

ПОЛОЖЕННЯ ГРАНИЦЬ ЯРУСІВ ПАЛЕОГЕНУ В ОСАДОВОМУ РОЗРІЗІ ПЛАТФОРМНОЇ УКРАЇНИ: СУЧАСНИЙ СТАН, КРИТЕРІЇ ВИЗНАЧЕННЯ

POSITION OF THE PALEOGENE STAGES BOUNDARIES IN THE SEDIMENTARY SECTION OF PLATFORM UKRAINE: CURRENT STATE, DETERMINATION CRITERIA

Т. С. Рябоконт

Tamara S. Ryabokon

Institute of Geological sciences, NAS of Ukraine, 55b O. Honchara Str., Kyiv, 01601, Ukraine
(tamararyabokon@gmail.com)

Наведені відомості про точки глобальних стратотипів границь ярусів палеогену сучасної Міжнародної стратиграфічної шкали, а також критерії визначення границь ярусів палеогену в Північно-Західній Європі. Охарактеризовано положення границь ярусів палеогену в осадовому розрізі платформної України. В палеогеновому розрізі Південної України за глобальними корелятивними маркерами розпізнані нижні границі іпру та приабону. За сучасною Міжнародною стратиграфічною шкалою уточнено положення границь лютету/бартоу і рюпелю/хату в осадовому розрізі Південної і Північної України в порівнянні з попередніми уявленнями. Для більшості ярусних границь більш точно визначено їх положення в біостратиграфічній (зональній) схемі палеогену України та запропоновані критерії розпізнавання в розрізі півдня і півночі України. З'ясовано, що більшість ярусних границь пов'язана зі стратиграфічними переривами в осадовому розрізі платформної України. Частина границь ярусів палеогену співпадає з границями регіональних стратиграфічних підрозділів Південної і Північної України: границя крейди/палеогену проходить по підшві білокам'янського і псьольського регіоярусів; границя палеоцену/еоцену поєднана з границею мерлинського/канівського регіоярусів; границя іпру/лютету – з границею канівського/бучацького регіоярусів; нижня границя приабону проведена по підшві альмінського та обухівського регіоярусів; границя еоцену/олігоцену – по межі альмінського/планорбелового та обухівського/межигірського регіоярусів; границя рюпелю/хату проходить по межі нижнього/верхнього регіопід'ярусів керлеутського регіоярису і по межі зміївського/сиваського регіоярусів берецького регіоярису; границя палеогену/неогену – по покрівлі керлеутського і берецького регіоярусів. Визначені неспівпадіння границь ярусів і регіоярусів: границя данію/зеландію проходить у верхній частині білокам'янського і псьольського регіоярусів; границя зеландію/танету проведена в нижній частині качинського і мерлинського регіоярусів; нижня границя іпрського ярусу проходить у верхах качинського регіоярису; границя іпру/лютету – всередині сімферопольського регіоярису; границя лютету/бартоу – в низах кумського регіоярису і всередині київського регіоярису.

Ключові слова: МСШ; палеоген; ярус; границі; регіоярус; Україна.

Data on the Global Stratotypes Sections and Points of the Paleogene Stages of the modern International Stratigraphic Scale, as well as the criteria for determining the boundaries of the Paleogene Stages in North-Western Europe are presented. The characteristics of the position of the stage boundaries in the sedimentary section of the platform Ukraine are given. In the Paleogene section of Southern Ukraine, the lower boundaries of the Ypresian and Priabonian were recognized by global correlation markers. According to the modern International Stratigraphic Scale, the position of the Lutetian/Bartonian and Rupelian/Chattian boundaries in the sedimentary sections of Southern and Northern Ukraine has been clarified in comparison with previous views. The position of most stage boundaries in the biostratigraphic (zonal) scheme of the Paleogene of Ukraine is more accurately determined. The criteria for identification for some of them in the section of the south and north of Ukraine are proposed. Most of the stage boundaries are represented by hiatus in the sedimentary cover of the platform Ukraine. Part of the boundaries of the Paleogene stages coincides with the boundaries of the regional stratigraphic units of Southern and Northern Ukraine, namely: – the Cretaceous/Paleogene boundary is at the base of the Belokamenskia and Pselian regional stages; – the Paleocene/Eocene boundary coincides with the boundary of the Merlian/Kanevian regional stages; – the Ypresian/Lutetian boundary coincides with the Kanevian/Buchakian regional stages; – the lower boundary of Priabonian is at the base of the Almian and Obukhovian regional stages; – the Eocene/Oligocene boundary passes on the limit of Almian/Planorbellian and Obukhovian/Mezhygorian regional stages; – the Rupelian/Chattian boundary is at the limit of the lower and upper regional substages of Kerleutian regional stage and at the limit of the lower and upper regional substages of the Berekian regional stage. The following stage boundaries are not coinciding with regional stage boundaries: – the Danian/Selandian boundary is

Цитування: Рябоконт Т. С. Положення границь ярусів палеогену в осадовому розрізі платформної України: сучасний стан, критерії визначення. Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. 2021. Том 14, вип. 1. С. 72–99. <https://doi.org/10.30836/igs.2522-9753.2021.228226>.

Citation: Ryabokon T.S., 2021. Position of the Paleogene stages boundaries in the sedimentary section of platform Ukraine: current state, determination criteria. Collection of scientific works of the Institute of Geological Sciences NAS of Ukraine. Vol. 14, iss. 1. Pp. 72–99. <https://doi.org/10.30836/igs.2522-9753.2021.228226>.

within upper part of the Belokamensian and Pselian regional stages; — the Selandian/Thanetian boundary is trassing in the lower part of the Kachian and Merlian regional stages; — the lower boundary of Ypresian is in the uppermost part of the Kachian regional stage; — the Ypresian/Lutetian boundary is within the Simferopolian regional stage; — the Lutetian/Bartonian boundary is in the lowest part of the Kumian regional stage and within the Kievian regional stage.

Key words: International Stratigraphic Chart; Paleogene; stage; boundary; regional stage; Ukraine.

ВСТУП

Загальна стратиграфічна шкала (ЗСШ), так само як і Міжнародна стратиграфічна шкала (МСШ), є підґрунтям історико-геологічних досліджень та геологічного картування. Шкала геологічного часу фанерозою XXI ст. побудована на принципі фіксації об'єму її підрозділів через стратотипи їх нижніх границь — точки глобального стратотипу границі (ТГСГ), Global Stratotype Section and Point (GSSP). Границі підрозділів більш високого рангу мають співпадати з границею одного з підрозділів нижчого рангу, яким у МСШ є ярус. Це дозволяє уникати перекриття в часі підрозділів або пробілів в їх загальній послідовності.

ТГСГ — це точка, яка обрана в конкретному розрізі товщі порід у певному географічному районі. Вона є стандартом для визначення рівня нижньої границі будь-якого підрозділу МСШ (Дополнения..., 2000). На практиці ТГСГ обирають для ярусів, нижні границі яких у відповідних випадках визначають нижні границі відділів, систем, ератем. При характеристиці ТГСГ вказують критерій, за яким визначено границю, її глобальний маркер. Окрім того, обов'язково зазначають домоміжні критерії кореляції (абіотичні та біотичні події), за якими ця границя може бути простежена та розпізнана в інших розрізах світу, за межами району лімітотипу. ТГСГ затверджує Міжнародна комісія по стратиграфії (МКС), і за позитивного рішення матеріали подають до Виконавчого комітету Міжнародного союзу геологічних наук (МСГН) для кінцевого затвердження та оприлюднення в журналі *Episodes*.

Ярус МСШ визнають офіційним (*formal unit*) тільки після вибору та затвердження його ТГСГ. Якщо кандидат на ТГСГ лише обговорюється в робочій групі МКС, то такий ярус набуває статусу напівофіційного (*semiformal unit*). Всі інші є неофіційними підрозділами (*informal unit*).

Міжнародна хроностратиграфічна шкала (МХШ) щорічно оновлюється МКС МСГН і оприлюднюється у відкритому доступі на офіційному сайті www.stratigraphy.org.

Після практичної реалізації концепції ТГСГ в XXI ст. МСШ перетворилась на справжню шкалу геологічного часу (*International Geological Time Scale*), тобто МХШ, складену формальною по-

слідовністю часових інтервалів. «Закрепляемые сейчас решениями Международной стратиграфической комиссии границы подразделений МХШ, учитывая их глобальное значение, по отношению к ОСШ и региональным стратиграфическим схемам, по сути, превращаются во внешнюю шкалу или Систему временных координат, аналогичную системе географических координат географической карты» (Полетаев, Рябоконт, 2016, с. 73). Перед науковцями України, фахівцями зі стратиграфії, постає завдання коригування регіональних стратиграфічних шкал осадових палеобасейнів країни в цій системі часових координат геології, якою є сучасна МСШ (Speijer et al., 2020), яка повсякчас оновлюється й розвивається.

ВІДОМОСТІ ПРО ЗСШ (МСШ) ПАЛЕОГЕНУ УКРАЇНИ

Палеоген в якості самостійної системи МСШ був офіційно прийнятий в 1989 р. на XXVIII Міжнародному геологічному конгресі (МГК) у Вашингтоні, на якому також була затверджена номенклатура його ярусів. Палеогену систему поділяють на три відділи: нижній (палеоценовий), середній (еоценовий) і верхній (олігоценовий). Палеоцен складають данський, зеландський і танетський яруси; еоцен — іпрський, лютетський, бартонський і приабонський яруси; олігоцен — рупельський і хатський.

В колишньому Радянському Союзі ще в 1959 р. палеоген було визнано в якості самостійної системи і прийнято в об'ємі трьох відділів: палеоцену (в складі нижнього і верхнього підвідділів), еоцену (в складі нижнього, середнього і верхнього підвідділів) і олігоцену. Наближена до сучасної номенклатура ярусів палеогену ЗСШ для європейської та азійської частин колишнього СРСР була затверджена в 1987 р. на XVI Пленумі палеогенової комісії Міжвідомчого стратиграфічного комітету (МСК) (Решение..., 1989) (таблиця). В нашій країні ярусний поділ для палеоцену та еоцену наведено в уніфікованій стратиграфічній схемі палеогенових відкладів платформної України (Стратиграфическая..., 1987). Пізніше, в стратиграфічній схемі палеогенових відкладів України (Стратиграфическая..., 1993) прийнята

вже номенклатура ярусів палеогену для всіх відділів за (Решение..., 1989). Остаточо застосування номенклатури ярусів палеогенової системи МСШ в стратиграфічних схемах незалежної України затверджене Стратиграфічним кодексом України (Стратиграфічний..., 2012), в якому в табл. 12 дод. 4 наведена МСШ палеогенової системи за (Luterbacher et al., 2004), але, на жаль, в англійській версії (див. таблицю).

Коригування регіональних стратиграфічних шкал осадових басейнів України по відношенню до МСШ (Speijer et al., 2020) передбачає насамперед визначення положення границь ярусів палеогену в осадовому розрізі південних і північних регіонів України. На жаль, більшість з методів, які використовують при побудові шкали геологічної часу, зокрема палеогену, на території нашої країни майже не застосовували. Так, немає інформації по хемостратиграфічних дослідженнях, зокрема по ізотопах кисню і вуглецю. Магнітостратиграфічні дослідження розрізів палеогену України або не проводилися, або ж вони не мали успіху через слабку намагніченість порід. Однак у статті (Третяк и др., 2001) рекомендовано для кореляції окремих палеомагнітних розрізів України і Східного Паратетису використовувати магнітостратиграфічну шкалу Cande, Kent 1992 р. «A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic». Серед публікацій останніх років по палеомагнітній стратиграфії Кримсько-Кавказького регіону слід відзначити роботи (Богачкин, 2004; Застрожнов и др., 2019; Мусатов, Богачкин, 2018, 2019 а, б; Попов и др., 2019; van der Boon et al., 2017), які частково заповнили інформаційну прогалину по магнітостратиграфії.

Отже, на сьогодні єдиним способом для визначення положення границь ярусів палеогену в осадовому розрізі платформної України залишається використання зональної біостратиграфії, а саме напрацювання по зіставленню зональних асоціацій планктонних форамініфер, вапняного нанопланктону, диноцист, крупних форамініфер, радіолярій, діатомей (Атлас..., 2011; Беньямовский, 2015; Зернецкий, 2016; Зернецкий, Люльева, 1990; Зональная..., 2006; Рябоконт, 2015, 2016 а, б, 2017; Яковлева, 2017; Beniamovski, 2012 та ін.) з біохронологічними зональними шкалами МСШ (Luterbacher et al., 2004 та ін.), а також публікації останніх років з комплексних біостратиграфічних досліджень опорних розрізів Кримсько-Кавказького регіону

(Александрова, Щербинина, 2011; Андреева-Григорович, Олейник, 2008; Анистратенко и др., 2012; Бугрова и др., 2002; Застрожнов и др., 2019; Мусатов, 2020; Мусатов, Богачкин, 2018, 2019 а, б, в; Попов и др., 2018, 2019; Яковлева и др., 2020; Beniamovski et al., 2003).

В статті наведені відомості по визначенню ТГСГ ярусів палеогенової системи в МСШ станом на початок 2021 р., а також про дискусії щодо встановлення деяких із лімітитипів. Подано інформацію про кліматичні і біотичні події поблизу ярусних рубежів палеогену, яка в подальшому, на мою думку, сприятиме розпізнаванню подійно-стратиграфічних рівнів, важливих для міжрегіональної кореляції палеогену України.

ГРАНИЦІ ЯРУСІВ ПАЛЕОГЕНУ, ЇХ ПОЛОЖЕННЯ В РОЗРІЗІ ПІВДЕННОЇ І ПІВНІЧНОЇ УКРАЇНИ

Станом на початок 2021 р. МКС МСГН ратифіковані ТГСГ данського, зеландського, танетського, іпрського, лютецького, приабонського, рюпельського, хатського ярусів палеогенової системи, аквітанського ярусу неогену. Бартонський ярус має статус напівофіційного.

ТГСГ данського ярусу, яка також визначає границю крейдової і палеогенової систем, була ратифікована МСГН в 1991 р. Вона затверджена в розрізі El Kef в Oued Djerfane на північному заході Тунісу, Північна Африка. ТГСГ визначена в 2 мм іржаво-брунатному прошарку з аномалією іридію, в підшві 0,5 см шару темної приграничної глини формації El Haria (Molina et al., 2006, 2009). Цей пограничний іридієвий прошарок трактують як свідчення удару боліду о поверхню Землі (як імпакт-подію) (рис. 1). Всі відклади, які утворились в результаті падіння боліду, мають данський вік (Speijer et al., 2020). Іридієвий прошарок вважають ізохронним. Він є глобальним кореляційним рівнем, який простежується як у морських, так і континентальних розрізах приграничного крейда-палеогенового інтервалу в світі.

Ця імпакт-подія в часі пов'язана з глобальною подією масового вимирання на границі крейди/палеогену, яка проявилась у вимиранні понад 90% планктонних форамініфер і вапняного нанопланктону, амонітів, рудистів, морських і літаючих рептилій, динозаврів, а також зміні складу багатьох інших груп організмів. Цю подію масового вимирання також використовують в якості критерію визначення границі крейди/палеогену та кореляції розрізів (Molina et al., 2009).

Таблиця. ЗСШ і МСШ в стратиграфічних схемах палеогену України

Table. GSS and ISC in the Stratigraphic Schemes of the Paleogene of Ukraine

Общая шкала 1987 г. (1)				Общая шкала 1989 г. (2)				Общая стратиграфическая шкала 1993 г. (3)				Міжнародна стратиграфічна шкала 2012 р. (4)				
Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Period	Epoch	Stage		
Палеоген																
Палеоценоз				Эоцен				Олигоцен								
Нижний		Верхний		Нижний		Средний		Верхний		Нижний+средний					Верхний	
Датский		Монтский		Танетский		Ипрский s.l.		Лютецкий s.l.		Ипрский s.l.					Приабонский	
Датский		Монтский		Танетский		Ипрский s.l.		Лютецкий s.l.		Ипрский s.l.					Приабонский	
Палеогеновая																
Палеоценоз				Эоцен				Олигоцен								
Нижний		Верхний		Нижний		Средний		Верхний		Нижний					Верхний	
Датский		Монтский		Танетский		Ипрский		Лютецкий		Баргонский					Рюпельский	
Датский		Монтский		Танетский		Ипрский		Лютецкий		Баргонский					Рюпельский	
Палеогеновая																
Палеоценоз				Эоцен				Олигоцен								
Нижний		Верхний		Нижний		Средний		Верхний		Нижний					Верхний	
Датский		Монский		Танетский		Лютецкий		Баргонский		Рюпельский					Хаттский	
Датский		Монский		Танетский		Лютецкий		Баргонский		Рюпельский					Хаттский	
Paleogene																
Paleocene				Eocene				Oligocene								
E		M		L		E		M		L					E	
Danian		Selandian		Thanetian		Ypresian		Lutetian		Bartonian					Priabonian	
Danian		Selandian		Thanetian		Ypresian		Lutetian		Bartonian					Priabonian	

Примітки: (1) – Стратиграфічна схема палеогенових відкладів платформної України (Уніфікована) (Стратиграфическая..., 1987); (2) – Загальна стратиграфічна шкала палеогену південних районів Радянського союзу (Решение..., 1989); (3) – Стратиграфічна схема палеогенових відкладів України (Стратиграфическая..., 1993); (4) – Міжнародна стратиграфічна шкала палеогенової системи (Стратиграфічний..., 2012, Додаток 4, Таблиця 12). Інформацію в таблиці наведено мовою оригіналу.

