когда временами создавались схемы, поражающие долговечностью своего существования. Такова, например, лутугинская шкала подразделения карбона Донбасса, для которой критерии выделения свит во многих случаях остаются неясными (в литологическом отношении специфична только свита C_1^1 , представленная сплошной толщей известняков). Она создана с учетом удобства картирования. При этом даже литологический критерий

часто не принимается во внимание. Так, свита S_2^4 , которая в регионе отличается распространением зеленоцветных песчаников, не заканчивается по этому признаку вблизи базального известняка следующей в восходящем разрезе свиты S_2^5 (К.), так как в нижней части последней развит "табачковый" песчаник, тяготеющий по своему минералогическому составу к нижележащим горизонтам. Несмотря на подобные "дефекты" лутугинская схема существует уже целый век, на протяжении которого были предприняты лишь отдельные (в большинстве своем неудачные) попытки ее модернизации.

Пример, который мы привели выше, относится к местным подразделениям и не может, таким образом, характеризовать состояние биостратиграфии в целом. Последняя базируется на сведениях об эволюции биоса, а не на данных об изменении литологического состава пород. Она обслуживает не только потребности регионов, но и претендует на глобальное применение, где литологические методы мало эффективны.

В кайнозой значительно увеличивается разнообразие органического мира по сравнению с началом фанерозоя. На протяжении последнего появляются все более продвинутые в эволюционном отношении группы организмов. При этом заметно увеличивается скорость эволюции. Акселерация развития биоса, на которую обратил внимание еще В. О. Ковалевский, адекватно отражается в детальности стратиграфической шкалы. Следуя от кембрия к неогену длительность образования стратонев одного и того же ранга заметно сокращается. Так, продолжительность геологического века уменьшается от кембрия к неогену, составляя соответственно 8–13 и 1–7 миллионов лет. За это же время почти вдвое сокращается продолжительность геологических периодов.

Экспансия биоса на протяжении фанерозоя в пределы новых, ранее не освоенных, областей (суша, воздушное пространство и др.), оказывает существенное влияние на возрастание разнообразия органического мира. Таким образом, заметно пополняется арсенал биостратиграфа.

С возрастанием таксономического и экологического разнообразия органического мира более сложной становится и биогеографическая структура планеты. Заметно увеличивается число биохор, а сложность их строения возрастает. Все это заметно сказывается на достоверности корреляции. Так, в девоне, а это время начала освоения суши растениями, глобальные фитохоры едва просматриваются. В раннем карбоне они приобретают отчетливо выраженный характер, а уже в перми их число заметно увеличивается, а строение становится все более сложным. Все это сказывается на достоверности корреляции. Достаточно заметить, что до настоящего времени мы не имеем достоверных данных о временном соответствии евразийских и гондванских флор.

Суммируя приведенное выше, отметим, что биологические данные, положенные в основу стратиграфии, обладают рядом специфических свойств, которые не могут не учитываться в процессе установления возраста геологических образований. Назовем лишь основные из них:

- возрастающее на протяжении фанерозоя разнообразие органического мира создает неравнозначные предпосылки для стратиграфии различных его подразделений, детальность биостратиграфического расчленения от кембрия к неогену заметно возрастает; таким образом, единицы "биологических часов" не остаются на этом отрезке конгруэнтными;

- возрастание таксономического разнообразия органического мира сопровождается усложнением биохор, что заметно снижает достоверность корреляции, требуя постоянного решения проблемы соотношения возрастного разнообразия таксонов и их площадного распространения методом приближения;

- с возрастанием детальности стратиграфических построений, исходя из знания общих закономерностей развития природы, в дальнейшем следует обосновать в дополнение к стратиграфическому кодексу правила, регламентирующие специфику стратиграфических шкал для разных интервалов фанерозоя.

Ю. В. ТЕСЛЕНКО

Інститут геологічних наук НАН України, м. Київ

ДЕЯКІ МІРКУВАННЯ ПРО ХРОНОЗОНИ У БІОСТРАТИГРАФІЇ

Хронозона – елементарна хроностратиграфічна одиниця, яка підпорядкована ярусу. Складена гірськими породами з притаманним тільки їм зональним комплексом решток видів ортостратиграфічної групи викопних організмів у неповторній комбінації з таксонами супутніх парастратиграфічних груп. Стратотип частіше за все виділяється у стратотипі ярусу, до якого належить хронозона. Однак можливе встановлення самостійного стратотипу. Границі між хронозонами встановлюються за зміною систематичного складу комплексу органічних решток. У складі окремих хронозон у стратотиповій місцевості виділені підхронозони. Критеріями їх встановлення є деякі коливання у систематичному складі та кількісних співвідношеннях таксонів, що не виходять за межі загальної палеонтологічної характеристики даної хронозони.

Теоретично хронозона як складова частина хроностратиграфічного підрозділу більш високого рангу – ярусу всесвітнього розповсюдження, також повинна мати глобальне поширення. Відповідно і палеонто-

логічне обґрунтування її виділення як у стратотипі, так і у місцевих розрізах повинно бути всесвітнім, у крайньому випадку – у субглобальному масштабі. Між тим, наголошує О. П. Фісуненко (2001), палеогеографія стародавніх геологічних періодів і епох, як біоти сучасності, свідчать, що не існують види організмів глобального поширення (крім *Homo sapiens*). Це неодноразово підкреслювалось у геологічній літературі. Таким чином, губиться критерій ствердження всесвітнього поширення хронозон.

Палеонтологічні та біостратиграфічні дослідження останніх років у багатьох геологічних регіонах Землі дозволили виділити стратони, які одержали ранг біозон різних категорій, а також шарів гірських порід з ... (фауною, флорою) (Стратиграфічний кодекс України 1997). По простяганню вони не виходять за межі одного чи декількох суміжних басейнів седиментації. Диференціація палеогеографічних умов розвитку життя на планеті обумовила народження, розвиток та загибель численних локальних біоценозів з притаманними їм видами-домінантами та парастратиграфічними групами, їх співвідношеннями у конкретних біохорях, які були материнськими відносно ориктоценозів (біозон). І якщо можлива достовірна біостратиграфічна кореляція якої-небудь з цих біозон та їх границь у субглобальному чи всесвітньому масштабах, то вона може бути презентована до затвердження Міжнародним геологічним конгресом у ранзі хронозони.

Прикладом детального хроностратиграфічного поділу осадових утворень є зональна стратиграфія юри Англо-Паризького басейну. Вона розроблялась протягом більше за 150 років, серед її творців були видатні біостратиграфи XIX та XX століть (А. Oppel, В. Arkell та ін.) Завдяки стратиграфічній повноті та всеосяжності палеонтологічного обґрунтування Англо-Паризький басейн одержав статус стратотипової місцевості юрської системи, її відділів, ярусів і хронозон. Але у басейнах седиментації, що були розташовані в інших палеогеографічних поясах, губились критерії хронозон, а з ними і універсальний каркас зонального розчленування юрської системи, що зафіксований у стратотиповій місцевості. Виявилось, що стандартні хронозони юри Англо-Паризького басейну не мають всесвітнього поширення.

Це стосується і південних областей України. Специфічні особливості розрізів юри та закономірностей розвитку ортостратиграфічної фауни амонітів у цьому регіоні не сприяють прямому перенесенню сюди західноєвропейського стандарту загального поділу юрських утворень з прийнятими у ньому границями.

На територіях поширення юрських відкладів з утрудненою кореляцією з хронозонами західно-європейського стандарту практикується

виділення місцевих хроностратонів. Вони мають деякі корелятиви з окремими підзонами хронозон у стратотиповій місцевості.

За поданням Г. Я. Кримгольца (1972) вони були затверджені "Стратиграфічним кодексом СРСР" (1977) з найменуванням "лона" – провінційна зона, що стверджує їх локальне поширення, на відміну від хронозони як підрозділу всесвітнього або субглобального поширення. Згідно із стратиграфічним кодексом України (1997) цей стратон одержав ранг допоміжного біостратиграфічного – "гірської породи з... (фауною, флорою)". При наявності в ньому деяких палеонтологічних ознак можливого кореляційного зіставлення з тими чи іншими підзонами хронозон у стратотипі юри припускається ствердження тільки про присутність у розрізі аналогів цих хронозон, але не дає підстави для проведення тут зональних границь.

Такі погляди були використані групою біостратиграфів, включаючи і автора цих нотатків, очолюваною Б. Б. Пермяковим, при обґрунтуванні розчленування юрських покладів північно-західного узбережжя Чорного моря та півдня України. У розробленій стратиграфічній схемі (1982), поряд з повною послідовністю стандартних західно-європейських хронозон, наведена шкала місцевих хроностратонів (за старою термінологією лон, за новою – гірських порід з... фауною, флорою), співвідношення їх границь з європейськими рубежами. Аналіз цих співвідношень демонструє, що місцеві хроностратони за своїми об'ємами і границями не співпадають з європейськими хронозонами. Але вони фіксують присутність у розрізах аналогів тих чи інших хронозон юри, що відомі у стратотиповій місцевості.

Р. ЛЕЩУХ

Львівський національний університет імені Івана Франка

РОЛЬ СТРАТИГРАФІЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ ПРИ ПОШУКАХ НАФТИ І ГАЗУ

Серед геологічних наук стратиграфія займає особливе місце, так як вона представляє фундаментальну їх частину. Саме стратиграфія складає основу усіх регіональних геологічних досліджень: від вивчення окремих територій і шельфів до спеціальних формацій, структурних палеогеографічних, а також при пошуках і розвідці більшості корисних копалин і, в першу чергу, нафти і газу. За рівнем детальності стратиграфічних досліджень певного регіону цілком впевнено можна говорити про його загальну геологічну вивченість.

Стратиграфічні дослідження служать базою при кореляції продуктивних горизонтів і уточнення їх об'ємів, деталізації розчленування нафтогазоносних товщ, при виділенні нових об'єктів для проведення геолого-розвідувальних робіт, тощо. Результати комплексних стратиграфічних досліджень разом із даними по літології, промисловій геофізиці та тектоніці складають основу прогнозування, пошуків і розвідки нафтових і газових родовищ. Особливо стратиграфічні дослідження відіграють вирішальну роль у підвищенні ефективності пошукових робіт у складних геологічних умовах, зокрема при пошуках пасток не структурного типу, в рифогенних комплексах, прогнозах колекторів, створенні літолого-фаціальних і ємкісних моделей, резервуарів родовищ нафти і газу, міграції і формуванні їх покладів.

Саме в таких геологічних умовах знаходиться більшість перспективних на нафту і газ об'єктів в основних нафтогазоносних районах України.

Нерідко через незадовільне забезпечення геолого-розвідувальних робіт стратиграфічною основою допускаються стратиграфічні помилки, які досить часто призводять до нерационального розташування глибоких і надглибоких свердловин, вартість кожної з яких складає мільйони гривень. Тому сьогодні особливо актуальним є питання про розширення та зміцнення бази для цілеспрямованих фундаментальних палеонтолого-стратиграфічних досліджень, які становлять наукову основу при вирішенні одного із найважливіших державних питань сьогодення – збільшення розвіданих ресурсів вуглеводнів і прогнозування їх покладів на території України.

В. П. ГРИЦЕНКО, Г. В. ЗАЙКА-НОВАЦЬКИЙ

Київський Національний університет імені Тараса Шевченка

ПРО НЕОБХІДНІСТЬ СТВОРЕННЯ ЦЕНТРАЛІЗОВАНОЇ БАЗИ ДАНИХ ЗБЕРЕЖЕННЯ МУЗЕЙНИХ КОЛЕКЦІЙ, КЕРНІВ ОПОРНИХ СВЕРДЛОВИН ТА СТРАТОТИПІВ

Геологічна галузь на Україні впевнено, як нам здається, виходить з кризи. Зараз така впевненість набуває ще більшої обґрунтованості, через відновлення державного геологічного картування. Але таке нове важливе завдання вимагає від геологів України й роботи по-новому. По-перше, у зв'язку з переходом на новий масштаб картування, виникають питання забезпечення його методичними вказівками та стратиграфічними схемами. Особливо важливо забезпечити знайомство з стратотиповими розрізами, кернами свердловин та природними

відслоненнями. Добре, коли розрізи відкриті, їх розташування відоме, межі зафіксовані і є консультанти, які можуть дати корисні поради. Але, як відомо, велика кількість стратиграфічних підрозділів виділена за кернами опорних свердловин, розрізи яких описані в звітах та наукових публікаціях. Нажаль, такі описи не завжди дають достатню уяву про особливості будови розрізу в стратотипі по причині суб'єктивізму дослідників та послідовників. Виходом з цієї колізії є можливість побачити своїми очима те, про що пише автор. Дуже великі труднощі чекають тих, хто складає геологічну карту території з відкладами, стратотипи яких не збереглися, а автори вже не можуть надати відповідних консультацій.

Вирішенням такої проблеми було б створення централізованого керносовища, де б зберігали розрізи всіх нових опорних свердловин та тих свердловин, за кернами яких виділені стратиграфічні підрозділи. Це могли б бути й повні розрізи й кваліфіковано скорочені послідовності. Звичайно перевагу необхідно надавати збереженню повних послідовностей кернів, але такі побажання не завжди можливо забезпечити, через те що більшість старих розрізів скорочена. Централізоване керносовище може бути окремою єдиною структурою чи базуватися на керносовищах кількох експедицій В будь-якому разі інформація про розрізи, що там зберігатимуть мусить бути доступною для всіх геологів. Наприклад, у вигляді традиційного каталогу, бази даних в Інтернеті або обидві форми разом. Було б доречним, щоб така інформація розповсюджувалась по фондах експедицій, різним геологічним музеям тощо. Координатором, або експертом в роботі по створенню централізованого керносовища стратотипів та опорних розрізів міг би бути, наприклад, Міжвідомчий стратиграфічний комітет України.

Подібні централізовані керносовища є в близькому зарубіжжі – Російській Федеративній Республіці (Апрелівське під Москвою), в Естонській Республіці (Сховище Інституту геології академії наук Естонії в мизі Сяргхуа) тощо. Налагодженню роботи по збереженню керна свердловин та геологічних колекцій у виробничих державних та приватних організаціях була присвячена зокрема робота підсекції Колекційні фонди V Міжнародної конференції "Нові ідеї в науках про Землю". Дуже привабливою рисою фондової роботи в Росії є застосування обчислювальної техніки для створення автоматичних класифікаторів, аналітичних Інформаційних систем та банків даних з обліку та зберігання колекційних матеріалів, в тому числі й колекційних палеоолого-стратиграфічних матеріалів. Збірка петрографічних колекцій в Київському національному університеті започаткована ще під керівництвом проф. М. І. Толстого. Проект проф.

В. Г. Молявка "Літотека" базується на багаторічних зборах зразків та різноманітних аналітичних дослідженнях, результати яких узагальнені за допомогою засобів обчислювальної техніки.

Однією з необхідних обставин цієї роботи на Україні мусить бути фахова підтримка збірок, суворий облік колекцій та неможливість знищення монографічних збірок вольовим рішенням керівника, як це, наприклад, сталося в геологічному музеї Київського університету, коли директор за сміттям, що потрапило в лотки, не побачив наукового значення колекції та знищив визначені проф. С. А. Морозом та Е. Б. Савронем багаторічні збори палеогенових моллюсків. Такі випадки непоодинокі в наукових та виробничих організаціях. Особливо, коли автор вже не в змозі захистити своє дітище.

Зберігання палеонтологічних монографічних колекцій організовано в Національному Науково-природничому музеї НАНУ, але там є матеріали лише до виданих монографій. Збережено стратиграфічні колекції магматичних та метаморфічних порід українського щита Н. П. Семененка та інших видатних дослідників. Такі збірки вимагають спеціального наукового супроводу на місці та видання каталогів для розповсюдження Інформації про ці колекції.

Не менш важливим елементом збереження геологічної інформації є свердловини, які пройшли перекриті розрізи ранньодокембрійських стратонів. Важко визначати стратиграфічну приналежність порід, коли kern свердловин, за якими були визначені сучасні стратиграфічні підрозділи, наприклад конксько-верхівцівська серія, були скорочені або знищені. Ідея пробурити дублюючі свердловини для відновлення стратотипів в сучасних умовах здається утопією. Збереження геологічного надбання (наявних стратотипів, монографічних колекцій, літотек тощо) має значну наукову цінність та свідчить про цивілізованість країни.

Вибір геосайтів, оформлення об'єктів геологічної спадщини за міжнародними вимогами та передача відповідних матеріалів до світових баз даних в Україні лише розпочинається під егідою Європейської асоціації по збереженню геологічного надбання (ПроГЕО), Спілки геологів України та Українського палеонтологічного товариства. Зацікавлені можуть звертатися за додатковою інформацією до координатора та представника України в ПроГЕО за адресою Геологічний музей ННПМ НАНУ Київ 01030, вул. Б. Хмельницького, 15 та електронною поштою: favosites@mail.univ.kiev.ua.

ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ, ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И ОРГАНИЧЕСКИЙ МИР ОВРУЧСКОГО ПАЛЕОРИФТА

Овручский палеорифт находится в пределах северной окраины Украинского щита и принадлежит к наложенным структурам доплитного этапа развития фундамента.

В составе палеорифта выделяются Белокозовичская, Овручская и Вильчанская грабен-синклинали.

Развитие этой структуры происходило поэтапно, в тесной взаимосвязи процессов осадконакопления, проявлений магматизма с интенсивностью тектонических движений.

Первый этап – завершение карельского диастрофизма и образование в раннерифейское время Овручко-Коростенской сводовой структуры, в пределах которой возник Вильчанский грабен. Позднее в Вильчанской грабен-синклинали формировались пластовые тела кварцевых порфиров, базальтов, диабазов, андезито-базальтов, переслаивающиеся с терригенными породами, образовавшимися за счет эрозии кварцито-песчаников пугачевской толщи, слагающих кровлю Коростенского массива. Эти породы являются самыми ранними на Украине осадками платформенного типа.

О времени осадконакопления свидетельствует обнаруженный в породах збраньковской свиты среднерифейский комплекс акритарх: *Kildinella hyperboreica* Tim., *K. jacutica* Tim., *Stictosphaeridium* sp., *Leiosphaeridia obsuleta* Naum., *L. crassa* (Naum) emend Jank. comb. nov. и другие лейосферидии.

Следующий этап начался со смещения вулканических центров с востока на запад и проявления основного магматизма в палеорифте. Он вызван появлением разломов субширотного простиранья, обусловивших возникновение Овручской грабен-синклинали, выполненной в нижней своей части чередованием полимиктовых гравелистых песчаников с миндалекаменными базальтами, сменяющимися филлитовидными сланцами и кварцевыми порфирами, конгломератами, кварцевыми песчаниками и покровами базальтов, диабазов с прослоями песчаников, андезито-базальтов, составляющими збраньковскую свиту.

Появление Белокозовичской грабен-синклинали связано с вулканической деятельностью позднезбраньковского времени, в процессе которой была поднята вся восточная часть бассейна и опущена западная. В ней накапливались терригенные ритмичные толщи, сложенные

переслаиванием грубообломочных псаммито-псефитовых и алевро-пелитовых отложений. Обломочный материал поступал с запада и востока за счет размыва вулканитов клесовской серии и песчаников пугачевской толщи.

В нижней части разреза белокоровичской свиты обнаружены верхнепротерозойские микрофитофоссилии *Leiosphaeridia pelucida* (Schep.) Ass., *L. laccata* (Tim.) Ass., *L. aperta* (Schep.) Ass., *Orygmato-sphaeridium induratus* Ass., *Stratiformis plana* Ass., *Stictosphaeridium* sp. и другие.

В породах среднего ритма нижнебелокоровичской подсвиты выявлено четыре комплекса спор и растительных остатков девонского возраста, близких по составу к комплексу спор из фаменского яруса Припятского прогиба. Характерными видами I с.к. являются: *Archaeotriletes hamulus* Naum. var *famensis* Naum., *Trachytriletes solidus* Naum., IV с.к. – *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo.

В породах верхнего ритма подсвиты установлено три споровых комплекса, характерных для турнейских отложений карбона, сопоставляющихся с калиновским, малевским и черепетским горизонтами разновозрастных отложений Припятского прогиба. Характерные виды I с.к. – *Hymenozonotriletes pussilitus* Kedo, *Retusotriletes minor* Kedo, *Stenozonotriletes minor* (Naum.) Kedo, II с.к. – *Archaeozonotriletes malevkiensis* Kedo, *Hymenozonotriletes explanatus* (Luber) Kedo, III с.к. – *Retusotriletes septalis* Jush. var *concessus* Jush.

Характер ритмичности отложений нижнебелокоровичской подсвиты свидетельствует о мелководности бассейна, дно которого испытывало колебательные движения и тенденцию к погружению.

Позднее наступило расширение всего Овручского палеорифта, медленное его углубление и накопление в этом бассейне песчаников верхнебелокоровичской подсвиты и толкачевской свиты. В песчаниках широко развиты знаки ряби, встречающиеся на разных гипсометрических уровнях.

На завершающей стадии развития бассейна седиментации Овручского палеорифта кварцито-песчаники толкачевской свиты подвергались денудационным процессам, а в Белокоровичской грабен-синклинали произошло быстрое опускание дна структуры. Это обусловило накопление над верхнебелокоровичскими песчаниками непрерывного разреза отложений озерянской свиты. В целом этот бассейн являлся южной окраиной Припятского водоема, что подтверждается наличием аналогичных комплексов каменноугольных спор, датирующих возраст верхне-, средне-, и нижневизейских отложений. Характерные виды I с.к. – *Lophotriletes minutissimus* Naum., *Acanthozonotriletes domi-*

nans Kedo, *A. literatus* (Waltz) Kedo, II с. к. – *Dictyotriletes magnus* (Naum.) Kedo, III с. к. – *Trilobozotriletes concavus* Naum. *var. okensis* Jush. et Kedo, *Diatomozotriletes spesioosus* (Loose) Isch.

Кроме последовательно сменяющихся комплексов спор и фрагментов растительных тканей в отложениях Белокоровичской грабен-синклинали выявлены остатки ископаемой флоры и фауны.

В позднеозерянокское время палеорифт был расчленен разломами ортогональной и диагональной систем на блоки. По разломам в породы топольнянской и овручской серий внедрялась основная магма, образующая дайковые тела.

Так сформировался современный облик Овручского палеорифта с ассиметричным рисунком составляющих его грабен-синклиналей, выразившийся в крутом наклоне их северных и западных бортов. Надвижки и взбросо-надвижки (на некоторых участках с амплитудой до 500 м), определившие наклон крыльев, опрокидывание слоев пород и смещение отдельных частей разрезов по вертикали и горизонтали фиксируются не только по результатам структурно-геологического картирования, но и по находкам остатков ископаемых организмов в перемещенных толщах.

Е. В. ИВАНЧЕНКО

Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев

МИКРОФИТОФОССИЛИИ ВЕНДА ВОЛЫНИ

Отложения вендской системы широко развиты на территории Волыни. В стратиграфическом разрезе они занимают интервал от кровли полесской серии рифея до подошвы балтийской серии нижнего кембрия и разделены на нижние и верхние. Первые состоят из образований бродовской свиты и волынской серии, вторые сложены породами могилев-подольской и каниловской серий.

Разрез венда начинается отложениями бродовской свиты, которые представляют собой несортированную толщу конгломератов, песчаников и глинистых пород, имеющую локальное распространение на юге территории. Мощность бродовской свиты достигает 80 м.

Волынская серия состоит из базальтов и их туфов, туфолав, туфобрекчий, изредка с прослоями туффитов и туфопесчаников, конгломератов и алеврито-глинистых пород. В основании серии также находятся терригенные породы. Мощность волынской серии – 500 м.

Могилев-подольская серия – это вулканомиктовые темно-коричне-

вые аргиллиты и алевролиты, бурые песчаники, гравелиты и темно-серые алевро-глинистые породы, переслаивающиеся между собой. Мощность серии – 190 м.

Каниловская серия представлена циклично построенными толщами, сложенными сероцветными аргиллитами и алевролитами, иногда с песчаниками или гравелитами в основании. Мощность серии – 200 м.

По данным авторов, изучавших органический мир докембрия, вендская система характеризуется многочисленными и разнообразными микрофитофоссилиями.

В отложениях нижнего венда акритархи не выявлены, что связано с преобладанием вулканогенных пород и континентальными условиями осадконакопления.

В могилев-подольской серии установлены следующие микрофитофоссилии: *Spumosina rubiginosa* Andr., *Botuobia wernadskii* (Scher.), *Circumiella mogilevica* Ass., *Obruchevella valdaica* (Scher.) Ass., *Leiosphaeridia atava* (Naum.), *L. obsuleta* (Naum.), *L. crassa* (Naum.), *L. minutissima* (Naum.), *L. jacutica* (Tim.), *L. holtedahlii* (Tim.), *Stictosphaeridium sinapticuliferum* Tim., из которых впервые появляются в могилев-подольской серии *Spumosina rubiginosa* Andr., *Botuobia wernadskii* (Scher.), *Circumiella mogilevica* Ass., *Obruchevella valdaica* (Scher.) Ass., а остальные известны с рифея, причем резко увеличивается количество *Leiosphaeridia atava* (Naum.), *L. obsuleta* (Naum.).

Таким образом для могилев-подольской серии характерно видовое разнообразие микрофитофоссилий, а именно большое количество крупных тонкостенных шагреневых и гладких, мелких и средних с разной толщиной стенки, со складками смятия, с губчатой поверхностью и перфорированных сфероморфит, а также многочисленных нитчатых и спиральных микроводорослей.

В каниловское время состав альгофлоры изменился и представлен: *Leiosphaeridia atava* (Naum.), *L. minutissima* (Naum.), *L. crassa* (Naum.), *Botuobia wernadskii* (Scher.), *Cochleatina canilovica* (Ass.), *C. rara* (Pask.), *Stictosphaeridium sinapticuliferum* Tim., из которых *Leiosphaeridia atava* (Naum.), *Botuobia wernadskii* (Scher.) преобладают, а *Cochleatina canilovica* (Ass.), *C. rara* (Pask.) появляются впервые.

Можно сделать вывод, что количество видов в каниловской серии уменьшается в связи с изменением палеогеографических условий в каниловском бассейне седиментации, но в нем также преобладают крупные тонкостенные шагреневые лейосферидии, продолжают существовать мелкие сфероморфиты и нитчатые микроводоросли, и появляются новые виды спиральных микрофитофоссилий.

Установленные комплексы акритарх подтверждают разделение верхнего венда на две серии.

ОРГАНИЧЕСКИЕ ОСТАТКИ ИЗ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОВРУЧСКОЙ И БЕЛОКОРОВИЧСКОЙ СТРУКТУР КАК ОСНОВА ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ ЭТИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Стратиграфическое положение осадочных пород, выполняющих Овручскую и Белокоровичскую структуры, до настоящего времени выяснено недостаточно. В связи с возникшей острой дискуссией по этому вопросу нами проводится тщательное изучение древних органических остатков, находимых в этих породах.

На северном борту Овручской структуры в 1982 г. И. П. Буковичем пробурено ряд картировочных скважин. В 8 км к западу от с. Прилуки в скв. 168 на глубине 78 м вскрыт песчаник розовато-серый, кварцевый, разнозернистый. Песчаник содержит органические включения черного цвета, углистые. По микроструктуре органических включений и характеру их залегания среди вмещающей массы можно сказать, что наблюдаемые включения сингенетичны вмещающей породе.

Среди органических остатков преобладают обрывки древесины с хорошо сохранившимся анатомическим строением исходных тканей. Из отдельных фрагментов древесины были изготовлены микрошлифы (В. И. Узиюк), в которых встречены отчетливо выраженные годовичные кольца роста, а также единичные включения листовых пластинок (рахисов), покрытых кутикулой и содержащие смоляные зерна (смоляные ходы?), обрывки кутикулы. Судя по структуре остатков, наблюдаемых в шлифах, органическое вещество образовалось за счет преобразования высших растений – голосеменных типа *Araucarioxylon*, известного из позднего девона, карбона и перми (заключение И. Б. Волковой и В. Г. Лепехиной, ВСЕГЕИ).

Значительный интерес представляют проведенные нами микропаалеонтологические исследования осадочных отложений Белокоровичской структуры, в частности первые находки в продуктах мацерации сланцев скв. 2502 в интервале 307,0–386,0 м фрагментов тканей растений. Это талломы коричневого и темно-коричневого цвета размером от 200–500 мкм до 1 см. У некоторых фрагментов, обычно на их краях, просматривается клеточное строение. Клетки имеют ромбическую или шестиугольную форму размером от 7 до 20 мкм. На талломах некоторых экземпляров просматриваются мелкие округлые спорангии размером 3,5 до 8,5 мкм. Морфологическое строение талломов позволяет рассматривать их как фрагменты барагванатиевых – наиболее прими-

тивной формы группы плауновидных. Встреченные талломы баранванатиевых найдены совместно с комплексом спор верхнего девона: в препарате 5529 (глуб. 307 м) – *Stenozonotriletes definitum* Naum., *Azonoletes minor* Kedo, *A. rotundus* Kedo, *Stenozonotriletes conformis* Naum., в препарате 5534 (глуб. 358 м) – *Zonomoletes vulgaris* Kedo, *Dictyotriletes* sp., *Archaeotriletes hamulus* Naum., *A. grandiusculus* Kedo., в препарате 5535 (глуб. 361 м) – *Hymenozonotriletes monoloris* (Duch.) Schisch., *Zonomoletes vulgaris* Kedo, *Archaeozonotriletes notatus* Naum., *Dictyotriletes* sp., в препарате 5536 (глуб. 386 м) – *Archaeotriletes honens-tus* Naum., *Az. serenus* Kedo.

В продуктах мацерации осадочных пород из скв. 2502 (гл. 61,0–351,0 м) с талломами барагванатиевых и комплексом спор обнаружены многочисленные фрагменты разнообразных растительных тканей с многорядной и однорядной поровостью и лестничными утолщениями, а также фрагменты тканей с микроструктурой полей перекреста и эпидермальные ткани. Фрагменты точечных и лестничных трахеид могут принадлежать различным группам растений – папоротникам, плаунам, и голосеменным. Все эти группы растений известны начиная с позднего девона, достигают расцвета в девоне и перми (В. Г. Лепехина).

В некоторых из продуктов мацерации обнаружены также небольшие кусочки фоссилизированной древесины – углей, состоящей в основном из проводящих элементов в виде клеток. Кусочки углей состоят из витринита, фюзинита и споринита. По микроструктуре они чрезвычайно сходны с карбоновыми углями класса микстогумолитов из Подмосковского и Донецкого бассейнов (И. Б. Волкова).

Наряду с отмеченными выше органическими остатками в мацерате из темно-серых сланцев встречены единичные смолообразные включения светло- и зеленовато-серого цвета. Они имеют форму шариков (размером от 3 до 5 мкм) или мелких обломков от 1 до 2 мкм. Обнаруженные нами смолообразные вещества хрупкие, горючие, при нагревании легко плавятся до прозрачной жидкости. В шлифе смолы имеют хорошо выраженный флюидальный характер, что свидетельствует о выполнении ими микротрещин и пустот. Вся масса вещества содержит небольшие шарики, которые, возможно, являются капельками летучих масел.

Установление девонско-каменноугольной области осадконакопления в Овручской и Белокозовичской структурах вполне согласуется с тектонической позицией этих структур, расположенных на продолжении структур Припятского вала, активизировавшихся в герцинский этап развития.

Полученные нами палеонтологические данные дают основание для уточнения стратиграфического положения осадочного комплекса изу-

чаемых структур, в которых все домезозойские отложения в настоящее время отнесены к нижнему протерозою. Для решения этого вопроса необходима постановка специальных тематических исследований комплексного характера, имеется в виду изучение литостратиграфии, биостратиграфии, радиогеохронологических и других геологических работ.

Л. І. КОНСТАНТИНЕНКО

Інститут геологічних наук НАН України, м. Київ

ТРИЛОБИТИ І СТРАТИГРАФІЯ ОРДОВИЦЬКИХ ВІДКЛАДІВ ПОДІЛЛЯ

Вперше ордовицькі відклади на території Придністров'я описав румунський геолог Т. Васкауцану (1931). У ряді відслонень правого берега Дністра біля с. Молодового, в товщі вапнистих пісковиків, він зібрав комплекс викопної фауни, більшість видів якої відніс до верхнього ордовику. Із трилобітів Г. Васкауцану навів короткий опис десяти видів і зображення п'яти із них. Згодом питаннями стратиграфії та віку ордовику Придністров'я (так званого молодовського горизонту), приділяли увагу Л. Ф. Лунгерсгаузен і О. І. Нікіфорова (1942, 1949), Т. М. Аліхова (1956), Г. Х. Дікенштейн (1957), В. С. Заїка-Новацький (1967) та ін. Детальні дослідження відслонень молодовського горизонту були проведені П. Д. Цегельнюком (1968–1972), який підрозділив його на дві самостійні товщі: гораївську (пісковики) і субіцьку (вапняки), відокремлених стратиграфічною перервою. За результатами вивчення фауни брахіопод гораївські верстви він зіставив з горизонтами Оанду і Раквере, а субіцькі – з горизонтом Вормсі Естонії. Перерва між ними відповідає набалаському часу. Автор брав участь у вивченні ордовицьких відкладів і на протязі 1970–1990 років зібрав колекцію трилобітів з відслонень та керну свердловин, пробурених в межах Волино-Поділля та Молдови. Були встановлені площі поширення цих відкладів, їх склад і потужність. Відклади молодовського горизонту простежуються вздовж південно-західного схилу Українського щита і східної частини Львівського палеозойського прогину до широти Володимир-Волинського розлому. На більшості території вони розмиті і збереглися у вигляді ерозійних останців. Найбільш повний розріз ордовику (до 7 м) поширений на території Придністров'я і в північній частині Молдови. В межах Ковельського підняття потужність відкладів ордовику значно зростає (до 45 м), але цей тип розрізу суттєво відрізняється від теригенно-карбонатних відкладів молодовського горизонту і подібний до ти-

пових розрізів ордовіку Білорусії, Польщі та Прибалтики. В сучасній регіональній стратиграфічній схемі Волино-Поділля відклади ордовіку виділені у ранзі серії – молодовської, а гораївські і субіцькі верстви – в ранзі світ (УРМСК, 1993).

Гораївська світи складена вапнистими сірими пісковиками. Найбільш повні розрізи її відслонені по р. Дністер (біля сіл Молодово, Гораївка, Бакота)*. Потужність її досягає 3,4 м. Із трилобітів характерні *Chasmops extensa* (Boeck), *Chasmops macroura* (Sjogren), *Chasmops cf. jaegeri* Haller, *Chasmops cf. mutica* Schm., *Chasmops sp.1*, *Chasmops sp.2*, *Lichas qffinis* Aug., *Lichas laciniatus* Want., *Conolichas eichwaldi* Nieszk., *Platylichas planifrons* (Ang.), *Prionocheilus pediloba* Roem., *Prionocheilus pulchra* Beyr., *Iliaenus roemeri* Volb., *Iliaenus sp.1*, *Iliaenus sp.2*, *Proetus cf. modestus* Tqt., *Decoroproetus cf. furubergensis* Owens, *Decoroproetus cf. papyraceus* (Tgt.), *Otarion* sp., *Pseudosphaeroxochus* sp., *Dionide* sp.? Представники роду *Chasmops* характерні для пізнього карадоку Балто-Скандії. Так, *Chasmops extensa* і *Chasmops macroura* відомі із горизонтів Оанду і Раквере Естонії, *Chasmops* Limestones Швеції, Upper *Chasmops* Limestones (4b) Норверії, Onnian stage Великобританії. *Conolichas eichwaldi*, *Platyllichas planifrons*, *Prionocheilus pulchra*, *Iliaenus roemeri* поширені в горизонті Раквере Естонії. *Proetus modestus*, *Decoroproetus furubergensis*, *Decoroproetus papyraceus* відомі із *Chasmops* Limestones і Fjaska shale Швеції.

Субіцька світа складена вапняками темно-сірими, верстуватими, з прошарками мергелю. Верхня частина світи, як правило, складена зеленкувато-сірими афанітовими вапняками. Найбільш повні розрізи світи відслонені по р. Дністер (біля сіл Молодово – потужністю 3–4 м, Гораївка – 2,7 м, Субіч – 3,0 м) та в долині річки Студениця (с. Рогізна – потужність 3,2 м, с. Калачківці – 3,3 м)*. Потужність світи значно зростає на південь і на території Молдови досягає 7,4 м. Комплекс трилобітів включає: *Chasmops wesenbergensis* Schm., *Chasmops eicwaldi* Schm., *Prionocheilus pedilobe* Roem., *Platylichas cicatricosus* Loven, *Platylichas latus* Tqt., *Iliaenus anqustifrons* Holm., *Iliaenus liaerssoni* Holm., *Remapleurides dalecarlicus* Holm., *Staurocephalus clavifrons* Ang., *Decoroproetus evexus* Owens, *Decoroproetus campanulatus* Owens, *Decoroproetus* sp., I., *Platylichas* sp. I. Такі види, як *Chasmops wesenbergensis*, *Iliaenus anqustifrons*, *Prionocheilus pediloba* відомі із горизонтів Набала-Вормсі Естонії, а *Chasmops eichwaldi* – із горизонту Поркуні. Решта видів із родів: *Platylichas*, *Remapleurides*, *Decoroproetus*, *Staurocephalus*

* Зазначимо, що велика кількість відслонень потрапила в зону затоплення Новодністровським водосховищем.

широко відомі із верхнього ашглію Норвегії (Tretaspis series. 5a), Швеції (Boda limestone, Dalmanitina Beds), Чехії і Польщі (*Staurocephalus clavifronse Zone*).

Аналіз фауни трілобітів показує, що гораївська світа впевнено корелюється з горизонтами Оанду і Раквере Естонії і відповідає пізньому карадоку (= граптолітовій зоні *Dicranograptus clingani* Балто-Скандії).

Субіцька світа корелюється з горизонтами Вормсі – Поркуні Естонії і відповідає ашглію (= граптолітовим зонам *Pleurograptus linearis* – *Gliptograptus persculptus* Балто-Скандії).

Стратиграфічна перерва між ними невелика і відповідає ранньонабалаському часу.

А. В. ІВАНІНА

Львівський національний університет імені Івана Франка, м. Львів

РОЗЧЛЕНУВАННЯ НИЖНЬО-СЕРЕДНЬОДЕВОНСЬКИХ ВІДКЛАДІВ РОЗРІЗУ СВЕРДЛОВИНИ ТИХОТИН-3 ЗА ПАЛІНОГІЧНИМИ ДАНИМИ

Тихотинська площа знаходиться в межах східного схилу Львівського прогину на північно-східному продовженні Локачинського валу. Свердловина Тихотин-3 розкрила відклади мезозою, девону, силуру, кембрію та валдайської серії верхнього протерозою.

Розріз св. Тихотин-3 за даними багатьох дослідників розчленовується наступним чином:

1. Інт. 720–785 м – чергування карбонатних і теригенних пачок - за брахіоподами відповідають живетьському ярусу середнього девону.

2. Інт. 795–915 м – теригенна пачка з брахіоподами, коралами, рештками риб, є стратиграфічним аналогом борщівської світи тиверської серії нижнього девону.

3. Інт. 915–1288 м – карбонатні відклади силуру.

Між середнім і нижнім девоном фіксується перерва.

