

УДК 551.3.051:551.781.3(477)

Н.В. Маслун, М.М. Іванік
ПАЛЕОЦЕНОВІ ВІДКЛАДИ УКРАЇНСЬКОГО ЩИТА ТА ОСОБЛИВОСТІ
СЕДИМЕНТОГЕНЕЗУ ПАЛЕОЦЕНОВОГО МОРЯ АРХАНГЕЛЬСЬКОГО

N.V. Maslun, M.M. Ivanik
PALEOCENE DEPOSITS OF THE UKRAINIAN SHIELD AND PECULIARITIES
OF THE SEDIMENTOGENESIS OF THE PALEOCENE ARCHANGELSKIY SEA

Приведена детальна стратифікація палеоценових отложений Українського щита, охарактеризовані стратони в ранге регіонарусів, свит, пачек. По комплексу литобіофасціальних даних воссоздані особливості та етапність палеоценового седиментогенезу моря Архангельського на території Северної України – гігантського проливу между Северної Атлантикою и Тетисом.

Ключевые слова: палеоцен, стратиграфія, седиментогенез, Український щит, Дніпровско-Донецька впадина.

A detailed stratigraphy of Paleocene deposits of the Ukrainian Shield is given. Original stages, seams, and suites are characterized. Stages of the Paleocene sedimentogenesis of Northern Ukraine are considered. According to litological-biofacial, paleoecological and tectonic data, this area was a sea basin with the Archangelskiy Sea being a big strait between the North Atlantic and the Tethys.

ВСТУП

На рубежі крейди і палеоцену відбулось підняття значної території Українського щита (УЩ). Морський палеоценовий басейн займав тільки периферичні його частини, зокрема прилегли до Дніпровсько-Донецької западини (ДДЗ) – палеоценове море Архангельського, за С.А. Морозом [18]. Море Архангельського простягалось в субширотному напрямку від Північної Європи до Південного Уралу. Воно було з'єднуючою акваторією між Північною Атлантикою та з півдня периферійними шельфовими зонами Тетиса, що поширені в Причорномор'ї, Криму, Керченському п-ові, а більш глибоководні – в Карпатах, Чорноморській акваторії, Кавказі.

Складний морфоструктурний план спричинив літолого-фасціальну мінливість, наявність неповних розрізів чи взагалі відсутність палеоценових відкладів у межах УЩ. Палеоценові відклади встановлено на північно-східному схилі щита у Поліському та Іванківському районах Київської області [3]. В приазовській частині УЩ доведено наявність відкладів палеоцену у Конксько-Ялинській западині [28]. Але найбільш інформаційний потенціал для вирішення проблемних питань щодо крейда-палеоценової межі, обсягу, віку палеоценових стратонів УЩ мають розрізи його центральної частини, зокрема Канівського, Лузанівського страторегіонів, що поширені в районі сіл Лузанівка, Райгород, Ярове Калинського та Смілянського районів Черкаської області України [15, 16, 19].

В тектонічному відношенні Лузанівський страторегіон приурочений до центральної частини УЩ, що входить до південного сектора

Середньодніпровської кільцевої тектоно-магматичної структури Кіровоградського блока [23]. В межах цього регіону виділяються Бовтиська та Ротмістрівська депресії, кільцеві тектоно-магматичні підняття, з якими пов'язані Лебедівський, Томашівський та інші кратери. Ці підняття поділені кільцевими депресіями (Тясминською, Лебедино-Балакліївською та ін.). Значна територія Лузанівського страторегіону палеоцену поширена у межах Тясминської кільцевої депресії.

З часу відкриття у 60-х роках минулого століття геологами «Київгеологія» унікального місцезнаходження палеоценових відкладів поблизу сіл Лузанівка та Райгород [23, 24] почалось їх детальне палеонтологічне і біостратиграфічне вивчення. В результаті досліджень М.М. Ключнікова, Д.Є. Макаренка, С.А. Мороза, В.К. Рябчуна, В.Ю. Зосимовича, В.О. Зелінської, О.І. Коробкова, О.К. Каптаренко-Черноусової, В.П. Василенко, Л.А. Дігас, Є.Я. Краєвої, М.В. Ярцевої, Н.В. Маслун, С.А. Люльєвої, Р.Н. Ротман, Н.К. Кирвел, Т.Б. Губкіної, В.Г. Шеремети та інших фахівців з'ясовано питання будови, віку палеоценових відкладів цього регіону [1-30].

СТРАТИГРАФІЧНА БУДОВА ПАЛЕОЦЕНОВИХ
ВІДКЛАДІВ УЩ

Згідно з Міжнародною стратиграфічною шкалою, обсяг палеоцену складають три яруси: датський (нижній палеоцен), зеландський та танетський (верхній палеоцен). Цим ярусам на території Північної України відповідає сумський регіонарус. На УЩ у складі сумського регіонарусу виділено місцеві підрозділи: лузанівську серію з макартитсь-