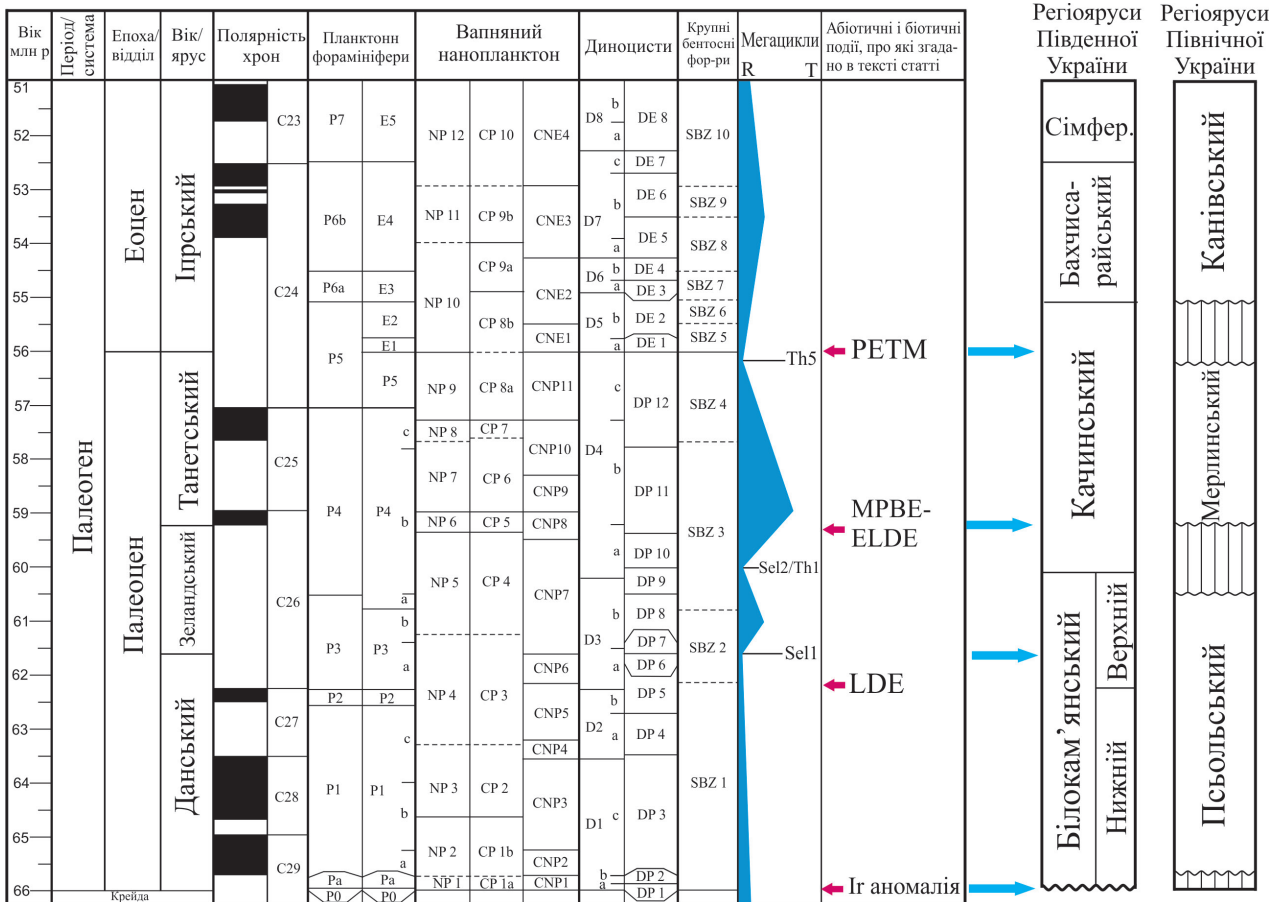


Рис. 1. Положення границь ярусів палеоцену і палеоцену/еоцену в розрізі Південної і Північної України: Міжнародна стратиграфічна шкала за (Speijer et al., 2020, fig. 28.10, 28.11). Співвідношення NP, CP, CN зон вапняного нанопланктону за (Agnini et al., 2014; fig. 2, 3, 6, 8, 9, 12, 15). Червоними стрілками показані події, які згадані в тексті за (Speijer et al., 2020, fig. 28.1; Barron et al., 2015; Miller, Wright, 2017). Синіми стрілками – положення ярусних границь палеогену в розрізі півдня і півночі України. Регіонарська шкала Південної України за (Зернецький, Рябоконт, 2013). Регіонарська шкала Північної України за (Зосимович, Шевченко, 2014).

Fig. 1. Position of Paleocene stages boundaries and Paleocene/Eocene boundary in the sections of the Southern and Northern Ukraine: International Stratigraphic Scale by (Speijer et al., 2020, fig. 28.10, 28.11). Calcareous nannofossils zones NP, CP, CN by (Agnini et al., 2014; fig. 2, 3, 6, 8, 9, 12, 15). The red arrows show the events mentioned in the text by (Speijer et al., 2020, fig. 28.1; Barron et al., 2015; Miller, Wright, 2017). The blue arrows show the position of Paleogene stage boundaries in the sections of the Southern and Northern Ukraine. The Regional Stages Scale of the Paleogene the Southern Ukraine by (Zernetsky, Riabokon, 2013). The Regional Stages Scale of the Paleogene the Northern Ukraine by (Zosimovich, Shevchenko, 2014).

Додатковим критерієм цієї границі є негативний зсув ізотопів $\delta^{13}\text{C}$, який ідентифіковано в морських розрізах низьких і середніх широт по черепашках планктонних форамініфер.

Нижню границю данського ярусу і палеоцену, межу крейдової і палеогенової систем, в сучасній МСШ (Speijer et al., 2020) датовано 66 млн років. В хроностратиграфічній і біозональній шкалі МСШ границя крейди/палеогену визначена точно

всередині хрону C29r і проведена по підшві зони P0 планктонних форамініфер, зон NP1, CNP1 вапняного нанопланктону, зон D1, DP1 диноцист, зони RP1 радіолярій (див. рис. 1).

Через руйнування стратотипового розрізу El-Kef в Тунісі, дослідники (Molina et al., 2009) запропонували додаткові розрізи ТГСГ данського ярусу в інших регіонах світу, використавши іридієву аномалію і масове вимирання мікро-

і нанофосилій в якості основних маркерів визначення і простеження границі крейди/палеогену. Це розрізи Ain Settara і Elles в Центральному Тунісі на південь і південний схід від розрізу El Kef, відповідно; розрізи Caravaca і Zumaia на півдні і півночі Іспанії, відповідно; розріз Bidart на південному заході Франції, розрізи El Mulato і Vochil на південному заході і південному сході Мексики, відповідно.

В Північно-Західній Європі базальна «пригранична глина» з іридієвою аномалією була виявлена лише в розрізах Данії (King, 2016), тоді як в інших регіонах на межі крейди/палеогену існує хіатус.

В офіційних стратиграфічних схемах палеогену Південної України границя крейди/палеогену проведена по підшві білокам'янського регіонального горизонту (Геология..., 1984; Стратиграфическая..., 1987, 1993); у схемах Північної України – в підшві сумського горизонту (Стратиграфическая..., 1987) або псьольського горизонту сумського надгоризонту (Стратиграфическая..., 1993).

Нижня границя данського ярусу в Україні, за наявними даними, ерозійна. Найдавніші зі встановлених відкладів палеоцену на півдні датовані комплексом вапняного нанопланктону зони NP1 і планктонними форамініферами зони *Parvularugoglobigerina eugubina* на Керченському півострові (посилання див. Рябоконт, 2015). В Бахчисарайському стратотиповому районі Криму, так само як і в найповніших розрізах Дніпровсько-Донецької западини Північної України, розріз данського ярусу починається із зони NP2 вапняного нанопланктону (Зосимович, Шевченко, 2015) та аналогів зони *Eoglobigerina taurica* планктонних форамініфер (Рябоконт, 2017).

Отже, цілком виправданим є суміщення нижньої границі данського ярусу, границі крейди/палеогену, з нижньою границею білокам'янського регіоярусу Південної України (Зернецький, Рябоконт, 2013; Стратиграфическая..., 1987, 1993) і псьольським регіоярусом Північної України (Зосимович, Шевченко, 2014; Стратиграфическая..., 1993).

ТГСГ зеландського ярусу ратифікована МСГН в 2008 р. (Schmitz et al., 2011). Вона затверджена в розрізі пляжу Itzurum біля міста Zumaia країни Басків на півночі Іспанії та визначена в підшві червоних мергелів формації Itzurum. Маркером границі данію/зеландію в морських відкладах обрана друга радіація вапняного нанопланктону *Fasciculithus* (поява *Fasciculithus ulii* s.s., підшва

зони CNP7, прикривельна частина зони NP4). В розрізі Itzurum ТГСГ зеландію пов'язана з межею формацій Itzurum і Aitzgorri Limestone, яка, в свою чергу, скорельована із секвенс-границею Sel-1 глибоководних морських розрізів та різким падінням рівня океану (див. рис. 1).

ТГСГ зеландію в сучасній МСШ (Speijer et al., 2020) датована 61,66 млн років і відповідає верхній частині нижньої третини хрону C26r. В біозональній шкалі ця границя проведена всередині підзони P3a планктонних форамініфер, верхній частині зони NP4 та по підшві зони CNP7 вапняного нанопланктону, в покрівлі підзони D3a і по підшві зони DP7 диноцист, всередині зони RP5 радіолярій.

В сучасній МСШ (Speijer et al., 2020) нижня границя зеландію не співвіднесена з подіями планктонних форамініфер. Раніше, в МСШ (Luterbacher et al., 2004), границя данського/зеландського ярусів була визначена межею зон P2/P3 планктонних форамініфер і була також проведена всередині зони NP4 вапняного нанопланктону, по межі хронів C26/C27. Однак таке визначення нижньої границі зеландію суперечило її положенню в стратотиповому районі ярусу в Данії (King, 2016), через що вона й була перенесена вище.

Варто зазначити, що підшва зеландію на 600 тис. років молодша за пізньоданську подію потепління (Late Danian Event – LDE), яка в часі співвіднесена з біотичними подіями появи планктонних форамініфер *Igorina albeari*, *Morozovella angulata* та зникнення *Praemurica* (Molina, 2015), першою радіацією *Fasciculithes* та появою *Sphenolithus* вапняного нанопланктону (Agnini et al., 2014) біля межі хронів C26r/C27n у пізньому данії (див. рис. 1).

Границю данського/зеландського ярусів у регіоні Північного моря маркує завершення тривалого періоду карбонатного осадо накопичення в бореальній області (Speijer et al., 2020; King, 2016). В стратотиповому районі ярусу в Данії її корелюють зі зміною фацій органогенних вапняків данського ярусу на глауконітові детритові відклади (Lellinge Greensand, Kerteminde Marl) зеландського.

За даними роботи (King, 2016), більшість біотичних подій, зазначених для визначення підшви зеландію (Schmitz et al., 2011), в свердловинах Північного моря не розпізнані. В розрізах середніх широт і Північного моря границю данського/зеландського ярусів визначають за появою вапня-

ного нанопланктону *Neochiastozygus perfectus* (King, 2016). З початком зеландію в басейні Північного моря пов'язана біотична подія появи диноцист *Cerodinium speciosum* (підшва зони DP7). За даними (Bernaola et al., 2009), в розрізі ТГСГ зеландію біля Zumaia і в стратотипових розрізах ярусу в Данії спостерігається подія закінчення акме *Braarudosphaera* вапняного нанопланктону біля границі данію/зеландію.

У більшості ж регіонів Північно-Західної Європи границя данського/зеландського ярусів припадає на стратиграфічний перерив.

Це ж можна стверджувати й про платформну Україну, де в палеоценовому розрізі Дніпровсько-Донецької западини і Північного Причорномор'я границя данію/зеландію також пов'язана з хіатусом. Окрім того, в Північній Україні, так само як і в Північному морі, данський ярус (псьольська світа Дніпровсько-Донецької западини) завершує тривалий період карбонатного осадо накопичення (Зосимович, Шевченко, 2015).

На мою думку, в розрізі Південної України можна визначити критерій нижньої границі зеландію, використовуючи результати досліджень осанніх років у Кримсько-Кавказькому регіоні. За даними (Мусатов, Богачкин, 2018), в розрізі р. Хеу Північного Передкавказзя корелятивний глобальний маркер нижньої границі зеландію — друга радіація вапняного нанопланктону *Fasciculithus* — ідентифіковано в покрівлі ельбурганської (урухської) світи (або на межі ельбурганської і нальчицької світ), на рівні границі зон *Morozovella angulata*/*M-lla conicotruncata* планктонних форамініфер всередині хрону C26r. Біля 5 м нижче по розрізу ельбурганської світи зафіксована подія LDE вапняного нанопланктону — перша радіація *Fasciculithus*, яка в цьому розрізі співвіднесена з межею зон *Praemurica uncinata*/*M-lla angulata* планктонних форамініфер і покрівлю хрону C27n.

Таким чином, у Кримсько-Кавказькому регіоні та південних регіонах України, зокрема, границя данію/зеландію проходить всередині зони *M-lla angulata* s.l. планктонних форамініфер у верхній частині зони NP4 вапняного нанопланктону. Маркером нижньої границі зеландію в розрізах закритих територій півдня України можна вважати появу планктонних форамініфер *M-lla conicotruncata*, вище рівня скорочення чисельності і зникнення дрібношипуватих *Pr. inconstans*. За цією ознакою границя данію/зеландію проходить всередині верхнього регіонід'ярусу

білокам'янського регіоярусу Південної України (Зернецький, Рябоконт, 2013) (див. рис. 1). В розрізі Північної України нижня границя зеландського ярусу визначається погано і, за наявними даними, проходить всередині (у верхній частині) псьольського регіоярусу (Зосимович, Шевченко, 2014).

ТГСГ танетського ярусу ратифікована МСГН в 2008 р. (Schmitz et al., 2011). Вона затверджена в розрізі пляжу Itzurum біля міста Zumaia країни Басків на півночі Іспанії. ТГСГ зеландію визначена в підшві пачки В формації Itzurum. Маркером границі обрано підшву хрону C26n. Біля 2 м нижче ТГСГ в цьому розрізі зафіксована біотична подія середнього палеоцену (Middle Paleocene Biotic Event — MPBE): вище появи *Heliolithus kleinPELLI*, середина зони NP6, CNE8 вапняного нанопланктону, середина зони P4 планктонних форамініфер, у прикривельній частині хрону C26r (див. рис. 1). Подію MPBE пізнього зеландію характеризують зміни в екологічній структурі комплексів планктонних і бентосних форамініфер, вапняного нанопланктону (Bernaola et al., 2007). Ця подія за негативним незначним зсувом ізотопів $\delta^{18}\text{O}$ і $\delta^{13}\text{C}$ також ідентифікована як подія раннього пізнього палеоцену (Early Late Paleocene Event — ELPE), однак її не вважають за класичну гіпертермальну подію палеогену. ELPE виявлена тільки в морських розрізах низьких і середніх широт.

У сучасній МСШ (Speijer et al., 2020) нижня границя танетського ярусу датована 59,24 млн років. У біозональній шкалі границя зеландського/танетського ярусів проведена всередині підзони P4b планктонних форамініфер, всередині зон NP6, CNP8 вапняного нанопланктону, зон D4, DP11 диноцист (див. рис. 1).

В Північно-Західній Європі (King, 2016) нижня границя танетського ярусу визначена за інфлюксом диноцист *Aligocysta gippingensis*, а також зникненням *Palaeoperidinium poryphorum* (підшва зони DP11). На сьогодні вважають, що ці події диноцист в означеному регіоні в часі наближені до події MPBE низьких широт. В Північному морі границю зеландію/танету також маркує пізньопалеоценовий інфлюкс аглютинуючих форамініфер (різке зростання різноманітності та чисельності цієї групи форамініфер), який співпадає з інфлюксом *Al. gippingensis*.

В діючій стратиграфічній схемі палеогену Південної України (Стратиграфическая..., 1987, 1993) нижня границя танетського ярусу проведена по підшві качинського горизонту, в схемі

Північної України (Стратиграфическая..., 1993) — по підшві мерлинського горизонту сумського надгоризонту.

За своїм маркером (підшва хрону C26n) нижня границя танетського ярусу в розрізах палеоцену півдня і півночі України не може бути визначена через відсутність палеомагнітних досліджень. За вапняним нанопланктоном межа зеландію/танету проведена всередині зони NP6 — порівняно вузького стратиграфічного інтервалу, який у часі приблизно співвідноситься з хроном C26n (Speijer et al., 2020). В Кримсько-Кавказькому регіоні, в розрізі р. Хеу Північного Передкавказзя (Мусатов, Богачкин, 2018) і в Бахчисарайському стратотиповому районі Криму зона NP6 визначена в нижній частині зони *Acarinina subsphaerica* планктонних форамініфер. Слід зауважити, що Є. М. Бугрова (Бугрова, 2013), відзначаючи нечітке положення границі зеландію/танету в схемах південних регіонів Росії, вважає, що вона припадає на середину зони *Igorina djanensis* планктонних форамініфер. З початком танету пов'язана пізньопалеоценова подія, яка завершила карбонатне осадо накопичення, характерне для Північного Кавказу для ельбурганського горизонту данію і зеландію (Использование..., 2000). В цей час також спостерігалася регіональна подія вимирання планктонних форамініфер, поява своєрідного комплексу аглютинуючих форамініфер на початку зони *Ac. subsphaerica* (розріз р. Кубань, Західне Перекавказзя).