Девонські розрізи східної частини Львівського прогину палінологічним методом вивчалися вперше. У розрізі св. Тихотин-3 отримані наступні палінологічні дані:

1. Інт. 715–775 м – теригенні прошарки (алевроліти, аргіліти, пісковики) містять однотипні комплекси нерозчинної дисперсної органіки з домінуванням елементів ліптинітової групи. Її головні складові – велика кількість добре збережених спор, крупних і середніх за розміром уривків аморфної речовини кольором за шкалою Л. В. Ровніної з індек-

сом 3–4, поодинокі оболонки подібні до водоростей. Гумусова група представлена лише дрібними фрагментами інертності. Тип органічної сполуки – сапропелево-ліптинітовий.

Для спорових комплексів характерні:

– різке домінування спор зі щільним периспорієм, що складають від 70 до 91% спектрів;

– значний вміст індекс-виду однойменної палінозони – *Geminospora extensa* (Naum.) Gao (від 36 до 51%) і підвищення вмісту (до 10%) *G. decora* (Naum.) Arkh., *G. meonacantha* (Naum.) Tchibr., *G. tuberculata* (Kedo) Allen тощо;

– постійна участь, але незначний вміст кожного виду (до 2%) спор з тонким плівчастим периспорієм переважно великого розміру. Це: *Hymenozonotriletes tichonovitchi* Rask., *Calyptosporites proteus* (Naum.) Allen, *Spelaeotriletes krestovnikovii* (Naum.) Obukh. тощо; загальний вміст плівчастих спор коливається від 1 до 7%;

– вміст горбастих видів з широкою оторочкою типу *Lophozonotriletes* змінюється в межах від 4,2 до 9,8%; *Lophozonotriletes scurrus* Naum. і *L. curvatus* Naum. є постійними складовими спектром;

– кількість ретузотрілетних спор, а також *Stenozonotriletes* та *Leiotriletes* – незначний (до 4%), часом вони відсутні взагалі.

Такі асоціації спор характерні для палінозони *Geminospora extensa*, що виділена в живетському ярусі Східноєвропейської платформи та співпадає за обсягом із старооскольським надгоризонтом.

2. Інт. 791–794 м – з аргілітів, що підстеляють пачку сірих доломітів, отриманий комплекс дисперсної органіки, в якому домінують елементи ліптинітової групи, а саме: спори задовільної і поганої збереженості (деколи з темними центральними частинами); відмічені також поодинокі уривки покривних тканин вищих рослин і середнього розміру фрагменти інертності. Тип органічної сполуки – сапропелево-ліптинітовий.

Отриманий споровий комплекс немає аналогів, описаних в літературних джерелах. Його специфічні риси наступні:

– значний вміст спор типу *Archaeozonotriletes* (до 49%) і зокрема *Geminospora decora* (Naum.) Arkh (13,4%), *G. vulgata* (Naum.) Arkh (13,4%), *G. extensa* (Naum.) Gao (4,4%), *G. meonacanth* (Naum.) Tchib. (5,6%), *G. micromanifesta* (Naum.) Arkh (7,8%);

– підвищений (до 20%) вміст плівчастих спор, серед яких значний процент (7,8%) складає *Rhabdosporites langii* (Eisenack) Richardson;

– постійна участь шипуватих форм (до 13%), *Stenozonotriletes* (до 20%); *Retusotriletes* (до 4%); *Leiotriletes* (до 5%);

- горбасті форми типу *Lophozonotriletes* – поодинокі;
- до 7% складають *Archaeotriletes crassus* Naum.

Порівняльний аналіз даного комплексу з еталонними центральних районів Східноєвропейської платформи та Білорусі дозволяє зробити висновок про змішаний живецько-ейфельський склад паліноморф. Домінування спор зі щільним периспорієм та їх склад – ознака живецьких комплексів зони *G. extensa*. Значний вміст пливчастих форм і, особливо *Rhabdosporites langii* – індекс-виду однойменної палінозони, що характеризує верхньоєйфельські відклади, наявність *Archaeotriletes crassus* (характерна для єйфельського ярусу), постійна участь у досить великих кількостях *Stenozonotriletes* і *Retusotriletes* – все це ознаки єйфельських палінокомплексів. Отже, в інт. 791–794 м отриманий паліноспектр змішаного живецько-єйфельського складу, що немає аналогів.

3. Інт. 874–881 м. З прошарку аргіліту отриманий комплекс дисперсної органіки, в якому домінують великі та середні за розміром фрагменти ліптинітової речовини з чіткою клітинною будовою (покривні тканини?). Відмічені також помірні кількості невеликих фрагментів інертиніту, спор задовільної збереженості та незначна кількість акритарх (10 зерен). Тип органічної сполуки – сапропелево-ліптинітовий.

У палінокомплексі приймають участь різноманітні *Retusotriletes* – складають 52%, *Apiculiretispora* sp. (до 8%), *Stenozonotriletes* sp. (12,5%), *Leiotriletes* sp. (до 7%). Відмічені також у незначній кількості *Emphanisporites* sp. (2,2%), *Punctatisporites tortuosus* (Tchib.) Arkh. (1,1%), *Archaeozonotriletes ignoratus* (Naum.) Tchib., *Lanatisporites hispidus* Arkh., *Dibolisporites* sp. (2,2%), *Diaphanospora inassueta* (Tchib.) Arkh. (2,2%), *Camptotriletes* sp. (1,1%), *Lophotriletes* sp. (1,1%).

Такий склад палінокомплексу в загальних рисах подібний до спектрів палінозони *Diaphanospora inassueta*, яка встановлена А. Д. Архангельською у верхній частині емського та нижній частині єйфельського ярусів і характерна для більшої частини Східної Європи.

Карбонатні відклади в інт. 881–930 м паліноморф не утримують.

Отже, за палінологічними даними розріз св. Тихотин-3 розчленовується наступним чином: інт. 715–775 м – теригенно-карбонатні відклади – аналогі живецького ярусу МСШ; інт. 775–784 м – доломіти ланівської підсвіти спорами не охарактеризовані; інт. 791–881 м – теригенна строката пачка, що утримує верхньоемські (нижній девон), єйфельські та нижньооживецькі (середній девон) паліноморфи.

За палінологічними даними підтвердженій живецький вік циклічно побудованої з чергуванням теригенних та карбонатних пачок частин девонського розрізу; визначений верхньоєйфельський – нижньо-

живетський вік відкладів, що підстеляють доломіти ланівської підсвіти, що є регіональною покришкою; зовсім по-іншому інтерпретується частина розрізу девону, що лежить між карбонатними відкладами силуру і ланівської підсвіти. На відміну від традиційних поглядів, за палінологічними даними вік цієї частини емсько-ейфельський і, можливо, нижньоживетський, а не лохківський.

Новий варіант розчленування нижньо-середньодевонських відкладів св. Тихотин-3 може стати основою для перегляду співставлень східних і західних розрізів Волино-Подільської НГО, нового розуміння геологічної і зокрема тектонічної будови девонської товщі Волино-Поділля.

В. Н. КЕЛЬЦИАН

Луганский педагогический университет, г. Луганск

ХРЯЩЕВЫЕ РЫБЫ ИЗ ДОНЕЦКОГО КАРБОНА

Первым литературным упоминанием о находках остатков хрящевых рыб в каменноугольных отложениях Донбасса является заметка Чернышева Б. И., сделанная в 1926 г. В ней по одному ихтиодорулиту описывается новый вид *Erismacanthus hallebarda* из среднего карбона. Затем в регионе была найдена еще одна форма – *Gyracanthus* aff. *formosus* Agassiz (Ефимова, 1932). Хабаков А. В. в 1939 г. публикует описание *Coelacanthus elegans* Newberry и *Rhisodopsis sauroides* Williamson. О новой находке ихтиодорулита *Gyracanthus formosus* Agassiz в 1968 г. сообщает Карлов Н. Н. Все указанные публикации основывались на единичных находках. Планомерные исследования по изучению хрящевых рыб до недавнего времени не проводились.

В последние годы был изучен довольно обширный материал, добытый различными исследователями (Д. Е. Айзенберг, Н. Е. Бражникова, З. А. Косенко, Т. И. Немировская, В. С. Сизов и др.).

Остатки хрящевых рыб извлекались из известняков путем растворения последних в 10% растворе уксусной кислоты. Было изучено 150 проб общим весом свыше 150 кг из достаточно широкого стратиграфического интервала – от середины нижнего карбона до верхов верхнего. Всего получено около 2250 челюстных зубов, среди которых преобладают остатки *Stethacanthus*, 200 жаберных зубов, 1600 чешуи, 8 ихтиодорулитов. Материал, как правило, имеет хорошую сохранность.

В 1 кг известняка в среднем содержится 5–6 челюстных зубов. Из-

вестняк М₁ разреза балки Гурковая, при своей небольшой мощности (15 см), имеет аномально богатый как в количественном, так и в таксономическом отношении комплекс. В нем были найдены все роды, обнаруженные в других известняках.

На данный момент на основании изучения челюстных зубов нами определено 18 родов хрящевых рыб: *Anachronistes*, *Chomatodus*, *Cobelodus*, *Ctenacanthus*, *Desmiodus*, *Helodus*, *Janassa*, *Lissodus*, *Lophodus*, *Peripnsts*, *Poecilodus*, *Protacrodus*, *Orodus*, *Solenodus*, *Stethacanthus*, *Symmorium*, *Venustodus*; *Xenacanthus*.

Полнота и разнообразие фаций карбона в Донбассе, доступность и хорошая обнаженность разрезов открывают большие перспективы для дальнейшего изучения данной группы рыб.

В. Ф. ШУЛЬГА

Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев

А. ЗДАНОВСКИ

Польский геологический институт, г. Сосновец

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МАКРОФОССИЛИЙ В КАРБОНЕ ЛЬВОВСКО-ВОЛЫНСКОГО И ЛЮБЛИНСКОГО УГОЛЬНЫХ БАССЕЙНОВ

В результате формационного анализа угленосных отложений Львовско-Волынского бассейна (ЛВБ) и корреляции их с отложениями Люблинского бассейна (ЛБ) был установлен неравномерный характер распределения макрофауны и макрофлоры в стратиграфическом разрезе ниже-среднекарбоновой угленосной мегаформации. Вверх по разрезу содержание макрофлоры сначала увеличивается, достигая максимума в средней части угленосной формации (бужанская свита), а затем уменьшается. На этом общем фоне отличаются более мелкие (имеющие циклический характер) изменения содержания флоры. Обычно нижняя и средняя части циклов четвертого порядка характеризуются большим развитием растительных остатков, чем верхние части этих циклов. В целом вверх по разрезу происходит сокращение степени развития в угленосной формации плауновидных и увеличение членистостебельных, птеридоспермов, в меньшей степени папоротников и кордаитов. В вертикальном разрезе угленосной формации сходное с флорой распределение характерно также для ихнофауны, представленной ходами илоедов и норками роющих животных. В отличие от макрофлоры и ихнофауны, содержание макроостатков большинства фаунистичес-

ких групп вверх по разрезу уменьшается. Исключение составляют двустворчатые моллюски и рыбы, содержание которых в указанном направлении увеличивается. Эти изменения имеют циклический характер: максимальным развитием макрофауны отличаются верхние части седиментационных циклов четвертого порядка. Фациально-палеоэкологические исследования показали, что вертикальное распределение макроорганических остатков в основном обусловлено особенностями изменения условий образования угленосной формации. Примером тесной связи между животными организмами и средой их обитания являются три посидониевых горизонта (РI, РII и РIII), развитые в нижней части бужанской свиты и представленные темно-серыми аргиллитами с массовыми послойными скоплениями двустворок *Posidonia*, а также многочисленными гониатитами. Большая часть аргиллитов образовалась в прибрежном мелководном морском бассейне в условиях значительного привноса органического материала, нарушенного газового режима, застойных явлений в придонных слоях, периодического нарушения нормальной солености вод. К таким весьма жестким условиям обитания наиболее приспособлялись *Posidonia*. Периодические притоки пресных вод, обогащенных органикой, способствовали жизнедеятельности гониатитов. Однако попадая из верхних слоев воды в неблагоприятную застойную среду нижних слоев, гониатиты быстро погибали в большом количестве, чем объясняется их совместное нахождение с *Posidonia*. Наряду с изменениями распределения макрофауны, связанными с фациальными условиями, в угленосной мегаформации Львовско-Люблинского бассейна установлены вертикальные изменения, обусловленные эволюционным развитием органического мира. Особенно четко это выражается у аммоноидей, характеризующихся направленными морфологическими изменениями в ходе исторического развития и сравнительно непродолжительным временем существования. Так, в посидониевом горизонте РI встречены *Eumorphoceras bisulcatum*, *Cravenoceratooides nitidus*, характеризующие гониатитовую подзону E₂ арнсбергского яруса намыра А Западной Европы (серпуховский ярус нижнего карбона). В горизонте РII, залегающем в 10–15 м выше по разрезу от горизонта РI, обнаружены *Homoceras berychianum*, *H. diadema*, характеризующие подзону H₁ шокверского яруса намыра А, соответствующего основанию башкирского яруса среднего карбона. В посидониевом горизонте РIII, находящемся в 40–50 м выше горизонта РII, встречены *Reticuloceras adpressum*, *R. umblicatum*, *R. todmordenense*, *R. paucicrenulatum*, характерные для гониатитовой зоны R намыра В. Особенности вертикального распределения макрофаунистических остатков, обусловленные фациальными условиями, были использо-

ваны для детального расчленения и послышной корреляции угленосных отложений ЛВБ и ЛБ, а изменения, связанные с необратимостью эволюции органического мира, применив метод руководящих форм, — для стратификации угленосной формации и установления нового положения границы между нижним и средним отделами каменноугольной системы.

Н. И. БОЯРИНА

Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев

СОСТАВ И ТАФНОМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗОЛИРОВАННЫХ СЕМЯН ГЖЕЛЬСКОГО ЯРУСА ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА

Изолированные семена несут данные о составе растительного покрова не только области седиментации, но и мест удаленных от прибрежных низменностей вглубь континента, называемых хинтерленд. Это растительность территорий, где преобладают процессы эрозии и смыва. В отложениях верхнего карбона и, особенно пермских, значительно увеличивается количество остатков ископаемых растений хинтерленда и возрастает их роль для стратиграфии позднего палеозоя. Среди этих растительных остатков существенное место занимают изолированные семена, отражающие особенности распространения голосеменных растений во времени и по площади.

В Донецком бассейне в верхнекаменноугольных породах гжельского яруса, представленных отложениями озерно-пойменного и пойменного генезиса, обнаружены семена родов *Trigonocarpus* Brongniart, *Pachytesta* Brongniart, *Samaropsis* Goerpert и *Samarospermum* Arber.

Род *Trigonocarpus* включает радиоспермические семена эллипсоидальной формы с продольными ребрышками, принадлежавшие птеридоспермам с листовой *Neuropteris* и *Alethopteris* (A. Brongniart, 1828; R. Kidston, 1904; F. Nemejc, 1936 и др.). В верхнекаменноугольных отложениях Донецкого бассейна семена этого рода представлены видом *Trigonocarpus aff. parkinsonii* Brongn., характеризующимся тремя продольными ребрами и удлиненным микропиле. Семена многочисленны, сохранены в виде отливов с отпечатками нижней и верхней поверхностей. Внутренняя часть отливов замещена породой, что не позволяет изучить анатомическое строение семян. В залежах ископаемых растений они захоронены вместе с аллохтонными остатками *Neuropteris auriculata* Brongn. и *Lodevia luganica* Boyarina et Stschegolev.

Род *Pachytesta* установлен для семян большого размера семейства *Trigonocarpales* и включает в свой диагноз анатомические признаки (А. Brongniart, 1874). Семена из Донецкого бассейна условно отнесены к виду *Pachytesta aff. gigantea* Brongn. на основании внешних морфологических признаков характерных для этого вида, таких как наличие многочисленных продольных ребер на поверхности семян, длина которых в два раза меньше, чем у семян вида *P. gigantea*. Сохранность семян не позволяет изучить их анатомическую структуру. В залежах ископаемых растений *P. aff. gigantea* встречаются вместе с аллохтонными остатками птеридоспермов *Neuropteris auriculata*, *Neuropteris* sp. и *Alethopteris cf. rubescens* Stbg.

Samaropsis представляет собой формальный сборный род семян различных голосеменных растений и включает уплощенные семена разнообразного очертания с ясно выраженной крыловидной каймой (Н. R. Goerpert, 1865; А. С. Seward, 1917). Большинство исследователей палеозойских семян род *Samaropsis* связывают с кордаитовыми (R. Zeiller, 1900; С. А. Arnold, 1949; М. Ф. Нейбург, 1965; С. В. Сухов, 1969; И. А. Игнатъев, 1987). Предполагается также связь отдельных видов *Samaropsis* с хвойными (О. Неер, 1878; А. К. Щеголев, 1958). Семена рода *Samaropsis* из отложений гжельского яруса в Донецком бассейне представлены двумя новыми видами – *Samaropsis spinifera* Boyarina n. sp. и *Samaropsis bachmutiensis* Boyarina n. sp. Семена вида *S. spinifera* обнаружены в залежах ископаемых растений вместе с аллохтонными остатками хвойных *Walchia (Lebachia) cf. whitei* Florin и *Lebachia cf. frondosa* (Renault) Florin, единичными отпечатками листьев кордаитов и многочисленными остатками птеридоспермов *Lodevia nicklešii* (Zeiller) Haub. et Kerp, *L. suberosa* (Sterzel) Haub. et Kerp, *Odontopteris subcrenulata* (Rost) Zeiller, *O. osmundaeformis* (Schloth.) Zeiller. Семена вида *S. bachmutiensis* встречаются в залежах вместе с аллохтонными остатками птеридоспермов *Lodevia suberosa*, *Neuropteris auriculata* и *Neuropteris* sp.

Род *Samarospermum* Arber с единственным видом *S. moravicum* (Helmhacker) Arber характеризуется продолговатым очертанием крыловидной каймы, значительно удлиняющейся в микропилярной и халазальной частях и узкой по бокам семени (Е. А. Arber, 1914). Семена с достаточно развитой продолговатой крыловидной каймой ассоциируются с хвойными (J. A. Clement-Westerhof, 1987). В верхнекаменноугольных отложениях Донецкого бассейна семена *S. moravicum* обнаружены вместе с аллохтонными остатками птеридоспермов с каллиперисовой листвой и единичными хвойными.

В верхнекаменноугольных отложениях Донецкого бассейна наибо-

леє многочисленними являються семена птеридоспермов *Trigonocarpus*. Им по количеству уступають семена *Samarospermum*, Наименьшим количеством представлені семена *Samaropsis*.

Остатки ископаемых растений в виде листы и изолированных семян, а также литофаціальні признакі вмещающих отложений, свидетельствуют, что растения, образовавшие залежи в пойменных и озерно-пойменных отложениях, составляли растительность склонов речной долины и примыкавших к ней слабо возвышенных территорий. На склонах речной долины преобладали птеридоспермы с каллиптерисовой листвою, тригокарповые и произрастали немногочисленные кордаитовые, сменяющиеся дальше по площади хвойными.

В. В. ОГАР

ЗАТ "Концерн НАДРА", м. Київ

ОСОБЛИВОСТІ ЕВОЛЮЦІЇ ПІЗНЬОПАЛЕОЗОЙСЬКИХ КОРАЛІВ ТА ПРАКТИКА ВИРШЕННЯ ПРОБЛЕМ СТРАТИГРАФІЇ

Вивчення коралів карбону і пермі показало, що в пізньому палеозої вони зазнали значних еволюційних перетворень. Незворотність цих перетворень проявляється у послідовній зміні коралових комплексів, яка дозволяє з різною точністю (залежно від вивченості коралів) визначати вік покладів.

Зважаючи на явища ритмічності, що пов'язані з космічними та іншими причинами, заслуговують на увагу спроби розділити історію пізньопалеозойських коралів на етапи і фази (стадії) різного порядку. Так, Н. П. Василюк (1982) виділяє ранньокам'яновугільний, пізньокам'яновугільний і пермський етапи розвитку коралів з фазами появи, формування, пристосування і стійкого розвитку, розквіту, занепаду. Для стратиграфії такі побудови корисні тим, що дозволяють оцінити ранг стратиграфічного підрозділу, який відповідає етапу (фазі). Зрозуміло, що границі еволюційних етапів (фаз) є досить умовними. Крім того, на практиці значні труднощі виникають у процесі інтерпретації окремих фаз розвитку. Наприклад, фазу розквіту таксону визначають за кількісними характеристиками: числом екземплярів, розмірами колоній (коралітів) і т. п. Але ж відомо, що кількісні характеристики пов'язані перш за все з палеоекологічними, а не еволюційними причинами.

Численні спроби реконструкції філогенії пізньопалеозойських ко-

ралів також сприяють оцінкам рангу стратиграфічних підрозділів, але у зв'язку з гіпотетичністю таких реконструкцій, вони, на думку автора, не мають самостійного значення для стратиграфії.

Дослідження коралів у конкретних розрізах верхнього палеозою виявили різкі зміни їх комплексів, що, як правило, співпадають зі змінами літологічного складу порід. Це може бути свідченням того, що реальні стратиграфічні границі, які визначаються на підставі вивчення коралів, є слідами перебудов палеоекосистем, однією із складових яких були корали. Отже, фаціальна залежність коралів може слугувати надійним індикатором таких перебудов.

Виходячи з сказаного, при виконанні стратиграфічних досліджень карбону і пермі окремих регіонів, необхідно, не відмовляючись від розгляду еволюції коралів, акцентувати увагу на вивченні палеоекосистем, що відповідають стратонам, та слідів їх перебудов, що визначають границі стратонів. Чим значиміша перебудова, чим більшу територію вона охоплює, тим вищий ранг границі і стратону, який ця границя обмежує.

Автор поділяє точку зору С. В. Мейена (1974) та інших стратиграфів, які висловлювались стосовно необхідності комплексного вивчення палеоекосистем, включаючи всі групи фауни, літологію, а також застосовуючи геохімічні, геофізичні та інші методи.

Визначаючи роль, яку зараз відіграють для практичної стратиграфії верхнього палеозою провідні групи (амоноїдеї, конодонти, форамініфери), автор вважає, що періодичний перегляд і узагальнення всіх наявних різноманітних матеріалів по осадовим товщам, є важливим і необхідним елементом сучасних стратиграфічних досліджень. Він дозволяє уникнути (або мінімізувати) закріплення можливих помилок у кореляції. Яскравим прикладом ефективності такого підходу може слугувати узагальнення матеріалів щодо границі нижнього і середнього карбону (О. Л. Ейнон та ін., 1990).

Г. А. СОРОКИНА

Луганский педагогический университет, г. Луганск

ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКИЕ ПАМЯТНИКИ КАРБОНА ДОНЕЦКОГО БАССЕЙНА И ПРОБЛЕМЫ ИХ ОХРАНЫ

Как известно, каменноугольные отложения Донецкого каменноугольного бассейна практически непрерывны, полифацциальны, хорошо охарактеризованы различными группами ископаемых организмов, доступны для непосредственного наблюдения во многочисленных обна-

жениях. Все это явилось основанием для выделения этого разреза в качестве мирового эталона каменноугольной системы.

Основой для детальной стратиграфии геологических образований являются сведения об эволюции органического мира. Из карбона Донбасса с различной детальностью сейчас описаны фораминиферы, кишечнополосные (табуляты и ругозы), иглокожие, брахиоподы, моллюски (пелелиподы и цефалоподы), конодонты, остатки рыб и многочисленные растения, представленные плауновидными, членистостебельными, папоротниками, птеридоспермами и т. д.

В последнее время нами предпринята попытка систематизировать данные о геологических памятниках Донбасса. Выделено несколько основных групп, подлежащих детальному исследованию и охране. К ним мы отнесли стратиграфические, палеонтологические, тектонические, геоморфологические и некоторые другие памятники природы. Среди них важнейшее место занимают палеонтологические памятники.

После исследований Р. Мурчисона, предпринятых еще в первой половине XIX века, изучали разрезы карбона региона многие выдающиеся палеонтологи, эти исследования продолжаются и в настоящее время. Сведения о многочисленных местонахождениях ископаемых растений и животных разбросаны по многочисленным публикациям, насчитывающим сотни наименований. Достаточно указать, что известно в настоящее время несколько сот захоронений ископаемых растений, охватывающих весь интервал карбона от свиты С12 до картамышской свиты нижней перми.

Кроме того, в сферу исследований в последние годы включаются все новые и новые группы ископаемых. Относительно недавно начато изучение конодонтов. Предпринята попытка исследовать остатки рыб. Повторно производится сбор материалов в уже исследованных обнажениях.

Конечно, далеко не все известные местонахождения ископаемых нуждаются в защите. Некоторые из них навсегда погребены в горных выработках не действующих ныне шахт, как правило, не сохраняются материалы из керна скважин, многие местонахождения навсегда утрачены, попав под застройки или на участки, отведенные для строительства водохранилищ. Однако наиболее известные точки можно и нужно беречь, объявив их заказниками или заповедниками. К сожалению, над проблемой сохранения палеонтологических памятников природы специалисты поработали мало, оставив эти проблемы людям, не имеющим специального образования. Поэтому в перечень охраняемых объектов часто попадают второстепенные местонахождения, тогда как уникальные объекты остаются вне внимания.

Неудовлетворительно обстоит дело с охраной уже получивших статус заказников палеонтологических памятников. Так, известное захоронение растений в нижней части каменной свиты в балке Карагуз вблизи г. Лутугино в настоящее время превращено в мусорную свалку. А ведь это захоронение демонстрировалось десяткам специалистов отечественных и зарубежных, сотням студентов и школьников. Погиб и известный памятник природы "Конгрессов Яр", который демонстрировался еще участникам XVII Международного геологического конгресса (Москва, 1937 г.). Будучи в центре г. Лисичанска, он также превращен в свалку. Все это свидетельствует о необходимости усиления природоохранных мероприятий в регионе.

М. М. ІВАНІК

ІНСТИТУТ геологічних наук НАНУ

ЗАУВАЖЕННЯ ДО МЕЗОЗОЙСЬКОЇ ЧАСТИНИ МІЖНАРОДНОЇ СТРАТИГРАФІЧНОЇ ШКАЛИ 2000 РОКУ

На 31-му Міжнародному геологічному конгресі (Ріо-де-Жанейро, 2000) Міжнародною комісією із стратиграфії (МКС) була оприлюднена Міжнародна стратиграфічна шкала (МСШ). Автори шкали зазначають, що з часу публікації попередньої Глобальної стратиграфічної шкали у 1989 році МКС було проголосовано і ратифіковано 18 нових визначень меж і нова шкала дає чітке уявлення про стан міжнародної стратиграфічної номенклатури. Слід зазначити, що визначення меж МКС встановлювалося шляхом так званого "поштового голосування", яке далеко не завжди було одностайним. В результаті з деякими даними шкали-2000 важко погодитися. Розглянемо мезозойську частину МСШ більш детально.

Тріасова система. Поділ тріасової системи в новій шкалі залишився незмінним. Зокрема, не дивлячись на низку спроб виділити в нижньому тріасі три, а за деякими даними навіть чотири під'яруси, не одержали підтримки і він залишився двочленним: індський і оленьокський яруси. У верхньому тріасі знов виокремлено ретський ярус у старому об'ємі, незважаючи на пропозиції об'єднати його з норійським ярусом.

Юрська система. Яруси юрської системи також не зазнали в Міжнародній стратиграфічній шкалі 2000 року суттєвих змін і залишилися за назвою і кількістю такими, як і були в попередній схемі. В регіональних стратиграфічних схемах України проведено межу між середньою і верхньою юрою по покрівлі келловейського ярусу, як це

прийнято в Міжнародній стратиграфічній шкалі, хоча не можемо не зауважити, що в юрських розрізах України за багатьма ознаками чітка межа спостерігається саме між батським і келловейським ярусами, а не між келловейським і оксфордським.

Абсолютно не сприймаються позначки ярусів малими літерами латинської абетки. Чому яруси нижньої юри позначені літерою "i", а середньої і верхньої – літерою "j"? Авторами шкали чомусь не використано двозначні цифрові позначення ярусу, що здається не зовсім логічним. Наведені позначки призведуть до ще більшої плутанини по перше через те, що ці дві літери мають подібне написання, а по друге, якщо виникне необхідність перенести той чи інший ярус з одного стратиграфічного підрозділу в інший (що не раз уже бувало) то це викличе необхідність міняти літерні і цифрові позначки у всій юрській системі, а це призведе до значних складностей.

Крейдова система. Автори Міжнародної стратиграфічної шкали надають надзвичайно великого значення не самим стратонам, а "точці" (рівню) в глобальному стратотиповому розрізі (GSSP), тоб-то визначенню рівня межі ярусів. В такому разі, відповідно до шкали, в мезозойській системі валідними є тільки ааленський і байоський яруси та межа крейда – палеоген, хоча широко відомо, що всі інші яруси прекрасно обгрунтовані і скорельовані на значних територіях.

Заради справедливості треба зазначити, що в пояснювальній записці до схеми автори свідчать, що була досягнута попередня домовленість стосовно меж семи ярусів крейдової системи, де в трьох випадках були використані амоніти (готеривський, баремський і туронський яруси) в одному – іноцерами (коньякський ярус) в одному форамінери (сеноманський ярус), ще в одному – зміну полярності (аптський ярус). Зовсім незрозуміло, чому до визначення "точки" (рівня) глобального стратипового розрізу (GSSP) не залучено таку широко відому ортостратиграфічну групу, як нанопланктон. В сьогоденні складено численні стратиграфічні схеми на зональному рівні, які дають змогу більш ґрунтовно визначити межі ярусів та провести глобальні кореляції. Це стосується не тільки крейди, але палеогенової і неогенової систем.

В крейдовій системі, як і в юрській повторюється одна і та ж вада шкали. А саме в нижній і верхній крейді різні літерні позначки: яруси нижньої крейди позначаються літерою "b", а верхньої – літерою "k". Недоліки пов'язані з таким підходом до вирішення цього питання такі самі, як і з юрською системою.

Із загальних зауважень необхідно звернути увагу на те, що нижчим за систему підрозділом шкали є "series", який перекладається не інакше,

як "серія". Семе тут криється складність і непорозуміння. Згідно з "Стратиграфічним кодексом України" (1997) серія – це "літостратиграфічний" підрозділ крупного рангу, складнопобудоване різнофаціальне геологічне тіло, яке відбиває етап осадконагромадження або вулканізму в регіоні" (стор. 14). Серія може поділятися на світи. Найкращий вихід для нас із цього становища – термін "series" перекладати, як "відділ", тоб-то так, як цей підрозділ і називався в прийнятих шкалах.

Ю. А. БОРИСЕНКО

Харківський національний університет ім. В. Н. Каразіна, м. Харків

ФІЛОГЕНЕТИЧНЕ ЗНАЧЕННЯ МІНЕРАЛЬНОГО СКЛАДУ КОЛОНІЙ ПОСТПАЛЕОЗОЙСЬКИХ МОРСЬКИХ МОХОВАТОК

Речовинний склад колоній моховаток на відміну від інших типів безхребетних вивчений ще недостатньо і дані стосовно нього суперечливі. При порівняльно-морфологічному дослідженні моховаток звичайно оцінюється функціональна роль окремих структурних елементів, визначається їх таксономічне і філогенетичне значення. В цьому плані найменша увага приділялась саме речовинному складу твердого скелета постпалеозойських морських моховаток. У кращому випадку приблизно оцінювався ступінь звапнування колоній. Подібну парадоксальну ситуацію легко пояснити: зоологи поділяють моховаток на безскелетні і ті, що мають вапняковий скелет, а палеонтологів речовинний склад скелетного матеріалу особливо не цікавить через його, як вважається, значні вторинні зміни.

Скелети моховаток являють собою досить складні органо-мінеральні комплекси. Кількість органічних речовин в них коливається у виключно широких межах. Представники надряду Acyonidiidea повністю позбавлені вапнякового скелета, інші мінералізовані в різній мірі. У сильно звапнілих колоній моховаток органічна речовина не перевищує 10%, у слабо звапнілих гіллястих колоній вона звичайно складає 20–40%, іноді досягаючи максимуму 90%. Неповне звапнування частково пов'язується із особливостями проживання. Вважається, наприклад, що колонії одного і того ж виду мембраніпор у відкритому морі вміщують більше органічних речовин, а на теплих прибережних ділянках – більше карбонату. У різних таксонів все залежить від генетичної природи моховаток, тому в різних біотопах достатньо колоній різного типу.

З мінералогічної точки зору скелети моховаток різних таксонів неоднорідні: більша частина їх складена кальцитом, менша – може вміщувати домішки арагоніту, нарешті, існують суто арагонітові колонії. В принципі, такий поділ був відомий давно, але вважалось, що особливого порядку в цьому немає, тобто визнавався випадковий або в кращому разі екологічно обумовлений розподіл названих мінералів. Відображенням складності інтерпретації речовинного складу скелетів моховаток є невизначеність трактування карбонату кальцію "у вигляді неподільної суміші кальциту та арагоніту" (Основи палеонтології, 1960, с. 20).

Питання мінеральної приналежності скелетів моховаток важливе з багатьох причин. По-перше, треба знати, в якій мірі мінеральний тип колоній обумовлений генетичними чинниками і чи знаходиться він в залежності від систематичної позиції відповідного таксона. Одночасно з цим виникає необхідність перевірити можливість змін речовинного складу деяких моховаток в онтогенезі. По-друге, необхідно оцінити масштаби збільшення магнезійності кальцитових колоній і підвищення відношення арагоніту до кальциту у колоній змішаного типу при зростанні температури середовища проживання. Нарешті, дані з біомінералізації безхребетних дають неоціненний матеріал для визначення особливостей морського осадконакопичення. Відомо, наприклад, що в будь-якому моховатковому вапняку є переважаючі види, які складають його основу. Знаючи первинний мінеральний склад основних компонентів, можна передбачити геохімічні особливості відповідних карбонатних утворень.

Для виявлення філогенетичної обумовленості типу мінералізації у постпалеозойських морських моховаток були проаналізовані і зведені в загальну таблицю дані з різних регіонів. Виявилось, що мінералогія моховаток багато в чому залежить від морфологічних особливостей колоній: у більшій частині масивних вапнякових колоній моховаток визначено арагонітовий чи змішаний кальцит-арAGONітовий склад, тоді як у жорстких і гнучких гіллястих колоній він, як правило, кальцитовий.

Із значною часткою імовірності можна припустити, що більш примітивні моховатки класу *Stenolaemata* і надряду *Membraniporidea* з класу *Eurystomata* мають виключно кальцитовий склад колоній, а у багатьох еволюційно більш прогресивних моховаток надряду *Eurystomellidea* у складі скелета в різних пропорціях, аж до 100%, може проявитись арагоніт. За типом мінералізації весь наряд *Eurystomellidea* виявився гетерогенним: три ряди в ньому *Flustrida*, *Eurystomellida*, *Microporida* показують всі три типи мінералізації, тоді як інші три ряди *Vugulida*, *Cribrilinida*, *Cellariida* мають виключно кальцитовий склад. Якщо два останні ряди забезпечені визначеннями всього з двох родин і

в подальшому при накопиченні додаткового матеріалу вони зможуть перейти в розряд двомінеральних, то детально досліджені слабо звапнілі моховатки ряду *Bugulida* скоріше за все залишаться кальцитовими. Можливо також, що крупні ряди добре звапнілих колоній, особливо *Eurystomellida*, які включають кальцитові, двомінеральні і арагонітові родини, розпадуться на 2–3 частини згідно типу мінералізації.

Нині стан із суто арагонітовими колоніями неоднозначний. Їх можна виділяти в самостійні групи, але краще умовно об'єднувати з двомінеральними, визнаючи таким чином здатність подібних моховаток продукувати різну кількість арагоніту, або залишатись за певних умов кальцитовими. Підтвердженням такої здатності є прояви в межах однієї родини всіх трьох зазначених типів мінералізації не лише для різних видів одного роду, але навіть у зразках одного виду з різних місць. Збільшення кількості арагоніту відбувається при потовщенні базальних стінок скелета звичайно на пізніх стадіях зростання. У зв'язку з цим знаходять пояснення випадки суперечливих визначень навіть в межах однієї колонії. Молоді та крайні ділянки подібних зразків можуть бути визначені як мономінеральні.

Поки що залишаються не зовсім зрозумілими причини, через які моховатки прагнуть обзавестись хоча б частково арагонітовим скелетом і при цьому змінити мікроструктуру скелетних утворень на голчато-волокнисту. З позицій мінералогії можна припустити, що арагонітовий скелет виграє в твердості: за умовною шкалою твердість кальциту 3, крім того, він має досконалу спайність, тобто може легко розколюватись, а арагоніт має дещо більшу твердість 4 і ступінь досконалості спайності знижується. Але з іншого боку, як будівельний матеріал, арагоніт безумовно програє через свою структурну нестабільність. Можна думати, що розгадка лежить на фізіологічному рівні і пояснюється зміною обмінних реакцій у моховаток в процесі еволюції, які могли проявитись по-різному у різних видів через що мінеральний склад скелета моховаток наприкінці мезозою отримав відмітні риси таксономічних ознак.

Прив'язка конкретних даних до систематичних схем різних авторів при теперішньому рівні мінеральної вивченості колоній дозволяє впевнено охарактеризувати поки що лише досить крупні таксоми – ряди та надродини. Часом вдається дати характеристику і для окремих родин, хоч тип мінералізації відомий лише для половини з них. Поступове накопичення даних з біомінералізації відбувається надто повільно і ще не дозволяє вносити суттєві уточнення при розв'язанні проблеми двомінеральності скелетів моховаток у зв'язку із особливостями їх існування у різних біотопах чи у зв'язку з особливостями філогенетичного і онтоге-

нетичного розвитку. Поки що можна констатувати, що лише в тепловодних умовах на тип мінералізації колоній моховаток певним чином можуть впливати умови проживання організмів. В деяких таксонах цей вплив веде до поділу колоній на дві категорії: з одного боку, мономінеральні кальцитові, які мабуть ніколи свій склад не змінюють, а з іншого, двомінеральні кальцит-арагонітові і арагонітові. При цьому найбільша трудність полягає у виявленні тих таксонів, які, будучи в окремому випадку кальцитовими, в принципі здатні мати додаткові арагонітові домішки і можуть стати двомінеральними. Можна сподіватись, що в недалекому майбутньому тип мінералізації і кількісні співвідношення мінеральних і органічних речовин в колоніях моховаток будуть виступати в якості суттєвих таксономічних ознак. Але це відбудеться лише у тому випадку, якщо виділення дрібних таксономічних підрозділів за типом біомінералізації або підтвердження за цим самим принципом вже виділених таксонів буде спиратись на масові визначення, які дозволять зробити статистично значущі узагальнення.

Мінеральний склад колоній постпалеозойських морських моховаток за системою І. П. Морозової і Л. О. Віскової (1988, 1992). Склад: К – кальцитовий, КА – змішаний кальцит-арагонітовий, А – арагонітовий.

Таксони	Кількість досліджених родів (родин)	Тип мінералізації
Надклас Gymnolaemata		
Клас Stenolaemata		
Ряди: Tubuliporida	12(7)	К
Melicerititida	–	?
Cerioporida	5(3)	К
Клас Eurystomata		
Надряд Alcyonidiidea – позбавлені вапнякового скелета		
Надряд Membraniporidea		
Ряди: Membraniporida	5(2)	К
Scrupariida	1(1)	К
Aeteida	–	?
Надряд Eurystomellidea		
Ряди: Flustrida	11(5)	К КА А
Cribrilinida	4(1)	К
Eurystomellida	60(27)	К КА А
Microporida	12(8)	К КА А
Cellariida	2(1)	К
Skyloniida	–	?
Bugulida	10(5)	К
Catenicellida	–	?