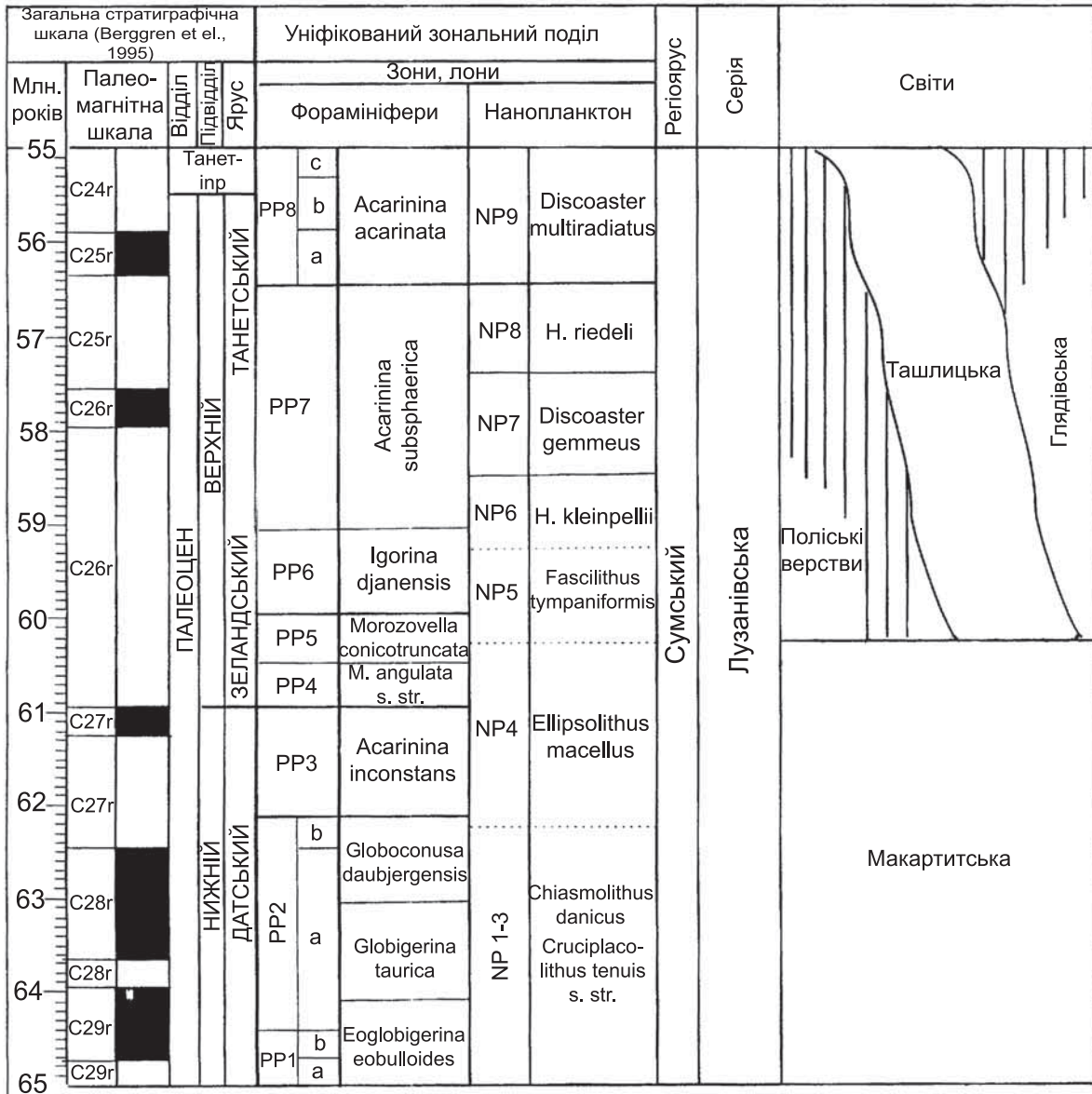


Рис. 1. Стратиграфічна схема палеоценових відкладів УЩ (за матеріалами робіт [1-30])

кою, ташлицькою, глядівською світами та поліськими верствами (рис. 1).

Вік лузанівської серії доведено за результатами детального вивчення як ортостратиграфічних (нанопланктон, форамініфери, диноцисти, палінофлора), так і парастратиграфічних груп викопних решток. До останніх належать молюски (двоствулкові, червононогі, рудисти), морські їжаки, корали, остракоди.

Сумський регіонарус [27]. Лузанівська серія

Макартितська світа. Виділена С.А. Морозом (1992) [19]. Назва походить від урочища Макартит, що розташоване в лівому березі р. Тясмин, на західній околиці с. Райгород. Представлена вапнистими пісками, мікрозернистими, алеврити-

стими, жовтувато-сірими, кварцовими з лінзами та включеннями гравійного матеріалу; вапняками дрібнодетритовими, алевритистими; алевритами некарбонатними чи слабо карбонатними. Порооди містять численні молюски, корали, їжаки, форамініфери, нанопланктон, диноцисти, палінофлору. Потужність світи – до 3 м. Залягає на брекчируваних породах верхньокрейдової райгородської світи, яку складають глини блакитно-сірі, карбонатні, щільні з окатаними уламками вивітрілих кристалічних порід, кременів, вапнистих пісковиків. Характер контакту райгородської та макартитської світ залежить від її структурно-тектонічного положення. Якщо макартитська світа представлена карбонатними алевролітами, пісками, детритовими та псамітовими породами,