В розрізі р. Хеу Північного Передкавказзя, за даними (Мусатов, Богачкин, 2018), маркер нижньої границі танетського ярусу — підшва хрону C26n — знаходиться вище появи вапняного нанопланкtonу *H. kleinpelli*, тобто всередині зон NP6, CP5, у верхній частині зони CNP8 вапняного нанопланкtonу і припадає на нижню частину зони *Ac. subsphaerica* планктонних форамініфер.

Отже, в розрізі палеоцену Південної України нижню границю танетського ярусу умовно можна проводити за появою і зростанням чисельності планктонних форамініфер *Ac. subsphaerica*. Критерій появи комплексу аглютинуючих форамініфер, на мою думку, потрібно додатково контролювати даними вапняного нанопланкtonу і планктонних форамініфер. За диноцистами межа зеландію/танету не визначена і проведена всередині зони *Cerodinium speciosum* s.l. (Атлас..., 2011).

Границя зеландію/танету в розрізі Південної України проходить всередині зони NP6 вапняно-

го нанопланкtonу і низах зони *Ac. subsphaerica* планктонних форамініфер, тобто в низах качинського регіоярусу (див. рис. 1). В розрізі Північної України положення нижньої границі танету взагалі поки що не визначене: її умовно помістили в нижню частину мерлинського регіоярусу (Зосимович, Шевченко, 2014).

ТГСГ іпрського ярусу визначає нижню границю еоцену. Вона була ратифікована МСГН в 2003 р. (Aubry et al., 2007). ТГСГ іпрського ярусу затверджена в розрізі Dababiya на південь від міста Luxor в Єгипті, де визначена в підшві шару 1 темно-сірих глин, потужністю 63 см, пачки Dababiya Quarry в нижній частині формації Esna Shale. Маркером границі палеоцену/еоцену обрано початок негативного зсуву ізотопів $\delta^{13}\text{C}$ (Carbon Isotopic Excursion — CIE) (див. рис. 1), яка маркує початок палеоцен-еоценового термічного максимуму (Paleocene Eocene Thermal Maximum — PETM) — глобального потепління впродовж 100–200 тис. років. Подія CIE, її початок, розпізнана як у морських, так і континентальних розрізах. У часі вона співпадає з наступними біотичними подіями:

- існуванням комплексу планктонних форамініфер PETM (planktonic foraminifera excursion taxa — PFET) з коротким стратиграфічним діапазоном (*Acarinina africana*, *Ac. saibanensis*, *Morozovella allisonensis*); появою наприкінці палеоцену *Igorina broedermanni*, *Ac. wilcoxensis*, на початку еоцену *Pseudohastigerina wilcoxensis*, зникненням *M-lla velascoensis*;
- формуванням комплексу *Rhombaster-Discoaster araneus* вапняного нанопланкtonу PETM; вимиранням *Fasciculithus*, появою *D. mahmoudii*;
- подією вимирання глибоководних бентосних форамініфер (benthic foraminiferal extinction event — BEE) — суттєве скорочення різноманіття і вимирання понад 50% видів бентосних форамініфер абісали (комплекс домінуючих *Nuttallides*) і батіаля (комплекс *Stensioina beccariformis*);
- глобальним розквітом диноцист *Apectodinium* (акме *Ap. augustum*);
- диверсифікацією і збільшенням розмірів черепашок крупних бентосних форамініфер (*Alveolina*, *Nummulites*);
- появою аглютинуючих форамініфер *Karrerulina coniformis*, *K. horrida*, блум *Reptanina charoides*;

- акме крупних діатомових водоростей *Trinacria*, *Craspedodiscus*, яке є одночасним з акме диноцист *Apectodinium*.

Окрім того, з рубежем палеоцену — еоцену також пов'язані скорочення площі коралових рифів, велика радіація наземних ссавців (поява перших представників загонів *Artiodactyla*, *Perissodactyla*, *Primates*) та їх розселення на суші.

У сучасній МСШ (Speijer et al., 2020) нижню границю іпрського ярусу датовано 56 млн років. У хроностратиграфічній і біозональній шкалах вона знаходиться в хроні C24r.36 і проведена в підшві зони E1 і всередині зони P5 планктонних форамініфер, підшві зон NP10, CNE1 вапняного нанопланктону, по межі зон SBZ4/SBZ5 крупних форамініфер, по підшві зон D5, DE1 диноцист (див. рис. 1).

Слід зауважити, що границя палеоцену/еоцену на 1 млн років давніша за підшву іпрського ярусу в його стратотипі в Бельгії. Підшва ж ілердського ярусу Середземномор'я корелюється з підшвою іпрського ярусу в МСШ.

Наразі вважають, що розріз Dababiya в Єгипті не зовсім відповідає вимогам до ТГСГ. Через це пропонують глибоководний розріз Fortuna на півночі Італії в якості допоміжного стратотипу ТГСГ іпрського ярусу (Boscolo-Galazzo et al., 2019).

В Північно-Західній Європі (King, 2016) подія C1E, яка маркує нижню границю іпрського ярусу, була безпосередньо ідентифікована в Лондонському, Паризькому і Д'єпському басейнах, в Данії, в свердловинах Північного моря. За критерієм інфлюксу *Apectodinium* границя палеоцену/еоцену була визначена в інших регіонах Північно-Західної Європи. Однак у деяких розрізах вона припадає на перерив.

С. King (King, 2016) слушно зауважує, що оскільки сучасне визначення границі палеоцену/еоцену на 1 млн років давніше за нижню границю іпрського ярусу в його стратотипі в Бельгії, то частина формацій, які раніше вважали палеоценовими, за сучасною МСШ частково або повністю віднесені до еоцену. Отже, постає завдання аналізу та переінтерпретації стратиграфічних побудов приграничних палеоцен-еоценових розрізів за межами Північно-Західної Європи, зокрема в Україні.

В офіційних стратиграфічних схемах палеогену (Стратиграфическая..., 1987, 1993) границя палеоцену/еоцену проведена в підшві бахчисарайського регіонального горизонту Південної України

та в підшві канівського горизонту Північної України.

На півдні України за біотичною подією акме диноцист *Ap. augustum* нижня границя іпру визначена в розрізі с. Насипне біля м. Феодосія в Криму у верхній частині зони *As. acarinata* планктонних форамініфер (Александрова, Щербинина, 2011; Бугрова и др., 2002). Однак у більшості розрізів півдня і півночі України границю палеоцену/еоцену характеризує стратиграфічний перерив. Так, у Бахчисарайському стратотиповому районі Криму хіатус на межі танету/іпру охоплює майже повністю зони NP9 і NP10 вапняного нанопланктону (King et al., 2017), а отже, за (Speijer et al., 2020) — приблизно хрон C26r. Тобто його тривалість можна оцінити приблизно у 3 млн років.

Таким чином, за даними диноцист положення нижньої границі іпру в розрізі Південної України можна визначити у верхній, прикривельній частині качинського регіоярусу (див. рис. 2). В розрізі Північної України вона є ерозійною і суміщена з межею мерлинського і канівського регіоярусів (Зосимович, Шевченко, 2014, 2015).

ТГСГ лютецького ярусу ратифікована МСГН в 2011 р. (Molina et al., 2011). Вона затверджена в розрізі пляжу Gorrondatxe біля селища Getxo на північний захід від міста Bilbao провінції Biscaya країни Басків на півночі Іспанії. ТГСГ лютецького ярусу визначена в темному мергелі Sandy Flysch за першою появою вапняного нанопланктону *Blackites inflatus* (границя підзон CP12a/CP12b) і знаходиться в хроні C21r (C21r.6). Рівень ТГСГ узгоджено з підшвою лютецького ярусу в його стратотипі в Паризькому басейні, де поява *B. inflatus* зафіксована неподалік від підшви ярусу. Цей рівень приблизно відповідає появі крупних форамініфер *Nummulites laevigatus* — індекс-виду лютецького ярусу.

Допоміжними кореляційними критеріями нижньої границі лютецького ярусу визначені (Molina et al., 2011):

- поява вапняного нанопланктону *Discoaster subloboensis* (межа зон CP11/CP12, NP13/NP14) у верхній частині хрону C22n в пізньому іпру; поява вапняного нанопланктону *Nannotetrina cristata* на початку лютету біля межі хронів C21r/C21n;

- поява планктонних форамініфер *Turborotalia frontosa* (границя підзон E7a/E7b) приблизно на рівні межі хронів C21/C22 наприкінці іпру; ця подія в розрізі Gorrondatxe в часі близька до акме вапняного нанопланктону

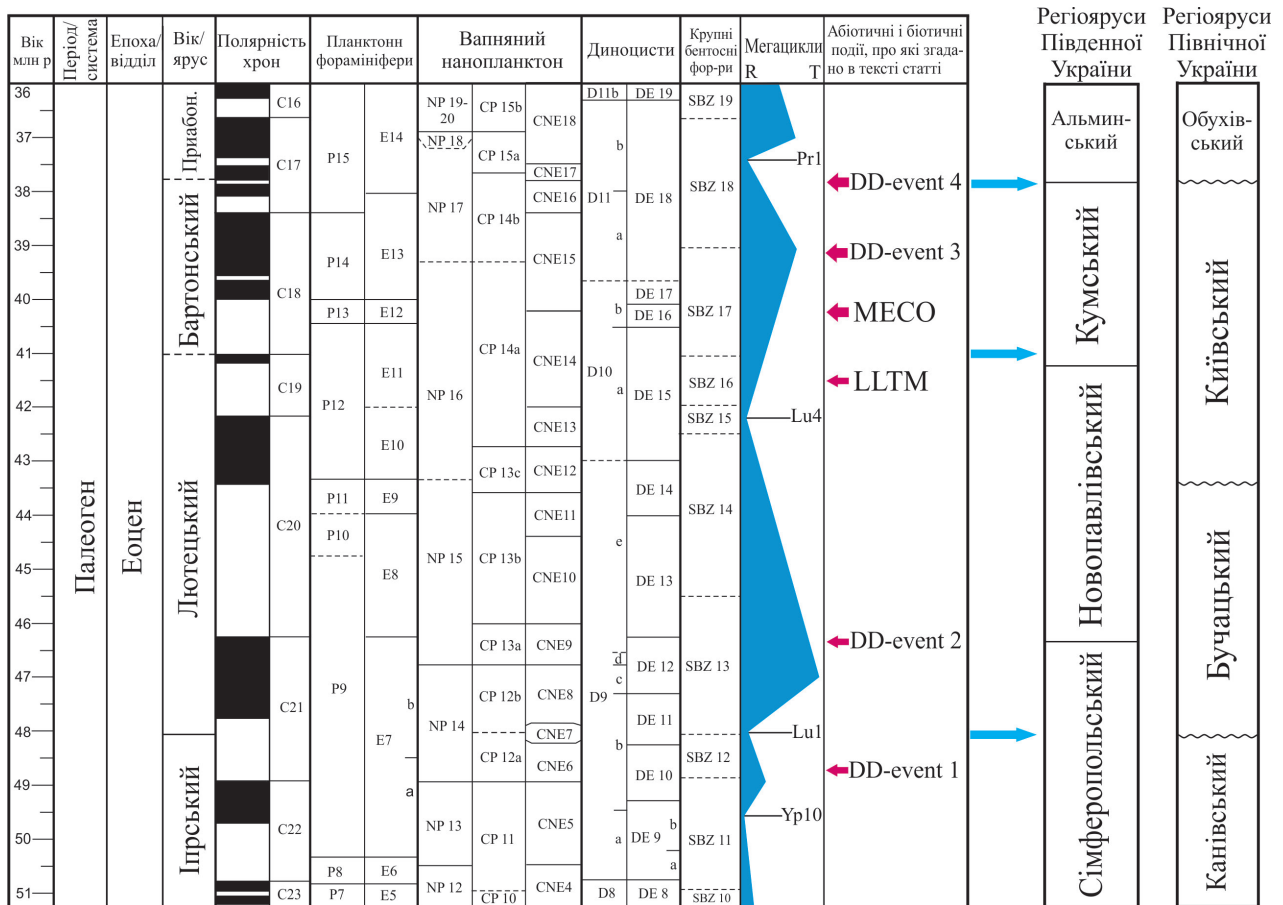


Рис. 2. Положення границь ярусів еоцену в розрізі Південної і Північної України (пояснення див. рис. 1)

Fig. 2. Position of Eocene stages boundaries in the sections of the Southern and Northern Ukraine (explanations see fig. 1)

D. sublodoensis, яка спостерігається з підшви хрону C21r;

- зникнення диноцист *Charlesdowniea columna* в пізньому іпрі (в хроні C22n), яке вважають синхронним для низьких і середніх широт.

Раніше в МСШ (Luterbacher et al., 2004) границю іпрського/лютецького ярусів визначали за появою планктонних форамініфер *Hantkenina nuttalli*, тобто межею зон P9/P10 (Berggren et al., 1995). Однак у низьких широтах *Hantkenina* з'являються вперше в низах хрону C20r. Окрім того, поява *Hantkenina* виявилась діасинхронною. Через це було вирішено обрати інший маркер нижньої границі лютецького ярусу, пов'язаний у часі з підшвою хрону C21r. Поява планктонної форамініфери *Turborotalia frontosa* зафіксована в самих низах цього хрону. Однак за маркер границі іпру/лютету було обрано появу вапняного нанопланктону *B. inflatus*.

В сучасній МСШ (Speijer et al., 2020) ТГСГ лютецького ярусу датовано 48,07 млн років.

У біозональній шкалі (Speijer et al., 2020) нижня границя лютецького ярусу проведена по підшві зони CNE7, межі підзон CP12a/CP12b і всередині зони NP14 вапняного нанопланктону, всередині зони P9 і підзони E7b планктонних форамініфер, по підшві зони SBZ-13 крупних форамініфер, всередині підзони D9b і зони DE11 диноцист (див. рис. 2).

Варто зазначити, що межа іпру/лютету знаходиться в часовому інтервалі між першою (DD event-1), пізнього іпру (близько 49 млн років, середина хрону C22n, підзона CP12a вапняного нанопланктону), і другою (DD event-2), раннього лютету (близько 46–47 млн років, підзона CP13a вапняного нанопланктону), подіями біогенного кремненакопичення (DD event – Diatom Depositional event) в океанах (Barron et al., 2015) (див. рис. 2). DD event-1 пов'язують із початком тренду довготривалого зниження температури після кліматичного оптимуму раннього еоцену (EECO – Early Eocene Climatic Optimum) та за-

криттям Тургайської протоки наприкінці іпру. DD event-2, яка проявилась в широкій експансії діатомей і сілікофлагелат у Північній і Південній Атлантиці,— з інтенсифікацією довготривалого тренду похолодання в еоцені й можливим посиленням інтенсивності глобальної глибоководної циркуляції в океанах.

В Північно-Західній Європі (King, 2016) для визначення межі іпрського/лютецького ярусів у глибоководних морських розрізах використовують подію зникнення диноцист *Eatonicysta ursulae* (покрівля зони DE10), якій у часі передує *Azolla* івент (нижня частина зони DE10 диноцист, верхня частина зони NP13 вапняного нанопланктону, верхня частина хрону C22n). В мілководно-морських фаціях нижню границю лютету визначають за появою крупних форамініфер *Num. laevigatus*.

Нижня границя лютецького ярусу в офіційній стратиграфічній схемі палеогеу Південної України визначена по-різному: всередині сімферопольського горизонту (по підшві зони *Ac. bullbrookii* планктонних форамініфер, зони *D. sublogoensis* вапняного нанопланктону) (Стратиграфическая..., 1987); по підшві сімферопольського горизонту (по підшві зон *Ac. bullbrookii* і NP14) у схемі (Стратиграфическая..., 1993). В схемі Північної України границя іпру/лютету проведена у верхній частині канівського горизонту в (Стратиграфическая..., 1987), по підшві бучацького горизонту в (Стратиграфическая..., 1993).

В біостратиграфічній (зональній) схемі південних регіонів Росії (Зональная..., 2006) нижня границя лютецького ярусу і середнього еоцену проведена в низах зони *Ac. bullbrookii* планктонних форамініфер і зони NP14 вапняного нанопланктону. В розрізі Південної України її помістили всередину цих зон (Зернецький, Рябоконт, 2013). Є. М. Бугрова (Бугрова, 2013), торкаючись питання положення нижньої границі середнього еоцену, слушно зазначала, що вид планктонних форамініфер *Ac. bullbrookii* в південних широтах має інше поширення і тому при визначенні границі іпру/лютету слід орієнтуватись на зону NP14 вапняного нанопланктону.

За останні роки з'явилися публікації, які суттєво уточнюють положення межі іпрського/лютецького ярусів в еоценовому розрізі Кримсько-Кавказького регіону. Так, за глобальним корелятивним маркером — появою вапняного нанопланктону *B. inflatus* (Мусатов, Богачкин, 2019 б, в) — у розрізі р. Хеу Північного Передкавказзя

нижня границя лютету ідентифікована вище восьмого сапропелевого прошарку, який відмежовує нижню частину черкеської світи від верхньої. За даними досліджень в цьому розрізі границя іпру/лютету проходить в підшві підзон CP12b, NP14b і зони CNE8 вапняного нанопланктону, біля підшви зони *Enneadocysta arcuata* диноцистової зональної шкали східного Пері-Тетісу (Мусатов, Богачкин, 2019 б, в; Яковлева, 2017; Яковлева и др., 2020). Приблизно на рівні появи вапняного нанопланктону *B. inflatus* спостерігається зникнення диноцист *Pilatidium columna*, *Eatonicysta ursulae*, *Charlesdowniea coleothrypta* (синхронна подія низьких і середніх широт у пізньому іпрі). За планктонними форамініферами (Беньямовский, 2015) означена границя проходить всередині зони *Ac. bullbrookii* (акме індекс-виду), вище появи *Turborotalia boweri* (*T. frontosa*) і до появи *Guembelitrioides nuttalli* і акме *Ac. rotundimarginata* (зона *Ac. rotundimarginata*).