ДО МІКРОПАЛЕОНТОЛОГІЧНОЇ ХАРАКТЕРИСТИКИ НИЖНЬОЮРСЬКИХ ВІДКЛАДІВ КРИМУ

Нижньоюрські відклади розповсюджені в Криму як в гірській, так і в рівнинній його частинах. В Рівнинному Криму нижньоюрські відклади виділяються умовно, так як їх палеонтологічне обґрунтування недостатнє. Поодинокі знахідки поганої збереженості зерен пилку і спор не можуть впевнено стверджувати про їх вік.

В Гірському Криму відклади нижньої юри представлені більш повно і мають досить широке поширення. За стратиграфічною схемою юрських відкладів (1993) тут виділяються гетанзький, синемюрський, плінсбахський та тоарський яруси, а за фауною амонітів виділені зони чи лони.

Стратиграфічні та палеонтологічні дослідження юрських відкладів в Криму ведуться давно, починаючи з дев'ятнадцятого сторіччя, і багатьма відомими вченими, в тому числі і мікропалеонтологами. Не зважаючи на це в стратиграфії цих відкладів є ще багато не вирішених питань.

Нижньоюрські відклади Криму частіше за все мікропалеонтологічно слабо охарактеризовані і знахідки форамініфер дуже рідкі. На даний час в літературі відомі тільки дві згадки про знаходження нижньоюрських форамініфер. В. А. Шохіною (1969) в правому борту р. Альми було виявлено комплекс форамініфер, що складався з поодиноких екземплярів *Hyperammina ramosa* Brady, *Annulina metensis* Terquem, *Jacuelia liassica* Bart. et Brand, *Ammobaculites fontinensis* (Terq.), *Ammobaculites* sp., *Protonina* aff. *diffugiiformis* (Brady) *Ammodiscus* aff. *incertus* (Orb.), *Rhizammina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Trochammina* sp. Вік порід, що характеризує цей комплекс визначено, як лейасовий. Більшість визначених видів мають широке поширення, а частина форамініфер визначена тільки до роду.

Крім цього в межах південного крила Качинського та Туакського антиклінорії в флішових утвореннях таврійської підсерії за даними О. В. Снегірьової (1972) виявлено комплекс форамініфер на її думку характерний для тоарського віку: *Annulina metensis* Terq., *A. aff. quinqueloba* Terq., *Jacuelia liassica* Bart. et Brand, *Ammodiscus* aff. *infimus* Strickland.

Після опрацювання досить чисельної кількості зразків порід нижньої юри, найкраще мікропалеонтологічно охарактеризований розріз встановлено в районі с. Петропавлівка, недалеко від м. Сімферополя. Тут в піщано-глинистих відкладах виявлено багатий і різноманітний

комплекс форамініфер, що за своїм видовим складом відрізняється від вищенаведених. Цей комплекс в основній своїй масі складається з форамініфер з вапнистою раковиною і збіднений на аглютиновані форми. За систематичним складом переважають нодозаріїди, які представлені всіма родами, що відомі з юрського часу: це лагени, нодозарії, денталіни, псевдонодозарії, лінгуліни, паралінгуліни, цитарінели, лентікуліни, планулярії, астаколюси, маргінуліни і маргінулінопсиси. Що до інших родин, то тут відомі представники міліолід, які малочисельні і визначено всього кілька видів. Крім того виявлені спірілініди (*Spirillina*, *Conicospirillina*), зовсім відсутні епістомініди і цератобулімініди. Найхарактерніші види цього комплексу: *Involutina liassica* (Jones) var. *sibirica* Gerke, *Glomospira ex gr. gordialis* (Parker et Jones), *Saccamina ampullacea* Schleifer, *Ophthalmidium concentricum* (Terq. et Berthelin), *Quinqueloculina* (?), *kunaensis* Antonova, *Lagena cf. borealis* Schleifer, *Dentalina glaria* Schleifer, *D. bishgonensis* Mamont., *Lingula tenera* Born. var. *maxima* Gerke, *Citharinella rhombiformis* (Mamont.), *Marginulinopsis clara* Schleifer, *Lenticulina orbigny* (Roem.) var. *elongata* Franke, *Planularia flabellina* (Kubl. et Zw.), *Conicospirillina cf. trochoides* (Berthelin). Крім того серед нодозаріїд виділено ціла низка нових видів.

За фауною форамініфер встановлено тоарський вік, що також підтверджується знахідками амонітів у цьому районі.

За своїм систематичним складом виділений комплекс схожий на тоарські комплекси Північного Кавказу, виділені З. А. Антоною (1958, 1959) та О. В. Мамонтовою (1956), що дає можливість для кореляції цих відкладів. Виділений комплекс має багато спільних видів з комплексами, що виявлені О. О. Герке (1961) для центрального Сибіру, а також, що спостерігалися автором в матеріалі по нижній юрі Якутії.

І. ШАЙНОГА

Львівський національний університет імені Івана Франка, м. Львів

ПРО ВІК ЯВОРІВСЬКОЇ СВІТИ ЗОВНІШНЬОЇ ЗОНИ ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ

Юрські відклади Більче-Волицької зони Передкарпатського прогину є потенційно нафтогазоносними, тому питання їх детальної стратифікації та кореляції є досить актуальним і, зокрема, це стосується також палеонтологічного обґрунтування віку окремих стратонів. Серед стратиграфічних підрозділів особливий інтерес представляє яворів-

ська світа. Вона складена конгломератами, гравелітами до верху за розрізом переходять у глинисті залізісті ооліти, шамозіти, глауконітові пісковики, подекуди зустрічаються прошарки доломітів. Цемент пісково-глинистої частини – карбонатно-доломітовий, рідше залізістий. Вона поширена в північно-західній частині Більче-Волицької зони і на опущеному краю Східноєвропейської платформи

З огляду на рідкісні знахідки палеонтологічних решток, щодо її віку існували різні думки. За даними В. М. Утробіна (1962 р.) відклади світи незгідно залягають на коханівській і незгідно перекриваються рудківською світами. Відповідно до стратиграфічної схеми (1999 р.) співвідношення з підстелюючими і перекриваючими відкладами наступні: відклади світи незгідно залягають на підстелюючих утвореннях коханівської і згідно перекриваються рудківською світами. Серед решток палеоорганізмів не визначені до виду поодинокі *Macrocephalites* sp., *Keplerites* sp., *Kosmoceras* sp., (визначення І. М. Ямниченко 1962 р.), а також декількох видів форамініфер та споро-пилковий комплекс. Вік світи датується як келовей середньої юри.

Ретельно проведені дослідження керну свердловин Юр'ївська-1, Юр'ївська-2, Борятин-1, Романівська-1, Подільці-1, Подільці-2, Волощанська-1, дозволили уточнити літологічну і біостратиграфічну характеристику світи. Її відклади представлені чергуванням пачок переважно уламкових порід-пісковиків, алевролітів, аргілітів, конгломератів. Пісковики світло-сірі, середньо-дрібнозернисті, щільні, масивні, деколи косошаруваті. Складають прошарки потужністю від 4 до 10 м, часто домінують у розрізі. Аргіліти темно-сірі до чорних, утворюють окремі прошарки, потужність від перших сантиметрів до перших метрів. У верхній частині світи на межі з перекриваючими відкладами спостерігаються прошарки грубоуламкових порід (конгломератів, гравелітів). Гравеліти бурі, слабозцементовані, вапнисті, складають прошарки потужністю до 2 м. Товщина яворівської світи мінлива за латералю. У північно-західній частині Більче-Волицької зони (домінують пісковики), де товщина світи мінімальна і становлять 39–67 м, а на південному сході вона збільшуються до 95–100 м., і тут же змінюється характер розрізу, а саме: зменшується вміст псефітових і псамітових порід, і зростає відсоток глинистих. В аргілітах нижньої частини яворівської світи (св. Юр'ївська-1, інт. 2016–2025 м) було знайдено декілька відбитків двостулкових моллюсків, що належать до виду *Posidonia buchi* Roem., а у свердловині Романівська-1 (інт. 1685–1695 м) були виявлені рештки визначені як *Pholadomya* cf. *murchisonia* Sow. Наявність цих видів, стратиграфічне поширення яких обмежується байосом-батом дозволяє відповідно встановити відносний вік вмшуючих

відкладів, і підтвердити думку про відсутність стратиграфічної перерви між яворівською та коханівською світами.

Проведені дослідження можуть бути основою для значно детальнішого вивчення біостратиграфії та встановлення меж поширення світи, та її співвідношення з відкладами що її перекривають і підстеляють.

Н. М. ЖАБІНА

ЛВ УкрДГРІ

БІОСТРАТИГРАФІЯ ВЕРХНЬОЮРСЬКЦХ ВІДКЛАДІВ ПЕРЕДКАРПАТТЯ

Біостратиграфічні дослідження відкладів показують, що датування віку порід ґрунтується на вивченні мікрофауни (форамініфери та тинтиніди, у деяких випадках – радіолярії), оскільки макрофауністичні рештки у керні зустрічаються дуже рідко. Однак, мікрофауна притаманна тільки карбонатним породам, часто перекристалізована внаслідок діягенезу, а фації засолонених лагун і прибережно-континентальні практично не містять інситу фауну, придатну для датування віку відкладів. Рифові і зарифові фації датуються за комплексами форамініфер, передрифові – за тинтинідами та форамініферами, але, в основному, форамініфери – не інситні та містяться в уламках вапняків, які внаслідок руйнування рифу на передовому схилі присутні у складі передрифових товщ. Рифові вапняки характеризуються поодинокими форамініферами, у зарифових породах асоціації форамініфер найбільш численні.

У складі рудківського горизонту: 1) вапняки рудківської світи містять форамініфери, характерні для відкладів оксфордського віку – *Textularia jurassica* Gumbel, *Alveosepta jaccardi* (Schrodt), *Mesoendothyra izjumiana* Dain, *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Pseudocyclammina seguana minor* Mohler, *Trocholina belorussica* Mitjan., *T. aff. transverssarii* Paalz., *Ammobaculites coprolithiformis* (Schwager) та ін.; 2) бонівська світа датується оксфордом за комплексом форамініфер – *Globuligerina oxfordiana* Grig., *Marssonella doneziana* Dain, *Trocholina transverssarii* Paalz., *T. belorussica* Mitjan. та ін.; 3) сокальська світа охарактеризована фауною тільки у нижній підсвіті, яка містить форамініфери – *Haplophragmium coprolithiformis* Schwager, *H. suprajurassicum* Schwager, *Bulbobaculites maynci* Bizon, *Pseudocyclammina seguana minor* Mohler, *Discorbis speciosus* (Dain), *Trocholina belorussica* Mitjan., *T. nodulosa* Seibold., *Paalzwella turbinella* (Gumb.), *P. feifeli feifeli* Lutze, *Spirothalmidium*

dilatatum (Paalz.), *Marssonella jurassica* Mitjan. та ін., більшість з яких вказує на ранньооксфордський вік відкладів.

Належні до рава-руського регіоярису: 1) моранцівська світа охарактеризована форамініферами кімериджу *Pseudocyclammia mauretanic* (Hotting.), *Conicospirillina basiliensis* Mohler, *Kurnubia palastiniensis* Henson, *Mesoendothyra izjumiana* Dain, *Quinqueloculina semisphaeroidalis* Danitch, *Trocholina friburgensis* (Guillame et Reichel), а у передрифовій товщі – також тинтинідами зон – *Cadosina lapidosa* і *C. malmica* – кімеридзького віку (Линецкая, Лозыняк, 1983); 2) рава-руська світа містить форамініфери тільки у вапняково-доломітовій товщі – *Alveosepta personata* (Tobler), *Torinosuella peneropliformis* (Yabe et Hanzawa), *Choffatella tingitana* Hotting., *Mesoendothyra izjumiana* Dain – кімеридзького віку.

Найбільш повно охарактеризований мікрофауною нижнівський регіоярус: 1) опарська і нижнівська світи містять форамініфери титону – *Quinqueloculina veibizhiensis* Dulub, *Q. podlubiensis* Terest., *Trocholina aff. alpina* (Leup.), *T. aff. elongata* (Leup.), *Nautiloculina oolithica* Mohler, *Pseudocyclammia lituus* (Yok.), *Rectocyclammia chouberti* Hotting, *R. arrabidensis* Remalho, *Feurtillia frequensis* Remalho, *Pseudospirocyclina mauretanic* Hotting., *Anchispirocyclina lusitanica* (Egger), *Orbignyoides podolicus* (Cushm. et Glaz.), *Gaudryina bukowiensis* (Cushm. et Glaz.), *G. vadazhi* (Cushm. et Glaz.), *G. alini* (Cushm. et Glaz.), *Verneuilina liasina* Terq. et Berth., *V. anglica* Cushm., *V. polonica* Cushm. et Glaz. та багато інших, а також комплекс беріаських видів – *Pseudocyclammia cylindrica* Redm., *Everticyclammia elegans* Redm., *Trocholina burlini* Gorb., *Belorussiella taurica* Gorb. Крім того, у складі нижнівської світи визначена макрофауна, представлена формами верхньої юри та нижньої крейди (Дулуб і соавт., 1986); 2) каролінська світа охарактеризована радіоляріями і тинтинідами зон *Cadosina pulla*, *Crassicollaria*, *Calpionella* (Линецкая, Лозыняк, 1983). Аналіз стратиграфічного розподілу тинтинід показує, що поширення *Crassicollaria intermedia* Delga і *C. brevis* Remane, які характеризують зону *Cadosina pulla*, обмежуються верхнім титоном, а *Calpionella alpina* Lorenz і *Tintinnopsella carpathica* (Murg. et Fil.) – керівні види зони *Crassicollaria* – широко відомі як у верхньому титоні, так і в беріасі, а останній існує до готеривського віку. Згідно стратиграфічній схемі тетичного поясу (Ремане, 1990) зона *Calpionella* відноситься до беріасу.

Отже, за складом макрофауни, форамініфер і тинтинід вік нижнівського регіоярису датується титоном-беріасом.

В цілому карбонатні відклади характеризуються певними ознаками

мікрофауністичних асоціацій, які дозволяють визначити їхню стратиграфічну належність:

1) в оксфордських відкладах присутні планктонні *Globuligerina*, з домінуванням *Naiphragmium*, появою у верхніх шарах *Pseudocyclammina*, *Alveosepta* і *Mesoendothyrax*; нижні шари містять нечисельні, але різноманітні асоціації бентосних форамініфер;

2) у рифогенних утвореннях кімериджу домінують *Pseudocyclammina*, *Alveosepta*, *Choffatella*, *Miliolidae*, а лагунні доломіти характеризуються присутністю великої кількості *Favreina salevensis* (Parejas);

3) титон-беріаські карбонати містять найбільш численний і різноманітний комплекс форамініфер, основним з яких є *Trocholina*, *Quinqueloculina*, *Gaudryina*, *Verneuilina*, *Pseudocyclammina*.

Слід зазначити, що оксфордські відклади містять асоціації планктонних і бентосних форамініфер, притаманні відкладам мілководних ділянок відкритого моря, а кімеридзькі і титон-беріаські – бентосні форамініфери, що існували в мілководних басейнах із застійними умовами. Такий розподіл форамініферових асоціацій у відкладах пояснюється седиментацією в умовах відкритого плитководного моря в оксфордському віці – внаслідок ранньооксфордської трансгресії й встановленням застійних умов на карбонатному шельфі завдяки потужному біогермобудуванню, яке розпочалося в пізньому оксфорді і завершилося формуванням рифового бар'єру у беріасі. Найбільш засолонені умови супроводжували седиментацію зарифових і лагунних кімеридзьких товщ, що позначилось на одноманітності складу форамініферових асоціацій, представлених аглютинуючими видами із складною будовою стінки. Це було результатом загального регресивного фону у кімеридзькому віці. В кінці кімериджу розпочалася трансгресія, пік якої припадає на межу кімериджу і титону (за евстатичною кривою Хеллема (С. К. Wilgus and others, 1988)), внаслідок чого відновились ресурси у басейні і мікроорганізми набули більш значного розвитку – титонські-беріаські відклади характеризуються численними і різноманітними рештками рифолюбивих організмів.

Г. ГОЦАНЮК

Львівський національний університет імені Івана Франка, м. Львів

ПАЛЕОГЕОГРАФІЧНІ УМОВИ ФОРМУВАННЯ ЮРСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ПЕНІНСЬКОЇ ЗОНИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

На межі пізньотріасової-ранньоюрської епох більшість території Заходу України являла собою слабо розчленовану, пенепленезовану рівнину

ну, поверхня якої була складена палеозойськими і протерозойськими відкладами. І лише на незначній її території, а власне в межах сучасних Передкарпатського і Закарпатського прогинів, а також Мармарошської та Пенінської зон існували басейни. При цьому Внутрішньокарпатський юрський басейн був спадкований від тріасового, а в Передкарпатському прогині він зародився в ранньо-середньоярській епохи.

Найкращі виходи нижньоярських відкладів у Пенінській зоні відомі в околицях села Приборжавського, а також у районі міста Перечина і с. Новоселиця. Вони представлені темно-сірими (рідше строкатоколірними) аргілітами, що перешаровуються верствами вапняків, фукоїдних мергелів, які змінюються темно-сірими глинами і у верхах розрізу – строкатоколірними глинистими і піщано-глинистими утвореннями. Відклади нижньої юри Пенінської зони охарактеризовані багатими, як за видовим складом, так і за кількістю рештками викопної фауни – амонітами, белемнітами, двостулковими, червонотими, коралами, брахіоподами, та представниками інших груп типово морських організмів.

Різноманітна лейасова фауна Пенінської зони свідчить, що вона існувала в нормальному морському басейні. Він відрізнявся досить високою температурою води, нормальною солоністю, добрим газообміном, що сприяло розвитку в ньому великої кількості, як планктонних так і бентосних макро- і мікроорганізмів. На деяких етапах ранньоярської історії певні групи фауни розвивалися у великій кількості (криноїдеї, брахіоподи та ін.), які при відмиранні утворювали на дні басейну потужні товщі осадів. Виходячи з результатів аналізу палеонтологічного матеріалу, можна з впевненістю говорити про те, що басейн акумулює нижньоярських відкладів представляв собою типове порівняно глибоководне епіконтинентальне море, яке на протязі більшості часу свого існування мало безпосередній зв'язок з Мезотетисом і, швидше за все, було його північним відгалуженням. Найімовірніше, що зв'язок Пенінського лейасового моря з Мезотетисом здійснювався як у південно-східному так і в південно-західному напрямках, про що свідчить змішаний характер фауни.

Середньоярська історія геологічного розвитку Українських Карпат і прилеглих територій відбувалася в порівняно спокійних тектонічних умовах і суттєво не дуже відрізнялася від ранньоярської історії. Відмінною рисою середньоярської історії розвитку району було помітне, але поступове опускання території сучасних Закарпатського прогину та Зовнішньої (Більче-Волицької) зони Передкарпатського передового прогину де встановилися типово морські умови.

У Пенінській зоні на протязі середньоярської епохи продовжувало

існувати епіконтинентальне море. В його межах нагромаджувалися карбонатні мули, які часто вміщували велику кількість (інколи породотворчих) уламків криноїдей, брахіопод, амонітів та ін. Зрідка ці карбонатні відклади чергуються з малопотужними проверстками глинистих порід, що може свідчити про деяке опускання дна моря. За аналізом перевідкладеної фауни, що знаходиться в конденсованому шарі в основі байос-батського розрізу, встановлено, що в кінці пізнього аалену – на початку раннього байосу, тут настала короткочасна перерва в осадконагромадженні. Вона була викликана, очевидно, загальним підняттям цієї території, що зумовило короткотривалу регресію.

Суша, що оточувала Пенінський басейн, на той час, була пенепленезованою рівниною, і яка не дуже піднімалася над рівнем моря. Досить важко говорити тепер про джерела зносу, їх розміри, геологію і палеорельєф, так як вся Пенінська одиниця зірвана з своєї основи і пересунена від неї далеко на північний схід. Її "корені" треба шукати в декількох десятках, не виключено і в сотнях кілометрів на південний захід від її сучасного розташування.

Після короткотривалої перерви, що мала місце в кінці батського віку, в межах Заходу України почалася величезна юрська трансгресія. Вона охопила територію сучасних Зовнішньої (Більче-Волицької) зони Передкарпатського передового прогину, частину південно-західного схилу Східноєвропейської платформи, Мармарошський масив, Пенінську зону, Закарпатський прогин і, не виключено, область Флішевих Карпат.

Відклади келовейського ярусу генетично тісно пов'язані з утвореннями оксфордського та кімериджського ярусів і часто через їх незадовільну палеонтологічну охарактеризованість майже не можливо провести їх розчленування. В багатьох випадках відклади того чи іншого ярусу виділяються досить умовно, або разом з утвореннями, що їх перекривають.

Келовейські відклади в Пенінській зоні представлені червоними і рожевими грубоверстуватими криноїдними і брахіоподовими вапняками, які майже не відрізняються від порід байосу-бату. Їх товщина становить біля 10 метрів. Серед чисельних решток брахіопод були виявлені такі види: *Pugomalus calfoma* Desh., *Bothriopnестes lorioli* Fourn., *Oxyfoma* cf. *inaequivaeris* Sow., *Ctenostreon* cf. *pectiniforme* Schl., *Chlamys* ex gr. *Textoria* Schlot., *Hemicrinus therisites* Jack., *Balanocrinus subteres* Munst., *Terebratylia hynгарica* Seuss., *T. dolhae* Szajn., *Rhynchonella trigona* Quenst., *Rh. plicatella* d'Orb., *Rh. sublacunosa* Szajn. (верхи келовеку – низи оксфорду).

Відклади оксфорду в Пенінській зоні важко відрізнити від келовейських і кімериджських. До них слід відносити нижню частину епігенетичних вапнякових брекчій із значною кількістю ядер амонітів, а в

інших одиницях зелено-сірих, рожевих плитчатих пелітоморфних вапняків з великою кількістю включень кременів та аптихів. Досить різноманітні осади келовей-оксфорду на Мармарошському кристалічному масиві, де вони в північній частині представлені балтагульською світою, а в південній – нижньою частиною довгорунської світи. В основі розрізу балтагульської світи лежать конгломерати, вапнисті пісковики та криноїдні вапняки. Вищі ланки світи представлені строкатими кремнистими і глинистими сланцями, яшмами, тонковерстуватими пісковиками і аргілітами. В основі розрізу виявлені келовей-оксфордські брахіоподи: *Zeilleria montbizotensis* Roll., *Terebratylla aff. punctata* Sow., *Rhynchonella cf. alemanica* Roll., *Rh. ex. gr. hohoneggeri* Suess. Потужність балтагульської світи приблизно 20–60 метрів.

У Пенінській зоні титонський розріз представлений нижньою частиною свалаявської світи. Це ясно-сірі, тонкошаруваті вапняки з включеннями і лінзами кременів. Охарактеризовані ці утворення поодинокими невизначеними до виду амонітами і тінтинідамак.

Аналізуючи юрські утворення Пенінської зони та знайдені рештки палеоорганізмів, можна говорити, що на протязі юрського періоду еволюційне перетворення органічного світу було незначним і поступовим.

О. В. АНІКЕЄВА

ЛВУкрДГРІ

ЗМІНА БІОЦЕНОЗІВ РИФОБУДІВНИХ ОРГАНІЗМІВ НА ПРОТЯЗІ ПІЗНЬОЇ ЮРИ (ПЕРЕДКАРПАТСЬКИЙ ПРОГІН)

Згідно з діючою схемою стратиграфії юрських відкладів Передкарпаття, відклади верхньої юри представлені рядом рифогенних фацій, які заміщують одна одну по латералі. В їх складі виділяються відклади усіх трьох ярусів. Біогермні споруди на протязі пізньої юри були основним фактором, який зумовлював та контролював осадконагромадження. Різні за віком споруди різняться між собою складом біоценозів каркасних рифобудівників та рифолюбних організмів. Це може служити критерієм для їх стратифікації, оскільки форамініфери, за якими переважно проводиться розчленування верхньоярських відкладів, часто у рифогенних відкладах або відсутні, або ступінь їх збереженості є незадовільним (перекристалізація, грануляція та ін.).

1. Оксфордський рифовий пояс простежується субмеридіональною смугою шириною до 10 км і більше. Свердловинами відкрито чотири окремих біогермних куполи. При мікрофаціальному вивченні цих

відкладів у них виявляється чітка вертикальна зональність, що зумовлена умовами утворення (у першу чергу глибиною басейну та температурою води), які визначають асоціації каркасних біогермобудівників та рифолюбних організмів.

Оксфордські біогерми у своїй нижній частині являють собою губково-мікритові пагорби, побудовані виключно кременистими губками (Hexactinellida). Це свідчить про значну глибину басейну та досить холодні води. Пізніше, з поступовим зменшенням глибини басейну, губкові пагорби заселяються супутніми організмами, такими як багрянні водорості, голкошкірі (морські їжаки та прикріплені кріноїдеї), двостулкові молюски, форамініфери. З подальшим зменшенням глибини та потеплінням морської води, до основних біогермобудівників додаються корали, гідроїдні полипи, моховатки. Кількість та різноманіття рифолюбних організмів також зростає. Великого значення набувають різноманітні водорості, у першу чергу синьо-зелені. Завершують розріз оксфордських біогермів строматоліти, але вони присутні не завжди, очевидно їх наявність залежить від глибини моря, тобто висоти побудови.

2. Кімеридзькі біогермні споруди відкриті свердловинами у районі Судово-Вишнянського розлому. Ці утворення являють собою окремі невеликі губкові пагорби, сформовані вапнистими губками (Calcispongia) на мікритових куполах. Із супутніх організмів для даних утворень характерні гастроподи, двостулкові молюски, облямовуючі форамініфери. З водоростей зустрінуті *Saueuxia*, *Solenopora* та численні синьо-зелені різновиди. Залишків голкошкірих (члеників кріноїдеї та голок морських їжаків) у відкладах кімеридзьких біогермів зустрічається набагато менше, ніж у оксфордських. У верхній частині з'являються моховатки. Смуга кімеридзьких біогермів простягається також субмеридіонально, на захід від смуги оксфордських споруд. Слід відмітити, що залишки вапнистих губок у досить значній кількості характерні також для передрифових утворень кімеридзького віку. Це свідчить про дуже сприятливі умови для існування вапнистих губок – невелику глибину басейну, досить теплі води з помірною циркуляцією, пологий схил шельфу.

3. Найбільшого розвитку біогермобудування набуло у титонському віці. Похований Опарський бар'єрний риф шириною 5–11 км і потужністю до 800 м простягається вздовж Краковецького розлому з північ-північного заходу на південь-південний схід майже на 100 км.

Бар'єрний риф генетично пов'язаний з кімеридзькими губковими побудовами, які служили для нього цоколем. Каркас рифу складали асоціації губок і моховаток, коралів і строматопороїдеї, коралів і губок, коралів і моховаток. В основі рифу часто зустрічаються серпуліді.

Крім каркасних рифобудівників, важливу роль у побудові рифової споруди відіграють водорості. Їх дуже багато по всьому розрізу – синьо-зелених, багряних, дазикладацїєвих, кодїєвих. Особливо багато синьо-зелених ниткоподібних водоростей, які обволікають уламки фауни, утворюючи згустки. Крім того, по всій товщі зустрічаються форамініфери, уламки голкошкірих (членики криноїдей та голки морських їжаків), уламки брахіопод та молюсків, спікули губок. Слід відмітити, що, хоча кількість органічних залишків дуже велика, збереженість їх переважно погана внаслідок грануляції та перекристалізації, і більшість їх неможливо визначити.

Наскільки можна судити, склад біоценозів залишався практично сталим на протязі існування споруди. Це може свідчити про те, що риф існував у водах неглибоких та спокійних, рельєф дна був недостатнім для того, щоби зумовити чітку вертикальну зональність.

Верхня частина рифової споруди відрізняється відсутністю каркасних рифобудівників, великою кількістю голок морських їжаків, уламків криноїдей, черепашок молюсків, синьо-зеленими водоростями та форамініферами. Мабуть, цю частину можна розглядати як таку, що відображає етап "вмираючого рифу", хоча у деяких випадках можна говорити про лагунні водоростеві рифи за появою каркасних *Vaccinella* асоціації з губками та дазикладацїєвими водоростями. Цілкові вірогідно, що така лагуна була досить глибокою.

О. А. ШЕВЧУК

Інститут геологічних наук НАН України, м. Київ

ПАЛІНОКОМПЛЕКСИ ІЗ НИЖНЬОКРЕЙДОВИХ ПОРІД ПРИЧОРНОМОРСЬКОЇ ЗАПАДИНИ І ЇХ СПІВСТАВЛЕННЯ З КОМПЛЕКСАМИ ІНШИХ РЕГІОНІВ

Об'єктом наших палінологічних досліджень є нижньокрейдові відклади, що поширені на території Причорноморської западини. Вони представлені континентальними і частково морськими фаціями. Матеріалом для спорово-пилкових досліджень послужив kern пошарово відібраний з 49 свердловин. Всього було проаналізовано 256 зразків.

За видовим складом і кількісному співставленню компонентів в нижньокрейдових відкладах Причорноморської западини нами виділено три палінокомплекси, які відображають окремі етапи в розвитку ранньокрейдової флори – баремський, аптський та альбський.

В межах Причорноморської западини відклади баремського віку ма

ють обмежене поширення. На території межиріччя Тилігул-Інгул і частково Північне Присивашшя баремський ярус представлений гломкліівською світою. Це, в основному, сірі і строкаті вторинні каоліни, бокситоподібні породи, алевроліти і пісковики.

Палінокомплекс баремського віку характеризується присутністю значної кількості вельдських форм, близьких до спор папоротей родини Schizaeaceae. Особливо характерний для цього комплексу вид *Cicatricosisporites cooksonii* (Balme) Volch. Взагалі, баремський вік можна вважати розквітом схізейних на вивченій території. Тут зустрічається велике видове різноманіття викопних форм цієї родини. Присутні, в основному, міоспори з гладким, горбкуватим і сітчастим орнаментом екзини. Для пізнього барему найбільш характерними є спори з шпильковим, "волосатим" орнаментом. Обов'язкова присутність гладких і невеликих за розміром форм спор, що представлені спорами папоротей близьких до родини Gleicheniaceae. Наявність в децю меншій кількості спор папоротей близьких до родин Dicksoniaceae, Cyatheaceae, Matoniaceae, і в обмеженій кількості до родин Polypodiaceae, Dipteridaceae, Osmundaceae, Ophioglossaceae, Hymenophyllaceae. Серед голонасінних характерна присутність пилку древнього вигляду: *Pseudopicea magnifica* Volch., *Pseudopinus* sp., *Protopinus sutschanensis* Verb., *Caytonia oncoides* Harris, а також одноборозних пилкових зерен: *Classopollis* Pfl., *Welwitschiapites* sp., *Psophosphaera* sp. Відмічена значна кількість пилку з родин Pinaceae і Podocarpaceae. Присутні поодинокі пилкові зерна найдавніших покритонасінних рослин, перших представників кайнофітної флори, які визначені нами за штучною класифікацією Р. Потонье, як *Clavatipollenites*.

При порівнянні описаного баремського палінокомплексу вивченої території з одновіковими, виявляється його індивідуальність. Так, з одного боку, присутність багаточисельних і різноманітних форм схізейних зближує цей комплекс з баремськими комплексами Європейської провінції – Дніпровсько-Донецькою западиною, Курською магнітною аномалією, Західною Німеччиною. Також описаний палінокомплекс барему подібний до палінокомплексів суміжних територій: Воронізького кристалічного масиву, Білоруського Полісся; але на вказаних територіях готерів-баремські відклади ще не розчленовані. З іншого боку, на території Дністровсько-Прутського межиріччя баремські відклади охарактеризовані палінокомплексми з великою кількістю і видовим різноманіттям форм із родини Schizaeaceae, а серед голонасінних в описаному комплексі помічена велика кількість екземплярів *Classopollis* Pfl. В порівнянні з систематичним складом Причорноморської западини, в комплексах Дністровсько-Прутського межиріччя відмічено набагато

менше спор з родини *Gleicheniaceae*. Але всі ці відміни тільки в процентному відношенні між родинами, а взагалі систематичний склад спор і пилку на цій території подібний до описаного.

Відклади аптського віку на цій території значно поширені і представлені різноманітним комплексом порід, умови залягання яких знаходяться в тісному зв'язку з тектонічною будовою території. Потужність їх змінюється в межах 0,80–320,0 м. Відклади аптського віку представлені орловською і новоолексіївською світами та пачкою чорних вуглистих глин з рослинними залишками. Потужність пачки вуглистих глин 6 м і відноситься вона до аптського віку за складом спорово-пилкових комплексів. Потужність новоолексіївської світи до 320 м, вона представлена морськими відкладами: темно-сірими пісковиками, алевролітами, аргілітами з форамініферами *Hedbergella aptica* Agal, *Cibicidoides djaffarovi* Agal, внизу світи часто зустрічаються гравеліти. В межиріччі Тилігул – Інгул новоолексіївська світа складена породами континентального і прибережно-морського генезису. Потужність орловської світи 30 м і представлена вона пісками, кварцево-каолінистими пісковиками з вкрапленнями глауконіту, кременистими глинами, місцями вапняковистими, з вуглистими вкрапленнями і рослинними залишками.

Палінокомплекс аптського віку характеризується переважанням спор папоротеподібних над пилком голонасінних рослин, серед яких основними по кількості і різноманіттю видів є спори близькі до родини *Gleicheniaceae*. Спостерігається постійна присутність спор близьких до спор родин *Dicksoniaceae*, *Matoniaceae*, але в меншій кількості і меншому видовому різноманітті ніж в баремський час. Серед спор близьких до родини *Schizaeaceae* в аптському комплексі домінують спори зі шпильковою структурою екзини. Вагома участь спор роду *Murosporoides*. Визначено 7 видів, які можна віднести до зональних видів аптського віку на території Причорноморської западини. Серед голонасінних переважає пилко хвойних з родини *Pinaceae* (особливо роду *Cedrus*) і *Podocarpaceae*. Постійна участь пилку покритонасінних рослин (до 3%).

В цілому систематичний склад палінокомплексу аптського віку Причорноморської западини більш подібний до комплексів із геосинклінальних областей України – Кримом, ніж з паліносpekтрами Дніпровсько-Донецької западини. Ця подібність полягає в присутності пилку *Classopollis* Pfl., спор родин *Dicksoniaceae*, *Matoniaceae*, *Schizaeaceae*. Але потрібно відмітити, що в палінокомплексах із Криму і Причорноморської западини під кінець аптського часу відмінності в видовому складі значно зменшуються як на території України, так і в

межах всієї Східно-Європейської платформи. Систематичний склад стає більш одноманітним. Це стосується палінокомплексів аптського віку Західної Європи: Польщі, Німеччини, Франції, Нідерландів, Румунії, Угорщини і інш. Тільки в палінокомплексах Португалії домінує пилок *Classopollis* Pfl. Крім цього пилку присутні пилкові зерна Pinaceae, Podocarpidites, Caytonipollenites і інш. Серед спор папороте-подібних найбільш чисельні спори Schizaeaceae, менш численні Gleicheniaceae і Matoniaceae. Досить багато нараховується пилку Angiospermae.

Альбські утворення складаються із порід прибережно-морських, але в основному морських фацій. Це – сірі глини, піщаники і алевроліти, темно-зелені, сірі, мілко і різнозернисті піски, вапняковисті і опоко-подібні породи. Завдяки хорошій мікрофауністичній характеристиці, відклади альбу в межах Причорноморської западини розділені на середній і низи верхнього альбу (західно-миколаївська, авер'янівська товщі), деякі відклади мають більш дрібний стратиграфічний розподіл (форамініферові зони).

Палінокомплекс альбського віку характеризується постійною і значною участю спор гідрофільних рослин, які віднесено до родин Osmundaceae, Ophioglossaceae, Lycopodiaceae, Selaginellaceae та мохо-подібних. В альбському палінокомплексі вагому частину займають спори родини Gleicheniaceae, але представлені меншим різноманіттям видів, ніж в аптському комплексі. Тут спостерігається зменшення видового різноманіття спор з родин Dicksoniaceae, Cyatheaaceae, Matoniaceae. Спори родини Schizaeaceae представлені, в основному, видами, що мають ребристу екзину. Сюди відносяться спори родів *Pelletieria*, *Cicatricosisporites* та деякі форми *Appendicisporites*. Відмічена постійна участь серед голонасінних пилку родини Pinaceae. Пилок родини Cupressaceae займає значний процент у палінокомплексі. Збільшується участь пилку покритонасінних рослин (до 8%) та їх видового різноманіття.

Співставлення систематичних складів альбських палінокомплексів різних регіонів Європейського континенту свідчить про їх подібність із різних районів: Причорноморської западини і Курської магнітної аномалії, Воронізької і Тамбовської областей, Московської синеклізи, Південної Прибалтики і Північного Кавказу. Ця подібність полягає у вагомій участі спор глейхенієвих, присутності ребристих форм схізейних, значній кількості пилку ногоплідникових, соснових, кипарисових. Альбські палінокомплекси Західної Європи, відомі з Польської і Північно-Німецької низовини, Угорщини, Румунії, а також з півдня Англії, несуть уже вагомий відміни. В них менша кількість і видове різно-

маніття спор з родини Gleicheniaceae, а у спектрах з півдня Франції вони майже відсутні. Пилкова частина також менш різноманітна. Але всі палінокомплекси регіонів Європи об'єднані постійною присутністю пилкових зерен найдавніших покритонасінних рослин.

Таким чином, при пошаровому палінологічному дослідженні вивчених порід Причорноморської западини, нами помічена історико-геологічна послідовність із трьох палінокомплексів, які відповідають розрізу нижньої крейди Причорномор'я, а саме: баремському, аптському, альбському ярусам.

Я. ТУЗЯК

Львівський національний університет імені Івана Франка, м. Львів

СТРАТИГРАФІЧНЕ РОЗЧЛЕНУВАННЯ АЛЬБСЬКИХ ВІДКЛАДІВ РІВНИННОГО КРИМУ ЗА ФОРАМІНІФЕРАМИ

Серед нижньокрейдових утворень у Рівнинному Криму найпоширенішими є альбські відклади. Вони згідно нарощують аптський розріз і представлені значно потужнішою товщею з багатою фауною червононогих, головоногих і двостулкових молюсків, за якими проведено їх зональне розчленування. За літологічними ознаками утворення альбського ярусу розділяються на дві товщі – нижню (нижній альб) і верхню (середній-верхній альб), а за макропалеонтологічними – на три під'яруси: нижній, середній, верхній. Ми зробили спробу провести розмежування альбського розрізу за форамініферами. Для цього ми вивчали kern свердловин Східно-Воронківська-1, Західно-Тетянівська-1 та Клепіненська-1. Виявлена нами численна і різноманітна за видовим складом мікрофауна, дала можливість виділити в альбі Рівнинного Криму три мікрофауністичні комплекси.