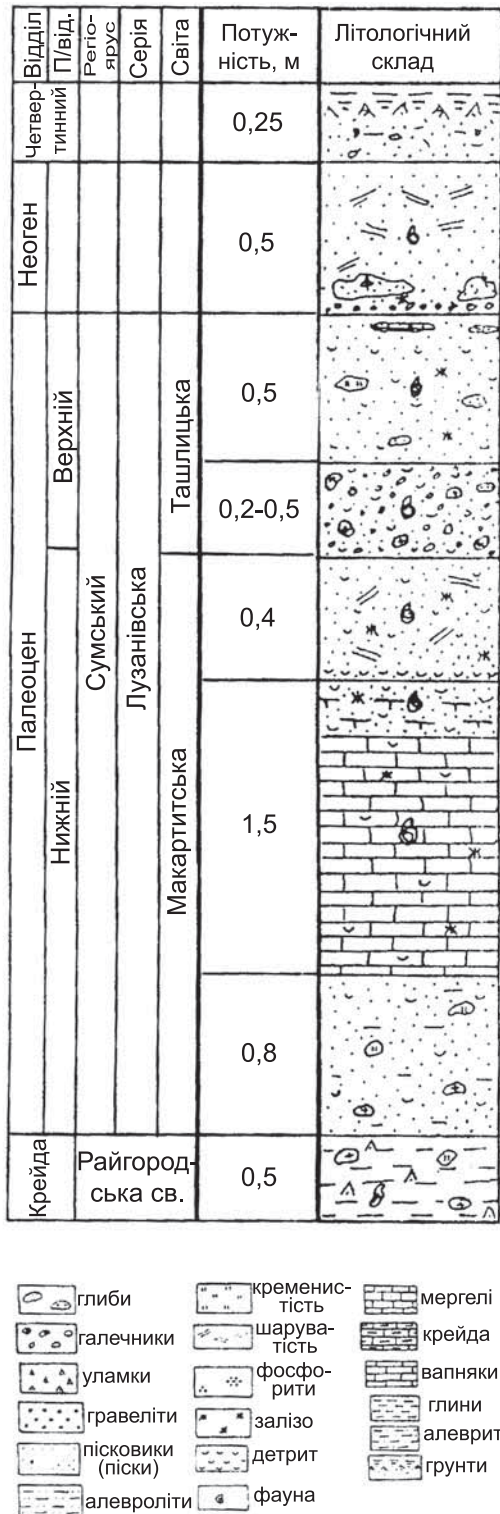


Рис. 2. Стратотиповий розріз Лузанівського страторегіону (за С.А. Морозом, 1992)

то стратиграфічно неузгоджений контакт фіксується гравійно-галечниковим базальним прошарком. Для локальних депресій палеорельєфу (район с. Лузанівка) (рис. 2), де спостерігається поступова зміна райгородської товщі літологічно однотиповими глинистими утвореннями макартиської світи, контакт не чіткий, але в цих випад-

ках є можливість ґрунтового визначення межі за палеонтологічними даними. Перекривається макартиська світа ташлицькою або зі значним стратиграфічним неузгодженням еоценовими та, переважно, четвертинними відкладами.

Вік макартиської світи визначений як за мікрофосиліями, так і численними макрофауністичними рештками. В розрізі світи спостерігаються керівні комплекси нанопланктону, які відповідають віковому діапазону зон NP1–NP4 (визначення С.А. Люльєвої, Г.П. Калиніченко, Н.А. Савицької). Комплекс нанопланктонової зони NP1 з *Markalius inversus* Defl., *M. klinhardtii* Perch-Niels., *Coccolithus cavus* Hay et Mohler визначений у приконтактних алеврито-гравійно-галечникових верствах райгородського розрізу. Комплекс зони NP2 з *Cruciplacolithus tenuis* Str., *Coccolithus pelagicus* (Wallich), *Biantholitus sparsus* Braml. встановлений в карбонатних детритових пісковиках та вапняках лузанівського та райгородського розрізів.

Комплекси зони NP3 *Chiasmolithus danicus* (Brot.), *Prisius martini* Perch-Niels., визначений в карбонатних глинах, пісковиках та алевролітах лузанівського, райгородського та ярівського розрізів. У цих же розрізах визначений і комплекс зони NP4 з характерними *Elipsolithus macellus* (Braml. et Sull), *Cyclocolithina robusta* (Braml. et Sull), *Toweius craticulus* Hay et Mohler. та ін. Тобто наведений систематичний склад нанопланктонових угруповань переконливо доводить палеоценовий вік макартиської світи. Такий висновок підтверджують і результати вивчення форамініфер з означених розрізів, в яких встановлено асоціації планктонних форамініферових зон *Globocopusa daubjergensis* і *Morozovella angulata*, а також комплекс бентосних форамініфер з локальним видом *Cibicides lectus* (визначення Н.В. Маслун). Згідно із заключенням А.С. Андреевої-Григорович, палеоценовий вік макартиської світи засвідчує і комплекс диноцист з такими видами: *Muratodinium fimbriatus* Drugg, *Areoligerina senonensis*, *A. coronata*, *Chiropteridium inornatum* та ін. Присутня у відкладах палинофлора, що опрацьована Н.С. Кирвел, А.С. Андреевою-Григорович, представлена у більшості спектрів пилком голонасінних рослин з родин соснових, подокарпових та таксодієвих. Переважає пилососни; подокарпові присутні майже у всіх спектрах і серед них пилососна *Podocarpus rotunda* Volch., що є характерною формою для палеоцену. Присутній також пилососна ялини, кайтонії, піхти, кедру зонтичної сосни, араукарії та ін. Кількість у спектрах пилки покритонасінних рослин є значно меншою, але він

найбільш переконливо засвідчує палеоценовий вік макартитської світи. У складі всіх спектрів переважає пилок штучних таксонів – різноманітні форми-роди стеми Normapolles, а також Plicapolites, Nudopolites, Complexiopolites та ін. Окрім пилку штучних таксонів, у всіх спектрах присутній пилок природних таксонів – вільхи, горіху, каштану, дубу, берези, грабу, шовковиці, калини та ін. Керівними для палеоцену є *Quercus sparsa* Mart., *Q. vachratmeevi* Bolch., а також низка штучних таксонів *Plicapolites pseudoexelsus* (W. et Kr.), *Nudopolites terminalis* (Plf.), *Oculopolites gauroides* Zakl., *Extratropopollenites menneri* (Bolch.) та ін., що є характерними для палеоцену Північної півкулі.