Таким чином, у глибоководних морських розрізах Кримсько-Кавказького регіону межа іпрського/лютецького ярусів за корелятивним маркером проведена всередині зони NP14 вапняного нанопланктону, зони *Enneadocysta arcuata* диноцист, зони *Ac. bullbrookii* планктонних форамініфер (акме індекс-виду, нижче акме *Ac. rotundimarginata*).

В мілководно-морських розрізах еоцену Південної України нижню границю лютецького ярусу визначено за крупними бентосними форамініферами в межах нижньої частини зони *Num. polygyratus* у верхній частині сімферопольського регіоярусу (пояснення див. Зернецький, 2016) (див. рис. 2).

У розрізі Північної України границя іпру/лютету є ерозійною і суміщена зі стратиграфічним переривом між канівським і бучацьким регіоярусами (Зосимович, Шевченко, 2014, 2015).

Нижня границя **бартонського ярусу** залишається не визначеною. У МСШ (Luterbacher et al., 2004; Vanderberghe et al., 2012; Ogg et al., 2016; Speijer et al., 2020) вона суміщена з підшвою хрону C18r. В стратотиповому районі бартонського ярусу в Англії вона проведена або в підшві Barton Beds по горизонту з *Nummulites prestwichianus* (на рівні появи диноцист *Rhombodinium draco*, середина хрону C18r, верхня частина зони NP16 вапняного нанопланктону), або нижче, в підшві формації Barton Clay.

Критерієм границі лютету/бартону також вважали подію появи вапняного нанопланктону

Reticulofenestra reticulata, яка, як з'ясувалось, є діахронною для різних широт. Інші дослідники (Fluegeman, 2007; Fluegeman et al., 2019) в якості маркера нижньої границі бартоу пропонують підшову хрому C19n.

В сучасній МСШ (Speijer et al., 2020) нижню границю бартоу проведено по підшві хрому C18r і датовано 41,03 млн років (див. рис. 2). В біозональній шкалі вона проходить у верхній частині зони P12 і всередині зони E11 планктонних форамініфер (вище біотичної події появи *Guembeltrioides nuttalli*), всередині зон NP16 і CNE14 вапняного нанопланктону (вище початку постійної присутності *Criboecentrum reticulatum*), всередині зон D10, DE15 диноцист (нижче біотичної події появи *Rh. draco*), по нижній межі зони RP15 радіолярій низьких широт і по підшві зони SBZ-17 крупних форамініфер.

Рубіж лютету/бартоу за сучасною МСШ (Speijer et al., 2020) знаходиться в інтервалі між двома кліматичними подіями: кліматичним оптимумом середнього еоцену (Middle Eocene Climatic Optimum – MECO) раннього бартоу і термічним максимумом пізнього лютету (Late Lutetian Thermal Maximum – LLTM) (див. рис. 2).

Подію LLTM (близько 41,5 млн років), яка спостерігалася всередині хрому C19r, трактують як останній гіпертермальний івент палеогену. В біозональній шкалі МСШ (Speijer et al., 2020) вона припадає на рівень верхньої частини зони P12 (вище зникнення *Guem. nuttalli*) і середини зони E11 планктонних форамініфер, середини зони SBZ-16 крупних форамініфер, середини зон NP16, CP14a, CNE14 вапняного нанопланктону (вище зникнення *Nannotetrina* і скорочення чисельності *Discoaster bifax*; для цього рівня характерне різке зростання чисельності *Cr. reticulatum*, *R. umbilica*, пік чисельності *Reticulofenestra* менше ніж 5 мкм (Agnini et al., 2014)).

Подія MECO (40–40,75 млн років) виявлена в низьких і середніх широтах, ідентифікована за паралельним негативним зсувом ізотопів $\delta^{13}\text{C}$ і $\delta^{18}\text{O}$ протягом часового інтервалу від верхньої частини хрому C18r до субхрому C18n.2n. Її асоціюють з біотичними змінами та осциляціями CCD в океанах. У біозональній шкалі МСШ (Speijer et al., 2020) час MECO співвідносять з подією короткочасного існування планктонних форамініфер *Orbulinoides beckmanni* (зони P13, E12) і появою *Turborotalia cocoensis*, *T. cerroazulensis* (Agnini et al., 2020), появою вапняного нанопланктону *Dictyococcites bisectus* та появою

диноцист *Rh. draco*. За даними (Barron et al., 2015; Witkowski et al., 2014), з часом після MECO пов'язана третя, бартонська, подія (DD event-3) біокременевого осадо накопичення (на стратиграфічному рівні низів підзони CP14b вапняного нанопланктону), яка проявилась в різкому зростанні кількості кременистого планктону (діатомові водорості, силікофлагелати, радіолярії) в океанах на початку розкриття протоки Дрейка.

В Північно-Західній Європі ідентифікація хронів C19n–C18r в Гемпширському басейні Англії не є однозначною (King, 2016). Тому границю лютету/бартоу тут визначено за появою диноцист *Rh. draco*, тобто по горизонту з *Num. prestwichianus* в низах Barton Beds.

Серед інших біотичних подій, які ідентифіковані в розрізах Північно-Західної Європи біля рубежу лютету/бартоу, є подія *Svalbardella-1*, яка маркує епізод проникнення арктичних динофлагелат в басейн Північного моря в час хрому C18r, тобто на самому початку бартонського віку до події MECO. Наприкінці лютету (час хрому C19r) в Північно-Західній Європі також ідентифікована подія планктонних форамініфер середніх широт Північної півкулі, а саме зникнення *Pseudohastigerina* spp., окрім *Ps. micra* (всередині зони NP16, дещо пізніше появи бентосних форамініфер *Lenticulina gutticostata*).

В Україні, в офіційних стратиграфічних схемах палеогену нижня границя бартонського ярусу проведена всередині новопавлівського регіонального горизонту, по межі куберлінського і керестинського підгоризонтів (по підшві зон *Hantkenina alabamensis* і *Globigerapsis subconglobatus* планктонних форамініфер) у південноукраїнському розрізі, по підшві київського регіонального горизонту в північноукраїнському розрізі (Стратиграфическая..., 1993).

В Кримсько-Кавказькому регіоні за границю лютету/бартоу пропонують (Бугрова, 2013) за домовленістю прийняти літологічну границю керестинського і кумського горизонтів, тобто підшову зони *Subbotina turcmenica* планктонних форамініфер, яка маркує в регіоні початок події дефіциту кисню в морських палеобасейнах і вимирання фауни (середньоеоценова кумська подія на Північному Кавказі (Использование..., 2000)). Так само положення цієї границі показане в регіолярійній шкалі палеогену Південної України (Зернецький, Рябоконт, 2013).

Дослідники (Мусатов, Богачкин, 2019 а, б) за пропонували три можливих варіанти положення

нижньої границі бартоу в розрізах Північного Передкавказзя, Криму, Воронезької антеклизі, Єргенів: 1) на рівні масової появи вапняного нанопланктону *D. bifax* в низах хрону С20п; 2) на рівні появи вапняного нанопланктону *Criboecentrum reticulatum* всередині хрону С19г; 3) на рівні появи вапняного нанопланктону *Dic. bisectus* і диноцист *Rh. draco* в прикривельній частині хрону С18г. Вони цілком слушно зазначають (Мусатов, Богачкин, 2019 б, с. 23), що рівень покрівлі хрону С19п, по якому проведена нижня границя бартоу в МСШ, ніяк палеонтологічно не обгрунтований, літологічно й геохімічно в розрізі не відображається, а його визначення без палеонтологічних даних абсолютно безперспективне. Також вони прийшли до висновку, що глини з *Num. prestwichianus* Гемпширського басейну Англії, найімовірніше, відповідають рівню МЕСО за появою вапняного нанопланктону *Dic. bisectus*. Дослідники пропонують в якості нижньої границі бартонського ярусу на Північному Кавказі використовувати появу численних *D. bifax*, яка маркує початок значного потепління і початок крупної середньоєоценової трансгресії.

Як зазначено вище, нижня границя бартоу в сучасній МСШ знаходиться в інтервалі між двома подіями: МЕСО раннього бартоу і LLTM пізнього лютету. Отже, визначення положення границі лютетського/бартонського ярусів у Кримсько-Кавказькому регіоні та Україні, зокрема, безпосередньо пов'язане з ідентифікацією в ньому зазначених подій.

В розрізі р. Біла на Північному Кавказі подія МЕСО за геохімічними даними (ізотопами $\delta^{18}\text{C}$ і $\delta^{13}\text{O}$) ідентифікована всередині кумської світи (van der Boon et al., 2017), а саме всередині зони *Subbotina turcmenica* планктонних форамініфер (Попов и др., 2018). В цьому розрізі за вапняним нанопланктоном означена подія маркована появою *Dic. bisectus*, *R. bisecta*, зникненням постійної присутності *D. bifax* (межа зон СNE14/СNE15, середина зони NP16 вапняного нанопланктону) (Мусатов, Богачкин, 2019 б; Попов и др., 2018). В розрізі р. Хей цей рівень вапняного нанопланктону співвіднесено з верхами хрону С18г та появою диноцист *Rh. draco* (Мусатов, Богачкин, 2019 б; Яковлева и др., 2020).

В Кримсько-Кавказькому регіоні дещо складніше розпізнати подію LLTM. Як зазначено вище, за вапняним нанопланктоном її можна ідентифікувати за початком постійної присутності *Cr. reticulatum* (середина зони NP16, підшва

зони СNE14а, підшва підзони СР14а). Ця подія зафіксована в розрізах річок Хей і Кубань в нижній частині кумської світи, ймовірно до події зникнення планктонних форамініфер *Hantkenina* (підзона PF13с *H. australis*).

Таким чином, у Кримсько-Кавказькому регіоні і на півдні України, зокрема, нижня границя бартонського ярусу проходить в нижній частині кумської світи, в інтервалі між: 1) початком постійної присутності *Cr. reticulatum* і крупних *R. umbilicata* та 2) появою *R. bisecta* і появою диноцист *Rh. draco*. Припускаю, що вона пов'язана з початком акме планктонних форамініфер *Subbotina turcmenica* після зникнення *Hantkenina*.

В Північному Причорномор'ї на півдні України границя лютету/бартоу, ймовірно, припадає на стратиграфічний перерив між червоноукраїнською і хаджибейською світами.

В Північній Україні положення нижньої границі бартоу дискусійне (Мусатов, 2020; Мусатов, Рябоконт, 2017). За кореляційними побудовами час події МЕСО (середина зони *Sub. turcmenica* планктонних форамініфер) припадає на верхню безкарбонатну частину розрізу київського регіоярусу, яку характеризує розквіт та різномайття органікостінного мікрофітопланктону і кременистих мікрофосилій. Нижня, вапниста, частина регіоярусу за вапняним нанопланктоном, планктонними форамініферами, диноцистами, молюсками корелюється з верхньою частиною лютетського ярусу (Атлас..., 2011; Бугрова и др., 2016; Мусатов, Рябоконт, 2017 та ін.) і в часі, ймовірно, співвідноситься з подією LLTM. Хоча точно визначити стратиграфічний рівень цієї події в означеному регіоні поки що складно. Таким чином, можна стверджувати, що границя лютету/бартоу в розрізі Північної України співвідноситься зі зміною карбонатного осадо накопичення на безкарбонатне, а також зі зміною асоціацій карбонатно-органікостінних мікрофосилій (форамініфери, вапняний нанопланктон, диноцисти) на кременисто-органікостінні (диноцисти, радіолярії, діатомеї, спікули губок). В біостратиграфічній шкалі Північної України нижня границя бартоу проведена в низах зони диноцист *Wilsodinium intermedium* (Атлас..., 2011), всередині зони радіолярій *Ellipsoxiphus* (*Axorunum*) *shabakovi*, в низах зони (верств) *Stilodiscus* (*Stictodiscus*) *kossutii* діатомових водоростей (Зосимович, Шевченко, 2014, 2015). Отже, вирішальне значення при уточненні положення нижньої границі бартоу

в розрізі Північної України належить диноцистам, діатомовим водоростям і радіоляріям.

ТГСГ приабонського ярусу ратифікована на початку 2020 р. МКС і виконавчим комітетом МСГН. Вона визначена в розрізі Alano, між Alano di Piave і Campo на півночі Італії (Agnini et al., 2021). Відслонення Alano знаходиться в 50 км на північний захід від історичного стратотипу ярусу біля селища Priabona. ТГСГ приабонського ярусу в розрізі Alano визначена у верствах вулканічного попелу Tiziano на рівні 63,75 м (Agnini et al., 2021; Speijer et al., 2020).

Слід зауважити, що маркером нижньої границі приабонського ярусу в різні роки вважали: підосву зони SBZ-19 *Nummulites fabianii* в мілководних фаціях та подію вимирання крупних акаринін і *Morozovelloides* (підосва зони E14 планктонних форамініфер) в глибоководних розрізах в МСШ 2004 р (Luterbacher et al., 2004); подію появи *Chiasmolithus oamaruensis* (підосва зони NP18 вапняного нанопланктону, яка в часі близька до зникнення *Ch. grandis*) в МСШ 2012 р. (Speijer et al., 2012); підосву субхрону C17n.1n в МСШ 2004 і 2012 рр.

Як зазначено вище, в мілководних розрізах нижню границю приабону проводили по підосві зони SBZ-19 крупних форамініфер, яку корелювали з підосвою зони NP18 вапняного нанопланктону (Serra-Kiel et al., 1998). Але пізніше було з'ясовано, що підосва зони SBZ-19 значно молодша за подію вимирання планктонних форамініфер *Morozovelloides* і крупних *Acarinina* (ця подія визначає нижню межу зони E14 планктонних форамініфер) і появи вапняного нанопланктону *Ch. oamaruensis* (нижня межа зони NP18). Сьогодні (Speijer et al., 2020) нижню границю зони SBZ-19 *Nummulites fabianii* проводять в низах зони E15 планктонних форамініфер (вище події зникнення планктонних форамініфер *Globigerinatheka semiinvoluta* – один із критеріїв визначення границі бартону/приабону в МСШ 2004 р. (Luterbacher et al., 2004)) і біля межі зон CNE18/CNE19 вапняного нанопланктону. Зауважу, що нижня границя зони SBZ-19 крупних форамініфер в сучасній МСШ (Speijer et al., 2020) показана дещо нижче, на рівні границь хронів C16/C17. Таким чином, за сучасними даними границя бартону/приабону знаходиться всередині зони SBZ-18 крупних форамініфер (Speijer et al., 2020).

Біотична подія появи вапняного нанопланктону *Ch. oamaruensis* (підосва зони CNE17,

C15a, NP18; біля підосви субхрону C17n.2n в розрізі Alano) в часі близька (дещо молодша) до події планктонних форамініфер – зникнення *Morozovelloides* і крупних акаринін (Agnini et al., 2014; Wade, 2004) (всередині хрону C17n.3n в розрізі Alano), до появи *Gl-ka semiinvoluta* і різкого скорочення чисельності та зникнення *Ch. grandis* (середина хрону C17n.2n).

Причиною визначення нижньої границі приабону по підосві хрону C17n.1n, за (Luterbacher et al., 2004; Speijer et al., 2012), була рідкісна зустрітність вапняного нанопланктону *Ch. oamaruensis* та діахронність його появи в розрізах різних широт.

Таким чином, вірогідний інтервал ТГСГ приабонського ярусу – від підосви субхрону C17n.2n до підосви субхрону C17n.1n (Agnini et al., 2021).

ТГСГ приабону визначена в розрізі Alano у верствах Tiziano, які знаходяться в низах субхрону C17n.2n безпосередньо вище і впритул до появи *Ch. oamaruensis*. Ці верстви датовано 37,71 млн років. У сучасній МСШ (Speijer et al., 2020) границю бартону/приабону помістили в низи субхрону C17n.2n і провели в біозональній шкалі в нижній частині зон P15 і E14 планктонних форамініфер, в підосві зони CNE17 вапняного нанопланктону, всередині зони SBZ-18 крупних форамініфер, всередині зон D11, DE18 диноцист, в низах зони RP17 радіолярій (див. рис. 2).

В якості критеріїв кореляції верств Tiziano нижньої границі приабонського ярусу визначені:

- підосва субхрону C17n.2n;
- перша поява вапняного нанопланктону *Ch. oamaruensis*;
- вимирання планктонних форамініфер *Morozovelloides* і крупних *Acarinina* наприкінці бартону (всередині субхрону C17n.3n);
- поява диноцист *Wetzelilla simplex* на цьому ж рівні (всередині субхрону C17n.3n) наприкінці бартону.

Варто зазначити, що з межею бартону/приабону (Molina, 2015) пов'язують також подію зміни систематичного складу радіолярій, а саме поступового вимирання радіолярій впродовж хрону C17 (від верхньої частини зони RP16 до покрівлі зони RP17 радіолярій). Для діатомових водоростей описана (Barron et al., 2015) четверта подія (DD event-4) біогенного кремненакопичення в океанах на стратиграфічному рівні в самих верхах підзони CP14b вапняного нанопланктону (див. рис. 2).

В Північно-Західній Європі перехідний бартон-приабонський інтервал розрізу представлено крайовими морськими і неморськими фаціями (King, 2016). Через рідкісну зустрітність планктонних форамініфер рівень вимирання крупних акаринін розпізнано лише в розрізах кількох свердловин Північного моря. Для розрізів Північно-Західної Європи за критерій визначення границі бартону/приабону обрано появу бентосних форамініфер *Planulina costata*.