Нижній альб. Відклади нижнього альбу за молюсками розділяються на дві зони: нижню – *Leumeriella tardefureata*, верхню – *Douvilleiceras mammilatum*. Утворення, охарактеризовані *Douvilleiceras mammilatum*, на території Рівнинного Криму відсутні повністю. Відклади, охарактеризовані *Leumeriella tardefureata*, у більшості розрізів відсутні. Розрізи, в яких знайдений зональний вид, розкриті у нівнічно-західній частині Рівнинного Криму свердловинами Східно-Воронківська-1 (інт. 3361–3376 м) і Західно-Тетянівська-1 (інт. 4401–4409 м). Товщина нижнього альбу – 70–100 м. Вони представлені переважно сірими, темно-сірими (до чорних) алевритистими аргілітами з проверстками алевролітів.

У керні св. Східно-Воронківська-1 (інт. 3361–3376 м) нами виявлені

но різноманітний комплекс форамініфер, представлений здебільшого планктонними формами – *Hedbergella trocoidea* (Gand.), *H. infracretacea* (Glaessn.), *H. globigerinellinoides* (Subb.), *H. planispira* (Tapp.), *Lenticulina* sp., які характерні для нижнього альбу суміжних територій.

Середній альб. Середній альб розкритий свердловинами по всій території Рівнинного Криму. Він представлений переважно темно-сірими до чорних вапнистими, часто алевритистими аргілітами з проверстками і лінзами вулканогенно-уламкових порід, а на південному заході півострова, в районі міст Євпаторія і Саки, – плитководними прибереговими пісковиками. Товщина середнього альбу змінюється від 70 до 200 м, а в деяких розрізах, розкритих свердловинами недалеко від палеовулканів, за рахунок вулканогенних порід досягає 700 м.

За моллюсками середній альб розділяється на дві зони: нижня – *Hoplites dentatus* і середня – *Anahoplites intermedius*.

У розрізі свердловини Клепіненська-1, що розташована у центральній частині Рівнинного Криму, в інт. 2106–2112 м мною виявлені *Hedbergella planispira* (Tapp.), *Hedbergella globigerinellinoides* (Subb.), *Gyroidinoides ex gr. nitidus* (Reuss.), *Gyroidinoides infracretaceus* (Moroz.).

У більшості розрізів середнього альбу цієї території значно розповсюджений в межах Рівнинного Криму вид *Gavelinella binvoluta* Mjatl., окремі особини якого вперше з'являються у верхах нижнього альбу, а вже в середньому альбі зустрічається масово.

Верхній альб. Відклади верхнього альбу у літологічному відношенні подібні до утворень середнього альбу і представлені в нижній і середній частинах аргілітами з проверстками алевролітів, пісковиків, туфів, туфітів, а у верхній – переважно глинистими мергелями, на яких з неузгодженням лежать мергелі нижнього сеноману. На певних площах істотнішу роль відіграють або навіть переважають у розрізі вулканогенні або теригенні породи. Відклади його в межах Рівнинного Криму поширені майже повсюдно, а також розкриті свердловинами на шельфі Чорного моря. Товщина відкладів верхнього альбу змінюється від перших сотень до 1200 м і більше. За амонітами верхній альб розділяється на дві зони: середня – *Hysterocheras orbigny* Spath і верхня – *Mortonicerias rostratum* (Sow.).

Розглянуті відклади містять різноманітний і багатий комплекс форамініфер: *Lenticulina macrodisca* (Reuss), *Lenticulina* sp., *Gyroidinoides infracretaceus* (Moroz.), *Gavelinella agalarovae* (Vass.), *Neobulimina spicata* Bukal.

Верхня частина верхньоальбських утворень майже всюди, де збереглися від розмивання, складена темно-сірими глинистими мергелями з

проверстками вапнистих аргілітів, туфів, туфітів, місцями з дуже потужними тілами порфіритів. В окремих районах Рівнинного Криму у верхньоальбських розрізах переважають вулканогенні породи.

Верхні верстви верхньоальбських відкладів на межі з сеноманом містять велику кількість пелагічних форамініфер, представлених хедбергеллами: *Hedbergella planispira* (Tapp.), *H. infracretacea* (Glaessn.), *H. globigerinelloides* (Subb.) та ін. Відклади з багаточисленними хедбергеллами прослідковані у розрізах майже усіх свердловин, що розкрили верхньоальбські відклади у Рівнинному Криму.

М. А. ВОРОНОВА, А. СИГЕЛЬ-ФАРКАШ

Институт геологических наук НАН Украины, Киев

Геологический институт Венгрии, Будапешт

ПЫЛЬЦА NORMAPOLLES PFL. В СТРАТИФИКАЦИИ И КОРРЕЛЯЦИИ СЕНОНСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ УКРАИНЫ И ВЕНГРИИ

Трудно переоценить пыльцу древних покрытосеменных растений стеммы *Normapolles Pfl.* для стратификации и корреляции пород верхнего мела. Единичные пыльцевые зерна стеммы *Normapolles Pfl.* нами отмечены в альб-сеноманских палинокомплексах Приазовского массива, Причерноморской впадины. Крыма. Местонахождение этой пыльцы отмечено в сеноманских и сенонских отложениях Перуанской формации богемского массива (В. Pacltova, 1961, 1968, 1971), на территории городов Аахен, Кведрлинбург в Германии (R. Pflug, 1953; W. Krutzsch, 1959, 1970), а также в спектрах сенона на востоке Франции и северо-востоке Испании (J. Medus, 1970); в сенонских палинокомплексах Венгрии г. Бакань (G. Goczan, 1964), А. Сигель-Фаркаш сопоставила разновозрастные толщи верхнего мела Венгрии и Австрии (1993, 1999 и др.).

На территории Украины пыльца стеммы *Normapolles Pfl.* известна в палинокомплексах из отложений кампана и маастрихта Скибовой зоны Карпат (Л. А. Портнягина, 1966, 1971, 1973), из пород маастрихта Крыма (Р. Н. Ротман, 1979, Е. Д. Заклинская, Д. П. Найдин, 1985), сенона Приазовского массива (М. А. Воронова, 2001), Причерноморской впадины района Гуляй поля (И. М. Покровская, 1962).

Пыльца стеммы *Normapolles Pfl.* отличается необыкновенным разнообразием в родовом и видовом отношении. Следует отметить, что некоторая пыльца, отмеченная в поздне меловых палинокомплексах, носит почти современный облик, вероятно, она сохраняет в своем составе

вымерших или далеких предков продуцентов этой пыльцы ныне живущих растений.

Впервые данная пыльца Р. Пфлугом (1953) была объединена в морфологический ствол *Normapolles* Pfl. Эти пыльцевые зерна имеют экваториально трехпоровое строение, в которых короткая полярная ось, строго дифференцированные поры в большинстве случаев выступающие за контур зерна. Направление борозд меридионально. Некоторые поры зерна имеют черты трехлучевого рубца с утолщенной экзиной по краям. Обычно пыльцевые зерна стеммы *Normapolles* Pfl. в палинокомплексах сена сопровождается пыльца стеммы *Postnormapolles* Pfl., которая отличается строением экзины в области прорастковых пор.

Уникальность этой пыльцы древних покрытосеменных растений состоит не только в её своеобразном морфологическом строении и хорошей узнаваемости, но и принадлежности её к определенным верхнемеловым стратиграфическим уровням осадочных образований. Особенно ценны находки этих пыльцевых зерен в спорово-пыльцевых спектрах из уровней содержащих фаунистические остатки. Таким образом, присутствие данной пыльцы в палинокомплексе позволяет вмещающие породы стратифицировать и коррелировать их с одновозрастными породами различных регионов Европы. На основании этого нами принята попытка сопоставить одновозрастные толщи сена Украины и Венгрии, учитывая встречаемость и разнообразие пыльцевых зерен стемм *Normapolles* Pfl. и *Postnormapolles* Pfl.

На территории Украины верхнемеловая эпоха характеризуется интенсивным развитием трансгрессии от сеномана, унаследованной с конца альба, и почти до конца кампанского века, когда начинается повсеместный регрессивный цикл, закончившийся к концу маастрихта. Поэтому среди меловых осадочных образований преобладают мергельно-меловые породы, из которых не всегда можно было выделить достаточно насыщенные спорово-пыльцевые комплексы.

Для восстановления картины развития и распространения, а также установления стратиграфического диапазона пыльцевых зерен стемм *Normapolles* и *Postnormapolles* палинологов интересовали в первую очередь отложения с фаунистическими остатками. Таковыми в естественных обнажениях явились стратотипические разрезы верхнего мела Крыма. Однако эти карбонатные породы обычно содержат мало спор и пыльцы. Из многочисленных образцов, исследованных Р. Н. Ротман (1979) из обнажений юго-запада Крыма (районы Инкерменский и Бахчисарайский), центральной части Крыма (ее. Мичурино и Тополевка), из керна скважин Феодосийского района восточной части Крыма (районы Джанкойский и Красноперекопский), Тарханкутском полуострове

был выделен маастрихтский спорово-пыльцевой комплекс, который отличался изобилием пыльцевых зерен стеммы *Normopolles* Pfl. (17 видов). Из них, хотя и не всегда в большом количестве, но постоянно, как бы создавая фон, присутствуют таксоны рода *Oculopoiles* Pfl., *O. triperforinus* Zakl., *O. praedicatus* Weyl. et Krieg., *O. baculotrudens* (Pfl.) Zakl., *O. magnoporus* Zakl. В более значительных количествах были установлены: *Trudopolles pompeskyi* (R. Pot.) Pfl., *T. nonperfectus* (Pfl.) Weyl. et Krieg., *Extratripoporollenites* sp., *Nudopoliis thiergarti* (R^c Pot.) Pfl. В комплексе присутствуют споры папоротников и пыльца голосеменных растений, а также пыльца покрытосеменных, определенная в естественной системе. Постоянно в комплексе маастрихта присутствуют водоросли *Hystriosphraera* sp., *Cordosphaeridium* cf. *funiculatum* Morgenroth. В наибольшем количестве и почти повсеместно встречаются *Cordosphaeridium inodes gracilis* Klump., *C. fibrospinosum* Dav. et Will., *Gymnodinium hialinum* Vozzhn. Встречаются единичные экземпляры *Broomea longicorauta* Alber., *Ceratiopsis leptoderma* Vozzhen, *Achomosphraera alcicornu* Eis., *Carpatella cornuta* Grigorowic. При изучении спор и пыльцы, выделенной из фаунистически датированных пород маастрихта Крыма на юге горы Бешкош и у села Староселье Е. Д. Заклинская (1985) обнаружила всего 34 таксона, в основном принадлежащие покрытосеменным стеммы *Normopolles* Pfl с ключевыми таксонами верхнего маастрихта – *Ulmoideipites*, *Myricites krempii*, *Nudopoliis terminalis*. Кроме указанной пыльцы были выделены планктонные водоросли – *Hafnisphaera* sp., *Xenicodinium* sp., *Danea mutabilis*, *Palynodinium gralata* Gocht, которые описаны различными авторами из верхнего маастрихта Европы и Северной Америки. Стратиграфически расчлененные разрезы верхнего мела Горного Крыма по различным фаунистическим группам требуют дальнейших тщательных палинологических исследований.

Л. А. Портнягина (1969, 1971, 1973) изучала спорово-пыльцевой состав, выделенный из пород верхнего сенона из нижней части среднестрыжской подсыты Скибовой зоны Карпат. Ею описаны три палинокомплекса из песчано-глинисто-мергельного флиша с кампанскими фораминиферами *Globotmncana area* Cush., *G. rugosa* (Marie). Данный комплекс состоял в основном из таксонов стеммы *Normapolles* Pfl. – 14 видов, из которых наиболее характерны пыльцевые зерна рода *Oculopollis* Pfl. В спектрах отмечались споры семейств глейхениевых и схизейных, пыльца, голосеменных в незначительных количествах. Постоянно отмечались перидинеевые водоросли – *Australiella cooksonii* (Alb.) и гистрихосферы. Автор отмечает сходство данного спорово-пыльцевого комплекса с комплексом зоны *Belemnitella langei*

(верхний кампан) юго-западной окраины Русской платформы.

Второй палинокомплекс Л. А. Портнягина выделила из верхней части среднестрыйской подсвиты, сложенной песчано-аргиллитовым флишем с фауной маастрихтских фораминифер *Globotruncana stuarti* Larr. В комплексе отмечены также споры папоротников, единичные зерна голосеменных растений. доминирует пыльца стеммы *Normapolles* Pfl. – 10 видов, среди которых характерны *Longanulipollis longianulus* (Goczan) Goczan, *Pocolopolis zaklinskaiae* Goczan, *Pseudooculopolis principalis* (W, et Kritg.) W. Kr. Постоянно присутствуют водоросли *Augibaliella cooksonii* (Alb.). По систематическому составу данный комплекс по мнению Л. А. Портнягиной имеет некоторое сходство с комплексом нижнего маастрихта г. Бакань, Венгрия (G. Goczan, 1964).

Третий комплекс установлен в нижней части верхнестрыйской подсвиты, сложенной тонкоритмичным флишем с фораминиферами, которые не дают возможность определить геологический возраст. Для данного палинокомплекса характерно абсолютное преобладание пыльцы покрытосеменных стеммы *Normapolles* Pfl., среди которой доминирует *Oculopolis giganteus* Zakl., *O. Retigressus* (W. Kr.) Zakl., *O. pertinax* Pfl., *Plicapoliis exelsus* (R. Pot.) Pfl., *Extratriporo-pollenites iractus* Pfl., *E. clams* Pfl., *Trudopolis subperfectus* Pfl., *Convexipollis* sp. Споры папоротников и пыльца голосеменных не играют в спектрах существенной роли.

При сопоставлении этого комплекса с верхнемеловыми комплексами сопредельных регионов Л. А. Портнягина обнаружила его сходство с комплексом зоны *Belemnitella unior* (верхний маастрихт) юго-западной окраины Русской платформы и с комплексами *Belemnitella unior*, *B. ceasimirovensis*, описанными В. Крутчем из различных районов Германии.

На территории южного склона Приазовского массива нами был описан кампан-маастрихтский палинокомплекс из литологически однообразной мергельно-швестково-песчаной толщ. В составе комплекса также доминирует пыльца стеммы *Normapolles* Pfl., особенно зерна родов *Trudopolles* и *Oculopolis* Pfl. Данный комплекс имеет некоторое сходство с третьим палинокомплексом Скибовой зоны Карпат (Л. А. Портнягина) и маастрихтским комплексом Крыма (Р. Н. Ротман, Е. Д. Заклинская).

Верхнемеловые отложения на территории Венгрии распространены достаточно широко. Они отмечены в двух мегатектонических частях *Piiso* и *Tisza*. Эти отложения достаточно хорошо палинологически исследованы А. Сигель-Фаркаш 1986, 1991, 1992, 1994 и др.). Так, были изучены породы верхнего мела в обнажениях и керне скважин в пределах Трансдунайского хребта, а также в двух частях мегатектонических частях – Гусау из Пилзо (северная часть Венгрии) и Басзалмаз из Тис-

ца (юг Венгрии). Самые полные разрезы были установлены в центральной части Пилзо, где на основании изучения пыльцы и спор было выделено 8 основных зон и 8 подзон, которые между собой хорошо дифференцированы (G. Goczan, 1964; A. Sigel-Farkas, 1983,1986). Основанием для такого стратиграфического расчленения послужила пыльца покрытосеменных растений стеммы *Normapolles* Pfl., которая доминировала в палинокомплексах. Сходство систематического состава палиноспектров позволило сопоставить вмещающие породы Венгрии с одновозрастными образованиями формации Гусау в Австрии и Словакии.

Таким образом, наличие пыльцы стеммы *Normapolles* Pfl. является основанием для выделения на территории Европы, Западной Сибири и Северной Америки нормаполисовой микрофлористической провинции. Растения, продуцировавшие эту пыльцу за короткое геологическое время становятся основными компонентами в растительном покрове позднего мела. Изложенное выше подтверждает важность изучения этой пыльцы в стратификации и реконструкции палеогеографических обстановок.

А. В. ШУМНИК

Институт геологічних наук НАН України, м. Київ

РОЗЧЛЕНУВАННЯ ВЕРХНЬОКРЕЙДОВИХ ВІДКЛАДІВ СХІДНОГО ПРИАЗОВ'Я ЗА ВАПНЯКОВИМ НАНОПЛАНКТОНОМ

Відклади верхньої крейди в районі східного Приазов'я значно поширені. Нами було вивчено вапняковий наношіанктон із зразків верхньокрейдового розрізу свердловин № 150, 158, 2478, 2475, 2844, 2421, 2424, 2430, 2432, 2824. Максимальна глибина відбору в свердловині №158 (408 м), мінімальна – в свердловині № 2475 (62–63 м). За літологічним складом зразки представлені мергелями, вапняками, крейдою, пісковиками [свердловини: № 158 (230–280,5 м), № 2844 (104– 208 м), № 150 (183–207 м), № 2478 (171–186,3 м), № 2475 (70–77,3 м), № 2421 (175–176 м)]. Розріз представлений сеноманськими, сантонськими та кампанськими відкладами. Загальна кількість опрацьованих зразків – 97.

В результаті досліджень нами було встановлено у верхньокрейдовому розрізі східного Приазов'я зони *Eiffelithus turriseiffellii*, *Helenea chiesta*, *Lucianorhabdus sayeuxii*, *Arkhangelskiella cymbiformis*, *Broinsonia parca parca*, *Broinsonia parca constricta*, *Uniplanarius trifidus*. Принцип

першої появи (ПП) та зникнення видів-індексів покладено в основу виділення зон. Використані рівні видів-індексів, що запропоновані Д. Барнет (1998). Найменування зон проведено за принципом присутності видів-індексів у тій чи іншій виділеній зоні. Використані скорочення: ПП – перша поява, З – зникнення.

Характеристика встановлених зон (знизу вгору).

Зона *Eiffellithus turriseiffelii* (Тірштайн, 1971). Визначення. ПП *Eiffellithus turriseiffelii* – ПП *Gartnerago segmentatum*. Комплекс характерних видів. *Axopodorhabdus albianus*, *B. matalosa*, *Broinsonia signata*, *Helenea chiastia*, *Radiolithus planus*, *Tranolithus lobatulus*, *Zeugrhabdotus sigmoides*, *Z. scutula*. Літологічна характеристика. Пісковики вапнисті світло-сірі, вапняки, мергелі. Місце знаходження. Свердловини №150 та № 2844. Вік. Кінець пізнього альбу – початок раннього сеноману. Примітки. Зона знаходиться на межі нижньої та верхньої крейди та характеризує самі низи генічеської світи. Верхні зони розмиті. Кореляція. Відповідає зонам: макрофауна – *Mantelliceras mantelli* (нижня частина); форамініфери – *Thalmanmella arpeninica* (нижня частина).

Зона *Helenea chiastia* (Маніві та ін., 1977: виділена як підзона з назвою *Scaciellipsis chiasta*). Визначення. З *Lithraphidites acutus* – 3 *Helenea chiastia*. Комплекс характерних видів. *Axopodorhabdus albianus*, *Broinsonia matalosa*, *Broinsonia signata*, *Chiastozygus amphipons*, *Eprolithus floralis*, *Helenea chiastia*, *Prediscosphaera columnata*, *Radiolithus planus*, *Tranolithus lobatulus*, *Zeugrhabdotus sigmoides* *Z. scutula*. Літологічна характеристика. Пісковики вапнякові білі. Місце знаходження. Свердловина № 158. Вік. Кінець пізнього сеноману – початок раннього турону. Примітки. Характеризує самі верхи генічеської світи. Кореляція. Відповідає зонам: макрофауна – *Scaphites aequalis* (верхня частина) та *Inoceratnus labiatus* (нижня частина); форамініфери – *Rotalipora cushmani*-*Thalmanmella deckei* (верхня частина) та *Praeglobotruncana imbricata*-*Globotruncana hagni* (нижня частина).

Зона *Lucianorhabdus cayeuxii* (Сісінг, 1977). Визначення. ПП *Lucianorhabdus cayeuxii* – ПП *Arkhangelskiella cymbiformis*. Комплекс характерних видів. *Ahmuelлера octoradiata*, *Arkhangelskiella confusa*, *Broinsonia matalosa*, *B. signata*, *B. parca expansa*, *Calculithes obscurus*, *C. ovalis*, *Chiastozygus amphipons*, *Eprolithus floralis*, *Lithastrinus grilli*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Kamptnerius magnificus*, *Micula concava*, *M. stauriphora*, *Microrhabdulus belgicus*, *M. undosus*, *Placozygus fibuliformis*, *Prediscosphaera columnata*, *P. grandis*, *P. cf. P. grandis*, *Quadrum guartnery*, *Radiolithus planus*, *Reinhardtites anthrophorus*, *R. levis*, *Uniplanarius gothicus*, *Zeugrhabdotus erectus*. Літологічна характеристика. Крейда вверху, вапняки внизу. Місце знаходження. Свердловина № 158. Вік. Кінець

пізнього коньяку – початок раннього кампану. Примітка. Характеризує приморську світу. Кореляція. Відповідає зонам: макрофауна – *Inoceramus cardisoides*, *Marsupites testudinarium*, *Micraster schroederi* (нижня частина); форамініфери – *Globotruncana concavata*, *Globotruncana arca-Globotruncana elevata* (нижня частина).

Зона **Arkhangelskiella cymbiformis** (Перч-Нільсен, 1972). Визначення. ПП *Arkhangelskiella cymbiformis* – ПП *Broinsonia parca parca*. Комплекс характерних видів. *Ahmuellerella octoradiata*, *Arkhangelskiella confusa*, *A. cymbiformis*, *B. magnum* *Broinsonia maiaiosa*, *Broinsonia signata*, *B. parca expansa*, *Calculithes obscurus*, *C. ovalis*, *Chiastozygus amphipons*, *Corolithion egxiguum*, *Lithastrinus grilli*, *Lucianorhabdus cayeuxii* *Kamptnerius magnificus*, *Micula concava*, *M. staurophora*, *Microrhabdulus belgicus*, *M. undosus*, *Placozygus fibuliformis*, *Prediscosphaera columnata*, *P. grandis*, *P. cf. P. grandis*, *P. microrhabdulina*, *Quadrum quartnery*, *Reinhardtites anthroporus*, *R. ievis*, *Tranolithus lobatulus*, *Uniplanarius gothicus*. Літологічна характеристика. Крейда, вапняки, пісковики вапнисті. Місце знаходження. Сverdловини № 150, № 2121, № 2824. Вік. Початок раннього кампану. Примітка. Характеризує нижню частину пачки вапняків з *C. temirensis*. Кореляція. Відповідає зонам: макрофауна – *Micraster schroederi* (більша частина); форамініфери – *Globotruncana arca-Globotruncana elevata* (нижня частина).

Зона **Broinsonia parca parca**. Визначення. ПП *Broinsonia parca parca* – з *Eiffelithus eximius*. Комплекс характерних видів. *Ahmuellerella octoradiata*, *Arkhangelskiella confusa*, *A. cymbiformis*, *Acuturys scotus*, *B. ? magnum*, *Broinsonia matalosa*, *Broinsonia signata*, *B. parca expansa*, *B. p. ? constricta* *B. p. parca*, *Calculithes obscurus*, *C. ovalis*, *Chiastozygus amphipons*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Kamptnerius magnificus*, *Micula concava*, *M. staurophora*, *M. swastica*, *Microrhabdulus belgicus*, *M. helicoides*, *M. undosus*, *Placozygus fibuliformis*, *Petrarhabdus copulatus*, *Prediscosphaera arkhangelskyi*, *P. columnata*, *P. grandis*, *P. cf. P. grandis*, *P. microrhabdulina*, *Quadrum quartnery*, *Reinhardtites anthroporus*, *R. ievis*, *Staurolithites mielnicensis*, *Tranolithus lobatulus*, *Uniplanarius gothicus*. Літологічна характеристика. Крейда, крейда пісчаниста, мергелі білі, пісковики. Місце знаходження. Сverdловини № 150, № 158, № 2844, № 2421, № 2430, № 2432. Вік. Кінець раннього кампану – початок пізнього кампану. Примітки. Характеризує верхню частину пачки вапняків з *C. temirensis* та самі низи олександрівської світи. Кореляція. Відповідає зонам: макрофауна – *Micraster schroederi* (верхня частина), *Hauericeras pseudogardeni*, *Belemnitella mucronata senior* (нижня частина); форамініфери – *Globotruncana arca-Globotruncana elevata* (верхня частина), *Globotruncana morozovae* (нижня частина).

Зона **Broinsonia parca constricta**. Визначення. З *Eiffellithus eximius* – З *Broinsonia parca constricta*. Комплекс характерних видів. *Ahmuellerella octoradiata*, *Arkhangeskiella confusa*, *A. cymbiformis*, *Acuturies scotus*, *Biscutum melaniae*, *B. magnum*, *Broinsonia matalosa*, *B. signata*, *B. parca expansa*, *B. p. constricta* *B. p. parca*, *Bukryaster hayi*, *Calculithes obscurus*, *C. ovalis*, *Ceratoitoides aculeus*, *Chiastozygus amphipons*, *Gorcaea obliqueclausus*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *L. inflatus*, *Lithraphidites quadricuspis*, *Kamptnerius magnificus*, *Micula concava*, *M. staurophora*, *M. swastica*, *Microrhabdulus belgicus*, *M. helicoideus*, *M. undosus*, *Placozygus fibuliformis*, *Petrarhabdus copulatus*, *Prediscosphaera arkhangelskyi*, *P. columnaia*, *P. grandis*, *P. cf. P. grandis*, *P. microrhabdulina*, *Quadrum quartnery*, *Reinhardtites anthroporus*, *R. levis*, *Staurolithites mielnicensis*, *Tranolithus lobatulus*, *Uniplanarius gothicus*. Літологічна характеристика. Пісковики, крейда, крейда пісчаниста, мергелі. Місце знаходження. Сverdловини № 2430, № 2844, № 2424, № 158. Вік. Кінець пізнього кампану. Примітки. Характеризує нижню частину олександрівської світи. Кореляція. Відповідає зонам: макрофауна – *Belemnitella piscinota senior* (верхня частина), *Belemnitella langei* (нижня частина); форамініфери – *Globotruncana moerorovae* (більша частина).

Зона **Unipumarius trifidus** (Бакрі та Брамлет, 1970) – виділено під назвою *Tetralithus nitidus trifidus*. Визначення. З *Broinsonia parca constricta* – З *Uniplanarhis trifidus*. Комплекс характерних видів. *Ahmuellerella octoradiata*, *Arkhangeskietia confusa*, *A. cymbiformis*, *Acuturies scotus*, *Biscutum melaniae*, *B. magnum*, *Broinsonia matalosa*, *B. signata*, *B. parca expansa*, *B. p. constricta* *B. p. parca*, *Bukryasier hayi*, *Calculithes obscurus*, *C. ovalis*, *Ceratolithoides aculeus*, *Chiastozygus amphipons*, *Gorcaea obliqueclausus*, *Lucianorhabdus cayeuxii*, *Kamptnerius magnificus*, *Micula concava*, *M. staurophora*, *M. swastica*, *Microrhabdulus belgicus*, *M. helicoideus*, *M. undosus*, *Placozygus fibuliformis*, *Petrarhabdus copulatus*, *Prediscosphaera arkhangelskyi*, *P. columnaia*, *P. grandis*, *P. cf. P. grandis*, *P. microrhabdulina*, *Quadrum quartnery*, *Reinhardtites anthroporus*, *R. levis*, *Stourolithites mielnicensis*, *Tranolithus lobatulum*, *Uniplanarius gothicus*, *U. trifidus*. Літологічна характеристика. Пісковики вапнисті. Місце знаходження. Сverdловина № 2475. Вік. Кінець пізнього кампану – початок раннього маастрихту. Примітки. Характеризує середню частину олександрівської світи. Кореляція. Відповідає зонам: макрофауна – *Belemnitella langei* (верхня частина), *Belemnella lanceolata* *Acanthoscaphites tridens* (нижня частина); форамініфери – *Globotruncana moerorovae* (верхня частина), *Globotruncana stuarti* (нижня частина).

Таким чином, на основі сучасних даних по поширенню вап-

някового нанопланктону вдалося розчленувати верхню крейду східного Приазов'я, де встановлено розмиви в сеноманському ярусі, а також розмиті відклади турон-коньякського ярусів.

Л. Ф. ПЛОТНИКОВА, Л. Н. ЯКУШИН

Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ МЕЛОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УКРАИНСКОГО ШИТА

Результаты изучения стратиграфии меловых отложений Украины за предшествующий период обобщены в региональной стратиграфической схеме за 1991 (1993) гг. Однако за период после их опубликования, было получено ряд новых данных существенно дополняющих представления о стратиграфии этих отложений в этих регионах, К числу их, с нашей точки зрения, может быть отнесено и открытие морских ниже-среднеаптских и верхнемаастрихтских отложений в центральной и восточной частях Украинского щита.

Согласно стратиграфической схеме 1993 г. нижнемеловые отложения на этой территории представлены морскими образованиями позднего альба (владимирецкая, частично буромская свитами и нзоспонголитовой толщей) и континентальными отложениями баррема-альба в составе слоев Выржиковского, иршанской, смелянской и ротмистровской свит и пачки серых каолинистых глин.

Верхнемеловые отложения – сложены морскими породами верхней части буромской свиты и толщей писчего мела и мергелей сеноманского яруса, а также толщей мела и мергелей турон-коньякского яруса и псковской свитой, турон-нижнесантонского возраста.

Изучение образцов меловых пород из Болтышской и Ротмистровской астроблем, переданных для определения возраста доктором геол.-мин. наук А. А. Вальтером и независимо от него доктором геол.-мин. наук Е. П. Гуровым по Болтышской астроблеме, позволило выявить ряд ранее неизвестных на щите стратиграфических подразделений мелового возраста.

Морские среднеаптские отложения впервые устанавливаются нами в Ротмистровской астроблеме, расположенной в центральной части Украинского щита по находке аммонитов *Kosmatella aff. agassiziana* Pict[†] и зонального вида фораминифер *Schackoina sabri* (низы среднего и верхи нижнего апта согласно схемы Брюссельского совещания, 1995). Аммониты обнаружены в средней части нижнемелового разреза скважины 5012, гл. 158 м, в бескарбонатных тонкослоистых песчанистых сланцах, содержащих многочисленные остракоды, редкие, неопределимые до ви-

да раковин агглютинирующих фораминифер родов *Naplophragmoides* и *Ammobaculites*? а также отпечатки водорослей. Богатый комплекс аптских планктонных и бентосных фораминифер с зональным видом *Schackoia sabri* Sigal был обнаружен нами в скв. 5017 (гл. 175–298 м) пробуренной в центральной части астроблемы. Предполагается, что эти отложения могли образоваться в опресненной лагуне или глубоко впадающем в сушу заливе, соединенным с морским бассейном, откуда могли попасть аммониты. Ранее эта часть толщи М. А. Вороновой и С. А. Егоровой (1973) была отнесена к позднему баррему. Также впервые в северо-восточной части щита, на территории Болтышской астроблемы обнаружены фаунистически охарактеризованные верхнемаастрихтские отложения. Вместе с коньякскими и сеноманскими, они входят в состав Валунно-галечной толщи закратерных выбросов брекчий и представлены писчим мелом, либо песчаниками со следами ударного метаморфизма. В них содержится богатый комплекс верхнемаастрихтских фораминифер различной сохранности (*Brotzenella praecuta* (Vass.), *Cibicidoides bembix* (Marrs.), *C. involutus* (Rss), *Bolivina incrassata* (Rss.), *Reusella minuta* Marrs. и др.). В карбонатной гальке из этой же толщи обнаружен зональный верхнемаастрихтский вид нанопланктона – *Nephrolithus frequens* Gorka (определение Г. П. Калиниченко). Более широкое сантон-маастрихтское распространение имеют встреченные в этой толще остатки макрофауны – *Pecten membranaceus* (Nilss.) и др. Изученный нами комплекс верхнемаастрихтских фораминифер наиболее близок одновозрастной ассоциации Днепровско-Донецкой впадины. Как нам представляется, территория Болтышской астроблемы в позднем маастрихте представляла собой залив морского бассейна, располагавшегося в Днепровско-Донецкой впадине. Таким образом, стратиграфия меловых отложений на Украинском щите изучена пока недостаточно. Согласно сложившемуся стереотипу, наиболее распространенными на щите и его склонах из нижнемеловых считаются морские – верхнеальбские, а из верхнемеловых – сеноманские, туронские (в меньшей степени коньякские и сантонские) отложения. По нашему мнению, сохранившиеся на щите осадки не всегда соответствуют степени их распространенности в прошлом, а лишь указывают на глубину эрозионного среза отдельных его участков, обусловленную различными тектоническими, космическими и другими факторами, что подтверждается результатами наших исследований.

*В Атласе нижнемеловой фауны Сев. Кавказа и Крыма (1960) этот вид характерен для среднеальбской зоны *Hoplites dentatus* и изредка отмечается в верхней части нижнего альба (зона *Douvilleiceras mammilatum*), единичные находки его известны также в верхнем (или среднем и верхнем) апте в верхнем альбе других регионов.

ДО ПАЛЕОНТОЛОГІЧНОЇ ХАРАКТЕРИСТИКИ ВІДКЛАДІВ
САНТОНСЬКОГО ЯРУСУ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

Сантонські відклади на Волино-Поділлі складені тонкошаруватими мергелями (околиці Галича, у Придністров'ї), які у південно-західному напрямі стають все більше піскуватими. Ще північніше вони переходять у чисті (Львівська мульда) або у крейдоподібні мертелі (Волинь).

За фауною сантон ділять на два під'яруси: нижній в – обсязі зони *Inoceramus cardissoides* з характерними видами *Inoceramm curdissoides* Goldf., *In. lobatus* Munst. і верхній – в обсязі зони *Goniot euthis granulata* з характерними видами *Goniot euthis granulata* (Blv.), *Actinocamax verus* Mill., *Inoceramus pinniformis* Will., *In. patootensis* Lor.

За мікрофауною в ньому також розрізняють два під'яруси: нижній в – обсязі зони *Gavelinella infrasantonica* і верхній – в обсязі зони *Gavelinella stelligera*.

Крім згаданих форм, у відкладах поширені – двостулкові моллюски, гастроподи, амоніти, плечоногі, морські їжаки, губки, численні форамініфери і остракоди.

З метою повнішої палеонтологічної характеристики сантонських відкладів вивчалися численні розрізи відслонень (околиці сіл Плугів, Водники, Цирнів, Кринос, Медуха, Сарники, Залуква, Дубівці). Внаслідок детального опрацювання зразків мергелів виділені черепашки остракод досить доброї збереженості. Комплекс з околиць Крилоса представлений в основному ювенільними формами. У його складі разом з численними субліторальними формами, такими як *Macrocypris limburgensis* Veen, *Pterigocythereis* (*Pterigocythere*) cf. *P. (P.) robusta* (Jones et Hinde), *Pterigocythere laticristata* (Bosquet), *Bythoceratina* (*Bythoceratina*) *umbonata* (Williamson), *Pontocyprella harrisiana* (Jones), *Dolocycytheridea* sp., *Rehacythereis senckenbergi* (Triebel), *R. sutterbyensis* (Kaye et Barker), *Cuneoceratina* cf. *pedata* (Marsson), *C. salebrosa* (Jones et Hinde), *Mosaeleberis rutoti* Deroo, *Argilloecia fortior* Vonnema, зустрінуті і глибоководні *Cytherella ovata* (Roemer), *C. gründeli* Kaye, *C. medvaensis* Weaver, *Cytherelloidea hindei* Kaye, *Cytherelloidea* sp. 1, *Krithe cushmani* Alexander, *Bairdoppilala pseudoseptentrionalis* Mertens, *Bythocypris* sp. За чисельністю переважають представники роду *Bairdoppilata*, які складають майже половину комплексу і відрізняються великими розмірами черепашок, а також *Cytherella* і *Cytherelloidea*. Інші остракоди представлені поодинокими

екземплярами. За видовим складом цей комплекс подібний до відомого комплексу остракод із сеноманських відкладів Великобританії.

Вивчення остракод із сантонських відкладів регіону проведене вперше. Одержані результати, хоч і мають попередній характер, все ж таки значно доповнюють уявлення про склад фауністичних комплексів крейдового палеобасейну, що розміщувався на Волино-Поділлі.

О. М. ВАСИЛЬЄВ

Харківський національний університет ім. В. Н. Каразіна, м. Харків

ДЕЯКІ АДАПТАЦІЙНІ МЕХАНІЗМИ КОНТРОЛЮ ХІМІЧНОГО СКЛАДУ ЧЕРЕПАШОК КАЙНОЗОЙСЬКИХ БІВАЛЬВІЙ

У першу чверть ХХ століття, коли В. І. Вернадським (1922) та його послідовниками були вперше сформульовані базові принципи біогеохімії, біологічний фактор контролю хімічного складу скелетної речовини безхребетних' розглядався як основний. Пізніше О. П. Виноградов (1935–44) розвинув цю ідею, відзначивши, що організми не повторюють склад середовища, вони активно вилучають з нього необхідні для живлення іони та сполуки завдяки обміну речовин, який склався еволюційно. З того часу при палеобіогеохімічних дослідженнях, які базуються на вивченні розвинутих груп організмів, роль біологічної функції з різною долею успіху враховувалася. У численних роботах відзначалися таксономічні особливості хімічного складу скелетів організмів на різному рівні: від типу до родів, але механізми, які контролюють цю залежність; звичайно характеризувалися досить загальною.

Палеобіогеохімічні дані, зокрема хімічний склад черепашок бівальвій, з успіхом використовуються для вирішення завдань з палеогеографії та стратиграфії кайнозою. Ефективність палеобіогеохімічних методик саме для стратиграфічного відрізка зумовлена досить високим ступенем збереження первинного хімічного складу черепашок. Широко відомі успіхи, які пов'язані з застосуванням біогеохімічного методу для оцінок температури та солоності кайнозойських палеобасейнів. Про біологічний контроль цих залежностей відомо не багато, в основному про нього згадують тоді, коли треба пояснити порушення зв'язку між параметрами середовища та біогеохімічними індикаторами.

Для оцінки температурного режиму вод древніх басейнів на протязі вже майже півстоліття використовується кальцій-магнієвий метод, який оснований на експериментально установленому зростанні вмісту

магнію у кальциті скелетів безхребетних з підвищенням температури вод їх проживання. Більш ретельні дослідження показали, що цей зв'язок не завжди реалізується. По-перше, Р. Моберлі (Moberly, 1968) знайшов, що темп нарощування карбонату кальцію відбивається на концентрації магнію у більшій мірі, ніж температура. По-друге, було встановлено (Dodd, 1967), що магнезійність скелетів безхребетних дуже сильно залежить від філогенетичної належності організму, причому діапазон концентрацій іноді складає десятки відсотків. Стало очевидним, що зв'язок між магнезійністю скелетної речовини та температурою вод проживання неоднаково реалізується в організмах різного рівня організації.

Магнезійний ефект легше фіксувати в кальцитовій скелетній речовині, яка вміщує більше магнію, ніж в арагонітовій. Тому для палеотемпературних оцінок використовуються бівальвії, скелети яких утворені низькомагнезійним кальцитом, це переважно представники родин *Ostreidae* та *Pectinidae*. Але, за нашими даними, температурний ефект у накопиченні магнію у скелетній речовині властивий й молюскам з арагонітовими черепашками. Магній до структури арагоніту пристосований менше, що пов'язано з параметрами кристалічної решітки цього мінералу, але концентрація магнію у скелетному арагоніті також контролюється температурою вод. Зокрема, така закономірність зафіксована для арагонітових черепашок *Dreissena polymorpha* з водоїми-охолоджувача Південно-Української АЕС (Васильев и др., 1995).