Визначені В.І. Железко у відкладах макартитської світи зуби акул *Otodus aff. minor* Zelez. займають проміжне положення між маастрихтським *Cretolamna appediculata* (Agassiz) та палеоценовим *Otodus minor* Agassiz. Морські їжаки, описані Л.Г. Едельманом [19] з розрізів Лузанівки та Райгорода і виділені в окремі верстви *Salenia* в нижній частині світи, представлені численними уламками та панцирями дрібних їжаків *Salenia minima* (Agassiz et Desor), *Lychinidius scrobiculatus* (Goldfuss), *Cidarius* sp., що описані з палеогенових датсько-монських відкладів Бельгії та Нідерландів.

В піскуватих вапняках та карбонатних пісках макартитської світи, що відповідають нанопланктонним зонам NP1–NP4, а форамініферовим *Globocopusa daubjergensis*-Morozovella *angulata*, разом з їжаками зустрічаються (за Є.І. Кузмічовою) численні рештки коралів *Phyllochelia explanata* (Edw. et Heime), *Parassamilia helenae* Rozk., *Microbacia rotatilis* Steph., *Parisis eratica* Voig., які встановлено у відкладах датського ярусу багатьох регіонів Євразії.

Остракоди макартитської світи відрізняються значною чисельністю та різноманітністю систематичного складу. За даними В.Г. Шеремети [28], комплекс остракод у розрізах Лузанівського страторегіону відповідає датському стратиграфічному рівню.

Молюски в розрізах світи переважно датсько-го і зеландського віку. Лузанівський страторегіон – це унікальне місцезнаходження палеогенових молюсків, ґрунтовно вивчене Д.Є. Макаренком [10-14] та С.А. Морозом [15, 16, 21, 22 та ін.]. Характерною особливістю конхліофауни макартитської світи, за висновком С.А. Мороза, є наявність, поряд з датськими *Nucula montensis* Cossm., *Arca montensis* Cossm., *Limopsis minusculus* Cossm., *Venericardia egrurata* Cossm., *Discohelix radiata* Br. et Corn., *Sociorum montense* Br.

et Corn., *Veniella ciplyenae* Vinc., *Phacoides duplex* Vinc., *Doziniopsis corneti* Vinc. та ін., великої кількості видів зеландського ярусу, зокрема *Nuculana crassistria* (Koen.), *Cucularia arcaeformis* Netsch., *Glycymeris corneti* (Koen.), *Limopsis monbergi* Ravn, *Corbula regulbiensis* Morris, *Variamussium biscalptum* (Koen.), *Crassatella subplana* Ravn, *Ancilla flexuosa* (Koen.) та ін.

Узагальнюючи наведене, зазначимо, що комплексний підхід у вивченні органічних решток однозначно свідчить про ранньопалеоценовий вік макартитської світи. Незважаючи на те, що її відклади мають невеликі потужності, що можливо тільки констатувати наявність встановлених мікрофауністичних зон без визначення їх обсягів, достеменно є доведеним датський етап седиментогенезу в маргінальних частинах морського басейну на території УЩ, який успадковано змінився зеландським, про що свідчать у верхній частині макартитського розрізу фауністичні рештки цього віку. Тобто макартитська світа є певною мірою діахронним утворенням – датський – початок зеландського віків.

Ташлицька світа виділена С.А. Морозом (1992) [19]. Назва походить від р. Сухий Ташлик, лівої притоки р. Тясмин. Представлена пісками дрібнозернистими, карбонатними, детритовими, світлозеленувато-сірими, жовтувато-сірими, глауконіто-кварцовими; алевролітами зеленувато-сірими з гравійно-галечниковими включеннями; пісковиками вапнистими. Потужність світи – до 5 м.

У відкладах ташлицької світи вапняковий нанопланктон встановлено в лузанівському розрізі, де він відповідає нанозонам NP5–NP6 (визначення С.А. Люльєвої, Г.П. Калиніченко).

Комплекс нанозони NP5 (*Fasciculitus tympaniformis*) встановлено в карбонатних детритових пісках лузанівського розрізу. Найбільш характерними видами є *Fasciculitus tympaniformis* Braml. et Sull., *Chiasmolithus consuetus* Braml. et Sull., *Neochiastozygus saepes* Perch-Niels. та ін. Вище по розрізу визначено комплекс NP6 з *Hiasmolithus kleinpelli* Hay et Mohler., *H. consuetus* Braml. et Sull. та ін.