В офіційних стратиграфічних схемах палеогену (Стратиграфическая..., 1987, 1993) нижня границя приабонського ярусу проведена по підшві альмінського регіонального горизонту на півдні України та по підшві обухівського горизонту харківського надгоризонту на півночі.

В Кримсько-Кавказькому регіоні серед зазначених вище біотичних критеріїв нижньої границі приабону відомі поява вапняного нанопланктону *Ch. oamaruensis* і поява диноцист *W. simplex* (Музылев, 1980; Мусатов, Богачкин, 2019 б; Попов и др., 2018; Яковлева и др., 2020). Серед інших біотичних подій для регіону з цим стратиграфічним рівнем пов'язані поява диноцист *Reticulosphaera actinocoronata*, *Charlesdowniea clatrata angulosa* (Атлас..., 2011; Попов и др., 2018; Яковлева и др., 2020), поява планктонних форамініфер *Gl-ka tropicalis*, яка супроводжується акме *Gl-ka index* (Беньямовский, 2015; Попов и др., 2018; Beniamovski et al., 2003). В Бахчисарайському стратотиповому районі Криму нижня границя приабону співпадає з нижньою границею альмінського регіоярусу (див. рис. 2) і проходить в підшві зони вапняного нанопланктону NP18 (поява *Ch. oamaruensis*), підшві зони диноцист *Rhombodinium perforatum* (Андреева-Григорович, Олейник, 2008), підшві зони планктонних форамініфер *Gl-ka tropicalis* і зони бентосних форамініфер *Pl. costata* (Бугрова, 1988). В інших розрізах Південної України границя бартону/приабону припадає на стратиграфічний перерив між кумським і альмінським регіоярусами. В розрізі Північної України границю бартону/приабону визначають за диноцистами і проводять в підшві зони *Ch. clathrata angulosa*/*Rh. perforatum*. Вона припадає на стратиграфічний перерив на межі київського та обухівського регіоярусів (Зосимович, Шевченко, 2014, 2015).

ТГСГ рюпельського ярусу, яка визначає нижню границю олігоцену, ратифікована МСГН в 1992 р. і затверджена в розрізі Massignano, в 10 км на південний схід від міста Ансона на адриатичному

узбережжі Італії (Premoli-Silva, Jenkins, 1993). Вона визначена в підшві зеленувато-сірого шару мергелю формації Scaglia Cinerea. Ключовим маркером нижньої границі рюпельського ярусу, а отже, і границі еоцену/олігоцену, визнана подія вимирання планктонних форамініфер *Hantkeninidae* (крівля зони E16), яка зафіксована на рівні 19 м розрізу Massignano всередині хрону C13r.1r (C13r.86 (Speijer et al., 2020)). Інша біотична подія — вимирання розетковидних дискоастерів вапняного нанопланктону (*Discoaster barbadiensis*, *D. saipanensis*), яку розглядали в якості альтернативного критерію границі еоцену/олігоцену, в розрізі Massignano ідентифікована нижче, на рівні 15 м, в хроні C13r.2r.

В сучасній МСШ (Speijer et al., 2020) границю приабону/рюпелю датовано 33,9 млн років. У біозональній шкалі нижня границя рюпельського ярусу проведена всередині зон NP21, CP16a, покрівлі зони CNE21 вапняного нанопланктону, покрівлі зон P18 і E16 планктонних форамініфер (рис. 3). В зональній шкалі за диноцистами границя еоцену/олігоцену проходить в інтервалі між подією вимирання *Rhombodinium perforatum* (покрівля підзони DE20a диноцист, середина зони CNE21 вапняного нанопланктону) наприкінці приабону і подією вимирання *Areosphaeridium diktyoplokum* (покрівля зони DE20 диноцист, середина зони CNO1 вапняного нанопланктону) на самому початку олігоцену.

Е. Molina (Molina, 2015) підкреслює, що найкращий в світі розріз еоцен-олігocenової границі знаходиться в Танзанії. Дослідженнями в ньому послідовності геохімічних і біотичних подій (Pearson et al., 2008; Wade, Pearson, 2008) перехідного еоцен-олігocenового інтервалу, тривалістю близько 500 тис. років, виявлено, що ця границя знаходиться між двома принциповими кроками в кривих $\delta^{13}\text{C}$ і $\delta^{18}\text{O}$. Встановлено, що вимирання *Hantkeninidae* близько 200 тис. років передуює події Oi-1 максимального зледеніння (позитивний різкий зсув ізотопів $\delta^{18}\text{O}$; середина зони вапняного нанопланктону CNO1). Перший крок ізотопних кривих охоплює інтервал від вимирання вапняного нанопланктону *D. saipanensis* (покрівля зони NP19–20) до вимирання планктонних форамініфер *Hantkenina* (границя зон E16/O1). Приблизно за 200 тис. років до івенту вимирання *Hantkenina* зафіксована подія зникнення планктонних форамініфер *Turborotalia cerroazulensis*, *T. cocoaensis*, *T. cunialensis*. Наприкінці еоцену серед крупних форамініфер

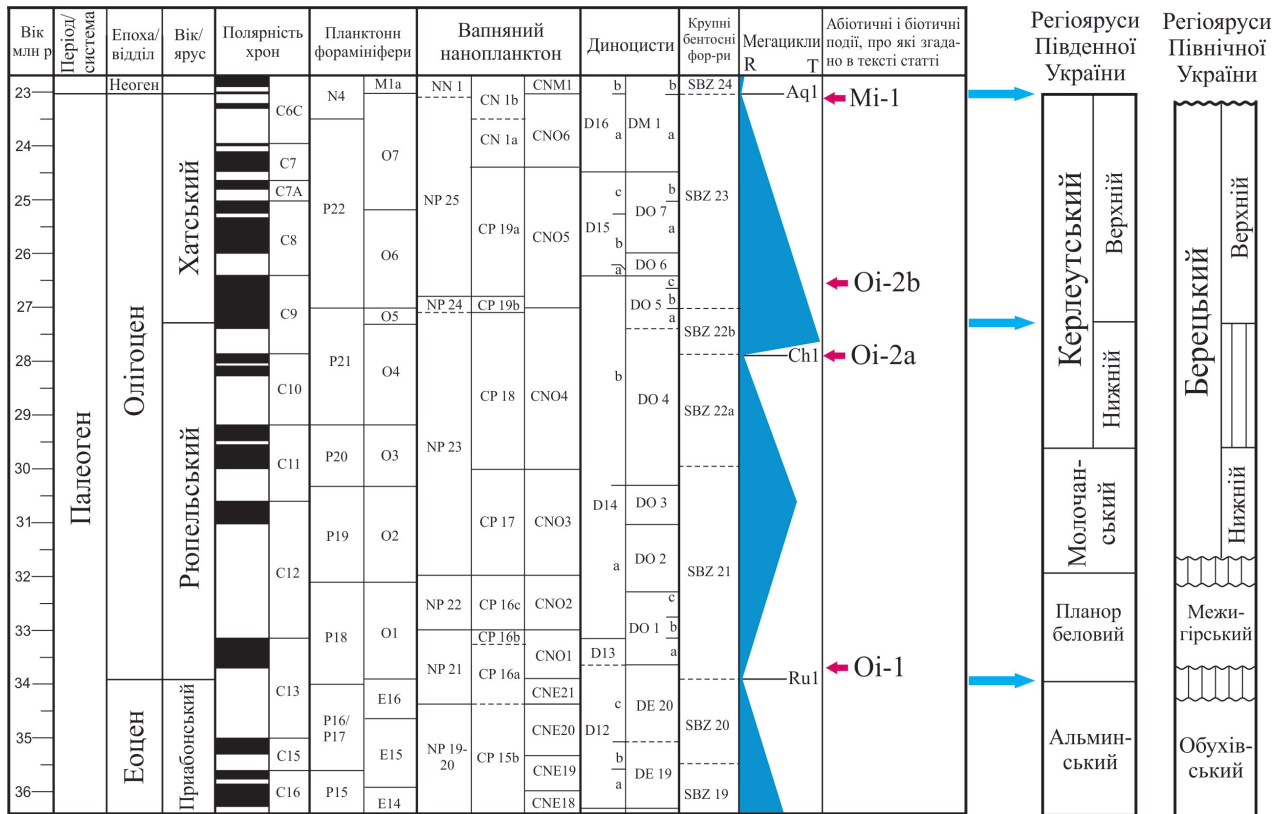


Рис. 3. Положення границь ярусів олігоцену в розрізі Південної і Північної України (пояснення див. рис. 1)

Fig. 3. Position of Oligocene stages boundaries in the sections of the Southern and Northern Ukraine (explanations see fig. 1)

вимирають Discosyclinidae. Другий крок перехідного еоцен-олігоценового інтервалу – від вимирання *Hantkenina* до події Oi-1 (див. рис. 3). Власне, рівень вимирання *Hantkenina* маркує різке зменшення розмірів черепашок планктонних форамініфер *Pseudohastigerina*. За даними (Agnini et al., 2014), в нижній частині зони CNO1 вапняного нанопланктону постійно присутній *Clausicoccus subdistichus*.

Однак визначений критерій границі еоцену/олігоцену (подія вимирання Hantkeninidae) дослідники критикують, зауважуючи, що через поступове похолодання впродовж приабону зникнення тропічних планктонних форамініфер було діасхронним у різних широтах. Вони стверджують, що подія вимирання *Hantkenina* в часі не корелятна ізотопним подіям глобального характеру (Miller, Wright, 2017; van Mourik, Brinkhuis, 2005), а також іншим біотичним чи магніостратиграфічним івентам. Наразі дискутується питання про перевизначення ТГСГ рюпельського ярусу. Пропонують (Miller, Wright, 2017; Van Mourik, Brinkhuis, 2005) перевизначити ТГСГ рюпелю в розрізі Massignano

на рівні 20,5 м по межі хронів C13n/C13r і пов'язати її з подією Oi-1 (позитивний зсув ізотопів $\delta^{18}O$; подія калібрована по підшві хрону C13n і датована 33,7 млн років у МСШ (Speijer et al., 2020)), яка відображає початок материкового зледеніння в Антарктиді та обумовлене цим глобальне падіння рівня океану (границя секвенсів TA4.3/TA4.4). За даними (Van Mourik, Brinkhuis, 2005) з подією Oi-1 пов'язана подія зникнення диноцист *Ar. diktyoplokum*, яка є, на думку дослідників, кращим кореляційним біотичним івентом у Північній півкулі за вимиранням планктонних форамініфер Hantkeninidae.

Також з часом події Oi-1 пов'язана подія Grande Coupure – вимирання більшості ендемічних європейських ссавців і заміщення їх мігрантами з Азії внаслідок закриття Тургайської протоки і появи сухопутного шляху з Азії до Європи.

Окрім того, подія похолодання Oi-1 і границя хронів C13n/C13r є кращими критеріями для визначення і простеження границі еоцену/олігоцену як у морських, так і континентальних відкладах та кореляції розрізів.

У Північно-Західній Європі маркер нижньої границі рюпельського ярусу не застосовують через відсутність планктонних форамініфер родини *Hantkeninidae*. За границю еоцену/олігоцену в цьому регіоні прийнята межа секвентів TA4.3/TA4.4 (King, 2016), яку пов'язують з регіональним стратиграфічним переривом. В якості біостратиграфічного маркера також використовують зникнення диноцист *Ar. diktyoplokum*.

В офіційних стратиграфічних схемах Південної України нижню границю олігоцену проведено в підшві планорбелового горизонту (по підшві лони *Lenticulina herrmanni* бентосних форамініфер) (Геология..., 1984; Стратиграфическая..., 1987, 1993), в схемах Північної України — в підшві межигірського регіонального горизонту харківського надгоризонту.

За часів Радянського Союзу в Кримсько-Кавказькому регіоні, з поміж інших, критерієм визначення границі еоцену/олігоцену вважали подію вапняного нанопланктону — зникнення розетковидних діскоастерів, яка визначала верхню границю зони NP20. В розрізах річок Кубань і Хеу на Північному Кавказі вона співпадала з підшвою зони *Globigerina tapuriensis* планктонних форамініфер (Геологические..., 1998). Разом з тим І.П. Табачнікова (Геологические..., 1998, с. 73), торкаючись подій вапняного нанопланктону на рубежі еоцену/олігоцену на Північному Кавказі та півдні європейської частини Росії, зауважила, що пізній еоцен і ранній олігоцен відповідають єдиному етапу в розвитку нанофлори, через що границя еоцену/олігоцену не проявляється як виразний біотичний рубіж. В асоціаціях нанопланктону на цьому рубежі зникають два останні представники розетковидних діскоастерів — *D. barbadiensis*, *D. saipanensis*. Отже, на сьогодні ця подія зникнення маркує підшву останньої зони еоцену CNE21, а також покрівлю зон NP20, CP15 (Agnini et al., 2014), а не межу еоцену/олігоцену, як вважали раніше.

М.Г. Музильов (Геологические..., 1998, с. 18–19), характеризуючи зникнення розетковидних діскоастерів і різку кількісну перебудову в комплексах нанопланктону на границі біоглинської і шпехської світ Північного Кавказу, вважав, що це є наслідком регіональних причин. Цікаво, що раніше цей дослідник зазначив (Музылев, 1980, с. 57), що поблизу еоцен-олігенової границі спостерігається різке загальне якісне і кількісне збіднення комплексів нанопланктону при одночасній появі масових дрібних *Reticulofenestra dictyoda*,

Coccolithus subdistichus. За сучасною зональною шкалою вапняного нанопланктону (Agnini et al., 2014) це є зональний інтервал CNE21–CNO1: від зникнення *Discoaster* і по чисельні *Claussicoccus subdistichus* включно. За цією шкалою різке зростання чисельності *Cl. subdistichus* спостерігається на самому початку олігоцену в розрізах Південного океану, Тетичного регіону та в екваторіальній частині Тихого океану. Таким чином, згадувана М.Г. Музильовим (Музылев, 1980) поява масових *R. dictyoda* є типовою для зони CNO1.

Отже, критерієм нижньої границі рюпелю в Кримсько-Кавказькому регіоні за вапняним нанопланктоном можна вважати чисельність дрібних *Cl. subdistichus*, *R. dictyoda* на самому початку олігоцену після зникнення розетковидних діскоастерів наприкінці еоцену.

В розрізах перехідного еоцен-олігенового інтервалу Криму подія вимирання розетковидних діскоастерів (покрівля зони NP20), за даними М.Г. Музильова (Музылев, 1980), С.А. Люльєвої (Анистратенко и др., 2012; Зернецкий, Люльева, 1990), зафіксована всередині верств з "*Lenticulina*" *herrmanni* бентосних форамініфер кизилджарського горизонту, який в офіційних схемах (Стратиграфическая..., 1987, 1993) є найдавнішим горизонтом олігоцену на півдні України.

Нижня границя рюпельського ярусу за планктонними форамініферами не визначена. За наявними даними вона проходить всередині верств з *Globigerina officinalis*, *Dentoglobigerina tapuriensis* (Рябоконт, 2016б). За диноцистами в розрізах півдня і півночі України границю еоцену/олігоцену проводять по підшві зони *Phthanoperidinium amoenum/Wetzeliella symmetrica* (Атлас..., 2011).

У більшості розрізів платформної України межа еоцену/олігоцену ерозійна, так як пов'язана з регіональним стратиграфічним переривом: між альмінським і планорбеловим регіоярусами на півдні, між обухівським і межигірським регіоярусами на півночі (див. рис. 2).

ТГСГ хатського ярусу ратифікована МСГН в 2016 р. Затверджена в розрізі Monte-Cagnero на південний захід від міста Urbino в центральній Італії (Coccioni et al., 2018). Маркером нижньої границі хатського ярусу обрана біотична подія зникнення постійної присутності планктонних форамініфер *Chiloguembelina cubensis* (границя зон O5/O6 планктонних форамініфер). Ця границя в розрізі Monte-Cagnero проведена у верхній

частині зони NP24 вапняного нанопланктону і низах хрону C9n (C9n.15 (Speijer et al., 2020)).

В сучасній МСШ (Speijer et al., 2020) нижню границю хатського ярусу датовано 27,29 млн років. У МСШ попередніх років (Luterbacher et al., 2004; Vanderberghe et al., 2012; Ogg et al., 2016) нижню границю хатського ярусу поміщали в хрон C10n та пов'язували з крупним падінням рівня океанів (секвенс границею Ch-1).

В біозональній шкалі МСШ (Speijer et al., 2020) нижня границя хатського ярусу, яку помістили в нижню частину хрону C9n, проведена у верхах зони P21 і по межі зон O4/O5 планктонних форамініфер, верхах зони CNO4 вапняного нанопланктону, у верхній частині зони D14 і підшві підзони D05a диноцист та співвіднесена з початком ранньохатської трансгресії (див. рис. 3).

Так як зникнення планктонних форамініфер *Chiloguembelina* може бути діахронним, то серед допоміжних маркерів границі рюпелю/хату визначені зникнення вапняного нанопланктону *Sphenolithus predistentus*, *Sph. distentus* на самому початку хату та поява диноцист *Distatodinium biffii* в кінці рюпелю (Speijer et al., 2020; Coccioni et al., 2018).

Слід зауважити, що в сучасній МСШ (Speijer et al., 2020) нижня границя хатського ярусу знаходиться на стратиграфічному рівні між двома ізотопними подіями (див. рис. 3):

- пізньорюпельською подією Oi-2a (позитивний зсув ізотопів $\delta^{18}\text{O}$ приблизно на границі хронів C9r/C10n), яка маркує олігоценний максимум зледеніння і крупне падіння рівня океану (секвенс границя Ch-1); у попередніх МСШ (Luterbacher et al., 2004; Vanderberghe et al., 2012; Ogg et al., 2016) подію Oi-2a розглядали як один із можливих варіантів для визначення границі рюпельського/хатського ярусів;

- ранньохатською подією Oi-2b у верхній частині хрону C9n.