У бівальвій, як й в інших молюсків, біомінералізація відбувається за рахунок екстрацелюлярної рідини, яка, як правило, не сполучена безпосередньо з оточуючим середовищем. З цього можна вивести, що зв'язок магнезійності скелетної речовини та температури оточуючих вод певною мірою може зумовлюватися процесами біохімічної адаптації. На нашу думку, одним з шляхів реалізації цього зв'язку є ефект зростання кількості фруктозодифосфатази (ФДФази) – важливого ферменту глікоконезу, в умовах низьких температур, котрий одночасно абсолютно залежить від концентрації іонів магнію. В межах глікоконезу з неуглеводних попередників синтезується глюкоза. З глюкози, в свою чергу, здійснюється синтез глікогену, який запасється молюском для забезпечення гаметогенезу та інших життєво важливих процесів.

Механізм цього зв'язку такий. В періоди з оптимальними для молюска температурними умовами активність ФДФази, яка забезпечує глікоконез, досить значна, тому концентрація ферменту відповідно невелика. Магній у цьому випадку поглинається тканинами з гемолімфой також у помірній кількості, завдяки чому значна його частина надхо-

дять до екстрапаліальної рідини та утилізується у черепашці. За відхилення температурного режиму від оптимального процес глюконеогенеза, який продовжується, може відбуватися лише в умовах зростання концентрації ферменту ФДФази, що приводить до інтенсифікації поглинення м'якими тканинами магнію. Звичний режим розподілення магнію порушується, в екстрапаліальну рідину надходить менша кількість цього елемента, тому черепашка характеризується низькою магнезійністю.

Очевидно, що стиль біохімічних адаптацій до температурного режиму у різних груп організмів значно відрізняється. Можливо, використовується не тільки регуляція вмісту ферментів у клітинах, але й зміна їх каталітичної ефективності. З метою пристосування до широкого діапазону температур можуть бути застосовані дві або кілька різновидів ферменту з різною каталітичною ефективністю (Nochachka et al., 1983).

Мабуть саме з цієї причини магнезійність скелетної речовини в першу чергу зумовлюється філогенетичним положенням організму і лише в другу – температурою середовища проживання.

Щодо біогеохімічних показників солоності вод проживання організмів, то з цього приводу немає такої однаковості, як у випадку з температурним ефектом. Але, як вважає більшість спеціалістів, властивість індикатора солоності проявляє вміст в біогенних карбонатах натрію та стронцію (Turekian, 1955; Morrison et al., 1985). Розподілення згаданих хімічних елементів у черепашках бівальвів також значною мірою залежить від філогенетичного ефекту, що, на нашу думку, є відбиттям осмотичних адаптацій організмів.

Більшість жителів морських вод є осмоконформаторами, тобто тонічність їх внутрішнього середовища (гемолімфи, екстрапаліальної рідини та ін.) приблизно відповідає тонічності вод оточення. У повній мірі це справедливо стосовно стеногалінних форм, які здатні нормально розвиватися у водах порівняно вузького діапазону солоності. Осмотичний тиск внутрішнього середовища цих організмів практично завжди дорівнює осмотичному тиску довкілля. За умов підвищення або зниження солоності вод стеногалінні молюски ризикують загинути від осмотичного зневоднення або обводнення. Евригалінні морські молюски можуть у відносно вузькому діапазоні солоності вод регулювати тонічність позаклітинних рідин, тому ці рідини зберігають відносну стабільність вмісту хімічних елементів, які підтримують тонічність, зокрема, натрію.

Зі сказаного можна припустити, що молюски, які відносяться до стеногалінної та евригалінної груп, мають різні механізми відображення умов середовища у своїх позаклітинних рідинах та, як наслідок, у ске-

леті, який утворюється за рахунок однієї з цих рідин. У стеногалінних молюсків склад екстрапаліальної рідини змінюється грубо синхронно з коливанням солоності вод проживання та відбиває варіації вмісту натрію та стронцію – хімічних елементів, які, з одного боку, досить поширені у морській воді, а, з іншого, найактивніше концентруються у черепашках. Очевидно, тому вміст натрію і стронцію в черепашках саме цих молюсків інформує про солоність водного середовища найефективніше. Склад екстрапаліальної рідини евригалінних видів в цілому теж відбиває співвідношення найважливіших іонів у середовище, але цей зв'язок більш складний та ще більш грубий, тому що в опріснених водах вони здатні регулювати осмотичний тиск внутрішньомантієвих флюїдів незалежно від солоності вод зовнішнього середовища.

Це припущення добре ілюструється палеобіогеохімічними даними щодо солоності вод середньоміоценового басейну Волино-Поділля (Васильєв, Борисенко, 1990). За вмістом натрію та стронцію у черепашках бівальвій з нормально солоних та декілька опріснених зон (різниця оцінюється у 3–5‰) цього басейну з досить великого кола (біля 15 видів) вивчених молюсків лише два види *Glycymeris pilosa deshayesi* та *Glans rudista* показали себе як індикатори солоності вод. Це представники стеногалінних родин, інші з вивчених є евригалінними. Вірогідно, зміни солоності на кілька проміле поза критичних діапазонів (15–16%, 5–8‰) можна надійно зафіксувати лише за зміною концентрації натрію та стронцію у черепашках стеногалінних форм. Але зрозуміло, що це можливо тільки в досить вузькому діапазоні солоності.

Прісноводні молюски у більшості є осморегуляторами; регуляція осмотичного тиску у них здійснюється за рахунок підвищення тонічності внутрішнього середовища та виділення більшої кількості гіпотонічної сечі. Дефіцит сольового балансу, який виникає під час підтримки такого режиму, покривається за рахунок активної сорбції іонів ззовні. Таким чином, екстрапаліальна рідина, як і інші позаклітинні флюїди прісноводних молюсків, значно більше збагачена солями, ніж оточуюча вода. Тому й вміст у черепашках натрію та стронцію не наслідуює мінералізацію вод (Васильєв, 2001).

Безумовно, приклади, які ми навели, не вичерпують увесь спектр різноманітних адаптаційних механізмів бівальвій, які так чи інакше впливають на хімічний склад черепашок, але вони стосуються розподілення досить важливих хімічних елементів – магнію, натрію та стронцію, навколо яких майже століття ведуться дискусії біогеохіміків. Зважаючи на значну роль біологічного фактору у регулюванні хімічного складу черепашок бівальвій, можна передбачити, що навряд чи за концентрацією згаданих елементів можливі кількісні реконструкції

температур та солоності палеобасейнів з точністю до перших градусів або проміле. В той же час, ці дані є ще одним підтвердженням загальної інформативності традиційних палеобіогеохімічних методик, але для успішного їх використання треба ретельно добирати викопний матеріал (це стосується як таксономічної належності, так й ступеню пост-седиментаційних змін) та орієнтуватися в основному на якісні оцінки.

Л. Г. МІНТУЗОВА

ЛВ УкрДГРІ, м. Львів

ОСОБЛИВОСТІ СТРАТИФІКАЦІЇ КАЙНОЗОЮ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ КЕРЧЕНСЬКОГО ПІВОСТРОВА

В результаті багаторічного пошуково-розвідувального буріння в південно-західній частині Керченського півострова свердловинами розкриті відклади, які були розчленовані на майкопські (олігоцен – ранній міоцен), еоценові, палеоценові та крейдові.

В процесі виконання науково-дослідних робіт з'ясувалось, що значна частина вивчених розрізів свердловин, що відносилась до еоцену-палеоцену та крейди, містять органічні рештки, значно молодші за вік, прийнятий в існуючих варіантах стратифікації цих розрізів.

Свердловини в регіоні, що розглядався, розкрили подібні між собою осадові товщі, складені переважно глинами вапнистими, слабовапнистими, невапнистими з нерівномірними перешаруваннями алевролітів, мергелів, рідше вапняків з лінзами сидериту, включеннями піриту, глауконіту. Породи характеризуються різними кутами падіння, наявністю площин ковзання, перем'ятістю, дробленістю, брекчієвидністю. Вивчення видового складу форамініфер в породах показало наявність різновікових комплексів форамініфер, які належать різним стратиграфічним рівням. Комплекси розміщуються не в нормальній віковій послідовності, а хаотично, без порядку, що свідчить про відсутність стратифікації. Породи, датовані олігоценом, містять форамініфери еоцен - міоцену. Визначені як пізньоеоценові глини, містять форамініфери пізньої крейди, еоцену, міоцену. В мергелях, віднесених до пізньої крейди, знаходяться форамініфери ранньої та пізньої крейди, палеоцену. Відклади, датовані аптом-альбом, представлені аргілітами з комплексами форамініфер ранньої та пізньої крейди, кайнозою. Таким чином, серед глинисто-теригенних відкладів олігоцен – міоценового віку, тобто майкопу, присутні прошарки порід еоцену, пізньої крейди, апту-альбу олістостромового походження.

У Криму та на Керченському півострові олігоцен-міоценові відклади складають потужну майкопську серію, що характеризується переважно безкарбонатними глинами з прошарками алевролітів, пісків, сидериту, гравелітів, конгломератів та брекчій.

За результатами проведених досліджень цієї товщі, розкритої у південно-західній частині Керченського півострова, можна припустити, що седиментаційний процес майкопського басейну йшов за рахунок розмиву товщ палеогенових та крейдових порід, що склали південну сушу (Маймін, 1951) під впливом геодинамічних дислокацій у регіоні.

Зважаючи на нафтогазоносність майкопської серії, вважаємо доцільним враховувати отримані дані при пошуково-розвідувальних роботах на Керченському півострові.

Н. И. УДОВИЧЕНКО

Луганский педагогический университет, г. Луганск

О ВОЗРАСТЕ БУХАРСКОГО ГОРИЗОНТА ПАЛЕОГЕНА ФЕРГАНЫ

В междуречье Карасу-Исфара (Юго-Западная и Южная Фергана) исследовано 9 разрезов. Комплексы остатков акулых рыб установлены на четырех стратиграфических уровнях нижнебухарского и двух верхнебухарского подгоризонтов. Наиболее древний из них (12 форм) выявлен в алевритах, залегающих непосредственно на гипсах Гознау (разрез Сулюкта). Особенностью этого комплекса является значительное количество зубов *Odontaspis tingitana* Agamb. (9%) и *Pataeogaleus* sp. (34,5%). Первая форма встречается только в нижнем палеогене (Agambourg, 1952; Herman, 1977). Род *Palaeogaleus* в отложениях моложе палеогена не регистрируется (Cappetta, 1987). Массовое распространение его характерно для дания-монса, что подтверждается литературными данными и имеющимися у нас материалами из датских отложений Крыма и лузановских слоев Черкасской области Украины. В том же разрезе, в основании сулюктинских песков, залегающих на алевритах, обнаружен второй комплекс. Он включает 8 видов, характерных для палеогена: *O. tingitana* Agamb., *O. whitei* Agamb., *O. teretidens* Whitei, *Hypolophodon sylvestris* (White) и др.

Из верхней части этих же песков (разрезы Восточный, Гарым и др.) определено 27 видов. Среди них преобладают позднепалеогеновые формы: *Megasqualus orpiensis* (Winkl), *Heterodontus lerichei* Cas., *H. sylvestris*, *Palaeohypotodus rutoti* (Winkl), *O. whitei*, *O. teretidens* и др.

В разрезе Исфара в песчаниках с каратагским комплексом моллюсков из-за малочисленности материала определено только 3 вида акул: *O. whitei*, *O. teretidens* и *Striatolamia striata* (Winkl) Все они характерны для палеоцена.

Комплекс из песчаников основания верхнебухарского подгоризонта (разрез Исфара), включающий 15 видов, резко отличается от палеоценовых, охарактеризованных выше. В нем почти полностью отсутствуют зубы ламноидных акул (0,2%), преобладают скаты-хвостоколы *Dasyatis jaekeli* (Ler.) – более 88%, существенную долю составляют зубы *Rhizoprionodon* и *Physogaleus*, не встречающиеся в палеоцене. Перечисленные особенности свидетельствуют о раннеэоценовом возрасте вмещающих пород. Близкий по составу комплекс выявлен в залегающих выше доломитовых мергелях того же разреза.

Выводы.

Нижняя часть нижнебухарского подгоризонта имеет раннепалеоценовый возраст.

Большая часть того же подгори зонта (сулюктинские пески и песчаники с каратагским комплексом моллюсков) относится к верхнему палеоцену.

Верхнебухарский подгоризонт следует датировать ранним эоценом.

Т. С. РЯБОКОНЬ

Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев

БИОСТРАТИГРАФИЯ КИЕВСКОЙ СВИТЫ (СРЕДНИЙ ЭОЦЕН) КИЕВСКОГО ПРИДНЕПРОВЬЯ ПО ФОРАМИНИФЕРАМ

Киевское Приднепровье является стратотипическим для киевской свиты и в целом для киевского регионаруса среднего эоцена Северной Украины (Стратиграфия палеогеновых отложений ..., 1987). В разрезе киевской свиты выделяются (снизу вверх) две пачки: фосфоритовых песков и мергельно-алевритовая. В верхней части второй пачки, в отдельных разрезах (район г. Киева), отмечается маломощный слой бескарбонатной глины.

Среди множества обнажений киевской свиты в районе Киевского Приднепровья сегодня самым полным, а также и наиболее доступным и удобным для изучения является разрез кирпичного завода в с. Халеппе.

Изучению фораминифер из отложений киевской свиты посвящены работы П. А. Тутковского (1887, 1925), О. К. Каптаренко-Черноусовой (1946–1960), Е. Я. Краевой (1977), О. С. Липник (1951) и др.

Зональная схема по фораминиферам для киевской свиты впервые была разработана О. К. Каптаренко-Черноусовой (1951, 1958, 1960) преимущественно на разрезах Киевского Приднепровья. По изменению в видовом составе фораминифер мергельной толщи и обнаружению двух радиоляриевых прослоев (разрезы г. Киева), она выделила шесть микрофаунистических зон. При этом О. К. Каптаренко-Черноусова подчеркивала, что "... особливості щодо розподілу форамініфер по розрізу відкладів кийвського ярусу є наслідком різних етапів їх формування, а окремі комплекси можуть бути використані для детального зонального розподілу всієї мергельної товщі..." (О. К. Каптаренко-Черноусова, 1958, с.773). Наглинок (обуховская свита, согласно "Стратиграфическая схема...", 1987), по данным О. К. Каптаренко-Черноусовой, лишен фауны фораминифер, и его характеризуют лишь "остатки *Zostera*". Однако, несмотря на то, что район Киевского Приднепровья является стратотипическим для киевской свиты ДДв, предложенная О. К. Каптаренко-Черноусовой зональная схема по фораминиферам так и не нашла отражения в последующих стратиграфических схемах для среднеэоценовых отложений Северной Украины 1987, 1988, 1993 гг.

Наши исследования подтвердили установленную О. К. Каптаренко-Черноусовой смену комплексов фораминифер по разрезу, которая отражает эволюцию киевского бассейна во времени в пределах Киевского Приднепровья. Поэтому, считаем, что в основу биостратиграфического расчленения киевской свиты по фораминиферам должна быть положена схема О. К. Каптаренко-Черноусовой (1951, 1960), с некоторыми изменениями согласно новых данных (А. С. Андреева-Григорович, В. Ю. Зосимович, И. П. Соколов, 1975; В. С. Горбунов, 1979; Е. Я. Краева, 1974; Е. Я. Краева, С. А. Люльева, 1977; С. А. Мороз, И. П. Соколов и др., 1998; Т. С. Рябоконт, Т. В. Шевченко, 2001; Н. А. Савицкая, 1998; А. Б. Стотланд, 1983; и др.).

В разрезе киевской свиты Киевского Приднепровья представляется возможным выделить (снизу вверх) следующую последовательность слоев с фораминиферами:

– слои с *Clavulina szaboi* и *Acarinina* в фосфоритовых песках; эти слои отвечают одноименной (первой) зоне О. К. Каптаренко-Черноусовой; из этой части разреза С. А. Люльевой (1977) и Н. А. Савицкой (1998) определен нанопланктон зон NP15 и NP16; в фосфоритовых песках Е. Я. Краевой (1977) выделен первый комплекс фораминифер; С. А. Мороз, И. П. Соколов и др. (1998) выделили фосфоритовые пески в халепьянскую свиту;

– слои с *Acarinina*, без *Clavulina szaboi* приурочены к нижней части киевского мергеля и соответствуют второй зоне О. К. Каптаренко-Чер-

ноусовой; в них определена А. С. Андреевой-Григорович (1975), Н. А. Савицкой (1998), С. А. Люльевой (1977) нанозона NP16, а Е. Я. Краевой (1977) – выделены первый и второй комплексы фораминифер; В. А. Зелинская, И. П. Соколов (1971) в этой части разреза установили горизонт с брахиоподами; С. А. Мороз, И. П. Соколов и др. (1998) выделили пятый и четвертый комплексы моллюсков;

– слои с *Bulimina* выделяются в средней части киевского мергеля; они отвечают четвертой зоне О. К. Каптаренко-Черноусовой (“мергелю с обильными фораминиферами киевского яруса, но без акаринин”); в этой части разреза А. С. Андреевой-Григорович (1975), Н. А. Савицкой (1998 а, б) определены нанозона NP16 и зона по диноцистам *Aegosphæridium diktyoplokus*, а Е. Я. Краевой (1977) – выделен третий комплекс фораминифер; С. А. Мороз, И. П. Соколов и др. (1998) установили в этой части разреза киевской свиты третий и второй комплексы моллюсков;

– слои с *Uvigerina* и *Bolivina* выделяются в верхней части мергельной толщи; они отвечают нижней части зоны с мелкими боливинами О. К. Каптаренко-Черноусовой; А. С. Андреевой-Григорович (1975), Н. А. Савицкой (1998 а, б) здесь определены нанозона NP 17 и динозона *Rhombodinium rogosum*; Е. Я. Краева (1977) выделила третий комплекс фораминифер; к этой части разреза приурочен первый комплекс моллюсков С. А. Мороза, И. П. Соколова и др. (1998);

– слои с *Asterigerina lucida* выделяются в верхней части мергельной толщи (разрез карьера с.Халепье) и отвечают верхней части зоны с мелкими боливинами О. К. Каптаренко-Черноусовой; А. С. Андреева-Григорович (1975), Н. А. Савицкая (1998 а, б) определили здесь нанозону NP17 и динозону *Rhombodinium rogosum*, Е. Я. Краева (1977) выделила – третий комплекс фораминифер, С. А. Мороз, И. П. Соколов и др. (1998) – первый комплекс моллюсков; мергельная часть киевской свиты С. А. Морозом, И. П. Соколовым и др. (1998) была выделена в стайкинскую свиту, которая, вероятно, отвечает слоям с *Acarinina*, без *Clavulina szaboi*, слоям с *Bulimina*, слоям с *Uvigerina* и *Bolivina*, слоям с *Asterigerina lucida* (частично);

– слои с агглютинирующими фораминиферами установлены в слабикарбонатных и бескарбонатных глинистых алевролитах, которые отвечают слоям с песчаными фораминиферами бескарбонатных глин (седьмой зоне) О. К. Каптаренко-Черноусовой; Н. А. Савицкая (1998) в этой части разреза определила нанозону NP17 и динозону *Rhombodinium rogosum*; комплекс бентосных фораминифер из этой части разреза Н. В. Величко (С. А. Мороз, И. П. Соколов и др., 1998) сопоставила с восьмой зоной *Caucasinella pseudoelongata* Э. М. Бугровой (1988).

Несмотря на, казалось бы, достаточно полную изученность микрофоссилий киевских отложений, в их биостратиграфии и корреляции еще много спорных моментов. Так, ждет еще своего изучения вопрос о палеонтологической характеристике и стратиграфическом положении бескарбонатных глин, тесно связанный, по нашему мнению, с проблемой границы киевского и обуховского горизонтов Северной Украины. По всей видимости для разрешения этого вопроса необходимо специальное (комплексное) микропалеонтологическое изучение стратотипа обуховской свиты и ее границы с киевской в г. Обухов. Также, не менее важен вопрос корреляции среднеэоценовых отложений Киевского Приднепровья с таковыми северо-восточной и юго-восточной частей Днепровско-Донецкой впадины.

В. Ю. ЗОСИМОВИЧ, Е. Э. ПЕРКОВСКИЙ, А. П. ВЛАСКИН
Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев
Институт зоологии НАН Украины, г. Киев

РОВЕНСКИЙ ЯНТАРЬ: НОВЫЙ ЛАГЕРШТЕТТ

На сегодняшний день в Восточной и Средней Европе признаны три лагерштетта палеогеновых янтарей: балтийский янтарь (пос. Янтарный), саксонский янтарь (Биттерфельд) и ровенский янтарь (Украинское Полесье) (Weitshat, 2000).

Ровенский янтарь, анализу фауны из которого посвящена настоящая публикация, собран на Клесовском (подавляющее большинство включений) и Дубровицком месторождениях, являющихся составной частью обширной области развития янтареносных отложений на севере Ровенской и Житомирской областей в пределах Украинского Полесья. Промышленная добыча ровенского янтаря в Клесове и Дубровицах началась сравнительно недавно. До этого янтарь собирали в сущности кустарным способом из песчано-глинистых отложений вскрыши гранитных карьеров в окрестностях п. Клесова, в отвалах дренажных канав, в естественных выходах янтареносных отложений по берегам рек.

В структурном плане область развития янтареносных отложений приурочена к периферии северо-западной части Украинского щита. Здесь на докембрийских образованиях и корах их выветривания залегают континентальные и мелководные морские отложения палеогена, континентальные (преимущественно озерно-болотные) отложения неогена и континентальные (главным образом ледниковые) образования антропогена. В составе палеогеновых отложений в наиболее полных

разрезах выделяются бучакская (лютет), киевская (баргон), обуховская (приабон), межигорская (рюпель) и берекская (хатт) свиты; в составе неогеновых отложений – новопетровская свита, толща пестрых и красно-бурых глин; в составе антропогена – моренный водно-ледниковый комплекс и аллювий речных долин.

Янтарь встречен почти во всех стратиграфических подразделениях осадочного чехла. Его находки не известны только в бучакских отложениях и крайне редки – в киевских. Однако и в той части разреза, где присутствие янтаря фиксировалось многократно, его содержание в породе существенно различно. Наиболее богатые россыпи связаны с обуховской (верхний эоцен) и межигорской (нижний олигоцен) свитами.

Позднеэоценовый возраст обуховской свиты определяется результатами изучения палеонтологических материалов. По данным А. Б. Стотланда, диноцисты обуховской свиты составляют комплекс с *Charlesdowniea clathrata angulosa*, характерный для обуховского региона в стратотипическом разрезе, альминского региона Причерноморской впадины и Крыма, белоглинского горизонта Северного Кавказа, приабонского яруса Западной Европы. Столь же характерен для верхнеэоценовых отложений различных регионов юга Восточно-Европейской платформы и комплекс палиноморф с *Myrica pseudogranulata-Quercus gracilis-Q. graciliformis*. По данным А. Б. Стотланда, комплекс диноцист межигорской свиты содержит в своем составе виды, характерные для зональных комплексов раннего олигоцена – *Phthanoperidinium amoenum-Wetziella simmetrica-Wetziella gochtii*, что соответствует характеристике диофлоры межигорского региона в стратотипе, борисфенской свиты Причерноморской впадины, планорбелловой свиты Крыма, пшехской свиты Северного Кавказа, рупельского яруса Западной Европы.

В вопросе о происхождении янтарей Украинского Полесья долгое время доминировала гипотеза их привноса в места захоронения на Украинском щите морскими течениями из Прибалтики (Катинас, 1971 и др.). Действительно, пространство от Северо-Западной Европы до Южного Приуралья (палеоседиментационная провинция Субпаратетис) в позднем эоцене и раннем олигоцене было покрыто морскими бассейнами, существование течений в которых и, следовательно, перенос янтаря представляются совершенно реальными. Изучение палеонтологических материалов подтверждает одновозрастности основных янтареносных толщ Украинского Полесья и Прибалтики – соответственно обуховской и прусской свит (Григялис и др., 1988).

Однако анализ палеогеографической и палеоседиментационной обстановок позднего эоцена – раннего олигоцена в северо-западной час-

ти Украинского шита позволяет говорить о том, что в конце эоцена здесь создались благоприятные условия для формирования автохтонных россыпей янтаря. Косвенным подтверждением этого служит твердо установленный эоценовый возраст автохтонных янтарей севера Люблинского воеводства Польши (Kasinski, Tolkanowicz, 1999): янтареносные слои в Парчеве датируются по нанопланктону зонами NP 17–18 (Kosmowska-Ceranowicz et al., 1990).

Поскольку и балтийский, и ровенский янтарь – сукциниты, ключом к пониманию их генезиса послужил, как и предсказывалось (Zherikhin, Eskov, 1999), анализ включений.

Долгое время ровенский янтарь считался бедным включениями, даже по сравнению с белорусским (Zherikhin, Eskov, 1999); его "бедность" инклюзами была даже одним из главных аргументов против автохтонности ровенского янтаря (Kosmowska-Ceranowicz et al., 1990). Однако в действительности почти все инклюзы просто уничтожались или становились недоступными для научного исследования вплоть до начала целенаправленного их отбора на заводе "Укрянтарь" для коллекции Института зоологии НАНУ авторами данной статьи. Определение уже первой сотни членистоногих из ровенского янтаря в лаборатории артропод ПИН РАН не оставило сомнений в своеобразии этой фауны, сильно отличающейся от фауны балтийского янтаря как по удельному весу различных групп (Perkovsky, 2001), так и по таксономическому составу (Perkovsky, 2001; Kasparyan, 2001; Семенов, Перковский, Петренко, 2001; Симутник, 2001; Длусский, 2002 и др.). За первые два года работы авторами статьи просмотрено 1500 кусков янтаря с инклюзами, 1300 из них составили коллекцию янтарных инклюзов Института зоологии НАНУ, в которой насекомые представлены 73 семействами 15 отрядов.

Наиболее выразительны отличия мирмекофаун ровенского и балтийского янтарей – как по соотношению доминантных видов (Perkovsky, 2001; Длусский, Перковский, 2002), так и по составу мирмекофаун. В ровенском янтаре не найден ни один из 13 видов *Dolichoderus* из балтийского янтаря, но обнаружено 3 эндемичных вида (Длусский, 2002; Длусский, Перковский, 2002). В первой сотне муравьев ровенского янтаря найдены также два новых вида рода *Tapinota*, *Rhopalomyrmex* sp. n., *Plagiolepis* sp. n., два новых вида рода *Oligomyrmex*, *Aphaenogaster* sp. n. и два новых рода Мургмицинае (Длусский, Перковский, 2002).

Редкость диаприид (по сравнению со сцелионидами) (Perkovsky, 2001), как и невысокий удельный вес водных форм – хирономиды и церапогониды составляют всего 26% диптерофауны (по сравнению с 46% в репрезентативной коллекции, определенной в лаборатории ар-

ропод ПИН РАН) (Perkovsky, Zosimovich, Vlaskin, 2002), редкость ручейников (Perkovsky, 2001) возможно связана с большей сухостью климата на севере Украинского щита в позднем эоцене.

Изучение фауны ровенского янтаря может быть использовано не только для уточнения стратиграфии янтареносных отложений Украинского Полесья, но и для понимания генезиса белорусского (Богдасаров, 2001) и саксонского (Perkovsky et al, 2002) янтарей.

Т. В. ШЕВЧЕНКО

Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев

ЭВОЛЮЦИЯ ДИНОФИТОВЫХ ВОДОРОСЛЕЙ КАК ОСНОВА ДЛЯ РЕШЕНИЯ ПРОБЛЕМ СТРАТИГРАФИИ СРЕДНЕЭОЦЕНОВЫХ – ОЛИГОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОЙ УКРАИНЫ

Палеогеновые отложения широко распространены на территории Украины, включая Украинский щит. Стратификация среднеэоценовых – олигоценовых отложений в пределах УЩ осложнена тем, что эти осадки практически не содержат ни известкового нанопланктона, ни моллюсков, ни фораминифер. Такая ситуация породила целый ряд дискуссионных вопросов, которые касаются как проблем расчленения бескарбонатных толщ, так и корреляции их с сопредельными регионами ДДВ и Южной Украины, а также ярусами Западной Европы.

Сегодняшняя потребность геологической съемки в кондиционных стратиграфических схемах вызвала необходимость привлечения других групп микроископаемых для биостратиграфии отложений палеогена. Такой группой в настоящий момент являются динофитовые водоросли. Будучи внефациальными микрофитофоссилиями, они встречаются как в карбонатных, так и в бескарбонатных осадках, что выгодно отличает их от других планктонных групп.

Для выявления пригодности диноцист для биостратиграфических построений второй половины палеогена в пределах УЩ нами были исследованы 10 опорных разрезов северо-западного и центрального районов УЩ и для сравнения – 2 разреза стратотипической местности юго-западного района ДДВ (Киевское Приднепровье). Установлено, что в породах верхней части киевского регионаруса УЩ и Киевского Приднепровья содержатся многочисленные остатки фитопланктона; в отложениях обуховского регионаруса они менее обильны, но представительны. Осадки (в основном пески) межигорского и берекского регио-

ярусов в пределах УЩ не содержат диноцист, что, вероятно, связано с неблагоприятными условиями захоронения. Динофитовые в олигоценых отложениях обнаружены только в более глубоководных фациях Киевского Приднепровья.

Изучение систематического состава ископаемых цист динофлагеллат позволило выделить этапы в развитии динофитовых в пределах УЩ, установить закономерности и особенности их развития в регионе и на основе этого определить биостратиграфические критерии для выделения зональных подразделений по диноцистам на разных стратиграфических уровнях. Основой для зонального расчленения отложений среднего эоцена – олигоцена УЩ и Киевского Приднепровья послужила эволюционная этапность развития диноцист. Отмеченное единство развития динофлоры УЩ, Киевского Приднепровья и сопредельных регионов (центральные районы ДДВ, Южная Украина, Северный Кавказ) в определенные промежутки среднеэоценового – олигоценного времени свидетельствует о взаимосвязи их геологической истории, что было учтено нами при биостратиграфических построениях и корреляции.

В пределах изученной территории установлены комплексы трех зон диноцистовой шкалы с участием зональных видов, принятой для юга СНГ (по А. С. Андреевой-Григорович, 1991) и двух слоев с флорой. Последовательная смена зон отмечена только в разрезах Киевского Приднепровья, где практически все изученные пробы насыщены остатками динофитовых (границы между зонами проводились по появлению новых таксонов (интервал–зоны)). Смыкаемость границ зон в пределах УЩ не удалось проследить, так как зачастую разрезы палеогена здесь представлены либо отложениями только одного регионаруса, либо по причине отсутствия диноцист в перекрывающих отложениях. Поэтому для УЩ выделялись вспомогательные биостратиграфические подразделения – слои с динофлорой (Стратиграф. кодекс Украины, 1997).

Результаты исследований подтвердили существующие ныне сопоставления регионарусов Северной Украины с ярусами Западной Европы. Зональная ассоциация *Rhombodinium porosum* – *Heteraulacacysta porosa*, установленная в отложениях верхней части киевского регионаруса, датируется второй половиной бартонского века среднего эоцена; ассоциация *Charlesdowniea clathrata angulosa-Deflandrea phosphoritica* sp., установленная в отложениях обуховского регионаруса, характеризует приабонский век позднего эоцена; ассоциация *Phthanoperidinium amoenum* – *Wetzelialla symmetrica*, выявленная в нижней части осадков межигорской свиты, датируется первой половиной рупельского века раннего олигоцена; ассоциация *Wetzelialla gochtii* из верхней части ме-

жигорських відкладень, характеризує другу половину рюпельського віку раннього олігоцену; асоціація *Homotryblium floripes* із осадових берекської свити належить до хаттського віку пізнього олігоцену.

Таким чином, відкладення середнього еоцену – олігоцену УЩ, вважані раніше в значній своїй мірі "немають", містять численні і достатньо репрезентативні комплекси органічного мікрофітопланктону (диноцисти, акритархи, празинофіти), які можуть бути ефективно використані для розчленування і кореляції слабокарбонатних і бескарбонатних відкладень.

В якості біостратиграфічних критеріїв розчленування і кореляції середнеоценових – олігоценових відкладень УЩ можуть бути використані установлені зони і шари з діноцистами. Виявлення цих підрозділів в конкретних розрізах (особливо в літологічно монотонних товщах) може бути досягнуто послідовним їх опробуванням, надаючи більше уваги при відборі глинистим прослойкам.

В. Ю. ОЧАКОВСЬКИЙ

Інститут геологічних наук НАН України, м. Київ

РЕКОНСТРУКЦІЯ РОСЛИННОСТІ ТА КЛІМАТУ ПІВНІЧНОЇ УКРАЇНИ В РАНЬОМУ ОЛІГОЦЕНІ (ЗА ПАЛІНОЛОГІЧНИМИ ДАНИМИ)

Нижньоолігенові відклади Північної України (ДДз, УЩ) виділені в межигірську світу. З прошарків глини межигірської світу нами одержаний палінокомплекс, виходячи зі складу якого, ми реконструювали характер рослинності та клімату регіону в ранньому олігоцені.

В цілому в палінокомплексі переважає пилок голонасінних. Вони представлені такими родинami: Pinaceae (*Pinus*, *Picea*., *Abies*, *Tsuga*, *Cedrus*, *Cathaya*), Taxodiaceae (*Sciadopithys* sp., *Taxodium* sp., *Glyptostrobus* sp.), Cupressaceae. Знайдений пилок *Ephedra*. Найбільшу роль в комплексі відіграє пилок *Pinus* та *Sciadopithys*.

Кількість покритонасінних менша, ніж голонасінних, проте їх таксономічне різноманіття набагато більше. Покритонасінні деревні та чагарникові представлені такими родинami: Fagaceae (*Fagus*, *Quercus*, *Castanea*); Betulaceae (*Betula*, *Alnus*, *Carpinus*, *Corylus*, *Ostrya*); Juglandaceae (*Carya*, *Pterocarya*, *Engelhardtia*, *Platycarya*., *Oreamunoo*); Salicaceae (*Salix*); Myricaceae (*Myrica*, *Comptonia*); Aceraceae (*Acer*); Tiliaceae (*Tilia*); Aquifoliaceae (*Ilex*); Oleaceae; Moraceae. В комплексі представлені покритонасінні трав'янисті рослини з таких родин: Bras-

sicaceae, Caprifoliaceae, Cyperaceae, Liliaceae, Nelumbonaceae, Ranunculaceae, Rhamnaceae, Scrophulariaceae, Solanaceae.

Знайдені також поодинокі спори папоротеподібних із родів *Polypodium*, *Onoclea*, *Cyathea*, *Gleichenia*, *Mathonia*, *Osmunda*, *Schizea* а також плауноподібних – *Lycopodium* та *Selaginella*.

До складу комплексу входять рослини, які відносяться до різних кліматичних груп, в саме:

1. помірної та теплопомірної – *Betula*, *Corylus*, *Alnus*, *Carpinus*, *Myrica*, *Carya*, *Acer*, *Tilia*, *Pinus*, *Picea*, *Tsuga*;
2. помірно теплої та субтропічної – *Engelhardtia*, *Ilex*, *Osmunda*;
3. субтропічної та тропічної – *Glyptostrobus*, *Ephedra*, *Sciadopithys*, *Podocarpus*, *Nyssa*.

Виходячи з такої неоднорідності комплексу, ми можемо зробити висновок про перехідний від субтропічного до теплопомірного характер клімату, при якому вже домінують типово теплопомірні рослини, але в складі флори ще зберігається значна участь субтропічних елементів.

Можна зробити висновок про існування різних типів рослинних угруповань, основним із яких, були ліси мішані, сосново-широколистяні з участю деяких субтропічних та теплопомірних рослин (*Sciadopithys*, *Engelhardtia*, *Ilex*, *Castanea*, *Podocarpus*). Домінували в цих лісах *Pinus*, *Quercus*, *Fagus*, *Carpinus*, *Betula*. Чагарниковий ярус складався з *Corylus*, представників *Oleaceae* та, ймовірно, *Myrica*. Підлісок утворювали трав'янисті рослини з родин *Ranunculaceae*, *Scrophulariaceae*, *Cyperaceae*, *Liliaceae*, *Brassicaceae*. Існували водойми, по берегах яких зростали *Alnus*, *Salix*, *Myrica* а водна рослинність представлена *Nelumbonaceae*. Також мали місце болотяні ліси з *Taxodium* та *Nyssa*.

Нами зроблена реконструкція клімату за двома методиками:

1. методикою Грічука (1969), сутність якої полягає у накладанні кліматичних ареалів сучасних таксонів у координатах середньої температури найтеплішого та найхолоднішого місяців року та одержання площі їх сумісного зростання;
2. методикою, що розроблена Fauquette, Guiot, Suc (1998), яка полягає в знаходженні інтервалу сумісного зростання сукупності видів рослин за рядом показників клімату (середня температура повітря найтеплішого місяця року (липня), середня температура повітря найхолоднішого місяця року (січня), середньорічна температура повітря, середньорічна кількість опадів).

За першою методикою були отримані такі показники клімату:

1. середня температура повітря найтеплішого місяця року (липня) = +20 ... + 26°C;

2. середня температура повітря найхолоднішого місяця року (січня) = $-1 \dots + 8^{\circ}\text{C}$.

За другою методикою були отримані такі показники клімату:

1. середня температура повітря найтеплішого місяця року (липня) = $+19 \dots + 23^{\circ}\text{C}$;

2. середня температура повітря найхолоднішого місяця року (січня) = $-1 \dots + 7^{\circ}\text{C}$;

3. середньорічна температура повітря = $+10 \dots + 12^{\circ}\text{C}$;

4. середньорічна кількість опадів = 1100–1300 мм.

Таким чином, рослинність раннього олігоцену відображує перехід від субтропічної еоценової з домінуванням вічнозелених макротермних рослин до теплопомірної олігоцен-міоценової з домінуванням мезотермних рослин (хвойних та широколистяних листопадних).

Клімат раннього олігоцену можна охарактеризувати як перехідний від субтропічного до теплопомірного, помірно вологий.

Б. Ф. ЗЕРНЕЦКИЙ

Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев

NUMMULITES FICHTELI MICKELOTTI, 1841, ИЛИ NUMMULITES INTERMEDIUS D'ARCHIAC, 1846 ?

При создании бizonaльной шкалы олиго-миоцена Европейских бассейнов с использованием крупных неретических бентосных фораминифер (В. Cahuzac et A. Poignant, 1997) приводится авторами вид *Nummulites fichteli*, давно вышедший из употребления. Правомерно ли использовать его название?

Как известно, крупные фораминиферы – нуммулитиды сыграли основополагающую роль в биостратиграфическом расчленении третичных осадков. Именно они послужили основой для названия палеогена – нуммулитовой системой. Поэтому к использованию видовых названий, прочно вошедших в мировую литературу, следует относиться особенно бережно.

Nummulites fichteli (A) был описан Мичелотти (Michelotti) в 1841 г. как вид, который характеризовал начало олигоценовой эпохи. Позже в 1853 г. Аршиак и Гейм (d'Archiac et Heime), не зная о диморфизме, включили его в синонимичку вида *Nummulites intermedius* (B) и проследили его распространение во всей Альпийской складчатой зоне от Пиринеев на западе до Индонезии на востоке, указав что первый вид отличается от второго лишь меньшими размерами и является его юной формой.