Встановлено вперше в ташлицькій світі і планктонну форамініферову зону *Igorina dajnsensis*, в комплексі якої визначено *Anomalinoides ferus* (Schutz.), *Cibicides favorabilis* Vass., *C. pozaryskyae* Jarceva, *Angulogerina europea* Cushm., *Sigmomorphina solute* Brotz., *Morozovella pseudomenardii* Bolli, *Reusella paleocenica* Brotz. У верхній частині розрізу ташлицької світи присутній, крім планктонних, і комплекс бентосних форамініфер

різноманітного систематичного складу, серед яких *Morozovella pseudomenardii* (Bolli), *Acarinina indolensis* Moroz., *Brotzenella praeacuta* Vass., *Anomalinoidea fesus* (Schutz.), *Epistomina paleogenica* Mjatl. та ін. (визначення Н.В. Маслун). Тобто мікрофосилії, що визначено в породах ташлицької світи, засвідчують її пізньопалеоценовий вік та існування морського осадконакопичення в зеландський та танетський час.

Палінокомплекс ташлицької світи, за висновками Н.С. Кирвел, має, при відсутності принципово якісних відмін складу, дещо відмінні кількісні співвідношення компонентів: пилок голонасінних рослин становить 28-56%, кількість пилку покритонасінних варіює від 10 до 30%, а кількість спор сягає 8-46% залежно від наявності диноцист. Склад спектра покритонасінних рослин багатий і різноманітний. Слід зазначити зменшення кількості пилку штучних таксонів стеми *Normapolles*, а пилок стеми *Postnormapolles* становить 2-7%. Наступною відмінною рисою палеопалінокомплексу ташлицької світи, порівняно з макартитською, є майже повна відсутність перевідкладеного пилку пізньокрейдового віку.

Спори палеопалінокомплексу ташлицької світи представлені бідно: спори родини *Syatheaceae* (до 2%), *Polypodiaceae* (до 1%), *Lygodium* sp. (до 1%).

У відкладах ташлицької світи зуби акул визначені тільки в гравійно-галечному прошарку, де присутні *Odontaspis* sp., *Otodus* sp.

Характерною відмінністю комплексу молюсків верхньої частини ташлицької світи є значна кількість, поряд з ранньопалеоценовими видами, видів танетського ярусу, зокрема *Cuculea crassatina* Lamk., *Cardium (Trachycardium) trifidum* Desh., *Venericardia multcostata* Lamk., *Turitella hydrica* Desh., *Glycymeris volgensis* (Barb.), *Phacoides sokolovi* (Netsch).

У відкладах світи зустрічаються уламки панцирів та голки їжаків *Cidarius* sp.

Своєрідний комплекс викопних коралів присутній тільки в піщано-детритових породах (зони NP5–NP6) – *Microbacia rotatilis* Steph., *Notocyathus morozi* Kus., *Heliopora luzanovkaensis* Kusm., *Goniopora elegans* (Leym.). Остракоди представлені видами, які є характерними як для монських, так і танетських відкладів – *Paracytharretta montensis* (Marl.), *Krithe montensis* Deroo, *Clitrocytheridea pusilla* Apost., *Hermanites dorso-carinata* (Marl.), *Schuleridea maculata* (Apost.).

Наведена вище біостратиграфічна характеристика відкладів ташлицької світи дає підставу стверджувати, що ці відклади мають пізньопалео-

ценовий вік і утворились протягом зеландського та танетського часу.

Глядівська світа виділена С.А. Морозом (1992) [19]. Назва походить від Глядового яру, що на околиці с. Хмільне, де розташований стратотип. Це товща вапнистих, некарбонатних пісковиків та пісків потужністю до 15 м. У підшві глядівської світи, що трансгресивно залягає на середньоюрських глинах, простежено каолінові піски. Вище по розрізу – вапнисті пісковики і піски з численними рештками крейдової фауни. Вони перекриваються прошарками пісків та пісковиків, в покрівлі яких відмічено уламкові лінзи глауконітової писальної крейди потужністю від 1 до 6 м. За результатами багаторічних досліджень, включаючи буріння спеціальних свердловин, С.А. Морозом та іншими фахівцями доведено, що глядівська світа за своєю природою є олістостромною товщею, в палеоценовій піщаній «матриці» якої зосереджено зруйновані сеноманські пісковики (олістоліти), що утворилися в результаті тектонічних процесів ларамійської фази альпійського тектоогенезу в межах Середньодніпровської тектоно-магматичної кільцевої структури. Як олістоліти виступають також скупчені в некарбонатних «матричних» пісках лінзи писальної крейди, в яких встановлено комплекси кампанських форамініфер і нанопланктону. Лінзи «глауконітової крейди» утворилися в трансгресивному циклі формування палеогенового морського басейну, коли збільшилась абразивна діяльність. Аналогічні, перевідкладені з більш давніх відкладів типи порід спостерігаються в розрізах палеоцену різних регіонів не тільки в крайових фаціях, а і в потужних теригенно-карбонатних товщах Індоло-Кубанського прогину, Карпат, північно-західного шельфу Чорного моря, де вони представлені включеннями потужністю в десятки метрів.

Палеоценовий вік «матричних» піщано-вапнистих утворень глядівської світи встановлено: за вапнистим нанопланктоном – діапазон зон NP5–NP8 (С.А. Люльєва), молюсків – комплекс конхіліофауни ташлицької світи Лузанівського страторегіону (С.А. Мороз); за фауною ламноїдних акул – комплекс *Striatolamia striata* (В.І. Железко); за комплексом палеогенових губок (М.М. Іванік). У відкладах глядівської світи. Визначено і комплекс форамініфер з планктонними зональними видами *Globoconusa daubjergensis*, *Acarinina acarinata* (Н.В. Маслун).