Подія Oi-2a, за даними (Agnini et al., 2014), в часі пов'язана з акме вапняного нанопланктону *Sph. distens*, *Sph. predistentus*, а подія Oi-2b співвідноситься зі скороченням чисельності і зникненням зазначених видів вапняного нанопланктону та появою акме *Sph. ciperoensis*, яке маркує пізньоолігocenову подію потепління (Late Oligocene Warming Event — LOWE). Саме з цим потеплінням (Alegret et al., 2008) пов'язують зростання температури поверхневих вод, яке супроводжувалось збільшенням кількості низько-

широтних планктонних форамініфер (низи зони O6) в середніх широтах.

У Північно-Західній Європі наближеними в часі до рубежу рюпелю/хату є біотичні події появи диноцист *Dis. biffii* і зникнення бентосних форамініфер *Rotaliatina bulimoides* в кінці рюпелю. Іншим маркером нижньої границі хату в регіоні є подія короткочасного інфлюксу холодноводних диноцист *Svalbardella* (подія *Svalbardella*-3, підзона D05b диноцист (King, 2016)) на початку хату. Цю подію *Svalbardella*-3 в часі співвідносять з подією Oi-2b і серединою хрону C9n. Вона також виявлена в стратотиповому розрізі Monte-Cagnero (Speijer et al., 2020).

Ще одним маркером нижньої границі хатського ярусу в Північно-Західній Європі є «горизонт з *Asterigerina*» — інтервал розрізу з акме бентосних форамініфер *Asterigerinoides guerichi*, який, на думку (King, 2016), відображає потепління пізнього олігоцену (подію LOWE). Варто зазначити, що подія *Svalbardella*-3 в часі перекривається з початком акме *As. guerichi* (King, 2016).

В офіційних стратиграфічних схемах палеогену України нижню границю хатського ярусу і верхнього олігоцену визначали по-різному: в підшві верхньокерлеутського підгоризонту керлеутського горизонту (в підшві лони *Sphaeroidina variabilis* форамініфер) на півдні в схемі (Геологія..., 1984); в підшві асканійського регіонального горизонту керлеутського надгоризонту (в підшві лони *Sph. variabilis*) на півдні в схемі (Стратиграфическая..., 1987); в підшві сірогозького регіонального горизонту на півдні в схемі (Стратиграфическая..., 1993); в підшві зміївського підгоризонту берецького горизонту в схемі Північної України (Стратиграфическая..., 1987, 1993).

Наведені вище біотичні маркери нижньої границі хатського ярусу не можуть бути застосовані для розрізів Південної і Північної України через їх спорадичну охарактеризованість вапняними планктонними мікрофосиліями і регіональними рисами асоціацій органікостінного мікрофітопланктону. Однак до з'ясування положення границі рюпелю/хату в українських розрізах можна, на мою думку, наблизитись за допомогою кореляційних побудов, використовуючи сучасні дані по палеомагнітній стратиграфії та розподілу диноцист, вапняного нанопланктону та інших груп фосилій по розрізах олігоцену Північного Кавказу та півдня Східноєвропейської платформи (Богачкин, 2004; Застрожнов и др., 2019; Попов и др., 2019 та ін.).

В цих роботах в магніостратиграфічній шкалі границя рюпелю/хату проведена всередині хрону C10n, C10n.1n (Vanderberghe et al., 2012). В розрізі олігоцену р. Біла біля м. Майкоп Західного Передкавказзя (Попов и др., 2019) два інтервали нормальної полярності в нижній частині верхньої підсвіти світи Морозкіної балки інтерпретовані як хрони C10n і C9n, ґрунтуючись на даних вапняного нанопланктону. Верхньоморозкінську підсвіту характеризують диноцисти підзони Rhombodinium draco зони Chiropteridium partispinatum, асоціація вапняного нанопланктону зони NP24, а також верстви з *Cyclamina turosa*, *Virgulinea ex gr. pertusa* бентосних форамініфер (так звані «віргулінелові шари»), комплекс мезопелагічної і пелагічної нормально-морської іхтіофауни. Зіставлення рис. 1 і 4 статті (Попов и др., 2019) показало, що хрон C9n ідентифіковано у «віргулінелових шарах». На мій погляд, це доводить, що за сучасною МСШ (Speijer et al., 2020) нижня границя хатського ярусу в розрізі р. Біла Західного Передкавказзя проходить по підшві верств з *Virgulinea*, всередині зони NP24 вапняного нанопланктону і підзони Rh. draco диноцист.

В розрізі св. 768, пробуреної на Північних Єргенях в межах північної частини Східного Паратетису (Застрожнов и др., 2019), нижня границя верхнього олігоцену проведена в підшві калмицької світи, в низах якої знайдено індекс-вид молюску хатського ярусу Північно-Західної Європи *Chlamys bifida*. Калмицька світа відповідає часу відновлення морських умов в означеному районі Східного Паратетису. Нижню частину світи характеризують диноцисти підзони Rh. draco зони Ch. partispinatum, комплекс вапняного нанопланктону, умовно віднесений до зони NP24, бентосні форамініфери місцевої зони *Spiroplectamina terekensis* – *Heterolepa ornata*. Розкритий розріз калмицької світи характеризують два інтервали переважно прямої полярності, які на підставі даних про диноцисти співвіднесено з хронами C10n і C9n нижньої частини хатського ярусу. Слід зауважити, що нижній інтервал прямої полярності в розрізі світи охарактеризовано форамініферами згадуваної місцевої зони *Sp. terekensis* – *H. ornata* (Застрожнов и др., 2019, рис. 3 і 6).

Таким чином, за даними публікацій (Застрожнов и др., 2019; Попов и др., 2019), нижню частину розрізу верхнього олігоцену в Східному Паратетісі характеризують два інтервали прямої полярності, які в цих роботах співвіднесені з хронами C10n і C9n. Нижній хрон

прямої полярності в обох розрізах встановлено у відкладах з комплексом диноцист підзони Rh. draco зони Ch. partispinatum і вапняного нанопланктону зони NP24. Саме цей стратиграфічний рівень характеризує комплекс молюсків з індекс-видом хатського ярусу *Ch. bifida*, а також верстви з форамініферами.

В Східному Паратетісі початок хату є трансгресивним і часом відновлення нормально-морських умов (Попов и др., 2010). Це добре узгоджується з положенням нижньої границі хатського ярусу в сучасній МСШ (Speijer et al., 2020), де вона співвідноситься з ранньохатським підвищенням рівня океанів, а не з різким його падінням, як вважали раніше (Luterbacher et al., 2004; Vanderberghe et al., 2012; Ogg et al., 2016).

В олігоценовому розрізі Південної України комплекс молюсків з індекс-видом хатського ярусу *Ch. bifida* визначено в нижній частині асканійської світи Північного Причорномор'я (Рябоконт, 2016 б). Цю світу характеризують: диноцисти підзони Rh. draco зони Ch. galea; зона *Sph. variabilis* бентосних форамініфер; комплекс планктонних форамініфер, який відповідає хроностратиграфічному рівню зон O5–O6. Асканійська світа Північного Причорномор'я також пов'язана з відновленням нормально-морських умов у регіоні. По підшві світи проходить межа нижнього і верхнього регіонід'ярусів керлеутського регіоярусу олігоцену Південної України (Геология..., 1984; Зернецький, Рябоконт, 2013; Рябоконт, 2016 б; Vernyhorova, Ryabokon, 2020).

Отже, так як у сучасному визначенні нижня границя хатського ярусу в розрізах північного шельфу Східного Паратетісу пов'язана з відновленням нормально-морських умов, то границю рюпелю/хату в розрізі Південної України слід проводити по межі нижнього/верхнього регіонід'ярусів керлеутського регіоярусу (див. рис. 3). В такому визначенні нижня границя хатського ярусу проходить в підшві верств з *Plagiocardium abundant*, *Ch. bifida* молюсок, зони бентосних форамініфер *Sph. variabilis*, верств з *Haplophragmoides kerleuticus*, всередині підзони Rh. draco зони Ch. galea (Vernyhorova, Ryabokon, 2020).

В розрізах Північної України границя рюпелю/хату припадає на регіональний стратиграфічний перерив між зміївським і сиваським регіонід'ярусами берецького регіоярусу (Зосимович, Шевченко, 2015).

ТГСГ аквітанського ярусу, яка визначає також і нижню границю неогенової системи, ратифіко-

вана МСГН в 1997 р. Вона встановлена в розрізі Lemme-Carrosio провінції Alessandra на півночі Італії (Steininger et al., 1997) і визначена в підшві хрому C6Cn.2n. Додатковими біостратиграфічними критеріями палеоген/неогенової границі зазначені події зникнення вапняного нанопланктону *Sphenolithus delphix* і поява планктонних форамініфер *Paragloborotalia kugleri*. В розрізі Lemme-Carrosio верхня границя олігоцену співпадає з рівнем різкого скорочення чисельності диноцист *Chiropteridium galea* — виду, який вимирає на самому початку аквітану.

В сучасній МСШ (Speijer et al., 2020) нижня границя аквітану датована 23,04 млн років. У біозональній шкалі границя олігоцену/міоцену проведена по межі зон CNO6/CNM1 вапняного нанопланктону і межі зон O7/M1 планктонних форамініфер (див. рис. 3).

Вважають, що підшва хрому C6Cn.2n корелятна подія похолодання Mi-1 (позитивний зсув ізотопів $\delta^{18}\text{O}$ і відповідний зсув $\delta^{13}\text{C}$) та падінню рівня океану наприкінці олігоцену (секвенс границя Aq-1). Однак слід зауважити, що, за даними досліджень океанічних св. 1090 і 522 (Miller, Wright, 2017), подія похолодання Mi-1 в часі пов'язана з верхньою частиною хрому C6Cn.2r і співпадає з ростом чисельності та акме вапняного нанопланктону *Sph. delphix* (хрон C6Cnr2). В розрізі Lemme-Carrosio акме *Sph. delphix* ідентифікована на рівні 38 м, в 3 м нижче ТГСГ аквітану, тобто наприкінці олігоцену.

В басейні Північного моря границя палеогену/неогену визначена в свердловинах за скороченням чисельності диноцист *Deflandrea phosphoritica* (покрівля підзони DM1a). Ця подія в регіоні встановлена в часовому інтервалі між подією зникнення *Distatodinium biffii* у пізньому хаті і подією вимирання *Charlesdowniea galea* на самому початку аквітану (King, 2016). Палеоген-неогенова границя також близька до події вимирання діатомової водорослі олігоцену *Aulacodiscus insignis quadrata*. Подія похолодання Mi-1 також ідентифікована за даними ізотопного аналізу в свердловинах центральної частини Північного моря.

В офіційних стратиграфічних схемах України границю палеогену/неогену визначено по-різному: по межі керлеутського і батисифонового регіонального горизонтів півдня України в схемі (Геология..., 1984); по межі асканійського і горностаївського горизонтів керлеутського надгоризонту півдня України в схемі (Стратиграфическая...,

1987); по межі горностаївського і батисифонового горизонтів півдня України в схемі (Стратиграфическая..., 1993); по покрівлі берецького регіонального горизонту півночі України в схемах (Стратиграфическая..., 1987, 1993).

В розрізі Південної України положення границі палеогенової/неогенової систем є предметом тривалої дискусії (Вернигорова, Рябоконт, 2018). На сьогодні її визначають за диноцистами — зникнення родів *Chiropteridium*, *Wetzeliella*, *Rhombodinium*, тобто проводять в покрівлі зони Ch. galea (Атлас..., 2011; Вернигорова Рябоконт, 2018; Зернецкий, Рябоконт, 2013; Vernyhorova Ryabokon 2020).

ВИСНОВКИ

Положення границь ярусів палеогену в осадовому розрізі Південної і Північної України є таким:

— границя крейдової/палеогенової систем, нижня границя данського ярусу пов'язана з регіональним стратиграфічним переривом і проведена по підшві білокам'янського і псьольського регіоярусів;

— нижня границя зеландського ярусу проходить у верхній частині білокам'янського і псьольського регіоярусів; в якості критерію її визначення на півдні України пропонується поява планктонних форамініфер *Morozovella conicotruncata* вище зникнення *Praemurica inconstans*, друга радіація вапняного нанопланктону *Fasciculithus*;

— нижня границя танетського ярусу пов'язана з регіональним стратиграфічним переривом і проходить в низах качинського і мерлинського регіоярусів; в якості критерію її визначення на півдні України пропонується поява і зростання чисельності планктонних форамініфер *Acarinina subsphaerica*;

— границя палеоцену/еоцену, нижня границя іпрського ярусу пов'язана з регіональним стратиграфічним переривом та проходить у прикрівельній частині качинського регіоярусу і суміщається з межею мерлинського і канівського регіоярусів; в розрізі півдня України вона визначена за появою акме диноцист *Apectodinium augustum* у верхній частині зони *Acarinina acarinata* планктонних форамініфер;

— нижня границя лютетського ярусу проходить всередині сімферопольського ярусу і суміщається з межею канівського і бучацького регіоярусів; в розрізі півдня України межа іпру/лютету проведена всередині зони NP14 вапняного нанопланктону, зони *Enneadocysta arcuata* диноцист, зони

Acarinina bullbrooki планктонних форамініфер і в нижній частині зони Nummulites polygyratus крупних форамініфер;

— нижня границя бартонського ярусу проведена в низах кумського регіоярусу півдня України; в якості критерію її визначення пропонується поява численних планктонних форамініфер *Subbotina turcmunica* вище зникнення *Hantkenina*; в розрізі Північної України границя лютетського/бартонського ярусів проходить всередині київського регіоярусу; за критерій її визначення пропонується поява диноцист *Rhombodinium draco*;

— нижня границя приабонського ярусу в більшості розрізів пов'язана з регіональним стратиграфічним переривом і проведена в підшві альмінського та обухівського регіоярусів; на півдні України вона визначена за глобальним корелятивним маркером — появою вапняного нанопланктону *Chiasmolithus oamaruensis*;

— границя еоцену/олігоцену, нижня границя рюпельського ярусу проведена по межі альмінського/планорбелового регіоярусів і по межі обухівського/межигірського регіоярусів; у більшості розрізів вона пов'язана з регіональним стратиграфічним переривом;

— нижня границя хатського ярусу в розрізі Південної України проведена по межі нижнього і верхнього регіонід'ярусів керлеутського регіоярусу; в розрізі Північної України вона пов'язана

з регіональним стратиграфічним переривом між зміївським і сиваським регіонід'ярусами берецького регіоярусу;

— границя палеогену/неогену, нижня границя аквітанського ярусу на півдні України проведена по покрівлі керлеутського регіоярусу, по покрівлі зони *Chiropteridium galea* диноцист.

Серед усіх ярусних границь в палеогеновому розрізі Південної України за глобальними корелятивними маркерами розпізнані тільки нижні границі іпру та приабону. За сучасною МСШ (Speijer et al., 2020) уточнено положення границь лютету/бартону і рюпелю/приабону в осадовому розрізі платформної України в порівнянні з попередніми уявленнями (Зернецький, Рябоконт, 2013; Зосимович, Шевченко, 2014). Для більшості ярусних границь більш точно визначено положення в біостратиграфічній (зональній) схемі палеогену України та запропоновані критерії їх розпізнавання в розрізах півдня і півночі України. З'ясовано, що більшість ярусних границь пов'язана зі стратиграфічними переривами в осадовому розрізі платформної України.

Дослідження проведені в рамках фундаментальних досліджень Інституту геологічних наук НАН України за держбюджетною темою «Обґрунтування границь регіональних і місцевих стратиграфічних підрозділів фанерозою України для геологічних карт нового покоління» (ДР № 0118U003433).

REFERENCES

Aleksandrova G. N., Shcherbinina E. A., 2011. Stratigraphy and paleoenvironmental interpretation of the Paleocene-Eocene transition in the Eastern Crimea. *Stratigraphy and Geological Correlation*. Vol. 19, no 4. Pp. 62–88. (In Russian). <https://doi.org/10.1134/S0869593811040022>

Andreeva-Grigorovich A. S., Oleynik E. S., 2008. New data on Eocene organic-walled phytoplankton from the Bakhchisaray parastratotype boreholes. In: *Biostratigraphic fundamentals of creating the stratigraphic schemes of the Phanerozoic of Ukraine: Collection of scientific works of the Institute of Geological sciences NAS of Ukraine*. Kyiv. Pp. 159–163. (In Russian).

Anistratenko O. Yu., Vernigorova Yu. V., Kovalenko V. A., Lulyeva S. A., Ryabokon T. S., 2012. Biostratigraphy of Paleogene-Neogene deposits of the Alma Depression, the Crimea. *Tectonics and Stratigraphy*. Iss. 39. Pp. 96–110. (In Russian).

Andreeva-Grigorovich A. S., Zaporozhets N. I., Shevchenko T. V., Aleksandrova G. A., Vasilyeva O. N. et al., 2011. Atlas Paleogene Dinocysts of the Ukraine, Russia and adjacent countries. *Naukova Dumka*, Kyiv, 224 p. (In Russian).

Александрова Г. Н., Щербинина Е. А. Стратиграфия и палеообстановки переходного палеоцен-эоценового интервала Восточного Крыма. *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2011. Т. 19, № 4. С. 62–88. <https://doi.org/10.1134/S0869593811040022>

Андреева-Григорович А. С., Олейник Э. С. Новые данные об органикостенном фитопланктоне эоценовых отложений из керн парастратотипических скважин Бахчисарая. *Биостратиграфические основы побудови стратиграфических схем фанерозою Украины: Сборник научных работ Института геологических наук НАН Украины*. Киев, 2008. С. 159–163.