Открытие диморфизма у нуммулитов в конце XIX века внесло существенные поправки в их видовую классификацию. В 1883 г. Э. Мюнье-Шальма и Ш. Шлюмберже предложили, чтобы избежать путаницы, мегасферические генерации с большой центральной камерой обозначать буквой (A), а микросферическую генерацию буквой (B), и наименование вида давать по последней.

Однако, еще долго палеонтологи следуя примеру своих предшественников продолжали описывать обе генерации одного и того же вида под различными названиями.

Согласно правилам зоологической номенклатуры один и тот же вид не может иметь двух наименований. Поэтому принимая во внимание сущность диморфизма нельзя использовать систему двойного наименования видов, давно сведенного в синонимику. Следует придерживаться системы наименований, предложенной Ж. Буссаком (Bussac, 1911) который в обширной синонимике подтвердил валидность вида *N. intermedius* для осадков, характеризующих начало олигоцена, доказав, что *N. fichteli* (A) является мегасферической генерацией *N. intermedius* (B).

Таким образом, в начале XX века во всех странах, где развиты мелководные фации олигоцена, содержащие крупные фораминиферы для биостратиграфических целей используется видовое название *N. intermedius*. Оно прочно вошло в литературу не только на территории бывшего Советского Союза (Г. И. Немков, 1960), но и во всем Средиземноморье. Этот вид был подвержен тщательной математической обработке, как наиболее пригодный, поскольку фактор времени для него не играет большого значения. Его находки были зафиксированы лишь в первой половине олигоцена.

Следовательно название *N. fichteli*, как мегасферической генерации *N. intermedius* должно быть изъято из употребления.

Даже не зная о сущности диморфизма у нуммулитов, а только лишь руководствуясь правилами международного кодекса зоологической номенклатуры, принятым XV Международным зоологическим конгрессом (1966) стр.13–14, статья 23, следует применить название *N. intermedius*, т. к. пункт (A) – допускает и считает, что "... название, не являющееся старейшим пригодным названием, тем не менее считается действительным (валидным) названием данного таксона и далее ...

– ... название, не употреблявшееся в качестве старшего синонима в основной зоологической литературе более пятидесяти лет, должно считаться забытым названием (*nomen oblitum*),

– ... и не должно употребляться (*nomen oblitum*) без специального постановления комиссии".

На территории бывшего Советского Союза в областях развития

мелководных фаций в олигоцене (Карпаты, Кавказ) видовое название *N. fichteli* ни разу не упоминалось на протяжении XX столетия. Поэтому если встречаются в осадке обе генерации, то следует писать *N. intermedius* (A, B).

И. М. БАРГ

Днепропетровский национальный университет, г. Днепропетровск

БИОСТРАТИГРАФИЯ МИОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО ПРИСИВАШЬЯ

Район исследований в геоструктурном отношении находится в пределах Сивашской впадины Скифской плиты, занимающей северо-восточную часть Крымского полуострова. Сивашский грабен с юга окаймляет Восточно-Европейскую платформу, отделяя ее от Скифской плиты. Эта территория заканчивает собой съемочные листы Крымской серии и таким образом к настоящему времени вся территория Равнинного Крыма завершена геологической съемкой масштаба 1:200000.

Согласно решению МСК Украины и стратиграфическому кодексу Украины (1997, 1998 гг.) асканийская и горностаевская свиты отнесены в настоящее время к верхнему палеогену (P_3), а миоцен начинается с чернобаевской свиты (N_1cb). Поскольку территория Северного Присивашья является в то же время северным бортом Причерноморского прогиба, то здесь целесообразно использовать стратиграфические подразделения легенды как Причерноморской, так и Крымской серии.

Верхний палеоген. Асканийская свита (P_{1as}).

Эта свита представлена зеленовато-серыми алевритистыми, местами песчанистыми глинами. Мощность свиты достигает 100 м и по своему стратиграфическому положению и фаунистическим остаткам она коррелируется с нижней частью верхнекерлеутского горизонта. Отложения свиты залегают трансгрессивно на породах серогозской свиты и перекрывается согласно осадками горностаевской свиты (P_3gr).

Среди фаунистических остатков в отложениях свиты наиболее часто встречаются моллюски: *Chlamys hofmanni*, *Chl. bifida*, *Cardium abundans*, *Nucula kalmykensis*, фараминиферы: *Spiroplect ammina carinata*, *Sphaeroidina variabilis*, остракоды: *Cytherella beyrichi*, *C. gracilis*, *Pontocypris oligocenica*, *Paracypris aerodynamica*, *Cytherella pasticolis*.

Верхний палеоген. Горностаевская свита (P_3gr).

Неразрывно связана с отложениями асканийской свиты, составляя с ней единый трансгрессивно-регрессивный комплекс. В литологичес-

ком отношении свита представлена чередованием песков, алевроитов и зеленовато-серых глин. Мощность свиты колеблется от 100 до 350 м. Наиболее полные разрезы свиты изучены на Чонгарском полуострове, Стрелковой площади и в Восточной части Равнинного Крыма. В фаунистическом комплексе горностаевских отложений отмечены моллюски: *Chlamys cornea*, *Gardium abundans*, *Dentalium kickhi*, фораминиферы: *Porosonion dendritena*, *Elhidium onerosum*, *Cibicides ornatus*, *Nonion granasns*, остракоды: *Pontocypris brevis*, *Pterygocytherois jonesii*, *P. fimbriata fimbriata*. Отложения свиты четко коррелируются с верхней частью верхнекерлеутского горизонта Равнинного Крыма и Керченского полуострова.

Неогеновая система. Нижний миоцен. Арабатская свита (N₁ar). Чернобаевская свита (N₁cb).

В литологическом отношении свита представлена темно-серыми и зеленовато-серыми глинами, в нижней части черными. В средней части свиты на Чонгарском полуострове и Присивашье выделяется пачка желтовато-серых и белых кварцевых песков мощностью до 10 м. Южнее широты г. Каховка–Мелитополь отложения свиты срезаны маячковскими отложениями. Мощность свиты на севере площади достигает 55–60 м, а к югу уменьшается до 30 м. Фаунистические остатки в свите редки и представлены моллюсками: *Nucula* sp., *Chlamys* sp., *Fusus* sp., *Cardium abundans*, фораминиферы: *Neobulimina elongata*, *Bulimina tumidula*, остракодами рода *Neomonoceratina*.

Нижний миоцен. Маячковская свита (N₁mc).

Представлена изумрудно-зелеными, мелкозернистыми глауконитовыми песками, переходящими по простирацию в глины. Отложения свиты залегают трангрессивно на разновозрастных породах и перекрыты чокракскими или более молодыми отложениями среднего миоцена. Мощность свиты колеблется от нескольких метров до 30 м. Фаунистическая характеристика свиты и ее опорные разрезы детально описаны в наших работах (Барг, 1969, 1993). По своему стратиграфическому положению и фаунистической характеристике отложения свиты синхронны томаковским слоям Южного склона УКЩ и тарханскому региоярису Крыма.

Средний миоцен. Чокракский региоярус (N₁ck).

Отложения региояруса имеют ограниченное распространение, главным образом в западной части площади, протягиваясь полосой от г. Херсона до г. Скадовска. Сложен чокрак теригенными породами. В юго-восточной части площади встречены серые и желто-зеленые пески мощностью до 4 м. В западной части представлен песчаниками и серовато-зелеными песками незначительной мощности, в южной части преобладают глины до 8 м мощности. В верхней части разреза встречаются

ся известняки и изредка конгломераты. Мощность отложений здесь достигает 2–6 м.

Среди фаунистических остатков встречены моллюски: *Chlamys* ex gr. *pertinox*, *Cardium impar*, фораминиферы: *Nonion parvus*, *Quinqueloculina* cf. *akneriana*, *Elphidium aculeatum*, *E. macellum*, остракодами: *Trachyleberis dromas*, *Tr. spinulosa*, *Cytheridea* cf. *acarinata*. Судя по фауне отложения относятся к верхней части чокрака – брыковским слоям (зона *Nonion parvus*). В отдельных местах отложения чокрака полностью размыты караганской трансгрессией, а в местах их сохранения тесно связаны с породами караганского регионаруса.

Средний миоцен. Караганский регионарус (N₁ krg).

Преобладающими породами регионаруса являются различные известняки: органогенные, пелитоморфные, оолитовые, перекристаллизованные, доломитизированные с редкими пропластками глин. Породы карагана залегают трансгрессивно на отложениях маячковской свиты или более древних осадках. Фауна бедна и однотипна: *Spaniodontella pulehella*, *S. gentiles*, *Mohrenstermia barboti*, *M. grandis*. Мощность отложений колеблется от 9 до 20 м.

Средний миоцен. Конкский регионарус (N₁ knk).

Конкский регионарус нами рассматривается в сотаве эрвилиево-фолладовых (картвельских) и веселянских слоев. Сартаганские слои на этой площади, очевидно, размыты сарматской трансгрессией.

Картвельские слои представлены известняками органогенно-обломочными, оолитовыми, пелитоморфными, доломитизированными. Иногда встречаются прослойки известковых глин и детритусовых песков. Мощность отложений достигает 3 м. Среди фаунистических остатков преобладают *Ervilia trigonula*, *Barnea pseudoustjurtensis*, а также значительное количество собственно конкских моллюсков, что сближает их с веселянскими слоями.

Веселянские слои. На западе площади представлены зеленовато-серыми известковыми глинами. Мощность 7 м, а на востоке это известняки светлые, местами с гравием и галькой в основании, что свидетельствует о размыве здесь сарматских отложений. Мощность здесь колеблется от 1 до 7 м. Среди фаунистических остатков наиболее часто встречаются типичные веселянские моллюски: *Cardium andrussovi*, *Venus konkensis*, *Ervilia trigonula*, *Cylichna lajoncaireana*, *C. melitopolitana*.

Верхний миоцен. Сарматский регионарус (N₁ sgm) представлен осадками нижнего, среднего и верхнего подъяруса.

В основании нижнесарматского подъяруса залегают терригенно-карбонатная толща, представленная известняками с пропластками глин. Это пелитоморфные, органогенные и оолитовые известняки, мощнос-

тью от 0,5 до 27 м с *Ervilia dissita*, *Maetra eichwaldi*, *Cardium praeplicatum*, *C. lithopodolicum*, *C. vindobonensis*. Эта толща залегает главным образом на юге площади.

В районе рек Днепра и Ингульца залегают терригенные и карбонатные отложения, мощностью от 0,5 до 20 м, представленные ритмичным чередованием песков, известняков, глин с фауной *Ervilia dissita*, *E. trigonula*, *Cardium vindobonensis*, *C. lithopodolicum*, *C. ustjurtensis*, *Paphia vitaliana*. В глинистых фациях на границе нижнего и среднего сармата выделяется нерасчлененная **красноперекопская свита (N_1kp)**. Мощность свиты достигает 21 м. В свите наиболее часто встречаются моллюски: *Ervilia dissita*, *Cardium vindobonense*, *Paphia vitaliana*, *Buccinum duplicatum*.

В составе среднесарматского подъяруса (N_1spm_2) встречаются карбонатная толща, сложенная органогенными и пелитоморфными известняками с *Maetra fabreana*, *M. vitaliana*, *Cardium fittoni*, *C. nefandum*, *C. dongingki*, *Modiola sarmatica*. Мощность отложений от 6 до 50 м. Среди терригенных отложений встречены пески, глины песчаные, алевриты с линзами глин и песчаников. Мощность отложений от 30 до 70 м. Фауна обильна и содержит *Maetra fabreana*, *M. podolica*, *Paphia vitaliana*, *P. gregoria*, *Cardium bajarunasi*, *Trochus sarmates*.

Эти осадки по своим фаунистическим особенностям отвечают васильевским и днепропетровским слоям.

Верхний сармат. Херсонский региоподъярус (N_3spm_3).

В составе региоподъяруса встречаются светло-серые и желтовато-серые известняки с пропластками мергелей и оолитовых глинистых известняков, пелитоморфные известняки. Мощность отложений от 20 до 105 м. Повсеместно встречается фауна *Maetra caspia*, *M. crassilollis*, *M. bulgarica*, *M. naviculata*.

Верхний миоцен. Маотический региоярус (N_3m).

Багеровский подъярус представлен.

В составе региояруса в его нижней части выделены нерасчлененные отложения багерово-акманайского региоподъяруса (N_3bg-ak). В литологическом отношении известняки органогенные, политоморфные, глинистые, мергели. Мощность отложений достигает от 15 до 40 м. Среди фаунистических остатков встречены: *Potamides novorossica*, *C. amigdaloides*, *Dosinia maotica*, *Ervilia minuta*, *Potamides disjunctoides*.

В районе нижнего течения р. Буг выделяют мелководные терригенные осадки в виде глин, алевритов и известняков. Залегают эти отложения трансгрессивно на херсонском региоподъярусе. В данном районе их выделили в качестве ягорлицких слоев (N_{ijg}) с *Potamides disjunctoides*, *Dosinia maotica*, *Abra tellinoides*, *Ervilia trigonula*. Мощность этих

отложений от 10 до 60 м и в этом районе они отвечают по объему багрово-акманайским слоям.

Венчают разрез миоцена **одесские слои новороссийского подъяруса (N₁рп).**

Это органогенные и оолитовые известняки мощностью от 1 до 15 м с *Prosodacna littoralis*, *Monodacna pseudocatillis*, *Dreissena rostriformis*, *D. simplex*, *Congerina novorossica* etc.

А. П. ОЛЬШТЫНСКАЯ

Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ЭВОЛЮЦИИ ДИАТОМЕЙ В МИОЦЕНОВЫХ БАСЕЙНАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНОГО ПАРАТЕТИСА

На протяжении миоцена в бассейнах Восточного Паратетиса развились и сменяли друг друга во времени диатомовые сообщества различного таксономического состава и экологической структуры, что определялось условиями их обитания. Начало миоцена было существенным рубежом в эволюции диатомей в регионе. С этого времени начали формироваться комплексы, отличающиеся от палеогеновых на уровне семейств и родов. Господство класса *Centrophyceae*, характерное для палеогена, сменилось в неогене тенденцией к доминированию класса *Pennatophyceae*. В раннем миоцене особенно активно эволюционировал порядок *Araphales*.

В начале миоцена в Восточном Паратетесе исчезли такие реликтовые роды, как *Distephanosira*, *Eunotogramma*, *Sheshukovia*, *Puxilla* и появились многочисленные виды родов *Actinocyclus*, *Aulacoseira*, *Cavitatus* и *Thalassionema*. Важная роль в планктоне принадлежала родам *Craspedodiscus*, *Actinoptychus* и *Coscinodiscus*. С этого времени в бассейнах Восточного Паратетиса у диатомей стал более выражен эндемизм, который заметно проявлялся уже с олигоцена. Около половины раннемиоценовых диатомовых комплексов составляют виды, вымершие к концу первой половины раннего миоцена, среди них многочисленны эндемики, виды ограниченного ареала и короткого вертикального распространения.

Со второй половины раннего миоцена таксономическая структура диатомовой флоры в регионе изменилась. Регрессия и опреснение бассейна привели к изменению условий обитания диатомей и формированию высоко эндемичных и однообразных сообществ.

Для начала среднего миоцена в Восточном Паратетисе характерно развитие семейств *Fragillariaceae* и *Naviculaceae*. Впервые фиксируется появление родов *Cumatogonia*, *Denticulopsis*, *Thalassiothrix*, *Lanceinis*, *Delphineis*, *Sceptroneis*, *Campylodiscus*, *Rhopalodia*, *Surirella*. Изменился видовой состав у родов *Coscinodiscus*, *Rhaphoneis*, *Nitzschia*, *Endictia*, *Navicula*, *Cumatosira*. К концу среднего миоцена среди пенатных диатомовых появилась группа новых родов – *Fragillaria*, *Orephora*, *Asterionella*, *Synedra*. В комплексах этого времени присутствует большое число стратиграфически ценных видов, что позволяет уточнять возраст стратиграфических подразделений и проводить межрегиональные корреляции.

Резкое понижение солёности вод в сарматском бассейне стало причиной изменения таксономического состава диатомовых на родовом уровне. В сармате процветали многочисленные, чрезвычайно разнообразные и богатые сообщества диатомей, существенно отличавшиеся от более ранних и более поздних неогеновых флор. Основной их чертой было полное господство класса *Pennatophyceae*, преобладание семейств *Naviculaceae*, *Cymbellaceae* и *Achnantheae*. Изоляция способствовала появлению многочисленных эндемичных видов диатомовых водорослей и формированию исключительно эндемичных биоценозов.

В мэотисе изменения в составе диатомей происходили на уровне порядков и семейств, существенно менялась их экологическая структура. Комплексы мэотических диатомовых были богаты и разнообразны, в отличие от сарматских в них преобладали представители класса *Centrophyceae*. Активно развивались роды *Chaetoceros*, *Thalassiosira* и *Actinocyclus*, многочисленны были *Navicula*, *Nitzschia*, *Diploneis*, *Amphora*. На некоторых уровнях мэотического разреза фиксируется появление океанического планктона, в том числе стратиграфически значимых видов. В мэотисе отмечено первое появление в Восточном Паратетисе родов *Stephanodiscus* и *Cyclotella*.

В конце позднего миоцена ареал диатомей в регионе заметно сократился и был ограничен Черноморской котловиной и югом Крымского п-ова. Таксономический состав изменился на уровне семейств и родов, отражая новый рубеж в развитии диатомовой флоры. Исчезли представители семейств *Hyalodiscaceae*, *Hemiaulaceae*, *Heliopeltaceae*, *Lithodesmiaceae*, *Aulacodiscaceae*, *Cumatosiraceae*. С раннего понта в Эвксинской части Восточного Паратетиса формировались новые эндемичные диатомовые сообщества эпиконтинентального типа, принципиально отличающиеся от более ранних.

О ПОЛЬЗЕ КОМПЛЕКСНОГО ИЗУЧЕНИЯ ОПОРНЫХ РАЗРЕЗОВ НЕОГЕНА УКРАИНЫ (На примере разреза Михайловского карьера)

Михайловский карьер находится на левом берегу Южного Буга севернее с. Михайловки Ново-Одесского района Николаевской области. В его склонах вскрыты отложения среднего эоцена, среднего и верхнего сармата, а выше на плато находятся небольшие заброшенные карьеры понтических известняков. Необходимость детального и комплексного изучения особенно сарматских отложений карьера обусловлена наличием в последних не только богатых комплексов пресноводных и наземных моллюсков наряду с морскими формами, но и двух комплексов мелких млекопитающих – Михайловского и бериславского (В. А. Топачевский и др. 1992, 1997, 1998).

В карьере на среднеэоценовых отложениях залегают 5–7 м известняков днепропетровско-васильевских слоев среднего сармата с *Plicatiforma fittoni* Orb., а выше наблюдается ритмически построенная толща глин с прослоями песков и известняков мощностью до 30–33 м, которая традиционно считалась верхнесарматской. Всего насчитывается семь пачек-ритмов, из которых верхний седьмой неполный. Мощность каждого ритма достигает четырех–шести метров, лишь шестой и седьмой ритмы маломощны (1,85 и 2,8 м соответственно). Каждый ритм начинается морскими отложениями, чаще всего известняками с остатками морских моллюсков и остракод, и заканчивается комковатыми глинами со следами почвообразования.

Нижний (первый) ритм залегает на известняках без видимых следов перерыва. Наблюдается лишь сильное опреснение, и в основании ритма еще массово встречаются отпечатки кардиид. В породах первого ритма обычны, кроме мактрид, *Solen subfragilis* Eichw. и гидробии. Остракоды (3 образца) представлены в основном солоноватоводными и пресноводными формами с примесью типично среднесарматских морских. Палеонтологическая характеристика этих слоев полностью отвечают так называемым ростовским слоям. Мактриды этого слоя не типичны ни для херсонских слоев, ни для глинистых фаций верхов среднего сармата. Определялись они разными авторами как *M. podolica* Eichw., *M. caspia* Eichw., *M. timida* Zizh. и т. д. Поскольку Л. С. Белокрыс детально охарактеризовал развитие мактрид во времени и показал приуроченность различных их форм к фациям (П. ж. 1963), мы от-

сылаем любознательного читателя к его статье, а сами выделяем в этом разрезе зону "нетипичных" мактрид, которая охватывает первую, вторую и третью пачки данного разреза. Комплексы остракод второй и третьей пачек дают ту же картину, только среднесарматские реликты еще более редки, но позднесарматские виды еще не появляются.

Из вышележащих пачек-ритмов наиболее информативными являются четвертая и пятая. В отложениях этих пачек встречены типичные херсонские мактриды (*M. bulgarica crassicolis* Sinz., *M. caspia* Eichw., *M. plana* Belokgys), а комплексы остракод содержат типичные позднесарматские виды (*Leptocythere mironovi effigata* Stan., *Xestoleberis advena* Schn., *Loxoconcha collativa* Suz. и др.).

К первой пачке приурочены Михайловский комплекс мелких млекопитающих (зона MN 10 – Михайловка 1) и одноименный комплекс наземных и пресноводных моллюсков. К четвертой пачке относится бериславский комплекс мелких млекопитающих (зона MN 11 – Михайловка 2), богатый комплекс наземных моллюсков, в котором отмечено первое появление древних казахальбинуль (*Gastrocopta skiphica* Prgys.) и первое появление в неогене Украины оригинальных скульптированных *Valvata oescensis* Halav., характерных для паннона (паннон F, G, H) Словакии и Венгрии. В дополнение следует отметить, что породы первой и второй пачек имеют в основном положительную намагниченность а вышележащие – отрицательную (предварительное заключение Г. В. Сливинской).

Вышеизложенное позволяет сделать некоторые выводы:

1. Породы первой–третьей пачек-ритмов (бывший ростовский горизонт или каховские слои Среднего Приднепровья по Г. И. Молявко) имеют свою палеонтологическую и палеомагнитную характеристику. Они тесно связаны с отложениями среднего сармата и, естественно, должны относиться к терминальному среднему сармату. В этом плане наши данные подтверждают точку зрения Л. С. Белокрыса (1976).

2. Термин бериславский комплекс (выделен только по крупным млекопитающим из каховских слоев Берислава) нельзя использовать при наименовании комплекса мелких млекопитающих, который содержится в заведомо более молодых отложениях, отвечающих максимуму трансгрессии типично херсонского (катерлезского) бассейна. Бериславский комплекс явно древнее и стратиграфически одновозрастен с михайловским (Михайловка 1).

3. Нахождение в одном слое *G. (Kazachalbinula) skiphica* (зональный вид для юга Украины, пришедший с востока) и паннонской *V. oescensis* вселяет надежду на возможности нахождения дополнительных элементов для прямой палеонтологической корреляции стратиграфически де-

тально расчлененных отложений Украины с одновозрастными образованиями как Казахстана, так и Паннонского бассейна Западной Европы.

Т. А. ИВАНОВА, Е. М. БОГДАНОВИЧ

Научно-исследовательский институт геологии Днепропетровского национального университета, г. Днепропетровск

КРИТЕРИИ БИОСТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИЯ САРМАТСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КРЫМА ПО ФОРАМИНИФЕРАМ И НАНОПЛАНКТОНУ

Схема стратиграфии сармата Южной Украины основана на вертикальной смене комплексов моллюсков и фораминифер, отражающей их эволюционное развитие. Следует отметить, что микрофауна наиболее изучена в Северном Причерноморье и, существенно менее, – в Крыму. Нами проведено детальное расчленение по фораминиферам разнофациальных отложений сарматского регнояруса Крыма. Исследование фораминифер проведено в комплексе с анализом нанофлоры.

Наиболее важные критерии биостратиграфического расчленения нижнесарматских отложений Крыма следующие:

- массовое развитие в кужорских слоях ребристых квинквелокулнн, появление в *Nonion serenus* и *Parrellina regina*; доминирование в нанокомплексах *Braarudosphaera bigelowi*;

- преобладание в збручских слоях *Quinqueloculina reussi*, *Q. sarmatica*; появление *Q. fluviata*; повышение роли эльфидиид, в том числе *Parrellina regina caucasica*; наиболее частая встречаемость в ассоциациях альгофлоры *Calcidiscus macintyreii*, *Cyclicargolithus floridanus*, *Reticulofenestra pseudumbilica*;

- присутствие в составе нижнесарматского нанопланктона торакофер и различных рабдосфер (*Rhabdosphaera signatoria*, *Rh. formosa*, *Rh. hirsuta*).

Для среднесарматских отложений характерно:

- появление в новомосковских слоях элементов среднесарматской фауны (*Dogielina*, *Protelphidium aragviense* и др.), фиксирующих границу нижнего-среднего сармата в однородных глинистых и карбонатно-терригенных образованиях; проявление видового и количественного разнообразия эльфидиумов и протэльфидиумов;

- наблюдаемый в васильевских слоях расцвет специфических среднесарматских форм, в частности, палочковидных милиолид в сравнительно глубоководных отложениях (*Dogielina*, *Sarmatiella*, *Meandroloculina*) и прикрепляющихся – в мелководных (*Nubecularia*);

– обеднение микрофаунистических ассоциаций днепропетровских слоев;

– снижение таксономического разнообразия среднесарматского нанопланктона; преобладание в комплексах *Coccolithus pelagicus*, *Reticulofenestra pseudoumbilica*.

В **верхнем сармате** фораминиферы и нанопланктон практически исчезают; исключения составляют осадки верхней части херсонского подрегионаруса Акманайского перешейка, в которых совместно с моллюсками *Maetra bulgarica* (определение И. М. Барга) обнаружена однообразная фауна фораминифер с преобладанием *Discorbis kartvelicus* (с подвидами).

Анализ полученных данных показывает сходство микрофаунистической характеристики и особенностей смены комплексов в разрезе сармата исследуемого и других районов Восточного Паратетиса. Изученная альгофлора также имеет некоторые черты, общие для сарматского нанопланктона Эвксино-Каспия. В частности, ассоциации нижнего сармата богаче и разнообразнее среднесарматских, что отмечалось для ряда разрезов Молдовы, Тамани, Западной Грузии (Музылев, Головина, 1987). Особо близки рассмотренные нижнесарматские комплексы одновозрастной нанофлоре Арабатской стрелки и полуострова Бирючий (Дидковский и др., 1968), характеризующейся наличием рабдолитов.

Корреляция сарматских отложений Крыма и западных областей Украины может быть представлена следующим образом. В схемах Предкарпатья, Закарпатья и Волыно-Подоллии (Венглинский, 1975) кужорским слоям соответствуют нижнедашавская подсвета, доробратовская свита и нижневольтыские слои с ребристыми квинквелокулинами, збручским – верхнедашавская подсвета, луковская свита и верхневольтыские слои с *Quinqueloculina reussi* и эльфидидами; новомосковским и, вероятно, васильевским и днепропетровским – алмашская свита и нижнебессарабские слои с протэльфидиумами и эндемичной среднесарматской микрофауной; верхнему сармату, по-видимому, отвечают низы паннона.

Присутствие в исследуемых отложениях нанопланктона дает дополнительные критерии для межрегиональной корреляции. Наблюдаемые в кужорских слоях моновидовые ассоциации с *Braarudosphaera bigelowi* подчеркивают возможность сопоставления вмещающих отложений с нижнедашавской подсветой Предкарпатья и нижним сарматом Венского бассейна, для которых характерно обилие мелких браарудосфер (Андреева-Григорович та ін., 1995, Stradner, 1960). Более частая встречаемость *Calcidiscus macintyrei* в збручских слоях по сравнению с

подстилаючими і перекриваючими отложениями, предполагає одно-возрастність названих слоїв верхнедашавської підсвіти Предкарпаття, де А. С. Андреевой-Григорович (1995) виділені слої з *S. macintyreii*, просліджені нею також в верхній частині нижнього сармата Мангышлака. Одноіменні слої установлені в сармате Венгрії (Nagyvarosy, 1982) і Венського басейна (Stradner, Fuchs, 1980).

Більше широкі кореляції можуть бути здійснені з урахуванням даних про конкських, сарматських і мезотических кокколитофоридів Східного Паратетису (Андреева-Григорович, Носовський, 1976; Минашвили, 1986; Богданович, 1995, 1996), аналіз яких з деякою долею умовності дозволяє сопоставити отложения нижнього і, можливо, самих низів середнього сармата з осадами зони NN 7 *Discoaster kugleri*, а більший відрізок середнесарматського інтервалу – з осадами зони NN 8 *Catinaster coalitus*. З цього випливає, що в шкалі Середземномор'я волинському і бессарабському підрегіонарусам відповідає частина сарматського періоду. Кореляція верхнього сармата за нанопланктонною шкалою ще більш умовна: херсонські отложения можуть відноситися до верхівки зони NN 8 *Catinaster coalitus* і низів зони NN 9 *Discoaster hamatus* окремо або окремо. Факт присутності в верхівці верхнього сармата Акіманайського перешийка Криму численних раковинок *Discorbis kartvelicus* є, на наш погляд, косвенним свідченням початку тортонської трансгресії, створившої умови для появи форамініфер в регресивному позднесарматському басейні. Подібне передположення узгоджується з даними радіометричного датування, показаними одноозрастність отложений верхнього херсонського Східного Паратетису з нижнетортонськими утвореннями Середземномор'я (I. S. Chumakov et al., 1992).

В. В. МАНЮК

Дніпропетровський національний університет, м. Дніпропетровськ

ДЕГРАДАЦІЯ МОРСЬКИХ БАСЕЙНІВ В ПІСЛЯСЕРЕДНЬОСАРМАТСЬКИЙ ЧАС В ПІВДЕННІЙ УКРАЇНІ

Після майже повного припинення в пізньому міоцені зв'язків океану Тетис з водами Індійського океану і обмеження водообміну з Атлантичним, поступово формується власна система циркуляції водних мас з виникненням своєрідного басейну Паратетис. Останній зазнає складної геодинамічної еволюції, яка відбилася на гідрологічному режимі та

розвитку біоти. Поступова деградація морських умов, ізоляція окремих ділянок басейна, разом з прогресуючим підсиленням кліматичного впливу на еволюцію біоти, приводять до вимирання значної кількості видів і надзвичайно високої кількості ендемічності фауни. Численними дослідженнями різних груп викопної фауни пізнього кайнозою давно доведено неможливість впевненого виділення за зміною родинного, і навіть родового складу біоти будь яких виразних етапів еволюції, якими можна було б скористатися при кореляції відкладів відокремлених палеобасейнів седиментогенезу.

Суттєві зміни палеобіоценозів на різних стратиграфічних рівнях пізнього міоцену відбивають не стільки еволюцію на видовому рівні, скільки місцеві зміни умов, перерозподіл фаун та їх міграцію і мають, відповідно, характер екологічних сукцесій. Разом з тим, в умовах замкнених басейнів типа Евксинського, мінливість біоценозів могла набувати спрямованого і незворотного характеру внаслідок повного зникнення деяких видів, екогенетичного формо- та видоутворення серед видів, що залишилися, та періодичного проникнення нових видів з сусідніх басейнів під час встановлення зв'язків з ними. Прикладом подібної послідовної зміни палеобіоценозів в міоцені Східного Паратетису може бути еволюційний характер молюскових комплексів, аналіз якого дозволяє здійснити детальне стратиграфічне розчленування підрозділів замкненого басейну, що доведено чудовими працями Л. С. Білокриса.

Після максимальної в кайнозої середньосарматської трансресії деградація морських умов набуває колосального розвитку на значних площах не тільки України, а і далеко за її межами. Але це не було раптово і відбувалося далеко не одночасно на великій площі поширення мілководного сарматського басейну. Слід зазначити, що уже на кінець середньосарматського часу відбуваються суттєві зміни іонно-солевого складу вод в напрямку трансформації вуглекальцієвих вод океанічного типу в води лагунні вуглемагнієвого типу. Характерною ознакою цього часу стає зростаюча ксеротермізація клімату і розвиток на суходолах степових ландшафтів. Саме аридність клімату в поєднанні з особливостями аттичної фази альпійського тектогенезу, пояснює скорочення Сарматського басейну, розпад його в більш високих широтах на окремі ізольовані басейни озерного типу, суттєве зростання ролі доломітоутворення.

На більш високих гіпсометричних рівнях, в периферійних ділянках усихаючого басейну, в замкнених і напівзамкнених мілководних западинах озерного типу, формується своєрідна товща переважно глинястих порід строкатого забарвлення. Вважається що вперше строкаті глини в якості самостійного горизонту виділив К. М. Феофілактів в

1873 р. і відніс їх до еоцену разом з іншими третинними. Вік цієї товщі порід завжди викликав суттєві суперечки і непорозуміння. Від перших згадок про них в 1840 р. в описаннях відомого дослідника Донбасу В. К. Бледи та учасників академічних експедицій 1768–1774 років і дотепер. Це пояснюється майже повною відсутністю в товщі будь яких фауністичних решток, дивовижною одноманітністю її літологічного складу як в розрізі так і за латераллю, та разом з тим, неоднаковим віковим інтервалом формування в різних регіонах їх поширення. В більшості випадків товща строкатих глин залягає на фауністично охарактеризованих відкладах середньосарматського під'регіоюрусу або їх мілководних фаціальних аналогах, позбавлених фауністичних решток. В історії дослідження строкатих глин періодично виникали припущення про те, що вони являють собою кору звітрювання. При цьому ніхто не намагався обґрунтувати це припущення, а ті що посилалися на нього не замислювалися над тим, наскільки це не сумісно з теорією короутворення. Достатньо подивитися на чому залягають строкаті глини і не треба навіть торкатися понять зональності, хімізму материнських і похідних порід, їх мінералого геохімічних особливостей. Наврядчи хто наважиться стверджувати те, що на сарматських пісках, наприклад, і на вапняках або гранітах може утворюватися однотипна кора, навіть якщо припустити саму можливість утворення глинястої кори на пісках.

Перекриваються строкаті глини звичайно червоно-бурими глинами ранньопліоценового віку. Умови існування пізньоміоценових басейнів, періодичність трансгресій і регресій, межі поширення морських басейнів були далеко не однорідними як у часі так і за площею. Тож, існують ділянки як на Українському щиті так і в ДДЗ і в Північному Причорномор'ї тощо, де море відступило в післясередньосарматський час і накопичення глин та мергелів з *Maetra caspia* Eichw., *M. bulgarica* Toula змінилося формуванням товщі "німих" загіпсованих строкатих глин; і в післямеотичний час і навіть в післяпонтичний. Залежно від ерозійного зрізу, який існував під час накопичення товщі строкатих глин, вони залягають також на породах новопетрівської світи, і на породах палеогенової системи, на кристалічних утвореннях докембрію та їх корі звітрювання, але це не розширює до безмежності вік їх утворення. Це було відомо ще з часів одного з найвідоміших дослідників третинних відкладів Н. А. Соколова, який писав про строкаті глини (Соколов, 1894): "...отложения должны рассматриваться, как особая фация (мелководные прибрежные, озерные, субаэральные...) всей группы неогеновых пород, т. е. не только понтических, но и меотических и верхнесарматских". А В. Гуров (1902) вважав строкаті глини осадками "переосолоненого внутрішнього моря, подібного сучасному Сивашу" і порівню-

вав їх з понтичним ярусом півдня Росії. В. Ю. Зосимович визнає, що: "Аналіз загальних стратиграфічних та геолого-історичних даних пізнього кайнозою дає підстави визначити час формування горизонту рябих глин другою половиною пізнього міоцену – першою половиною пліоцену" (Стратиграфія УРСР, 1975), що повністю збігається з результатами проведених мною досліджень в Середньому Придніпров'ї. Подібна точка зору доводиться і А. П. Мельником на підставі літологічних і фаціально-геохімічних досліджень неогенових континентальних відкладів південної України (Мельник, 1973).

Строкати глини являють собою породу зеленувато-сірого, сірого і темно-сірого кольору з вохристо-іржавими, малиново- та вишнево-червоними плямами, інтенсивність і кількість яких збільшується від підосви до покрівлі. Це свідчить про закономірне змінення гігморфного забарвлення на аероморфне в процесі еволюції озерних западин в умовах зростаючої аридизації клімату та зміни підводних фацій наземними. Глини звичайно тонко дисперсні, в'язкі, пластичні, глянцеваті на зломі, часом можуть бути і неоднорідними. В нижніх частинах розрізу часто грубодисперсні, алевритисті і піскуваті, з домішками кварцових і польовошпатових, погано обкатаних уламків гравійних розмірів. Найхарактернішими ознаками товщі строкатих глин є інтенсивна їх загіпсованість, висока ступінь озалізнення, особливо в верхніх горизонтах, та наявність залізо-марганцевих оолітів та пухких скупчень. В нижній частині розрізу товщі часто зустрічаються слабовуглефіковані рослинні рештки, дрібні карбонатні стяжіння.

Нормальним явищем слід вважати наявність в нижніх частинах розрізу строкатих глин збіднених комплексів морських і прісноводних молюсків в межах зон, перехідних від нормально-морських до континентальних. Відомі епізодичні знахідки фауни і з інших частин розрізу, але систематичні палеонтологічні дослідження ніколи не проводилися. Втім, на думку деяких дослідників "німих" континентальних товщ, що не містять зовсім палеонтологічних решток, не існує (В. В. Мацуй, 1990). Вони відрізняються лише за ступенем насиченості породи цими рештками і, в разі використання метода масової пошарової відмивки породи, можна принаймні наблизитися до вирішення проблеми розчленування і визначення віку товщі строкатих глин.

**ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И УСЛОВИЯ
ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ КУЖОРСКОГО
ГОРИЗОНТА (НИЖНИЙ САРМАТ) НИКОПОЛЬСКОГО
МАРГАНЦЕВОРУДНОГО БАССЕЙНА**

Отложения кужорского горизонта распространены на большей части территории Никопольского бассейна, имеют мощность до 4 м и сложены преимущественно песчано-глинистыми породами с редкими прослоями биоморфно-детритусовых известняков. Наиболее широко в разрезах кужорского горизонта представлены темно-серые до черных алевритовые тонкослоистые монтмориллонит-гидрослюдисто-каолининовые глины, содержащие постоянную примесь сульфидов железа и довольно многочисленную фауну моллюсков. Детритусовые известняки залегают в виде маломощных прослоев (до 0,8 м) среди черных глин и песков. Известняки полидетритовые, большей частью слабо сцементированные, содержат примесь алевритового и глинистого материала.

По методике В. Т. Фролова в кужорских отложениях нами выделены двадцать один литологический и десять генетических типов пород (см. табл.).

Континентальные отложения представлены четырьмя генетическими типами: аллювиальными, озерными, болотными и эоловыми. Среди морских осадков выделены отложения хемо-биогенного и механогенного рядов, представленные пятью генетическими типами. В кужорских слоях выделено четыре фации, каждая из которых представлена своим набором литологических и генетических типов отложений, позволяющих идентифицировать условия формирования осадков.

В связи с усилением орогенических движений в горных сооружениях Крыма, Восточных Карпат, Кавказа и Балкан в раннесарматское время территория Никопольского бассейна подверглась трансгрессии. Нижнесарматское море в изучаемом районе имело соленость не ниже 19‰, глубины не превышали 20–30 м. Средняя температура вод равнялась 15–17°С, газовый режим был благоприятным для развития фауны. Климат нижнего сармата может характеризоваться как умеренно-теплый, влажный. На континенте доминировали заболоченные хвойные леса с единичными представителями субтропических растений.