Листяна флора та паліофлора кайнофітного (палеогенового) типу з переважанням пилку покритонасінних рослин природної класифікації.

Поліські верстви виділені у 1963 р. Л.О. Дігас, В.А. Колосовською [3]. Назва походить від район-

ного центру с.м.т. Поліське Київської області. Поширені на північно-східному схилі УЩ в Поліському та Іванівському районах Київської області. Представлені світло-сірими піскуватими мергелями, перешаруванням глинистих мергелів. Розкриті свердловинами в селах Рубежівка, Шкнева, Ставне. Потужність – 12-17 м. Залягають на породах сеноману–турону, перекриваються пісками кварцовими, брунатно-сірими буцацької світи. Вік доведено за форамініферами – *Glandulina laevigata* Ord., *Gyroidina subangulata* (Plumm.), *Siphonina prima* Plumm., *Alabamina wilcoxensis* Toul., *Pseudoparrella suzakensis* Vykova, *Cibicides succedens* Brotz., *C. ex gr. favorabilis* Vass., *Globogenerina triloculinoidea* Plumm., *G. vatianta* Subb., *G. compressa* Plumm., *Buliminella parvula* Brotz., *Reusella paleocenica* (Brotz.). Це крайова шельфова фація палеоценового басейну моря Архангельського.

В приазовській частині УЩ морські відклади нижнього палеоцену (датського ярусу) розкрито бурінням у Конксько-Ялинській западині. Вони представлені пісками кварцовими, глауконітовими, алевритистими, карбонатними з галькою та гравієм. Потужність – до 30 м. Трансгресивно залягають на породах маастрихту. Вік доведено за молюсками та форамініферами. Молюски – *Glycymeris corneti* (Koen.), *Leda cf. rhamphidium* Cossm., *Phacoides rutori* Cossm., *Ostrea montensis* Cossm., *Fustiaria montense* (Br. et Corn.), *Dentalium rugifera*

rum Koen., *Cadulus intumescens* Koen. А також форамініфери – *Stensioina caucasica* (Subb.), *Amonalina sahlstromi* (Brotz.), *Globigerina pseudobulloidis* Plum. та ін. (визначення М.В. Ярцевої) [29, 30].

Наведені вище геологічна, біостратиграфічна характеристики палеоценових відкладів УЩ свідчать, що ці відклади мають фрагментарне поширення на території регіону, що формувались вони в маргінальних частинах моря Архангельського протягом датського, зеландського, танетського віків.

ОСОБЛИВОСТІ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗУ ПАЛЕОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ ДДЗ

Ще одним регіоном, де відбувався палеоценовий седиментогенез моря Архангельського, є ДДЗ. Відклади палеоцену – сумський регіоярус – псьольський (даній) та мерлінський (зеландій–танет) підрегіояруси [26, 27].

Відклади сумського регіоярусу на переважній площі свого розвитку поховані під більш молодими кайнозойськими відкладами і відслонюються лише в декількох місцях (річки Псьол та Десна). Глибина залягання сумського регіоярусу коливається в досить широкому діапазоні – від відслонень на поверхні до глибини 385 м в найбільш заглиблених ділянках центрального грабена ДДЗ. Характер розподілу глибин залягання, потужностей контролюється структурно-тектонічним положенням відповідних районів ДДЗ (північний борт, центральний грабен тощо), приуроченістю до позитивних чи від'ємних структур різного рангу, ерозійним характером палеосубстрату та сучасним морфоструктурним планом, який подекуди успадкував особливості похованого палеоструктурного плану. Фаціальна структура палеоценових відкладів ДДЗ є похідною складного структурного плану регіону. Палеоценові відклади представлені переважно карбонатними породами – глинами, алевролітами, мергелями, вапняками, опоками алевритовими, пісковиками. Загалом, переважає сірий та зеленувато-сірий колір порід, але у верхній частині розрізу простежено темно-сірі до чорних піщано-глинисті різновиди, на процес утворення яких, на нашу думку, вплинули підводні течії та розвантаження флюїдів у прирозломних зонах. Спостерігається чітка зональність в розподілі вапнякових, опокоподібних, некарбонатних порід, глин, мергелів,



Рис. 3. Поширення відкладів сумського регіоярусу ДДЗ [20]

1 – відсутність відкладів; 2 – піски; 3 – опоки; 4 – опокоподібні алеврити і алевроліти; 5 – алеврити; 6 – некарбонатні породи; 7 – глини; 8 – мергелі; 9 – вапняки; 10 – піски з прошарками пісковиків; 11 – пісковики; 12 – ізопакіти; 13 – контур поширення відкладів

карбонатних алевритів, пісковиків (рис. 3). На розподіл літофацій вплинули розломи північно-західного простягання, субмеридіонального та широтного напрямку. В зонах розвитку діапирів, на ділянках соляних штоків, осадконакопичення не відбувалось. Тобто тектонічний контроль осадконакопичення в ДДЗ є найбільш суттєвим і значно вплинув на формування рельєфу дна та розподіл глибин басейну. Найбільші глибини пов'язані з компенсаційними прогинами та мульдopodobними депресіями, що характерні для центральної частини западини, де поширена глинисто-мергельна літофація з численною фауною. Форамініфери аглютинуючі та численні секретійні бентосні, серед яких домінують аномалініди, свідчать про накопичення відкладів у шельфовій (внутрішній) зоні морського басейну.