Анистратенко О. Ю., Вернигорова Ю. В., Коваленко В. А. и др. К биостратиграфии палеоген-неогеновых отложений Альминской впадины Крыма. *Тектоника и стратиграфия*. 2012. Вып. 39. С. 96–110.

Атлас диноцист палеогена Украины, России и сопредельных стран / А. С. Андреева-Григорович, Н. И. Запорожеч, Т. В. Шевченко и др. Киев: *Наук. думка*, 2011, 224 с.

- Benyamovskiy V. N., 2015. Regional stages, planktonic foraminifers and sedimentology, paleogeographic, paleoclimatic events of Paleocene – Eocene of the Crimean-Caucasus Realm of the central- Eurasian periphery Tethys. *Modern micropaleontology: Proceedings of the XVI All-Russian micropaleontological meeting*. Kaliningrad. Pp. 173–177. (In Russian).
- Bogachkin A. B., 2004. Paleomagnetic stratigraphy and petromagnetism of the Paleogene deposits of the Caucasus and the Northern Caspian region: Author's abstract diss. ... Cand. geol.-mineral. sciences. Saratov, 21 p. (In Russian).
- Bugrova E. M., 1988. Eocene zonal division of the Bakhchisaray region of Crimea by small foraminifera. *Izvestiya AS USSR, Geol. Series*. № 1, Pp. 82–90 (In Russian).
- Bugrova E. M., 2013. Problems of the position of some subdivisions of International Time Scale boundaries in revised Paleogene Regional Stratigraphic Schemes of Russia and Cis. *General Stratigraphic Scale of Russia: current state and ways of perfection*. GIN RAS, Moscow. Pp. 329–331. (In Russian).
- Bugrova, E. M., Beniamovsky, V. N., Tabachnikova, I. P., Ryabokon T. S., Parionova E. P., 2016. The Kantemirovka Paleogene reference section of the Voronezh region. *Stratigraphy and Geological Correlation*. Vol. 24. Pp. 602–624. (In Russian). <https://doi.org/10.1134/S0869593816060034>
- Bugrova E. M., Zakrevskaya E. Yu., Tabachnikova I. P., 2002. New data on Paleogene biostratigraphy of East Crimea. *Stratigraphy and Geological correlation*. Vol. 10, No. 1. Pp. 83–93. (in Russian).
- Vernyhorova Yu. V., Ryabokon T. S., 2018. Maikop deposits (Oligocene – lower Miocene) of the Kerch Peninsula: history of the study, controversy, stratigraphy. *Kyiv*, 112 p. (In Russian).
- Krashenninikov V. A., Akhmetiev M. A. (resp. eds.), 1998. Geological and biotical events of Late Eocene – Early Oligocene at the territory of former USSR. Part 2. Geolocal and biotical events, 1998. GEOS Publishing Office, Moscow. 250 p. (*Transactions GIN*; Iss. 507). (In Russian).
- Teslenko Yu. V. (Ed.), 1984. Geology of the UkrSSR shelf. Stratigraphy (shelf and shores of the Black Sea). *Naukova Dumka*, Kiev. 183 p. (In Russian).
- Zhamoida A. I. (Resp. Ed.), 2000. Supplements to the Stratigraphic Code of Russia. *VSEGEI*, SPb. 112 p. (In Russian).
- Zastrozhnov A. S., Popov S. V., Benyamovsky V. N., Musatov V. A., Akhmetiev M. A., Zaporozhets N. I., Bogachkin A. B., Stolyarov A. S., 2019. Oligocene key section of south part of Eastern European Platform (North Ergeny). *Stratigraphy and Geological Correlation*. Vol. 27. Pp. 442–474. (In Russian). <https://doi.org/10.1134/S0869593819040063>
- Zernetsky B. F., 2016. Lager Foraminifera biostratigraphy of the Paleogene and Eocene of platform Ukraine. *Collection of scientific works of the Institute of Geological sciences NAS of Ukraine*. Vol. 9. Pp. 97–113. (In Russian). doi.org/10.30836/igs.2522-9753.2016.144248
- Zernetsky B. F., Lyulyeva S. A., 1990. Zonal biostratigraphy of the Eocene of the European part of the USSR. *Naukova Dumka*, Kiev. 96 p. (In Russian).
- Беньямовский В. Н. Горизонты, планктонные фораминиферы и седиментологические, палеогеографические, палеоклиматические события палеоцена – эоцена Крымско-Кавказской области центрально-евразийской периферии Тетиса. *Современная микропалеонтология: Сборник трудов XVI Всероссийского микропалеонтологического совещания*. Калининград, 2015. С. 173–177.
- Богачкин А. Б. Палеомагнитная стратиграфия и петромагнетизм палеогеновых отложений Кавказа и Северного Прикаспия: Автореф. дисс. ... канд. геол.-минерал. наук. Саратов, 2004. 21 с.
- Бугрова Э. М. Зональное деление эоцена Бахчисарайского района Крыма по мелким фораминиферам. *Изв. АН СССР. Сер. геол.* 1988. № 1. С. 82–90.
- Бугрова Э. М. Проблемы проведения границ подразделений МСШ при обновлении региональных стратиграфических схем палеогена России и СНГ. *Общая стратиграфическая шкала России: состояние и перспективы обустройства*. М.: ГИН РАН, 2013. С. 329–331.
- Бугрова Э. М., Беньямовский В. Н., Табачникова И. П., Рябоконт Т. С., Радионова Э. П. Опорный разрез Кантемировка палеогена Воронежского региона. *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2016. Т. 24, № 6. С. 78–100. [doi: 10.7868/S0869592X1606003X](https://doi.org/10.7868/S0869592X1606003X)
- Бугрова Э. М., Закревская Е. Ю., Табачникова И. П. Новые данные по биостратиграфии палеогена Восточного Крыма. *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2002. Т. 10, № 1. С. 83–93.
- Вернигорова Ю. В., Рябоконт Т. С. Майкопские отложения (олигоцен – нижний миоцен) Керченского полуострова: история изучения, полемика, стратиграфия. *Київ*, 2018. 112 с.
- Геологические и биотические события позднего эоцена – раннего олигоцена на территории бывшего СССР. Ч. 2. Геологические и биотические события / отв. ред. В. А. Крашенинников, М. А. Ахметьев. М.: ГЕОС, 1998. 250 с. (*Тр. ГИН*; Вып. 507).
- Геология шельфа УССР. Стратиграфия / Ю. В. Тесленко (ред.). Киев: *Наук. думка*, 1984. 183 с.
- Дополнения к Стратиграфическому кодексу России / А. И. Жамойда (отв. ред.). СПб.: *Изд-во ВСЕГЕИ*, 2000. 112 с.
- Застрожных А. С., Попов С. В., Беньямовский В. Н., Мусатов В. А., Ахметьев М. А., Запорожец Н. И., Богачкин А. Б., Столяров А. С. Опорный разрез олигоцена юга Восточно-Европейской платформы (Северные Ергени). *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2019. Т. 27, № 4. С. 59–92. DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-592X27459-92>
- Зернецкий Б. Ф. Биостратиграфия палеоцена – эоцена платформенной Украины по крупным фораминиферам. *Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України*. 2016. Т. 9. С. 97–113. doi.org/10.30836/igs.2522-9753.2016.144248
- Зернецкий Б. Ф., Люльева С. А. Зональная биостратиграфия эоцена Европейской части СССР. – Киев: *Наук. думка*, 1990. 96 с.

- Zernetsky B., Riabokon T., 2013. Regiostages Paleogene South Ukraine (in Ukrainian). *Paleontological review of Lviv University*. No 45. Pp. 37–53. (In Ukrainian).
- Koren T.N. (ed.), 2006. Phanerozoic zonal stratigraphy of Russia. VSEGEI Press, St. Peterburg. 255 p. (In Russian).
- Zosimovich V. Yu., Shevchenko T. V., 2014. Development stages of Paleogene sedimentary basins of Northern Ukraine. *Collection of scientific works of the Institute of Geological sciences NAS of Ukraine*. Vol. 7. Pp. 83–100. (In Ukrainian). DOI: <https://doi.org/10.30836/igs.2522-9753.2014.146855>
- Zosimovich V. Yu., Shevchenko T. V., 2015. Paleogene deposits of the Northern Ukraine paleosedimentary province. *Collection of scientific works of the Institute of Geological sciences NAS of Ukraine*. Vol. 8. Pp. 68–121. (In Ukrainian). DOI: <https://doi.org/10.30836/igs.2522-9753.2015.146712>
- Koren T.N. (ed.), 2000. Event-stratigraphic levels in the Phanerozoic of Russia and their correlation potential. VSEGEI Publishing House, St. Petersburg. 172 p. (In Russian).
- Muzylev N. G., 1980. Stratigraphy of the Paleogene of the south of USSR by nannoplankton (the North Caucasus and the Crimea). *Nauka*, Moscow. 96 p. (*Transactions GIN*; Issue 348). (In Russian).
- Musatov V. A., 2020. Lutetian or Bartonian? Age of the Sergeevskaya Formation on nannoplankton in the Kantemirovka section of the Voronezh Antecline and correlation with the near regions. *Volga and Pricaspian regional resources*. Iss. 101. Pp. 4–26. (In Russian). DOI: [10.24411/1997-8316-2020-11011](https://doi.org/10.24411/1997-8316-2020-11011)
- Musatov V. A., Bogachkin A. B., 2018. High resolution analysis of calcareous nanofossil and paleomagnetic characteristics of Paleocene deposits in the section along the river Heu (Northern Caucasus). *Proceedings of Paleontological society*. Vol. 1. PIN RAS, Moscow. Pp. 63–76. (In Russian).
- Musatov V. A., Bogachkin A. B., 2019 a. Bartonian stage of the middle Eocene within European part of Russia. Stratigraphic interval and boundary determination criteria. Article 1. The accuracy limits of the zonal stratigraphy Lutetian–Bartonian interval based on nannoplankton, the age of Bartonian strata in England. *Volga and Pricaspian regional resources*. Iss. 98. Pp. 3–24. (In Russian). DOI: [10.24411/1997-8316-2019-19801](https://doi.org/10.24411/1997-8316-2019-19801)
- Musatov V. A., Bogachkin A. B., 2019 b. Bartonian stage of the middle Eocene within European part of Russia. Stratigraphic interval and boundary determination criteria. Article 2. Detailed zonal stratigraphy of the Lutetian–Barton interval on nannoplankton and paleomagnetic characteristics of Caucasus sections. *Volga and Pricaspian regional resources*. Iss. 99. Pp. 3–34. (In Russian). DOI: [10.24411/1997-8316-2019-19901](https://doi.org/10.24411/1997-8316-2019-19901)
- Musatov V. A., Bogachkin A. B., 2019 c. Ypresian on the Belaya River (Northern Caucasus): detailed stratigraphy by nanoplankton, biotic and abiotic crisis events. *Morphological evolution and stratigraphic problems: Materials of LXV session of Paleontological Society RAS (April, 1–5, St. Petersburg)*. VSEGEI Press, St. Petersburg. Pp. 111–113. (In Russian).
- Musatov V. A., Ryabokon T. S., 2017. Nannoplankton and foraminifera distribution in the Khalepie village reference section of the Kyiv Formation (Kievskoe Pridneprovie). *40 years of the Paleontological society of Ukraine: Materials of XXXVIII*
- Зернецький Б. Ф., Рябоконт Т. С. Регіонаруси палеогену Південної України. *Палеонтол. зб.* 2013. № 45. С. 37–53.
- Зональная стратиграфия фанерозоя России / ред. Т. Н. Корень. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 255 с.
- Зосимович В. Ю., Шевченко Т. В. Етапи розвитку осадових басейнів Північної України в палеогені. *Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України*. 2014. Т. 7. С. 83–100. DOI: <https://doi.org/10.30836/igs.2522-9753.2014.146855>
- Зосимович В. Ю., Шевченко Т. В. Палеогенові відклади Північноукраїнської палеоседиментаційної провінції. *Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України*. 2015. Т. 8. С. 68–121. doi.org/10.30836/igs.2522-9753.2015.146712
- Использование событийно-стратиграфических уровней для межрегиональной корреляции фанерозоя России / ред. Т. Н. Корень. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 172 с.
- Музылев Н. Г. Стратиграфия палеогена юга СССР по наннопланктону (Северный Кавказ и Крым). Москва: Наука, 1980. 96 с. (*Тр. ГИН*: Вып. 348).
- Мусатов В. А. Лютет или бартон? Возраст сергеевской свиты по наннопланктону в опорном разрезе «Кантемировка» Воронежской антеклизы и корреляция с сопредельными регионами. *Недра Поволжья и Прикаспия*. 2020. Вып. 101. С. 4–26. DOI: [10.24411/1997-8316-2020-11011](https://doi.org/10.24411/1997-8316-2020-11011)
- Мусатов В. А., Богачкин А. Б. Детальная зональность по известковому наннопланктону и палеомагнитная характеристика палеоценовых отложений разреза по р. Хеу (Северный Кавказ). *Труды Палеонтологического общества*. Т. 1. М.: ПИН РАН, 2018. С. 63–76.
- Мусатов В. А., Богачкин А. Б. Бартонский ярус среднего эоцена европейской части России. Стратиграфический объем и критерии определения границ. Статья 1. Пределы точности зональной стратиграфии лютетско-бартонского интервала по наннопланктону и возраст бартонских слоев Англии. *Недра Поволжья и Прикаспия*. 2019 а. Вып. 98. С. 3–24. DOI: [10.24411/1997-8316-2019-19801](https://doi.org/10.24411/1997-8316-2019-19801)
- Мусатов В. А., Богачкин А. Б. Бартонский ярус среднего эоцена европейской части России. Стратиграфический объем и критерии определения границ. Статья 2. Детальная зональная стратиграфия лютетско-бартонского интервала по наннопланктону и палеомагнитная характеристика разрезов Предкавказья. *Недра Поволжья и Прикаспия*. 2019 б. Вып. 99. С. 3–34. DOI: [10.24411/1997-8316-2019-19901](https://doi.org/10.24411/1997-8316-2019-19901)
- Мусатов В. А., Богачкин А. Б. Ипрский ярус по р. Хеу (Северный Кавказ): детальная стратиграфия по наннопланктону, биотические и абиотические кризисные события. *Морфологическая эволюция и стратиграфические проблемы: Мат-лы LXV сессии Палеонтологического о-ва при РАН (1–5 апреля 2019, г. Санкт-Петербург)*. СПб: ВСЕГЕИ, 2019 в. С. 111–113.
- Мусатов В. А., Рябоконт Т. С. Распределение нанофосфорил и фораминифер в опорном разрезе киевской свиты с. Халепье (Киевское Приднепровье). *40 років Палеонтологічному товариству України: Матеріали XXXVIII*

session of the Paleontological society of Nas of Ukraine (Kaniv, May 23–26, 2017). Kyiv. Pp. 117–119. (In Russian).

Poletaev V.I., Ryabokon T.S., 2016. Relation of geochronologic, chronostratigraphic and regional units and problems of their classification. *Tectonics and Stratigraphy*. Iss. 43. Pp. 69–82. (In Russian). <https://doi.org/10.30836/igs.0375-7773.2016.108292>

Popov S.V., Antipov M.P., Zastrozhnov A.S., Kurina E.E., Pinchuk T.N., 2010. Sea-level fluctuations on the northern shelf of the Eastern Paratethys in the Oligocene-Neogene. *Stratigraphy and Geological Correlation*. Vol. 18. Pp. 200–224. (In Russian). <https://doi.org/10.1134/S0869593810020073>

Popov S.V., Tabachnikova I.P., Bannikov A.F., Sytchevskaya E.K., Pinchuk T.N., Akhmet'ev M.A., Zaporozhets N.I., van der Boon A., Krijgsman W., Stolyarov A.S., Krhovsky J., 2019. Lectostratotype of the Maikopian Group in the Belaya River Section Upstream of the Town of Maikop (Western Ciscaucasia) in the Oligocene Part. *Stratigraphy and Geological Correlation*. Vol. 27. Pp. 339–360. (In Russian). <https://doi.org/10.1134/S0869593819030043>

Popov S.V., Tabachnikova I.P., Pinchuk T.N., Akhmet'ev M.A., Zaporozhets N.I., 2018. The Belaya River Eocene reference section, Adygea, (Western Ciscaucasia). *Stratigraphy and Geological Correlation*. Vol. 26, no 6. Pp. 65–79. (In Russian). <https://doi.org/10.1134/S0869592X19010058>

Solution of the XVI Plenum of Paleogene system commission, 1989. *Resolutions of Interdepartmental Stratigraphic Committee and its constant commissions*. Iss. 24, Pp. 51–54. (In Russian).

Ryabokon T.S., 2015. Paleocene-Eocene biostratigraphy of Southern Ukraine according to plankton foraminifera. Article 1. Zonal division of the Paleocene (in Russian). *Geology and ore content of Ukraine*. Vol. 1, no 1. Pp. 71–80. (In Russian). DOI 10.15421/121509

Ryabokon T.S., 2016 a. Paleocene-Eocene iostratigraphy of Southern Ukraine. Article 2. Eocene zonal division based on plankton foraminifera (in Russian). *Geology and ore content of Ukraine*. Vol. 2, no 1. Pp. 31–58. (In Russian). DOI 10.1542/121605

Ryabokon T.S., 2016 b. Directions actualizations of Stratigraphic Scheme of Oligocene deposits of the Northern Peri-Black Sea Region and adjacent part of the Ukrainian shield. *Collection of scientific works of the Institute of Geological sciences NAS of Ukraine*. Vol. 9. Pp. 114–149. (In Ukrainian). doi: 10.30836/igs.2522–9753.2016.144739

Ryabokon T.S., 2017. Foraminifera assemblages of the Paleocene of Northern Ukraine (in Ukrainian). *Dnipropetrovsk university bulletin. Geology, geography*. 25(1). Pp. 80–92. (In Ukrainian). DOI 10.15421/111710

Makarenko D. E., Zelinskaya V. A., Zernetsky B. F., Zosimovich V. Yu., Krajeva E. Ya., Gorbunov V.S., Ivanik M. M., Maslun N.V., Stotland A.B., Blank M. Ya., 1987. Stratigraphic Chart of Paleogene deposits of the Ukraine (Unificated). *Naukova Dumka*, Kiev. 116 p. (In Russian).