В восточной части территории узкой (5–6 км) субмеридиональной полосой залегает фация ФЗ мощностью 1–1,5 м. Облик фации определяют пески, в резкоподчиненных количествах присутствуют гравелиты

Соотношение фаций, литологических, генетических типов пород и обстановок осадконакопления в кужорских отложениях Никопольского марганцеворудного бассейна

Индекс фации	Наименование фации	Литологические типы	Генетические типы	Обстановка осадконакопления
Ф3	Гравийно-глинисто-песчаная с флорой и пресноводной фауной	K1, K2, П1, П2, П6, П11, Г1, Г2	Алловиальные, озерные, болотные, золовые	Континентальная прибрежноморская
Ф5	Глинисто-алеврито-песчаная с толстостенной морской фауной	П3, П4, П5, П9, Г6, А2	Прибойные, волновые, течениявые	Подводные части дельт зона волнений мелководного морского бассейна
Ф17	Известняково-глинистая с разнообразной морской фауной	И1, И3, Г9, А1	Банки ракушняковые западношельфовые	Шельф мелководных морских бассейнов
Ф12	Алеврито-глинистая пелелиподовая с обилием органического вещества	А1, А3, Г9	Западно-шельфовые	Шельф мелководных морских бассейнов

и глины. Обширный набор генетических типов пород указывает на формирование осадков в континентальных прибрежно-морских условиях. Далее к западу залегает фация Ф5 мощностью до 2 м. Фация образует полосу шириной до 3–5 км, сложенную преимущественно песками, в подчиненных количествах глинами и алевритами. Наличие генетических типов: прибойных, волновых, течениявых позволяет объяснить образование фаций в условиях подводной части дельт, а также в прибрежной зоне волнения мелководного морского бассейна. Следующая к западу известняково-глинистая фация Ф17 слагает полосу шириной до 16–18 км и имеет мощность до 2–2,5 м. Фация сложена чередованием прослоев черных глин и маломощных прослоев алевролитов, содержащих отдельные линзы цельнораковинных и полидетритовых известняков. Обилие органического вещества в глинах (до 8% породы) объясняется выносом и переотложением из многочисленных болот континента органических кислот, сине-зеленых водорослей и детрита высших растений. Не противоречит такому выводу и анализ ассоциаций глинистых минералов, содержащих упорядоченные аутогенные ка-

олиниты, новообразование которых в морских осадках связывают с резко-восстановительными условиями среды седиментации. Формирование фации происходило в зоне слабых волновых движений шельфа мелководного морского бассейна. Наиболее широко распространена в кужорских отложениях алеврито-глинистая фация Ф12, Она имеет мощность до 3 м и занимает обширную площадь в центральной и южной частях территории. Фация Ф12 от вышеописанной фации Ф17 отличается отсутствием прослоев биоморфных известняков и меньшим процентным содержанием алевритов. Тонкостенные раковины двустворок, широко распространенные по всему разрезу фации и приуроченные к маломощным прослоям алевритов, концентраций для формирования известняков не образуют. Связано это, вероятно, с застойноводными условиями в центральной части кужорского залива и отсутствием твердого субстрата. Формирование фации происходило в тихоходных условиях шельфа морского бассейна.

Л. М. ДАЦЕНКО

Мелітопольський педагогічний університет, м. Мелітополь

ПОНТИЧНІ ВІВПАРИДИ ПІВДНЯ УКРАЇНИ

В кінці міоцену відбулись суттєві зміни клімату, які спричинили перебудову ландшафтної обстановки на півдні України. Обширні степові ландшафти доповнюються значними лісовими масивами і не тільки по долинах річок. Клімат стає більш помірним. Природно, що це позначилось на розвитку прісноводної фауни взагалі і вівіпарид зокрема. Якщо в річкових та озерних біотопах пізнього меотису існували переважно елементи субтропічної фауни (*Sinotia barboti*, *Viviparus novorossicus*, *V. conoideus*), то в ранньопонтичних водоймах широкий розвиток набувають представники бореальної зони, зокрема *Viviparus achatinoides*.

Цей вид надзвичайно швидко розселився по всьому півдню Східно-Європейської рівнини. Завдяки посмертному виносу черепашок в берегову зону моря вони широко представлені в нижньопонтичних відкладах. Якщо в ранньопонтичних прісноводних водоймах ще доживали ендеміки попередніх епох (*Tulotoma barboti*), то в середньопонтичних вівіпариди представлені виключно представниками бореальної зони (*Viviparus achatinoides*, *V. incertus*, *V. fuchsi*, *V. masconi*, *V. neumayri popescui*, *V. craiovensis* etc). У пізньому понті (зазначимо, що тільки по матеріалах південно-західної частини України і Молдови), з'являються *Viviparus sadleri*, *V. cyrtomophorus* і перші представники скульптурованих

вівіпарид *Viviparus dezmaniamis nataliae*, *Tulotoma ovidii nasonis*, *T. tuberculata*, *T. argesieusis*, розквіт яких спостерігається в кімерійський час.

Таким чином в розвитку понтичних вівіпарид намічається два чітких рубежі – між раннім і середнім та середнім і пізнім понтом. Враховуючи зоогеографічну належність вівіпарид можна допустити, що чіткість рубежів визначається в більшій мірі міграційними процесами під впливом кліматичних змін і в меншій мірі еволюційними змінами.

В. А. НЕСІН

Національний науково-природничий музей НАН України, м. Київ

НАЗВИ ТА ЗМІСТ БІОСТРАТИГРАФІЧНИХ ПІДРОЗДІЛІВ КОНТИНЕНТАЛЬНИХ ВІДКЛАДІВ НЕОГЕНУ

Біостратифікація континентальних відкладів пізнього неогену Східної Європи найбільш докладно опрацьована для території України (північної ділянки Східного Паратетису). Основу біостратиграфічних досліджень цих відкладів складають викопні рештки угруповань великих та дрібних ссавців (Mammalia). Дослідження цього напрямку мають майже вікову історію і увійшли в класику палеотеріології. Більшість типових місцезнаходжень цього часу знаходяться в межах України. Важливою особливістю багатьох типових місцезнаходжень теріофауни є їх досить чітка прив'язка або навіть пряма кореляція з морськими відкладами. Нині доказано, що в пізньому неогені по території України проходив східний шлях мігрантів з Північної Америки, Азії та Африки в Центральну Європу. Західний шлях пролягав через територію Іспанії. Той факт, що територія України може бути еталонним регіоном для біостратиграфічних порівнянь суміжних і віддалених регіонів надає їй особливого статусу і цим передбачає особливу старанність в застосуванні біостратиграфічних підрозділів, особливо це стосується підрозділів низького рангу. В Східній Європі історично склалось так, що за основу елементарного підрозділу було прийнято фауністичний комплекс ссавців (ФКС). Спочатку, для виділення ФКС використовувались викопні рештки великих ссавців, з часом для цього стали використовувати рештки дрібних ссавців, що дало можливість більш докладної стратифікації. В результаті вийшло так, що в межах одного ФКС по великих ссавцях виділялись 2–3, а то і більше ФКС по дрібних ссавцях. Це привело до плутанини в понятті комплексу і підкомплексу, та ускладнило і без того перевантажені біостратиграфічні схеми. Інколи ФКС виділялись лише по знахідках з одного

місцезнаходження, а це зовсім не відповідає первісному смислу підрозділу. Ще складніша ситуація з виділенням більш дрібних підрозділів. Останнім часом пропонується застосовувати термін "асоціація" з назвою домінантних таксонів родового та родинного рангів. Така назва терміну втрачає вузький біостратиграфічний зміст і скоріше відображає екологічні та тафономічні характеристики оріктоценозу. Не більш вдалою є спроба російських колег виділити елементарні зони розповсюдження окремих або декількох видових таксонів з назвою MNR (млекопитающие неогена России) та MQR (млекопитающие квартера России). Ці терміни не відображають географічного поняття, а скоріш громадянство дослідника, тому що типові місцезнаходження фауни цих зон в більшості випадків знаходяться на території України. Ще більш дивною є нумерація цих зон виконана не так як за звичаєм в хронологічному порядку, а навпаки, від більш молодих підрозділів до більш древніх. З наведеного вище стає цілком ясною картина невизначеності стратонів, а до цього додається ще й невідповідність східноєвропейських корелянтів з західноєвропейськими. На заході поширеною і майже загально прийнятою є система виділення мегазон та біозон MN та MQ (з цифровою позначкою в хронологічному порядку). Тому пропонується для виділення стратиграфічних підрозділів континентальних відкладів прийняти біостратиграфічні зони MN (цифра) підпорядковані регіоярусу, та характеризуються таксонами видового рангу великих ссавців та родового рангу дрібних ссавців. Споріднені зони MN можуть групуватись в мегазони (валезій, туролій та ін.). Окремі зони розчленовуються на підпорядковані – субзони А, В..., які характеризуються межами розповсюдження валідного таксону (таксонів) видового рангу. Прийняття такої термінології сприятиме створенню уніфікованої біостратиграфічної шкали Східної Європи з високою спроможністю складових корелянтів.

В. М. МАЦУЙ

Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев

ЯНТАРЬ В ДРЕВНЕЙШИХ ПОСЕЛЕНИЯХ ЧЕЛОВЕКА НА ТЕРРИТОРИИ УКРАИНЫ

Согласно И. К. Ивановой (1972) в Европе южнее 50-й параллели процесс развития первобытных людей практически не прекращался со времени их первого здесь появления – на границе эоплейстоцена и раннего плейстоцена (с конца гюнца – начала гюнц-миндельского време-

ни). Вначале обитаемая территория Украины ограничивалась лишь Крымом. Затем, вероятно с конца раннего плейстоцена, преимущественно в последующие межледниковья постепенно происходило расширение ареала к северу до приграничных районов с Беларусью. Как известно, в позднем плейстоцене (позднем палеолите) произошло наиболее активное расширение площади освоения территории к северу - почти до края вюрмского ледника. Позднепалеолитические охотники за мамонтами оставили после себя в Приднепровье следы уникальных сооружений – жилищ из костей мамонта, наиболее изученных в долинах рек Десны у с. Мезин Коропского района Черниговской области, Днепра в Киеве по Кирилловской улице, Удая у с. Гонцов Лубенского района Полтавской области, Супоя у с. Доброничивка Яготинского района Киевской области, Рось и ее притока Росавы у с. Межиричи Каневского района Черкасской области (Пидопличко И. Г., 1969, Шовкоплас И. Г., 1965, 1955 и др.). Разумеется, позднепалеолитические люди, вслед за миграцией мамонтов и крупных копытных передвигались к северу в периоды интерстадиалов и "откатывались" к югу во времена осцилляции холода. Подавляющее большинство позднепалеолитических поселений платформенной части Украины всецело расположено в пределах Днепровской янтареносной субпровинции, охватывающей Украинское Полесье и Приднепровье. Эта обширная территория является ареалом распространения янтаря – сукцинита морскими водами среднего и позднего палеогена – раннего неогена и континентальными древнеледниковыми, речными и иными геологическими факторами в неогене и антропогене.

В хозяйственном комплексе большинства упомянутых позднепалеолитических поселений, наряду с кремневыми изделиями (скребки, резцы, проколки, ножевые пластины, кремневые отщепы, нуклеусы и проч.) выявлены куски необработанного и обработанного янтаря, не встречавшиеся в палеолитических памятниках более ранних периодов. Таким образом достаточно уверенно устанавливается нижний возрастной предел позднепалеолитических поселений – порядка 20–25 тысяч лет от современности. Вместе с тем этот возрастной показатель указывает на то, когда первобытные люди начали добывать (точнее, собирать) и использовать янтарь для своих нужд. Янтарь, следовательно, несомненно является самым первым самоцветом, выделенным человеком из огромного множества несравненно более ценных собратьев.

Позднепалеолитические люди могли собирать янтарь по берегам рек, склонам оврагов и балок, размывавших янтаресодержащие породы обуховской и межигорской свит. Зачастую, древние строители для своих поселений выбирали места в приустьевых частях балок, оврагов

(их конусах выноса), выходящих к долинам рек. Именно в таких местах после интенсивного снеготаяния и обильных дождей в изобилии скапливался янтарь, так что первобытным людям не всегда приходилось совершать далекие поисковые маршруты за янтарем.

По имеющимся древним находкам янтаря, конечно, трудно однозначно судить как их использовали доисторические люди – в качестве топлива, в лечебных или магических целях, производства украшений? Имеются достаточно веские основания полагать, что в невероятно тяжелых жизненных условиях первобытные люди могли использовать янтарь скорее для разжигания огня нежели для производства художественных поделок и украшений. Можно более или менее определенно считать, что позднепалеолитические люди янтарь использовали преимущественно в качестве талисманов и амулетов, а также при лечении своих болезней. В настоящее время установлено, что янтарная кислота – основная составляющая янтаря – хороший биостимулятор и антисептик. По поверию янтарь объединяет в себе функции талисмана и амулета. Если талисман усиливает все хорошее, что свойственно его владельцу, притягивая определенные силы Земли и Космоса, приносит здоровье и счастье, то амулет, наоборот, оберегает человека от нежелательных влияний – болезней, несчастных случаев, колдовства и прочих бед.

По данным И. Г. Пидопличко (1969) наибольшее количество янтаря (70 кусков) обнаружено в Межиричском жилище. Основная их масса представляла собой полуфабрикаты треугольной и округлой формы с четкими искусственными срезами. Часть кусков сохранила природную форму. Среди обработанных кусков янтаря – напоминающий антропоморфную фигурку и три бусинки без отверстий – скорее всего использовались как амулеты. На всех изделиях сохранилась корочка окисления.

О находках кусков янтаря и простейших янтарных изделий (бусы, серьги, ожерелья, перстни, янтарные лунницы) при археологических исследованиях более поздних погребений неолита Приднепровья и Волыни сообщается во многих публикациях, первыми из которых можно выделить работы В. Б. Антоновича, "Археологическая карта Киевской губернии", – Москва, 1895 г. и обобщающую монографию П. А. Тутковского "Янтарь в Волынской губернии, 1911 г.". Не лишены интереса сведения, приведенные П. А. Тутковским в 1911 году об отношении местного населения Волыни к янтарю: в огромном большинстве случаев крестьяне продают находимый янтарь случайным скупщикам за ничтожную цену, в одном случае констатировано сжигание крестьянами янтаря для забавы (дер. Капище). В немалом числе случаев янтарь получил у крестьян медицинское применение. Так, в окрестностях м. Ушомира немцы-колонисты считают янтарь целебным от золотухи; у

с. Клесова его привешивают, как амулет, при детских болезнях; у м. Домбровицы его употребляют для лечения всяких опухолей подкуриванием; в с. Бережница считают полезным для глаз носить янтарные ожерелья. Для украшений янтарь в народе не употребляется... Все местные названия янтаря представляют собою испорченное польское слово *bursztyń*, заимствованное, конечно, из немецкого языка (*Bernstein*), означающее горючий камень.

Неужели традиции по отношению использования янтаря, заложенные первобытными людьми 20 тысяч лет тому назад так долговечны? Ведь не секрет, что в Украине искусством резьбы по янтарю не владели. Изготавливаемые ожерелья состояли обычно из нанизанных на нитку яйцеобразных кусков янтаря до 7 см в диаметре. Скифы и гунны использовали необработанный янтарь в качестве денежной единицы.

За длительную историю знакомства с янтарем человечество накопило о нем неисчерпаемое богатство увлекательных мифов и легенд, сказок и поверий.

В. М. ЛОГВИНЕНКО

Інститут географії НАН України, м. Київ

МОРФО-ФУНКЦІОНАЛЬНІ ОСОБЛИВОСТІ П'ЯСТКОВИХ КІСТОК ПРЕДСТАВНИКІВ РОДУ BISON ТА ЇХ БІОСРАТИГРАФІЧНЕ ЗНАЧЕННЯ

Перші представники роду *Bison* відомі починаючим з пізнього пліоцену Індії (Сиваліки) – *B. sivalensis Lydekker*, 1968 і Китаю (Ніхован) – *B. palaeosinensis Chardin et Pivetea*, 1930. Це вказує на азіатське походження даної групи ссавців. В кінці пізнього пліоцену зубри почали розселятися з Азії на Захід, досягаючи півдня України.

Плейстоценові представники роду *Bison* в Східній Європі переважно населяли аридні степи, що підтверджується наявністю в супутній фауні коней, верблюдів, слонів і інших мешканців степу. Тобто, в процесі еволюції у тварин повинні були вироблятися пристосування до швидкого бігу (алюру) по відкритій місцевості, як у сучасних бізонів Північної Америки. При такому способі пересування зникає необхідність у високих стрибках (оскільки немає високих перешкод при русі), тварина повинна бігти швидко і рівномірно, з рухом кінцівок в одній площині і обмеженою амплітудою їх коливання, а вертикальні коливання центру ваги повинні бути мінімальними. В цьому випадку задні і передні кінцівки повинні розвиватись майже однаково, що доб-

ре помітно у більш пізніх форм *Bison aff. schoetensacki* Freudenberg, 1910 з Тирасполя та *Bison priscus* Bojanus, 1827.

Основним еволюційним пристосуванням до швидкого бігу є посилення кісток, на які приходиться головне навантаження, і повна або часткова редукція кісток, які використовуються в меншій мірі. Ця тенденція і прослідковується у зубрів Східної Європи в ранньому та середньому плейстоцені. При детальному аналізі проксимальної суглобової поверхні п'ясткових кісток чітко видно, що проходить постійне збільшення ширини *facies articularis ossis trapezoideo capitati* і *facies articularis ossis hamati* (див. таблицю), тобто медіальна сторона кістки стає масивнішою, а латеральна дещо редукується. Відповідно змінюється і ширина кісток дистального ряду зап'ястка: *ossis trapezoideo capitati* збільшується, а *ossis hamati* значно редукується. Дана тенденція не характерна для зубрів Західної Європи та сучасних *Bison bonasus* Linnaeus, 1758, оскільки останні є мешканцями лісу і у них не вироблялися пристосування до швидкого бігу.

Видова назва	Місцезнаходження	Співвідношення ширини <i>facies articularis ossis trapezoideo capitati</i> та <i>facies articularis ossis hamati</i>
B. cf. <i>tamanensis</i>	Чортків	122,8
	Каїри	130
Bison sp.	Черевичний	134,6
B. aff. <i>schoetensacki</i>	Тирасполь	146–166
B. <i>priscus</i>	Амвросієвка	160–174

Враховуючи особливості будови кісток та рогових стрижнів перерахованих вище зубрів можна скласти таку стратиграфічну послідовність місцезнаходжень, в яких вони були знайдені (починаючи з самого раннього): Чортків, Приморськ (раніше Ногайськ), Каїри, Черевичний (верхній шар), Тирасполь. Ця послідовність підтверджується також матеріалами по дрібних ссавцях з вказаних місцезнаходжень.

МОРФОТИПИЧЕСКАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ СТРОЕНИЯ ЖЕВАТЕЛЬНОЙ ПОВЕРХНОСТИ М₁ ПОЛЕВКОВЫХ ИЗ НИЖНЕ-, СРЕДНЕНЕОПЛЕЙСТОЦЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ УКРАИНЫ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ СТРАТИГРАФИИ

При использовании морфотипической изменчивости для целей стратиграфии, суть важно, наличие каких морфотипов и в каком соотношении мы наблюдаем. Такое внутриволюционное распределение их в аллохронных местонахождениях позволяет более точно решать вопросы стратификации и корреляции вмещающих фауну отложений. В данной работе приняты схемы морфотипов полевковых разных видов, предложенные Л. И. Рековцом (1994)

Морфотипы *Eolagurus luteus* Eversmann. В местонахождениях конца нижнего начала среднего неоплейстоцена наряду с морфотипами *posterius* и *eolagurus* (преобладающими в более поздних фаунах) представлены и примитивные морфотипы. Например, в местонахождении Большевик-2,1 около 10% остатков относится к типу *praeposterius*. Этот же морфотип, составляющий 50% популяции наряду с морфотипом *rapponicus* (25%) обнаружен у *E. luteus* местонахождения Озерное-2. В эволюционно продвинутых сообществах Нагорное-2 и Морозовка-2 желтые пеструшки с морфотипом *praeposterius* занимают подчиненное положение (5–20%), основную же группировку составляют *posterius* (60–65%) и *eolagurus* (15–35%). В более молодых фаунах сингильского фаунистического комплекса два последних морфотипа становятся единственными, при этом меняется лишь количественное их соотношение в популяциях от 25 до 70% у *posterius* и от 30 до 75% у *eolagurus*. Таким образом, в сингильских фаунах преобладают типы строения непарной петли М₁, равномерно-округлой формы (*eolagurus*) или вытянутой с углублением на наружной стороне петли (*posterius*).

Морфотипы линии *Prolagurus-Lagurus*. Степные пеструшки являются постоянным элементом всех без исключения палеосообществ сингильского фаунистического комплекса, где наряду с представителями трибы *Agvicolini* часто составляют фоновые группировки. Поэтому использование соотношения морфотипов данной группы полевок дает возможность для детальной стратификации и корреляции вмещающих толщ.

В нижненеоплейстоценовом местонахождении Нагорное-1,1 найдено лишь два остатка степной пеструшки морфотипа *posterius*. В отложениях Большевик-2,1, этого же времени, тип *posterius* составляет 25%

остатков, большинство принадлежит морфотипу *transiens* (58%). В популяциях первой половины среднего неоплейстоцена тип *posterius* является обычным, хотя его численность (4–17%) постепенно снижается к концу этого времени. Морфотип *transiens* представлен большим количеством остатков (26–35%) и лишь в конце первой половины среднего неоплейстоцена – ранние хазарские фауны – его количество падает до 4–15%. В изученных нами местонахождениях морфотип *lagurus* появляется в разрезе Большевик-2,1, составляя лишь 16% остатков степной пеструшки. В течение времени существования сингильского фаунистического комплекса и начальных стадиях развития хазарских фаун количество остатков морфотипа *lagurus* постепенно возрастает (55–95%), становясь в итоге главенствующим. Таким образом, в изученных нами местонахождениях мелких млекопитающих линии *Prolagurus-Lagurus* присутствуют морфотипы *posterius*, *transiens* и *lagurus*. Количество первых двух снижается, исчезая в хазарских и более молодых фаунах. Последний морфотип становится единственным, отличаясь лишь вариациями в строении параконидного отдела.

Морфотипы *Microtus (Pallasiinus) oeconomus* Hinton. Для ископаемых *M.(P.) oeconomus* выделено IV морфотипа по степени удлинения параконидного отдела, а также по уровню дифференциации непарной петли. При этом усложнение головки параконида шло по пути появления входящего и выходящего углов на его внутренней поверхности, и выходящего на наружной. В местонахождениях начала среднего неоплейстоцена (Озерное-2, Нагорное-2) *M.(P.) oeconomus* представлена только I и II морфотипами, что говорит об относительной древности этих популяций. В Морозовке-2 появляется III морфотип, достигая 30% от общего количества остатков вида. Начиная с отложений разреза Чигирин и до конца сингильских и первых хазарских фаун появляется и становится обычным морфотип IV, хотя он представлен небольшим количеством остатков (2–25%). Обращает на себя внимание то, что в течение первой половины среднего неоплейстоцена количество экземпляров морфотипов I и II постепенно сокращается, доходя в раннехазарских палеосообществах до 5–15%. Преобладающими становятся морфотипы III (более 50%) и IV (20–25%). Третий тип строения *M₁* *M.(P.) oeconomus* является типичным для вида. В современных популяциях полевки-экономки выделенные морфотипы распределяются следующим образом: I – около 5%, II – 20–25%, III – более 50% и IV в среднем 15%.

Морфотипы *Microtus (Stenocranius) gregaloides* Hinton. Остатки данного вида представлены в незначительном количестве в местонахождениях конца нижнего неоплейстоцена (Нагорное-1,1, Большевик-

2,1) и начала среднего (Озерное-2, Нагорное-2). Выделение морфотипов основано на степени дифференциации головки параконида (появление и развитие входящих углов на внутренней стороне непарной петли). Рассматривая морфотипы группы *hintoni-gregaloides* и их распределение в эоплейстоцен-неоплейстоценовой истории мы приходим к выводу, что на завершающих этапах своего развития *M.(S.) gregaloides* был представлен прогрессивными морфотипами III и IV, при незначительном присутствии остатков с морфотипов II. Необходимо сказать, что уже в местонахождении Морозовка-2 появляется и далее интенсивно эволюционирует вид *M.(S.) gregalis*.

Морфотипы *Microtus (Stenocranius) gregalis* Pall. На протяжении первой половины среднего неоплейстоцена преобладающими морфотипами в популяциях являются I и II, при подчиненном положении III и IV. В местонахождениях Морозовка-2, Чигирин, Гуньки морфотип I составляет чуть более 35% остатков, тогда как II морфотип составляет 35–45% остатков *M. (S.) gregalis*. Остальные морфотипы представлены незначительно – III составляет 15–25%, а IV – 5–10%. В поздних сингильских (Демидовка) и ранних хазарских фаунах (Озерное-1, Матвеевка) представительство I и II морфотипов несколько сокращается до 60% от общего количества остатков вида. Возрастает число M_1 морфотипа III до 25–30% при одновременном увеличении количества остатков IV морфотипа до 10–20%. Таким образом, в распределении морфотипов *M.(S.) gregalis* в течение первой половины среднего неоплейстоцена наблюдается тенденция к некоторому сокращению количества I и II морфотипов, хотя они преобладают в популяциях. III и IV морфотипы увеличиваются в численности примерно до 40%. В современных популяциях *M.(S.) gregalis* количество морфотипов I и II снижается до 25–30%, а преобладают III и IV морфотипы, составляя в сумме около 60%.

Морфотипы *Microtus (Terricola) arvalidens* Kretzoi. В конце нижнего неоплейстоцена – начале среднего в местонахождениях Нагорное-1,1, Большевик-2,1, Озерное-2 преобладающим морфотипом является II (40–45%), морфотипы I, III, V встречаются примерно в равном количестве порядка 10–20%. В местонахождении Нагорное-2, отложения которого относятся к этому же временному интервалу, присутствуют лишь 2 M_1 с морфотипом II. В Большевик-2,1 отмечен морфотип IV, составляющий 7% от общего количества остатков вида в местонахождении. В более поздних фаунах среднего неоплейстоцена (Меджибож, Морозовка-2, Чигирин) сокращается численность морфотипов I и II до 5–15% и 20–40% соответственно. Возрастает представительство III и V морфотипов до 25–40% и 20–30% соответственно. В местонахождении Морозовка-2 вновь появляется морфотип IV составляющий 17% костных ос-

татков M_1 . В популяциях *M.(T.) arvalidens* Демидовки и Матвеевки вид представлен единичными зубами. Таким образом, в сингильских и ранних хазарских фаунах происходит сокращение численности II морфотипа при одновременном увеличении количества остатков III морфотипа. Типы I и V сохраняют численное постоянство в пределах 10–20%.

Морфотипы *Microtus (Microtus) arvalinus* Hinton – *Microtus (Microtus) arvalis* Pall. По признакам слияния головки параконида и треугольников в ее основании, выделено VII морфотипов строения жевательной поверхности M_1 . Эти морфотипы представляют четыре основных направления: питимисное, арвалисное, грегалисное и раттицепойдное. На протяжении первой половины среднего неоплейстоцена I тип строения M_1 , представленный в местонахождении Большевик-2, 1 30% остатков, снижает свою численность до 5–7% в более поздних фаунах. Количество остатков с морфотипом II увеличивается с начала среднего неоплейстоцена с 15–25% до 40% к концу его первой половины, являясь основным, наряду с IV типом строения, и в современных популяциях. III морфотип представлен во всех местонахождениях, но его численность не превышает 3–10%. Вторым по количеству является IV морфотип, представленный в ископаемых популяциях группы *M. (M.) arvalinus-arvalis* 35–40% остатков. V и VI морфотипы, составляющие до 5–15% каждый в местонахождениях начала среднего неоплейстоцена (Озерное-2, Нагорное-2), к концу первой половины последнего представлены не более чем 5–8% остатков M_1 . VII тип строения встречается в небольших количествах. Следовательно, в распределении морфотипов строения M_1 *M. (M.) arvalinus-arvalis* первой половины среднего неоплейстоцена (сингильские и первые хазарские фауны) прослеживается следующая тенденция. Происходит сокращение численности I, V, VI морфотипов, при примерно постоянном количестве III и VII типов строения. Все они в сумме не превышают 20% остатков. За этот хронологический период II и IV морфотипы увеличивают численность до 40% каждый, составляя совместно 70–80% остатков *M. (M.) arvalinus-arvalis* в каждом из местонахождений.

Изучение морфотипов строения M_1 полевковых наряду с их морфологической характеристикой, а также исследованием дифференциации и инверсии толщины эмали на конидах (для видов рода *Arvicola*) позволило провести детальное стратиграфическое расчленение и корреляцию морских (древнеэвксинских) и континентальных отложений Украины.

ПРИМЕНЕНИЕ НЕКОТОРЫХ ПАРАМЕТРОВ АМИНОКИСЛОТНОЙ РАЦЕМИЗАЦИИ ПРИ СТРАТИФИКАЦИИ МОРСКИХ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В большинстве работ, опубликованных за последние десятилетия, наиболее успешно методы аминокислотной рацемизации применяются для оценки возраста приподнятых и деформированных террас вдоль Тихоокеанского побережья Северной Америки, для корреляции и определения возраста прерывистых четвертичных морских отложений береговых равнин Атлантического побережья США, корреляции и определения возраста межледниковых отложений Великобритании и для определения относительного возраста гляциальных и морских отложений в прибрежных районах восточной части острова Баффинова Земля (Канада).

На Украине методы аминокислотной рацемизации разрабатывались в единственном месте – ИГН НАН Украины (Киев) для определения относительного возраста как морских донных осадков, так и для стратификации континентальных четвертичных отложений. В настоящее время эти работы продолжаются.

Концентрации аминокислот (АК) (свободных, связанных в белковые молекулы и небелковые полимеры) и их связи с концентрациями органического вещества (ОВ) в осадке, величина вклада азота АК в общий или органический азот осадка, аминокислотный спектр отражают степень преобразования ОВ в толще донных отложений и знание этих параметров представляет большую ценность для понимания закономерностей его преобразования.

Согласно Ф. Абельсону, разделившему белковые АК по степени термической устойчивости, глутаминовая кислота (Glu) в отличие от аспарагиновой кислоты (Asp), серина (Ser) и треонина (Thr) относится к числу наиболее стабильных АК. Однако концентрация кислых АК в осадках в стадии раннего диагенеза контролируется, по-видимому, еще и другими факторами, отличными от термической устойчивости.

Аминокислотный спектр осадков, nasledующий характер, складывающийся в период осадконакопления в подповерхностных слоях отложений в зоне наиболее интенсивно протекающего сульфатредуцирующего процесса, дает важную информацию об обстановке на границе вода – дно в отдаленном геологическом прошлом.

Аминокислотные факторы, такие как общая сумма АК, суммы устойчивых и неустойчивых АК, соотношения между ними, соотношение содержания аммиака к общей сумме АК несут на себе временную информацию и их изменения пропорциональны изменению возраста как в донных осадках, морской воде и взвеси, так и в ископаемых морских организмах. Полученные нами корреляционные кривые, отражающие распределение как отдельных АК, так и отдельных групп АК по глубине, характеризует зависимость всех изучаемых аминокислотных параметров от возраста донных отложений.

Для относительной хронологии могут быть использованы и некоторые отдельные соотношения АК. Так, например, серин (Ser) и треонин (Thr) относительно неустойчивые АК и их концентрации могут падать с возрастом (и глубиной) значительно быстрее, чем большинство других АК. Поэтому величина соотношения треонина или серина к устойчивой АК, например, к глутаминовой (Glu) должна падать с течением времени и быть весьма низкой у древних образцов, т.е. эти два коэффициента должны быть обратно пропорциональны возрасту изучаемых объектов. Анализы с аномально высоким относительным содержанием треонина и серина считаются результатом загрязнений и при обработке результатов не учитываются. Наблюдается общая тенденция к относительному уменьшению с возрастом содержания аспарагиновой кислоты (Asp) и аргинина (Arg). Относительное содержание глутаминовой кислоты (Glu), валина (Val) и лейцина (Leu) остается практически неизменным. Содержание аланина (Ala) относительно возрастает в результате различных реакций разложения. Наиболее вероятными, зависящими от времени являются коэффициенты, отражающие отношения этих АК друг к другу.

На ранних стадиях диагенеза реакциями, в значительной степени также зависящими от времени, являются реакции, определяющие отношение свободных АК к связанным АК.

Аминостратиграфию можно использовать не только для корреляции между разьединенными слоями и большим количеством окаменелостей, но также и для проведения различий между слоями по относительному возрасту в качестве основы для региональной хроностратиграфии. Вероятно, наиболее важной стадией при любых геохронологических построениях является выбор соответствующих образцов. Прежде всего, следует иметь в виду, что датировка любого материала никогда не может иметь большую значимость, чем допускаемое естественным стратиграфическим описанием места выбора. Во-вторых, материал для датировки должен быть бесспорно связан с осадочными слоями. И, в третьих, эти образцы должны быть с места залегания, или, по мень-

шей мере, почти одновременно с отложением связанных с ним осадков. Из-за того, что скорости аминокислотной реакции зависят от температуры, желательны, чтобы образцы отбирались из выемок определенной глубины во вмещающих осадочных породах, что позволит свести к минимуму суточные и сезонные температурные экстремумы. В целом, образцы с глубины более 2,0 м в достаточной степени изолированы от краткосрочных температурных изменений. Однако часто приемлема даже глубина захоронения от 0,05 до 1 м. Каждый генетический тип отложений обладает характерной ассоциацией АК или "почерком", который отличает его от большинства других типов. Этот почерк изменяется в определенном порядке по мере того, как диагенетические реакции изменяют характер состава во времени.

Исследования применения аминокислотной рацемизации для оценки относительного геологического возраста пород красноцветной формации, начатые совместно с Т. Ф. Христофоровой были продолжены.

Во-первых, породы красноцветной формации широко распространены на Украине и представлены комплексом своеобразных в литологическом отношении пород. Во-вторых, они имеют тесную генетическую связь с более давним рельефом, который в настоящее время утратил свою морфологическую определенность, и представляет собой отдельный этап стабилизации неотектонических движений (климатических условий и некоторых других палеогеографических параметров).

Нами были получены дополнительные данные аминокислотных параметров для пород красноцветной формации из некоторых опорных разрезов Украины (Вышгород, Музычи и др.). Эти данные подтвердили целесообразность и пригодность использования аминокислотной рацемизации, т. е. изменение аминокислотных параметров "отбивает" основные стратотипические рубежи в сводном разрезе верхнего кайнозоя.

В. В. РУДЮК

Институт геологічних наук НАН України, м. Київ

ЭТАПИ РОЗВИТКУ АНТРОПОГЕНОВИХ УНІОНІД ТА ЇХ ЗНАЧЕННЯ ДЛЯ РОЗЧЛЕНУВАННЯ АЛЮВІАЛЬНИХ ВІДКЛАДІВ

По даним А. Л. Чепалиги, І. Я. Яцка, А. Г. Еберзіна, П. Ф. Гожики та на основі аналізу опрацьованих нами антропогенових уніонід з терасових відкладів Дністра, Пруту, Дунаю, Дніпра були намічені різні рівні в розвитку уніонід та уточнений склад та віковий інтервал виділених А. Л. Чепалигою фауністичних комплексів.

Рашківський (полівадинський за А. Л. Чепалигою) пізньопліоценовий фауністичний комплекс характеризується появою перших представників родів *Margaritifera* (*M. triangulata* Tschep.), *Bogatschevia* (*B. tamanensis* Ebers., *B. elongata* Tschep., *B. rashkovi* Tschep., *B. bugasica* Ebers., *B. tamanica* Jatzko). Тут продовжують існувати скульптуровані уніонідні *Ebersininaia tirassica* Tschep., *Potomida ovata* Gr. Ppv. *B. tamanensis* також знайдена в алювіальних відкладах Х рошської тераси Прута біля м. Кагул, в хапровських відкладах Приазов'я, таманських верствах акчагили, румунських відкладах Румунії.

Бошернацький ранньоеоплейстоценовий фауністичний комплекс виділений А. Л. Чепалигою. Широкого розвитку отримали уніоніди групи *sturi* (*Bogatschevia sturi* M. Hoern., *B. rodziankovi* Bog., *B. scutum* Bog.). Тут продовжують розвиток представники родів *Margaritifera* (*M. arca* Tschep.), *Crassiana* (*C. subcrassa* Gr. Ppv.). Доживають рідкі скульптуровані форми уніонід (*Wenziella*). Ще присутні нечисленні форми попереднього комплексу *Bogatschevia tamanica* Jatzko. Характерні види комплексу виявлені також в алювії долиньської тераси Дунаю, в долині р. Сал (с. Несміянівка), в апшеронських відкладах м. Єйськ та м. Краснодар, апшеронських відкладах хребта Ходжашен (Закавказзя), в палюдинових верствах Славонії, в верствах Альфольда (Угорщина), поблизу Бухареста (м. Узуну) в Румунії.

Косницький пізньоеоплейстоценовий фауністичний комплекс, виділений А. Л. Чепалигою, характеризується розквітом підроду *Pseudosturia* (*B. pseudosturia*) *caudata* Bog., *B. (Ps.) rossica* Ebers., *B. (Ps.) postumus* Bog., *B. (Ps.) brusinaiformis* Mod., *B. (Ps.) tschepalygi rotundata* sp. nov., *B. (Ps.) cosmica* sp. nov.), появою представників роду *Potomida* (*P. subblitoralis* Tschep.). Зустрічаються нечисленні представники роду *Crassiana* (*C. crassoides* Tschep., *C. subcrassa* Gr. Ppv., *C. szegedensis* Hal., *C. subater* sp. nov., *C. pseudodavilai* sp. nov.) та *Unio* (*U. pseudochasaricus* Tschep.). Рідкі знахідки скульптурованих уніонід *Wenziella wilhelmi* Rep. Представники косницького комплексу відомі в долинах Одеських лиманів біля с. Морозівка, в Приазов'ї, на Таманському півострові (Синя балка), в апшероні Закавказзя та в Угорщині (м. Сегед).

Михайлівський пізньоеоплейстоценовий фауністичний комплекс. В ньому ще присутні форми косницького комплексу *Bogatschevia* (*Pseudosturia*) *caudata* Bog., *B. (Ps.) brusinaiformis* Mod., *B. (Ps.) pseudocaudata* sp. nov. і з'являються *B. (Ps.) ovata robusta* sp. nov., *Crassiana subcrassa* Gr. Ppv., *Unio pseudochasaricus* Tschep., які вимирають в кінці еоплейстоцену. Отримують розквіт *Crassiana crassoides* Tschep. Зустрічаються рідкі *Pseudanodonta gozhiki* sp. nov., *Unio tiraspolitanus* Tschep. та сучасні *Crassiana crassa* Phil. Спостерігається вимирання

реліктів пліоценової фауни і розвиток предкових форм сучасної фауни.

Кошницький ранньонеоплейстоценовий фауністичний комплекс характеризується відсутністю теплолюбних видів. Тут продовжують існувати *Crassiana subcrassa* Gr, Ppv., *C. szegedensis* Hal., *Unio tiraspolitanus* Tschep., рідкі представники підроду *Pseudosturia* (*B. (Ps.) postumus coshnica* ssp. nov.). З'являються *Unio rumanoides* Tschep. та сучасні види *U. pictorum* L., *U. tumidus* Phil., *Crassiana crassa* Phil., *C. consentaneus* Ziegl., *C. batava* Nilss.