Більш мілководні зони пов'язані з відкладами, що поширені на північно-західному борту ДДЗ, північно-східній периферії УЩ, північно-східних окраїнах Донбасу. Для цих регіонів характерним є розвиток алевритових, піщаних, детритових карбонатних та кременистих фацій, з молюсками, коралами, морськими їжаками, губками, форамініферами. Наявність в танатоценозі значної кількості молюсків, форамініфер роталоїдо-аномалідно-булімінідного складу, остракод, водоростей свідчить про мілководність морського басейну. Показниками тепловодності та нормальної солоності басейну слугують знахідки молюсків, коралів, їжаків, форамініфер, а також гідрослюдилий склад глинистих мінералів та збагачення порід аутигенним глауконітом.

Щодо етапності седиментогенезу в палеоценовий час за біолітостратиграфічними даними виокремлюються три етапи. На першому етапі відбувалось алеврито-глинисто-карбонатне накопичення. В цьому породному комплексі часто зустрічаються перевідкладені гальки, глиби писальної крейди сантон-маастрихтського віку. Породи містять багатий комплекс форамініфер з *Globoconusa daubjergensis*, *Subbotina trilocolinoides*, *Acarinina incostans*, *Anomalina danica*, *Brotzenella praecacuta*, *Bulimimella* sp., *Valvulina fursenkoi*, *Cibicides lectus*, а також види-індекси нанопланктонних зон *Cruciplacolithus tenuis* – *Chiasmolithus danicus* (NP1–NP3). Особливістю молюскового комплексу на цьому етапі осадконакопичення є переважання *Cucullolaea*, *Fimbria*, *Lucina*, *Pitar*, крупних *Campanile*, а також численних різноманітних *Turritella*. Тобто біотична складова засвідчує наявність прибережних рифогенних, морських фацій в датському басейні, а також прямих зв'язків моря Архангельського як з Атлантичним океаном, так і з Тетісом.

Другий етап характеризується переважанням глинисто-піскуватих, глинистих опок, алевролітів, характерною ознакою яких є кременистість, некарбонатність, темна забарвленість порід. В породах присутні форамініфери планктонні – *Morozovella angulata*, *Globorotalia planocompressa*, бентосні – *Cibicides lectus*, *Anomalinoides danicus*, *Morozovella oxycona*, а також нанопланктон *Fasciculithus tympaniformis* у верхній частині циклу.

Комплекс молюсків характеризує більш глибоководне осадконакопичення. Чисельне різноманіття родового і видового складу стеногалінних *Nucula*, *Cucullaea*, *Dentalinea*, *Crassatella*, *Cyprina*, *Cardita* та ін., поряд з відповідними форамініферовими комплексами, є індикаторами морського середовища з нормальним сольовим режимом і свідчить про зв'язки з океанічним басейном.

Третій етап – піщано-алевроліто-глиниста опокopodobна товща, інколи збагачена вуглецевим рослинним детритом та піритом. Це часовий інтервал наноzone NP5–NP8, лони *Cibicides favorabilis* та планктонних форамініферових зон *Igorina djanensis*-*Acarinina acarinata*. В цьому часовому проміжку в різних структурно-фаціальних зонах Карпат, Криму, Азово-Чорноморського регіону, Кавказу, Поволжя характерною є присутність аглютинуючих форамініфер. За аналізом літо- і біофацій в пізньопалеоценовий (зеландський-танетський) час седиментогенез моря Архангельського на території Східно-Європейської платформи означений чіткими подійними процесами, що пов'язані з початком потужної евстатичної трансгресії, наявністю системи підводних течій, морфоструктурної перебудови єдиної Атлантико-Тетичної області. Доказом цього є присутність та просторово-часовий розподіл властивих палеоцену Тетіса і палеоцену Атлантики видів планктонних форамініфер, коклітофорид, радіолярій, діатомей, губок тощо.

ВИСНОВКИ

Підсумовуючи зазначимо, що в літолого-біофаціальних, палеоекологічних, тектонічних характеристиках товщ бореального палеоцену, що сформувались в акваторії палеогенового моря Архангельського – гігантської протоки між Північною Атлантикою і Тетісом – сконцентрований геологічний літопис цього часу. Цей морський басейн успадкував седиментогенез крейдового моря. Встановлені регіостратони палеоценових відкладів від Поволжя, Общего Сирта, окраїн Донбасу, ДДЗ, УЩ, Польщі, Данії, Карпат, Причорномор'я, Криму, Азово-Чорноморської акваторії, Кавказу мають притаманні кожному з цих регіонів особли-

вості, пов'язані з різним хіатусом, біолітофаціальним складом, внутрішньоформаційними переривами, морфоструктурними відмінностями. Обсяги стратиграфічних підрозділів, їх границі не завжди кореспондуються з границями стратотипів ярусів палеоцену Загальної шкали. Але у всіх регіонах спостерігається єдині подійно-стратиграфічні закономірності циклічного розвитку морського седиментогенезу в палеоценовий час, які чітко відображені навіть у фрагментарних розрізах палеоцену Північної України.