Колкотовський ранньонеоплейстоценовий фауністичний комплекс, виділений А. Л. Чепалигою, характеризується появою *Pseudunio moldavica* Tschep., *Ps. robusta* Tschep., *Potomida kinkelini* Haas., *P. litoralis* Cuv. Також присутні представники роду *Crassiana* (*C. steveniana* Kryn., *C. hassiae* Haas., *C. crassa* Phil., *C. bodamica* Rossm., *C. batava* Nilss., *C. mingrelica* Dr., *C. consentaneus* Ziegl.), представники роду *Unio* (*U. tiraspolitanus* Tschep., сучасні *U. tumidus* Phil., *U. pictorum* L.). В комплексі змішано дві фауни: рання з *Pseudunio* та пізня з *Potomida*. Наявність *Potomida* у верхній товщі алювію V терас свідчить про формування її в умовах теплого клімату, а присутність *Pseudunio* в нижній товщі є показником достатньо великих швидкостей течії та прозорості води в регресивну стадію Чорного моря, яка зіставляється з часом першого ранньонеоплейстоценового зледеніння.

Середньопізньюнеоплейстоценовий фауністичний комплекс виділений по знахідкам в алювії IV, III, II, I терас А. Л. Чепалигою. Фауна IV–I терас складається з сучасних видів, близьких за складом, але відрізняється зонально вимерлими формами. Включає: григоріопольський середньонеоплейстоценовий фауністичний підкомплекс, який включає сучасні види *Unio pictorum* L., *U. tumidus* Philip., *Crassiana crassa* Philip., *C. bodamica* Rossm. Продовжували існувати види тираспольського комплексу і вимерли представники родів *Potomida*, *Pseudunio*, виду *Unio tiraspolitanus* Tschep., *U. rumanoides* Tschep.

Снейський середньонеоплейстоценовий фауністичний підкомплекс характеризується сучасними видами уніонід з домішками зонально вимерлих форм, що зараз поширені в субтропічній або бореальній зоні – *Pseudunio robusta speensis* Tschep., *Unio (Eolymnium) tiberiadensis* Let., *Crassiana pseudolitoralis* Cl.

Карагацький пізньюнеоплейстоценовий підкомплекс представлений сучасними видами та зонально вимерлими *Crassiana musiva* Spengl., *C. ater* Nills., *C. pseudolitoralis* Cl., *Corbicula cor.* Lam.

Голошницький пізньюнеоплейстоценовий фауністичний підкомплекс характеризується сучасними видами з елементами реліктових – *C. pseudocrassa* Haas, *C. ater* Cl.

Таким чином, можна відзначити декілька основних етапів у розвитку уніонід (пізньопліоценовий, еоплейстоценовий, неоплейстоценовий), що в загальних рисах відповідають крупним палеогеографічним етапам розвитку природи і є надійною основою для розчленування алювіальних відкладів та кореляції віддалених розрізів.

Саме після формування алювію верхньопліоценової X (рашківської) тераси сталися значні зміни в складі уніонід. Похолодання було причиною вимирання теплолюбної субтропічної фауни (скульптурованих *Wenziella*, *Bogatschevia*). Наростання похолодання в еоплейстоцені, чергування холодних та теплих інтервалів призвело до еволюційних змін уніонід в напрямку зростання масивності черепашок та замкового апарата – від уніонід групи *sturi* (IX бошерницька тераса), а далі в напрямку видовженості черепашок та ослаблення псевдокардинальних зубів, що утворюють окрему групу – підрид *Pseudosturia*, поширену в алювії VIII великокосницької тераси. Алювіальні відклади VII михайлівської тераси (кінець еоплейстоцену) вже характеризуються широким розвитком предкових форм сучасних уніонід. Чергування ж зледенінь та міжльодовиков'я в неоплейстоцені стали причиною міграційних процесів – проникнення на північ теплолюбних моллюсків в міжльодовикові періоди, які вимирали під час зледенінь.

В поєднанні з палеомагнітними ці дані дозволяють провести межу між пліоценом та еоплейстоценом під алювієм IX (бошерницької) тераси Дністра, а межу між еоплейстоценом та неоплейстоценом – в алювії VII (михайлівської) тераси.

Н. І. ДИКАНЬ

Інститут геологічних наук НАН України, м. Київ

ФОРМАЛІЗАЦІЯ ОЗНАК КЛАСИФІКАЦІЇ ПРІСНОВОДНИХ ЧЕТВЕРТИННИХ ОСТРАКОД УКРАЇНИ ЯК ОСНОВА БЮСТРАТИГРАФІЧНОГО РОЗЧЛЕНУВАННЯ ВІДКЛАДІВ

В Україні у континентальних четвертинних відкладах різного генезису широко поширені остракоди родин *Limnocytheridae* (роди *Denticulocythere*, *Limnocythere*, *Paralimnocythere*), *Candonidae* (роди *Candona*, *Candonopsis*, *Typhlocypris*), *Cyprididae* (роди *Cyprinotus*, *Eucypris*, *Ilyodromus*, *Heterocypris*, *Herpetocypris*), *Cyclocyprididae* (роди *Cyclocypris*, *Cypria*), *Cypridopsidae* (роди *Cypridopsis*, *Potamocypris*, *Zonocypris*), *Ilyocyprididae* (під *Ilyocypris*), *Darwinulidae* (під *Darwinula*).

Це визначає їх важливе значення для біостратиграфічного розчленування четвертинної товщі. Необхідною умовою при цьому є правильна діагностична оцінка мікрофосілій. Для визначення сучасних остракод використовуються ключі, в основу побудови яких покладена формалізація особливостей будови м'якого тіла та черепашки. Для викопних остракод такі ключі відсутні, що підвищує суб'єктивність визначень, веде до виділення великої кількості нових видів і не має під собою біологічного та екологічного підґрунтя.

Метою нашого дослідження була побудова ключів для визначення прісноводних родів та видів на основі порівняльно-морфологічного аналізу елементів зовнішньої та внутрішньої будови черепашки із врахуванням даних по статевому диморфізму та внутрішньовидовій мінливості. Ускладнює складання видового ключа відсутність необхідної статистики для визначення сталості ознаки в його крайніх позиціях діапазону мінливості.

Вивчено 150 зразків з відслонень I–V річкових терас річок Дунаю, Дніпра та його приток Десни, Сули, Псла, Норина, річок басейну Азовського моря Молочної, Берди, Чингула. Проаналізовано 167 видів роду *Limnocythere*, 53 види роду *Pluocyparis*, 33 виду роду *Cyclocyparis*. Складені ключі для родів *Limnocythere*, *Denticulocythere* та *Paralimnocythere* та видів роду *Limnocythere* родини *Limnocytheridae*, видів роду *Pluocyparis* родини *Pluocyparidae*, видів роду *Cyclocyparis* родини *Cyclocyparidae*.

Змінено таксономічний рівень низки ознак для рангів рід та вид, прийнятих в класифікації кайнозойських остракод ("Практическое руководство по микрофауне СССР. Остракоды кайнозоя", 1989).

Діагностичними ознаками роду підродина *Limnocytherinae* визначені: форма черепашки, положення максимальної опуклості стулки, характерні елементи макроскульптури та їх розташування на поверхні стулки, тип мезоскульптури, будова порово-канальної зони (ширина порово-канальної зони на передньому кінці, форма каналів), ступінь подовженості стулки, тип замку. До рангу "рід" знижено ознаки родини "форма черепашки, тип замку" та ознаки підродина "характерні елементи макроскульптури, ширина порово-канальної зони на передньому кінці, форма каналів".

Ознаками виду для видів роду *Limnocythere* визначені: деталі форми черепашки (вираженість кардинальних кутів, співвідношення переднього та заднього кінців, форма задньоспинного та задньочеревного кутів), особливості об'ємної форми (форма максимальної опуклості стулки), деталі елементів макроскульптури (форма, розмір, число). До рангу "вид" знижено ознаки роду "деталі форми черепашки, деталі елементів макроскульптури".

Діагностичними ознаками роду *Pluosurgis* визначено: деталі форми черепашки (співвідношення переднього та заднього кінців, місцезнаходження максимальної висоти, форма спинного та черевного країв, форма переднього кінця), особливості об'ємної форми (положення максимальної опуклості стулки), елементи макроскульптури, співвідношення ширини безструктурної пластинки та порово-канальної зони на передньому кінці, форма безструктурної пластинки на передньому кінці, ширина порово-канальної зони та кількість крайових порових каналів на передньому кінці, ступінь складності замку, характер статевого диморфізму. До рангу "рід" знижено ознаки підродини "характерні елементи макроскульптури, місцезнаходження максимальної висоти, ширина порово-канальної зони на передньому кінці".

Ознаками виду для видів роду *Pluosurgis* визначено: розміри черепашки, деталі форми черепашки (ступінь нахилу спинного краю до заднього кінця, ступінь угнутості черевного краю, форма заднього кінця), вираженість переднього кардинального кута, деталі макроскульптури, тип мезоскульптури. До рангу "вид" знижено ознаки підродини "розміри черепашки" та ознаки роду "форма заднього кінця".

Діагностичними ознаками роду *Cuslocurgis* визначено: товщина черепашки, форма безструктурної пластинки на передньому кінці, деталі будови безструктурної пластинки.

Ознаками виду для видів роду *Cuslocurgis* визначено: форма та розміри черепашки, відносні показники (ступінь подовженості, ступінь опуклості), деталі форми черепашки (форма спинного, черевного країв), ширина безструктурної пластинки на передньому та задньому кінцях. Знижено до рангу "вид" ознаки підродини "форма, розміри черепашки" та ознака роду "форма спинного кінця".

Ю. В. ВЕРНИГорова

Институт геологических наук НАН Украины, г. Киев

АНАЛИЗ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БЕНТОСНЫХ ФОРАМИНИФЕР В ПОЗДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ГВИНЕЙСКОГО ШЕЛЬФА ТРОПИЧЕСКОЙ АТЛАНТИКИ (З. АФРИКА)

Бентосные фораминиферы в стратиграфических целях привлекаются для создания региональных схем, характеризующихся меньшей детальностью и использующихся для региональных построений. В силу особенностей своего обитания, они являются прекрасным индикатором палеообстановок осадконакопления, и, в первую очередь, палеоглубин осадочных бассейнов.

Материалом для исследования послужили бентосные фораминиферы (БФ) Гвинейского шельфа Тропической Атлантики, отобранные из четырех колонок и соседних дночерпательных проб (глубины 169–800 м). Все найденные виды БФ характерны для верхней батиали Гвинейского шельфа Тропической Атлантики и прилегающих территорий (Михалевич, 1978, 1983). Несмотря на кажущуюся однородность видового состава БФ, их видовое и количественное распределение по разрезам колонок имеет свои особенности, что позволяет выделить четыре комплекса БФ (таблица 1).

Основу комплекса А в верхней части колонки ст. 2555 (интервал 0–28 см) составляют: *Bulimina marginata biserialis*, *Bulimina striata*, *Planulina ariminensis*, *Angulogerina carinata*, *Hyalinea balthica* (в сумме 45% общей численности). В подчиненном положении: *Quinqueloculina seminulum*, *Sigmoilopsis shlumbergeri*, *Bulimina aculeata*, *B. marginata*, *Cassidulina laevigata*, *Oridorsalis umbonatus*, *Hoeglundina elegans*, каждый из них не превышает 1,5% общей численности видов.

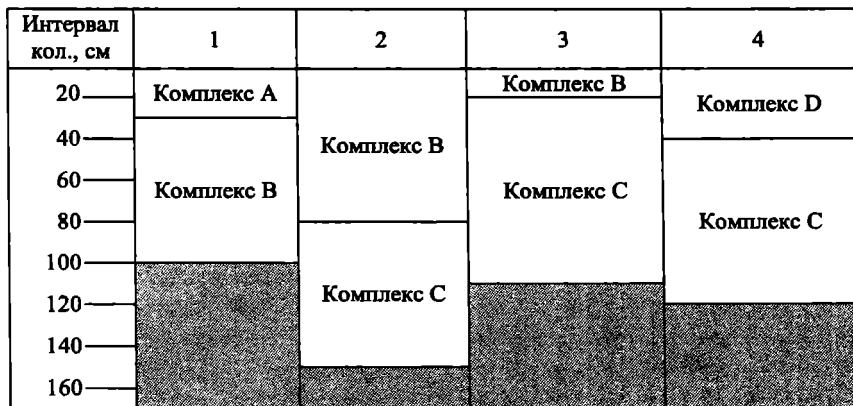
Комплекс В выделен в нижней части колонки ст. 2555 (интервал 53–103 см) и в верхних частях колонок ст. 2642 и 2571 (интервалы 0–82 см и 0–20 см соответственно). В процентном отношении преобладают: *Quinqueloculina seminulum*, *Brizalina spathulata*, *Uvigerina mediterranea*, *Nonion barleeianum*, *Hoeglundina elegans*. А *Bulimina striata*, *Cancris auriculus*, *Planulina ariminensis*, *Oridorsalis umbonatus*, *Hanzawaia nitidula* – это виды, каждый из которых составляет не больше 0,5–2% общей численности.

Комплекс С выделяется в нижних частях колонок ст. 2642 (интервал 102–150 см), 2571 (интервал 40–114 см) и 2556 (60–120 см). Здесь также обнаруживаются виды группы В, но доля их в комплексе быстро уменьшается, а наиболее высокие концентрации образуют *Fonbotia wuellerstorfi*, *Bulimina aculeata*, *B. marginata*. В незначительных количествах появляются *Sigmoilopsis shlumbergeri*, *Siphouvigerina ampullacea*, *Ehrenbergina bradyi*.

Комплекс D, в интервале 0–40 см, колонки ст. 2556 характеризуют виды *Brizalina albatrossi*, *Brizalina striatula*, *Siphouvigerina ampullacea*, *Laterostomella subspinascens*, *Ehrenbergina bradyi*, а также виды нижних частей колонок ст. 2642 и 2571, только в меньшем количестве.

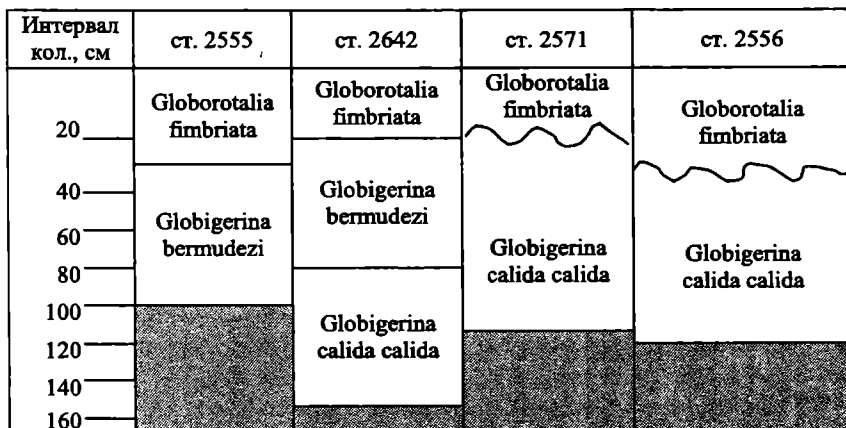
Анализ распределения комплексов А, В, С и D по колонкам (см. таблицу), а также сравнение их с комплексами БФ, полученными нами из дночерпательных проб верхней батиали района исследований и с литературными данными (Михалевич, 1978, 1983), показал следующее. БФ комплекса В соответствуют БФ глубин 400–500 м. Комплекс С, из нижних частей колонок ст. 2642, 2571 и 2556, соответствует комплексу

Таблица 1. Схема распределения комплексов БФ в позднечетвертичных отложениях Гвинейского шельфа Тропической Атлантики



Примечание: 1 – колонка ст. 2555, глубина 300 м, длина колонки 103 см; 2 – колонка ст. 2642, глубина 420 м, длина колонки 150 см; 3 – колонка ст. 2571, глубина 490 м, длина колонки 114 см; 4 – колонка ст. 2556, глубина 782 м, длина колонки 120 см.

Таблица 2. Стратиграфическое расчленение позднечетвертичных отложений Гвинейского шельфа Тропической Атлантики по планктонным фораминиферам



БФ, обнаруженному на 600-метровой глубине бассейна. Причем сходен не только видовой состав, но и процентное соотношение видов. Наблюдается доминирование видов, характерных именно для этой части батиаля района исследования.

Следует отметить, что границы между комплексами БФ в колонках донных отложений совпадают с границами подзон, установленных нами в этих же колонках по планктонным фораминиферам (по стратиграфической схеме Bolli, 1966, 1970; Bolli, Premoli Silva, 1973): *Globigerina bermudezi* – *Globorotalia fimbriata* в колонке ст. 2555, *Globigerina calida calida* – *Globigerina bermudezi* в колонке ст. 2642, верхняя граница подзоны *Globigerina calida calida* в колонках ст. 2571 и 2556 (таблица 2).

На основании полученных данных можно предположить, что, несмотря на кажущуюся однородность комплексов БФ, отложения, отвечающие подзоне *Globigerina bermudezi* (ст. 2555) формировались на глубине 400–500 м. А отложения подзоны *Globigerina calida calida* (ст. 2642, 2571, 2556) – на глубинах 600–700 м. Это указывает на то, что в течении позднего плейстоцен-голоцена глубина океана в пределах расположения станций 2555, 2642 и 2571 уменьшилась на 120–200 м, тогда как в районе ст. 2556 – возросла примерно на 180 м.

О. А. СІРЕНКО

Інститут геологічних наук НАН України, м. Київ

РОЗВИТОК РОСЛИННОСТІ ЖИТОМИРСЬКОГО ПОЛІССЯ У РАНЬОМУ ТА НА ПОЧАТКУ СЕРЕДНЬОГО НЕОПЛЕЙСТОЦЕНУ (ЗА ПАЛІНОЛОГІЧНИМИ ДАНИМИ)

Згідно фізико-географічного районування Житомирське Полісся є частиною Українського Полісся і відноситься до зони мішаних лісів. Завдяки своєму геоструктурному положенню в межах Українського кристалічного щита Житомирське Полісся помітно відрізняється від інших фізико-географічних областей Українського Полісся. До основних відмін можна віднести наступні: більш високе гіпсометричне положення території, менша, у порівнянні до інших районів Полісся, заболоченість території, менша потужність плейстоценових відкладів. Вказані відміни виявили вплив і на характер рослинного покриву території що вивчається.

Історія розвитку рослинності більшої частини Українського Полісся на протязі неоплейстоцену (особливо середнього і пізнього) реконструйована досить детально (Артюшенко, 1967, 1973; Артюшенко,

Арап, Безусько, 1982; Безусько, 1981; Пашкевич, 1971, 1972). Найменш вивченим у цьому плані є Житомирське Полісся. Для цієї території реконструйовано рослинність лише окремих етапів пізнього неоплейстоцену (Пашкевич, 1962).

В основу виконаних нами реконструкцій покладено детальні палінологічні дослідження нижньо- та середньонеоплейстоценових відкладів опорного розрізу біля західної околиці міста Коростишів (Житомирська область). Зразки для вивчення люб'язно надані нам К. Ю. Єсипчуком та Б. Д. Возгріним.

Проведені дослідження свідчать про те, що в межах території що вивчалась у ранньому та на початку середнього неоплейстоцену панували ліси, але склад їх, у залежності від кліматичних флуктуацій у певні відрізки часу, дещо змінювався. Так, нами реконструйовано три ранньонеоплейстоценові фази розвитку рослинності, які відповідають мартоноському, сульському та лубенському часу, а також одну середньонеоплейстоценову фазу (завадівський час).

Перша фаза відповідає мартоноському часу. До її відмінних особливостей можна віднести широкий розвиток соснових та мішаних лісів; присутність у складі соснових лісів окрім пануючих *Pinus sp. sect. Eupitys* Sprach. поодиноких представників теплолюбних видів *Pinus subg. Haploxyylon* Koehne (переважно секцій *Cembrae* Sprach. та *Strobus* Schaw); помітну різноманітність у складі лісових угруповань широколистяних порід помірно-теплої зони: *Tilia cf. cordata* Mill. (переважають), *Tilia cf. platyphyllos* Scop., *Carpinus cf. betulus* L., *Fagus sp.*, *Quercus cf. robur* L., *Quercus sp.*, *Ulmus sp.*, *Corylus sp.*; присутність у складі лісів термофільних рослин *Juglans cf. cinerea* L. та поодиноких *Moraceae*; незначну участь у рослинному покриві трав'янистих асоціацій та відсутність у їх складі чітких домінант.

Характерними особливостями другої фази (сульський час) було домінування соснових лісів, в яких вже не зростали теплолюбні види *Pinus*, та збіднення лісових угруповань за рахунок листяних рослин (з цієї групи у складі лісів зустрічались лише *Alnus sp.* та *Tilia cf. cordata* Mill).

Третя фаза (лубенський час) відрізнялась незначним скороченням площ, зайнятих лісами і розширенням у складі рослинного покриву трав'янистих асоціацій. Лісові угруповання лубенського часу, у порівнянні до мартоноських, характеризувались збідненим таксономічним складом. Зокрема в них не зустрічались *Fagus sp.*, *Carpinus cf. betulus* L., *Ulmus sp.*, *Moraceae*.

У межах встановленої фази виділено дві підфази, які відповідають ранньо- та пізньолубенському часу.

У складі лісів ранньолубенського часу (перша підфаза), окрім *Pinus* spp., помітна роль належала *Betula* sp. та *Alnus* sp., натомість участь широколистяних порід помірно-теплої зони була незначною: *Tilia* cf. *cordata* Mill., *Quercus* cf. *robur* L., *Corylus* sp., *Elaeagnus* sp. З термофільних рослин в невеликій кількості зустрічались *Juglans* cf. *cinerea* L. та *Juglans* cf. *nigra* L. Серед трав'янистих рослин домінували представники родин *Chenopodiaceae* та роду *Artemisia* sp. До відмінних особливостей ранньолубенського рослинного покриву можна віднести також таксономічну різноманітність різнотрав'я та присутність водних та прибережно водних рослин.

Лісові угруповання пізньолубенського часу (друга підфаза) відрізнялись скороченням ролі рослин помірної зони (*Alnus* і *Betula*), та зростанням участі у їх складі *Tilia* cf. *cordata* Mill.

Завадівський час відрізнявся складними палеогеографічними умовами, що знайшло відображення у характері рослинного покриву. У розрізі що вивчається завадівський педогоризонт представлено не у повному обсязі, тому отримані нами матеріали дозволяють реконструювати у складі завадівської фази розвитку рослинності лише три підфази.

Характерними особливостями першої підфази є: широкий розвиток соснових та березово-соснових лісів з участю вільхи, незначна участь у складі лісових угруповань широколистяних та термофільних рослин, представлених переважно *Tilia* cf. *cordata* Mill. та *Juglans* sp.

До відмінних особливостей другої підфази можна віднести: скорочення у складі лісів участі *Pinus*; зростання ролі листяних порід, а також помітну їх систематичну різноманітність: *Alnus* sp., *Betula* sp., *Carpinus* cf. *betulus* L., *Tilia* cf. *cordata* Mill., *Tilia* cf. *platyphyllos* Scop., *Quercus* cf. *robur* L., *Ulmus* cf. *laevis* Pall., *Corylus* sp., *Juglans* sp.: збільшення участі у рослинному покриві трав'янистих асоціацій, особливо мезофільного різнотрав'я, а також водних та прибережно-водних рослин.

Третя фаза відрізнялась зникненням зі складу лісових угруповань *Juglans*, зростанням у їх складі ролі *Betula*; помітним скороченням у рослинному покриві водних та прибережно-водних рослин, деяким збільшенням площ вкритих *Chenopodiaceae* та *Asteraceae* (під *Artemisia*).

В цілому, ліси завадівського часу за участю широколистяних порід помірно-теплої зони та термофільних рослин переважали лубенські і за своїм складом були подібними до мартоносських, але відрізнялись від останніх широким розвитком *Alnus* sp., *Betula* sp.

Закономірності зміни рослинності Житомирського Полісся на протязі раннього неоплейстоцену подібні закономірностям, виявленим на-

ми для ранньонеоплейстоценового покриву лісостепової зони України. Основна відміна полягає у різному співвідношенні у складі рослинного покриву територій що порівнюються лісових та трав'янистих угруповань. У той же час характер зміни складу лісів від мартоноського до сульського та лубенського часу повністю збігається.

До регіональних відмін лісових угруповань Житомирського Полісся у порівнянні до таких лісостепової зони можна віднести більш широку участь в їх складі *Betula*, *Carpinus* cf. *betulus* L., деяке зниження ролі *Quercus*, помітну присутність у мартоноських та лубенських лісах *Juglans* декількох видів.

На даному етапі досліджень існують певні складнощі при співставленнях завадівських рослинних угруповань різних територій.

До основних з них можна віднести наступні: 1) завадівський педокомплекс має складну будову і в багатьох розрізах зустрічаються лише його окремі фрагменти; 2) часто палінокомплекси, описані у літературі як завадівські, характеризують різновікові геологічні утворення; 3) для багатьох розрізів завадівських відкладів України в літературі наведені лише флористичні графіки.

Л. Г. БЕЗУСЬКО

Інститут ботаніки ім. М. Г. Холодного НАН України, м. Київ

ЗМІНИ РОСЛИННОГО ПОКРИВУ ЛІСОВОЇ ЗОНИ УКРАЇНИ В ПІЗНЬОМУ ДРІАСІ (ЗА ПАЛІНОЛОГІЧНИМИ ДАНИМИ)

З метою деталізації картини основних змін, що мали місце у складі рослинного покриву в пізньольодовиків'ї нами було проаналізовано, критично переглянуто та узагальнено результати палінологічних досліджень відкладів пізнього дріасу (DR-3) лісової зони України. Пізній дріас (10300–11000 BP) є останнім стадіалом пізньольодовиків'я і його верхня межа є межею між пізньольодовиків'ям та голоценом. Встановлено, що досліджені відклади мають різну повноту та різну ступінь палінологічної вивченості. Найбільш детальні палінологічні матеріали отримані нами для розрізів Старники, Дорошів (Львівська обл.), Іква-1 (Тернопільська обл.) та Романьково (Сумська обл.). Репрезентативними є також результати спорово-пилкових досліджень відкладів пізнього дріасу розрізів Ірванецьке, Мнево, Авдіївка, Замглай (Чернігівська обл.) та Високе (Сумська обл.), що були виконані Г. О. Пашкевич [1971, 1972]. Згідно критеріїв В. П. Гричука [1966, 1969, 1980] можна зробити висновок, що викопні флори пізньо-

го дріасу належать до стадіального рангу і є гляціальними. Проведене нами узагальнення дозволяє стверджувати, що в пізньому дріасі у складі рослинного покриву лісової зони України відбувалися складні перебудови. Погіршення кліматичних умов призвело до помітного скорочення площ, що в аллереді були зайняті хвойними та мішаними лісами. Для західних районів лісової зони наводяться кількісні показники клімату пізнього дріасу (10500 BP), що були нижчими від сучасних (середня температура року – на 3°С, січня – на 4°С, липня – на 2°С, середньорічна кількість опадів – на 50 мм). Зроблено висновок, що участь широколистяних порід на території лісової зони України у пізньому дріасі є проблематичною. Встановлено, що цей пилок трапляється у складі спорово-пилкових спектрів в дуже незначних кількостях (Мале та Волинське Полісся – до 1% [Тумракiewicz, 1935; Артющенко, 1957; Безусько, 1981], Новгород-Сіверське Полісся – 0,2% [Пашкевич, 1972]). А у складі спорово-пилкових спектрів з відкладів пізнього дріасу Чернігівського Полісся пилок широколистяних пород відсутній зовсім [Пашкевич, 1971]. Встановлено, що у складі спорово-пилкових спектрів відкладів пізнього дріасу лісової зони України брали участь лісові (*Pinus sylvestris* L., *Picea abies* (L.) Karst., *Pinus cembra* L., *Larix sibirica* Ledeb., *Betula pubescens* Ehrh., *Betula pendula* Roth, *Alnus glutinosa* (L.) Gaertn., *Alnus incana* (L.) Moench, *Salix* sp., *Corylus avellana* L., *Arctostaphylos uva-ursi* (L.) Spreng., *Diphasiastrum complanatum* (L.) Holub, *Diphasiastrum tristachyum* (Purch) Rothm та ін.), степові (*Ephedra dystachya* L., *Kochia prostrata* L., *Krascheninnikovia ceratoides* (L.) Queldenst, *Dianthus guttatus* Bieb., *Plantago urvillei* Opiz, *Artemisia* секції *Seriphidium* та ін.), лучні (*Rumex crispus* L., *Rumex confertus* Willd, *Cerastium arvense* L., *Melandrium album* L., *Thalictrum flavum* L., *Polemonium coruleum* L., *Plantago major* L., *Plantago media* L., *Botrychium lunaria* (L.) Sw. та ін.) та мікротермні (*Betula nana* L., *Alnaster fruticosus* Ledeb., *Dryas octopetalla* L., *Botrychium boreale* Milde., *Selaginella selaginoides* (L.) Link., *Diphasiastrum alpinum* (L.) Holub та ін.) елементи флори. Палінологічні дані свідчать, що основними лісоутворюючими породами у пізньому дріасі були сосна та береза. Еколого-ценотичний аналіз видового складу викопних палінофлор пізнього дріасу вказує на помітну роль у складі рослинного покриву галофітів (*Atriplex tatarica* L., *Suaeda prostrata* Pall., *Suaeda confusa* Iljin., *Salicornia europaea* L., *Halimione verrucifera* (Bieb.) Aell., *Petrosimonia brachiata* (Pall.) Bunge та ін.), ксерогалофітів (*Bassia sedoides* (Pall.) Bieb., *Kochia prostrata* (L.) Schrad., *Krascheninnikovia ceratoides* та ін.) та псамофітів (*Chenopodium aristatum* L., *Chenopodium polyspermum* L., *Kochia laniflora* (S. G. Gmel.) Bieb., *Corispermum hys-*

sopifolium L., *Spergula arvensis* L., *Dianthus squarrosus* Bieb. та ін.). Характерною ознакою рослинного покриву пізнього дріасу є також значне поширення рослинних угруповань порушених ґрунтів (*Polygonum aviculare* L., *Polygonum convolvulus* L., *Chenopodium album* L., *Chenopodium urbicum* L., *Chenopodium vulvaria* L., *Convolvulus aevensis* L., *Centaurea cyanus* L., *Cichorium inthybus* L. та ін.). Слід зазначити, що в сучасній флорі України відсутні види, що були компонентами рослинних угруповань у пізньому дріасі на території її лісової зони – *Alnaster fruticosus*, *Betula nana*, *Larix sibirica*, *Corispermum sibiricum* Iljin., *Thalictrum alpinum*, *Botrychium boreale*. Частина видів, що брали участь у формуванні пізньодріасової флори лісової зони, нині входять до Червоної книги України [1996] – *Diphasiastrum complanatum*, *Lycopodiella inundata* (L.) Holub, *Selaginella selaginoides*, *Botrychium lunaria*, *Pinus cembra*, *Betula humilis*, *Dryas octopetalla* та *Linnaea borealis* L. За палінологічними даними спостерігається деяка просторова диференціація флори пізнього дріасу на території лісової зони України.

ЗМІСТ

<i>Р. Лещух, А. Іваніна, О. Волошиновська</i>	
Палеонтологічний музей Львівського національного університету імені Івана Франка	3
<i>О. Л. Фисуненко</i>	
Особенности эволюции органического мира и стратиграфия	5
<i>Ю. В. Тесленко</i>	
Деякі міркування про хронозони у біостратиграфії	7
<i>Р. Лещух</i>	
Роль стратиграфічних досліджень при пошуках нафти і газу	9
<i>В. П. Гриценко, Г. В. Заїка-Новацький</i>	
Про необхідність створення централізованої бази даних збереження музейних колекцій, кернів опорних свердловин та стратотипів	10
<i>Т. П. Михницькая</i>	
Этапы формирования, палеогеография и органический мир овручского палеорифта	13
<i>Е. В. Иванченко</i>	
Микрофитофоссилии венда Волыни	15
<i>В. В. Фуртес</i>	
Органические остатки из осадочных пород овручской и белокоровичской структур как основа для стратиграфии этих отложений ..	17
<i>Л. І. Константиненко</i>	
Трилобіти і стратиграфія ордовіцьких відкладів Поділля	19
<i>А. В. Іваніна</i>	
Розчленування нижньо-середньодевонських відкладів розрізу свердловини Тихотин-3 за палінологічними даними	21
<i>В. Н. Кельціян</i>	
Хрящевые рыбы из донецкого карбона	24
<i>В. Ф. Шульга, А. Здановски</i>	
Особенности распределения макрофоссилий в карбоне львовского и люблинского угольных бассейнов	25
<i>Н. И. Боярина</i>	
Состав и тафономические особенности изолированных семян гжельского яруса донецкого бассейна	27
<i>В. В. Огар</i>	
Особливості еволюції пізньопалеозойських коралів та практика вирішення проблем стратиграфії	29
<i>Г. А. Сорокина</i>	
Палеонтологические памятники карбона донецкого бассейна и проблемы их охраны	30

<i>М. М. Іванік</i>	
Зауваження до мезозойської частини Міжнародної стратиграфічної шкали 2000 року	32
<i>Ю. А. Борисенко</i>	
Філогенетичне значення мінерального складу колоній постпалеозойських морських моховаток	34
<i>Д. М. Пяткова</i>	
До мікропалеонтологічної характеристики нижньоюрських відкладів Криму	38
<i>І. Шайнога</i>	
Про вік яворівської світи зовнішньої зони Передкарпатського прогину	39
<i>Н. М. Жабіна</i>	
Біостратиграфія верхньоюрських відкладів Передкарпаття	41
<i>Г. Гоцанюк</i>	
Палеогеографічні умови формування юрських відкладів Пенінської зони Українських Карпат	43
<i>О. В. Анікеєва</i>	
Зміна біоценозів рифобудівних організмів на протязі пізньої юри (Передкарпатський прогин)	46
<i>О. А. Шевчук</i>	
Палінокомплекси із нижньокрейдових порід причорноморської западини і їх співставлення з комплексами інших регіонів	48
<i>Я. Тузяк</i>	
Стратиграфічне розчленування альбських відкладів Рівнинного Криму за форамініферами	52
<i>М. А. Воронова, А. Сигель-Фаркаш</i>	
Пыльца погтароллес рf. в стратификации и корреляции сенонских образований Украины и Венгрии	54
<i>А. В. Шумник</i>	
Розчленування верхньокрейдових відкладів східного приазов'я за вапняковим нанопланктоном	58
<i>Л. Ф. Плотникова, Л. Н. Якушин</i>	
Новые данные по стратиграфии меловых отложений Украинского щита	62
<i>Ю. В. Діденко</i>	
До палеонтологічної характеристики відкладів сантонського ярусу Волино-Поділля	64
<i>О. М. Васильєв</i>	
Деякі адаптаційні механізми контролю хімічного складу черепашок кайнозойських бівальвів	65

<i>Л. Г. Мінтузова</i>	
Особливості стратифікації кайнозою південно-західної частини Керченського півострова	69
<i>Н. И. Удовиченко</i>	
О возрасте бухарского горизонта палеогена Ферганы	70
<i>Т. С. Рябоконт</i>	
Биостратиграфия киевской свиты (средний эоцен) Киевского Приднепровья по фораминиферам	71
<i>В. Ю. Зосимович, Е. Э. Перковский, А. П. Власкин</i>	
Ровенский янтарь: новый лагертетт	74
<i>Т. В. Шевченко</i>	
Эволюция динофитовых водорослей как основа для решения проблем стратиграфии среднеэоценовых-олигоценых отложений северной Украины	77
<i>В. Ю. Очаковський</i>	
Реконструкція рослинності та клімату Північної України в ранньому олігоцені (за палінологічними даними)	79
<i>Б. Ф. Зернецкий</i>	
Nummulites fichteli nickelotti, 1841, или nummulites intermedius d'archiac, 1846 ?	81
<i>И. М. Барг</i>	
Биостратиграфия миоценовых отложений Северного Присивашья	83
<i>А. П. Ольштынская</i>	
Основные черты эволюции диатомей в миоценовых бассейнах центральной части восточного паратетиса	87
<i>В. А. Присяжнюк, В. А. Коваленко</i>	
О пользе комплексного изучения опорных разрезов неогена Украины (на примере разреза Михайловского карьера)	89
<i>Т. А. Иванова, Е. М. Богданович</i>	
Критерии биостратиграфического расчленения и корреляция сарматских отложений Крыма по фораминиферам и нанопланктону	91
<i>В. В. Манюк</i>	
Деградація морських басейнів в післясередньосарматський час в південній Україні	93
<i>Б. В. Богданович</i>	
Палеогеографическая обстановка и условия формирования отложений кужорского горизонта (нижний сармат) никопольского марганцеворудного бассейна	97
<i>Л. М. Даценко</i>	
Понтичні вівіпариди півдня України	99

<i>В. А. Несін</i>	
Назви та зміст біостратиграфічних підрозділів континентальних відкладів неогену	100
<i>В. М. Мацуї</i>	
Янтар в древнейших поселениях человека на территории Украины	101
<i>В. М. Логвиненко</i>	
Морфо-функціональні особливості п'ясткових кісток представників роду <i>bison</i> та їх біостратиграфічне значення	104
<i>А. И. Крохмаль</i>	
Морфотипическая изменчивость строения жевательной поверхности M_1 полевок из ниже-, средне- и верхнеплейстоценовых отложений Украины и ее значение для стратиграфии	106
<i>О. Б. Лысенко, Н. Р. Меркульева</i>	
Применение некоторых параметров аминокислотной рацемизации при стратификации морских и континентальных четвертичных отложений	110
<i>В. В. Рудюк</i>	
Етапи розвитку антропогенних уніонід та їх значення для розчленування алювіальних відкладів	112
<i>Н. І. Дикань</i>	
Формалізація ознак класифікації прісноводних четвертинних остракод України як основа біостратиграфічного розчленування відкладів	115
<i>Ю. В. Вернигорова</i>	
Анализ распределения бентосных фораминифер в позднечетвертичных отложениях гвинейского шельфа тропической Атлантики (З. Африка)	117
<i>О. А. Сіренко</i>	
Розвиток рослинності Житомирського Полісся у ранньому та на початку середнього неоплейстоцену (за палінологічними даними)	120
<i>Л. Г. Безузько</i>	
Зміни рослинного покриву лісової зони України в пізньому дріасі (за палінологічними даними)	123

Збірник наукових праць
ІГН НАН України

**Еволюція органічного світу
як підґрунтя для вирішення
проблем стратиграфії**

Комп'ютерний набір
і верстка *Т. П. Замай*

Підписано до друку 15.05.2002. Форма 60х84/16.
Папір офс. Друк офс. Ум. друк. арк. 7,7. Обл.-вид.арк. 8,4.
Тираж 300 прим. Зам. № 109.

Розробка оригінал-макету та видання ІГН НАН України.
01054, київ-54, вул. О. Гончара, 55-б, тел. 216-3096.

Видавництво "ЛОГОС"
Свідоцтво ДК № 201 від 27.09.2000 р.
01030, Київ-30, вул. Богдана Хмельницького, 10, тел. 235-60-03.