1. *Биостратиграфическое обоснование границ в палеогене и неогене Украины.* – Киев: Наук. думка, 1979. – 202 с.
2. *Василенко В.П.* Новые данные о стратиграфии палеогена центральной части Днепровско-Донецкой впадины // Докл. АН СССР. Сер. геол. – 1950. – Т. 73, № 3. – С. 549-551.
3. *Дігас Л.О., Колосовська В.А.* Знахідка нижньопалеоценових відкладів на північно-східному схилі Українського щита // Геол. журн. – 1964. – Т. 24, № 1. – С. 95-97.
4. *Жмур С.И., Люльева С.А., Ярцева М.В.* Об объеме и возрасте «лузановской свиты» палеоцена Днепровско-Донецкой впадины и Украинского щита // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. – 1969. – Т. 44, вып. 4. – С. 70-77.
5. *Зернецкий Б.Ф., Люльева С.А.* Зональная биостратиграфия палеоцена Восточно-Европейской платформы. – Киев: Наук. думка, 1994. – 75 с.
6. *Иваник М.М.* Палеогеновая спонгиофауна Восточно-Европейской платформы и сопредельных территорий. – Киев, 2003. – 202 с.
7. *Іванік М.М., Маслун Н.В.* Кореляція зональної шкали палеоцену України, Середземномор'я, Світового океану за планктонними форамініферами з палеомагнітною та хроностратиграфічною шкалою // Доп. НАН України. Сер. геол. – 2000. – № 3. – С. 128-133.
8. *Клюшников М.Н.* Нижнетретичные отложения платформенной части Украинской ССР. – Киев: Изд-во АН УССР, 1953. – 430 с.
9. *Краева Е.Я., Маслун Н.В.* Значение бентосных фораминифер для расчленения и корреляции палеогеновых отложений Украины // Геол. журн. – 1984. – Т. 24, № 4. – С. 107-112.
10. *Макаренко Д.Е.* Гастроподы нижнего палеоцена Северной Украины. – Киев: Наук. думка, 1976. – 184 с.
11. *Макаренко Д.Е.* Палеоценовые моллюски Северной Украины. – Киев: Наук. думка, 1970. – 149 с.
12. *Макаренко Д.Е.* Роль фауны моллюсков в стратиграфии палеогеновых отложений Восточно-Европейской платформы // Геол. журн. – 1986, – Т. 46, № 6. – С. 35-41.
13. *Макаренко Д.Є.* Морські відклади палеоцену Конксько-Ялинської западини // Тектоніка і стратиграфія. – 1973. – № 6. – С. 45-49.
14. *Макаренко Д.Є., Ярцева М.В.* Нижній палеоцен Українського кристалічного щита // Там же. – 1972. – Вип. 1. – С. 77-88.
15. *Мороз С.А.* О палеоценовых отложениях с. Райгорода. // Сб. науч. работ НИС КГУ. – 1970. – № 6. – С. 5-12.
16. *Мороз С.А.* О палеоценовых отложениях Северной Украины. // Бюл. Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. – 1968. – Т. 43 (6). – С. 24-28.
17. *Мороз С.А., Ермохина Л.И., Муратов В.А.* Новые опознавательные ориентиры в стратиграфии и палеогеографии палеоцена Восточно-Европейской платформы // Геол. журн. – 1992. – № 2. – С. 10.
18. *Мороз С.А., Митропольский А.Ю.* Модель морского кремненакопления. – Киев, 1988. – 36 с. – (Препр. АН УССР. Ин-т геол. наук; 88-36).
19. *Мороз С.А., Совьяк-Круковский Ю.В.* Лузановский страторегион палеоцена Европы. – Киев: Знание, 1992. – 25 с.
20. *Мороз С.А., Ткаченко Н.В., Филиппов Ю.Ф.* Новые данные по стратиграфии палеоценовых отложений Днепровско-Донецкой впадины и проблема водоснабжения Левобережной Украины. – К.: Знання, 2000. – С. 196-207.
21. *Мороз С.А., Пелипенко Ю.М.* Новітня стратиграфічна схема нижнього палеоцену України // Геол. журн. – 1969. – Т. 29, № 6. – С. 103-109.
22. *Мороз С.А.* Проблемы стратиграфии палеогена Украины и смежных регионов. – К.: Знание Украины, 1990. – 36 с.
23. *Радзивилл А.Я., Радзивилл В.Я., Токовенко В.С.* Тектоно-магматические структуры неогена. – Киев: Наук. думка, 1986. – 160 с.
24. *Рябчун В.К.* Палеоценовые отложения северо-восточной части Украинского щита. // Сб. науч. работ НМС КГУ. – 1970. – № 5. – С. 29-34.
25. *Рябчун В.К., Зелінська В.О., Зосимович В.Ю.* Про знахідку молюсків у центральній частині Українського щита // Доп. АН УРСР. Сер. Б. – 1973. – № 2. – С. 130-132.
26. *Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украины (унифицированная, под ред. Д.Е. Макаренко).* – Киев: Наук. думка, 1987. – 114 с.
27. *Стратиграфическая схема фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения.* – Киев, 1993.
28. *Шеремета В.Г.* Остракоды палеогеновых отложений Украины. – Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1969. – 273 с.
29. *Ярцева М.В., Жмур С.И.* Зональное расчленение палеоцена платформенной части Украины // Докл. АН СССР. – 1972. – Т. 205, № 2. – С. 439-442.
30. *Ярцева М.В., Краева Е.Я.* Планктонные фораминиферы нижнего палеоцена Днепровско-Донецкой впадины // Палеонтол. сб. – 1977. – № 14. – С. 24-33.

Інститут геологічних наук НАН України,
Київ