Fanerozoic Stratigraphic charts of the Ukraine for the new generation geological maps. Graphic supplements, 1993. Kiev. (In Russian).

сесії Палеонтологічного товариства НАН України (Канів, 23–26 травня 2017 р.). Київ, 2017. С. 117–119.

Поletaев В. И., Рябокoнь Т. С. О взаимоотношении геохронологических, хроностратиграфических и региональных подразделений и проблемы классификации последних. *Тектоніка і стратиграфія*. 2016. Вип. 43. С. 69–82. doi.org/10.30836/igs.0375-7773.2016.108292

Пoпoв С. В., Антипoв М. П., Зaстрoжнoв А. С., Кyринa Е. Е., Пинчук Т. Н. Колебания уровня моря на северном шельфе Восточного Паратетиса в олигоцене — неогене. *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2010. Т. 18, № 2. С. 99–124.

Пoпoв С. В., Табачникoвa И. П., Банникoв А. Ф., Сычевская Е. К., Пинчук Т. Н., Ахметьев М. А., Запорожец Н. И., ван дер Боон А., Крайшман В., Столяров А. С., Крховски Я. Лектостратотип майкопской серии по р. Белая выше г. Майкопа (Западное Предкавказье) в его олигоценовой части. *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2019. Т. 270, № 3. С. 70–92. DOI: <https://doi.org/10.31857/S0869-592X27370-92>

Пoпoв С. В., Табачникoвa И. П., Пинчук Т. Н., Ахметьев М. А., Запорожец Н. И. Опорный разрез эоцена р. Белая, Адыгея, Западное Предкавказье. *Стратиграфия. Геологическая корреляция*. 2018. Т. 26, № 6. С. 65–79. DOI: 10.1134/S0869592X19010058

Решение XVI Пленума комиссии по палеогеновой системе. *Постан. Межведом. стратигр. ком. и его постоянных комиссий*. 1989. № 24. С. 51–54.

Рябокoнь Т. С. Биостратиграфия палеоцена-эоцена Южной Украины по планктонным фораминиферам. Статья 1. Зональное деление палеоцена. *Геологія та рудоносність України*. 2015. Т. 1, вип. 1. С. 71–80. <http://dx.doi.org/10.15421/121509>

Рябокoнь Т. С. Биостратиграфия палеоцена-эоцена Южной Украины. Статья 2. Зональное деление эоцена по планктонным фораминиферам. *Геологія та рудоносність України*. 2016а. Т. 2, вип. 1. С. 31–58. <http://dx.doi.org/10.15421/121605>

Рябокoнь Т. С. Напрями актуалізації стратиграфічної схеми олігоценових відкладів Північного Причорномор'я та прилеглої частини Українського щита. *Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України*. 2016б. Т. 9. С. 114–149. doi: 10.30836/igs.2522–9753.2016.144739

Рябокoнь Т. С. Комплекси фораминіфер палеоцену Північної України. *Вісник Дніпропетровського університету. Серія: геологія, географія*. 2017. 25(1). С. 80–92. doi:10.15421/111710

Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Украины (Унифицированная) / Д. Е. Макаренко, В. А. Зелинская, Б. Ф. Зернецкий и др. Киев: *Наук. думка*, 1987. 116 с.

Стратиграфическая схема фанерозойских образований Украины для геологических карт нового поколения. Графические приложения. Киев, 1993.

- Gozhyk P. F. (ed.), 2012. Stratigraphic Code of Ukraine. 2nd edition. Kyiv. 66 p. (In Ukrainian).
- Tretiak A. N., Vigilanskaya L. I., Yakukhno V. I., Karsanova A. Y., 2001. The problem of magnetostratigraphy of the Paleogene of Ukraine and Eastern Paratethys. *Geophysical Journal (Ukraine)*. Vol. 23, iss. 6. Pp. 75–82. (In Russian).
- Iakovleva A. I., 2017. Detalization of the Eocene dinocyst zonation for the Eastern Peri-Tethys. *Bulletin of Moscow Society of Naturalists, Geological Series*. Vol. 92, no 2. Pp. 32–48. (In Russian).
- Iakovleva A. I., Waga D. D., Andreeva-Grigorovich A. S., Radionova E. P., 2020. New Palynological Data from the Middle Eocene Deposits of the Kheu Reference Section (Kabardino-Balkaria, North Caucasus). *Stratigraphy and Geological Correlation*. Vol. 28. Pp. 88–106. (In Russian). <https://doi.org/10.1134/S0869593820010062>
- Agnini C., Backman J., Boscolo-Galazzo F., Condon D. J., Fornaciari E., et al., 2021. Proposal for the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Priabonian Stage (Eocene) at the Alano Section (Italy). *Episodes*. Vol. 44, no 2. Pp. 1–23. (On-line from 12.2020) doi.org/10.18814/epiugs/2020/020074
- Agnini C., Fornaciari E., Raffi I., Catanzariti R., Pälke H., Backmann J., Rio D., 2014. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newsletters on Stratigraphy*. Vol. 47/2. Pp. 131–181. [doi:10.1127/0078-0421/2014/0042](https://doi.org/10.1127/0078-0421/2014/0042)
- Alegret L., Cruz L. E., Fenero R., Molina E., Ortiz S., Thomas E., 2008. Effects of the Oligocene climate events on the foraminiferal record from Fuente Caldera section (Spain, Western Tethys). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 269. Pp. 94–102. [doi:10.1016/j.palaeo.2008.08.006](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.08.006)
- Aubry M.-P., Ouda K., Dupuis C., Berggren W. A., Van Couvering J. A. et al., 2007. The Global Standard Stratotype section and Point (GSSP) for the base of the Eocene Series in the Dababiya section (Egypt). *Episodes*. Vol. 30, no 4. Pp. 271–286. <http://doi.org/10.18814/epiugs/2007/vol30.i4/003>
- Barron J. A., Stickley C. E., Bukry D., 2015. Paleooceanographic and paleoclimatic constraints on the global Eocene diatom and silicoflagellate record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol. 422. Pp. 85–100. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.01.015>
- Beniamovski V. N., Alekseev A. S., Ovechkina M. N., Oberhänsli H., 2003. Middle to upper Eocene dysoxic-anoxic Kuma Formation (northern Peri-Tethys): Biostratigraphy and paleoenvironments. *Geological Society of America*. Special Paper 369. Pp. 95–112.
- Benyamovski V. N., 2012. A high resolution Lutetian–Bartonian planktonic foraminiferal zonation in the Crimean-Caucasus region of the Northeastern Peri-Tethys. *Australian Journal of Earth Sciences*. Vol. 105/1. Pp. 117–128.
- Berggren W. A., Kent D. V., Swisher III C. C., Aubry M.-P., 1995. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations. A unified temporal framework for an historical geology* / Berggren W. A., Kent D. V., Hardenbol J. (eds.). Soc.
- Стратиграфічний кодекс України. 2-е вид. / гол. ред. П. Ф. Гожик. Київ, 2012. 66 с.
- Третьяк А. Н., Вигилянская Л. И., Якухно В. И., Карзанова А. Я. Проблема магнитостратиграфии палеогена Украины и Восточного Паратетиса. *Геофизический журнал*. 2001. Т. 23, № 6. С. 75–82.
- Яковлева А. И. Детализация эоценовой диноцистовой шкалы для восточного Паратетиса. *Бюлл. МОИП. Отд. геол.* 2017. Вып. 2. С. 32–48.
- Яковлева А. И., Вага Д. Д., Андреева-Григорович А. С., Радионова Э. П. Новые палинологические данные из средне-эоценовых отложений опорного разреза Хеу, Кабардино-Балкария, Северный Кавказ. *Стратиграфия. Геол. корреляция*. 2020. Т. 28, № 1. С. 97–116. DOI: 10.31857/S0869592X2001007X
- Agnini C., Backman J., Boscolo-Galazzo F., Condon D. J., Fornaciari E., et al. Proposal for the Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for the Priabonian Stage (Eocene) at the Alano Section (Italy). *Episodes*, 2020. P. 1–23. doi.org/10.18814/epiugs/2020/020074
- Agnini C., Fornaciari E., Raffi I., Catanzariti R., Pälke H., Backmann J., Rio D. Biozonation and biochronology of Paleogene calcareous nannofossils from low and middle latitudes. *Newsletters on Stratigraphy*. 2014. Vol. 47/2. P. 131–181. [doi:10.1127/0078-0421/2014/0042](https://doi.org/10.1127/0078-0421/2014/0042)
- Alegret L., Cruz L. E., Fenero R., Molina E., Ortiz S., Thomas E. Effects of the Oligocene climate events on the foraminiferal record from Fuente Caldera section (Spain, Western Tethys). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2008. Vol. 269. P. 94–102. [doi:10.1016/j.palaeo.2008.08.006](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.08.006)
- Aubry M.-P., Ouda K., Dupuis C., Berggren W. A., Van Couvering J. A., et al. The Global Standard Stratotype section and Point (GSSP) for the base of the Eocene Series in the Dababiya section (Egypt). *Episodes*. 2007. Vol. 30, no 4. P. 271–286. <http://doi.org/10.18814/epiugs/2007/vol30.i4/003>
- Barron J. A., Stickley C. E., Bukry D. Paleooceanographic and paleoclimatic constraints on the global Eocene diatom and silicoflagellate record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 2015. Vol. 422. P. 85–100. <http://dx.doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.01.015>
- Beniamovski V. N., Alekseev A. S., Ovechkina M. N., Oberhänsli H. Middle to upper Eocene dysoxic-anoxic Kuma Formation (northern Peri-Tethys): Biostratigraphy and paleoenvironments. *Geological Society of America*. 2003. Special Paper 369. P. 95–112.
- Benyamovski V. N. A high resolution Lutetian–Bartonian planktonic foraminiferal zonation in the Crimean-Caucasus region of the Northeastern Peri-Tethys. *Australian Journal of Earth Sciences*. 2012. Vol. 105/1. P. 117–128.
- Berggren W. A., Kent D. V., Swisher III C. C., Aubry M.-P. A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: *Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlations. A unified temporal framework for an historical geology* / Berggren W. A., Kent D. V., Hardenbol J. (eds.). Soc.

Econom. Palaeontolog. and Mineralog. Spec. Publ. № 54. Pp. 129–212.

Bernaola G., Baceta J.I., Orue-Etxebarria X., Alegret L., Martin-Rubio M., Arostegui J., Dinares-Turell J., 2007. Evidence of an abrupt environmental disruption during the mid-Paleocene biotic event (Zumaia section, Western Pyrenees). *Geological Society of America Bulletin*. Vol. 119, no 7/8. Pp. 785–795. doi:10.1130/B26132.1

Bernaola G., Martin-Rubio M., Baceta J.I., 2009. New high resolution calcareous nannofossil analysis across the Danian/Selandian transition at the Zumaia section: comparison with South Tethys and Danish sections. *Geologica Acta*. Vol. 7. No 102. Pp. 79–92. doi:10.1344/105.000000272

Boscolo-Galazzo F., Capraro L., Fornaciari E., Giusberti L., Luciani V., 2019. The Forada section (northeastern Italy): a candidate Auxiliary Boundary Stratigraphic Section and Point (ASSP) for the base of the Yresian. *STRATI 2019: Third International Congress on Stratigraphy (2–5 July, 2019, Milano)*, Abstract Book. Milano. P. 307.

Coccioni R., Montanari A., Bice D., Brinkhuis H., Deino A., et al., 2018. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Chattian Stage (Paleogene System, Oligocene Series) at Monte Carnero, Italy. *Episodes*. Vol. 41, no 1. Pp. 17–32. <http://dx.doi.org/10.18814/epiiugs/2018/v41i1/018003>

Fluegeman R., Alegret L., Cotton L., Dinares-Turell J., Franceschetti G., Hooker J., Iakovleva A., Monechi S., Rivero-Cuesta L., 2019. The Bartonian GSSP: Identifying the Primary Guide Event. *STRATI 2019: Third International Congress on Stratigraphy (2–5 July, 2019, Milano)*, Abstract Book. Milano. P. 310.

Fluegeman R.H., 2007. Unresolved issues in Cenozoic stratigraphy. *Stratigraphy*. Vol. 4, no 2/3. Pp. 109–116.

King C., 2016. A revised correlation of the Tertiary rocks in the British Isles and adjacent areas of NW Europe. *Geological Society Special Report*. Vol. 27. 719 p.

King K., Iakovleva A., Heilmann-Clausen C., Steurbaut E., 2017. Ypresian (earle Eocene) stratigraphy of the Suvlu-Kaya reference section in the Bakhchisaray area (Crimea). *Newletters on Stratigraphy*. Vol. 52, no. 2. Pp. 167–208. DOI:10.1127/2017/0384

Luterbacher H. P., Ali J. R., Brinkhuis H., Gradstein F. M., Hooker J. J., Monechi S., Ogg J. G., Powell J., Röhl U., Sanfilippo A., Schmitz B., 2004. The Paleogene Period. In: *A Geologic Time Scale / Eds. F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. G. Smith. Cambridge University Press, Cambridge*. Pp. 384–408.

Miller K. G., Wright J. D., 2017. Success and failure in Cenozoic global correlations using golden spike: A geochemical and magnetostratigraphic perspective. *Episodes*. Vol. 40, no 1. Pp. 8–21. <http://dx.doi.org/10.18814/epiiugs/2017/v40i1/017003>

Molina E., 2015. Evidence and causes of the main extinction events in the Paleogene based on extinction and survival patterns of foraminifera. *Earth-Science Review*. No 140. Pp. 166–181. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.008>

Econom. Palaeontolog. and Mineralog. Spec. Publ. 1995. № 54. P. 129–212.

Bernaola G., Baceta J.I., Orue-Etxebarria X., Alegret L., Martin-Rubio M., Arostegui J., Dinares-Turell J. Evidence of an abrupt environmental disruption during the mid-Paleocene biotic event (Zumaia section, Western Pyrenees). *Geological Society of America Bulletin*. 2007. Vol. 119, no 7/8. P. 785–795. doi:10.1130/B26132.1

Bernaola G., Martin-Rubio M., Baceta J.I. New high resolution calcareous nannofossil analysis across the Danian/Selandian transition at the Zumaia section: comparison with South Tethys and Danish sections. *Geologica Acta*. 2009. Vol. 7. No 102. P. 79–92. doi:10.1344/105.000000272

Boscolo-Galazzo F., Capraro L., Fornaciari E., Giusberti L., Luciani V. The Forada section (northeastern Italy): a candidate Auxiliary Boundary Stratigraphic Section and Point (ASSP) for the base of the Yresian. *STRATI 2019: Third International Congress on Stratigraphy (2–5 July, 2019, Milano)*, Abstract Book. Milano, 2019. P. 307.

Coccioni R., Montanari A., Bice D., Brinkhuis H., Deino A., et al. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Chattian Stage (Paleogene System, Oligocene Series) at Monte Carnero, Italy. *Episodes*. 2018. Vol. 41, no 1. P. 17–32. <http://dx.doi.org/10.18814/epiiugs/2018/v41i1/018003>

Fluegeman R., Alegret L., Cotton L., Dinares-Turell J., Franceschetti G., Hooker J., Iakovleva A., Monechi S., Rivero-Cuesta L. The Bartonian GSSP: Identifying the Primary Guide Event. *STRATI 2019: Third International Congress on Stratigraphy (2–5 July, 2019, Milano)*, Abstract Book. Milano, 2019. P. 310.

Fluegeman R.H. Unresolved issues in Cenozoic stratigraphy. *Stratigraphy*, 2007. Vol. 4, no 2/3. P. 109–116.

King C. A revised correlation of the Tertiary rocks in the British Isles and adjacent areas of NW Europe. *Geological Society Special Report*. 2016. Vol. 27. 719 p.

King K., Iakovleva A., Heilmann-Clausen C., Steurbaut E. Ypresian (earle Eocene) stratigraphy of the Suvlu-Kaya reference section in the Bakhchisaray area (Crimea). *Newletters on Stratigraphy*. 2017. Vol. 52, no. 2. P. 167–208. DOI:10.1127/2017/0384

Luterbacher H. P., Ali J. R., Brinkhuis H., Gradstein F. M., Hooker J. J., Monechi S., Ogg J. G., Powell J., Röhl U., Sanfilippo A., Schmitz B. The Paleogene Period. In: *A Geologic Time Scale / Eds. F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. G. Smith. Cambridge: Cambridge University Press, 2004*. P. 384–408.

Miller K. G., Wright J. D. Success and failure in Cenozoic global correlations using golden spike: A geochemical and magnetostratigraphic perspective. *Episodes*. 2017. Vol. 40, no 1. P. 8–21. <http://dx.doi.org/10.18814/epiiugs/2017/v40i1/017003>

Molina E. Evidence and causes of the main extinction events in the Paleogene based on extinction and survival patterns of foraminifera. *Earth-Science Review*. 2015. No 140. P. 166–181. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2014.11.008>

- Molina E., Alegret L., Apellaniz E., Bernaola G., Caballero F., et al., 2011. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Lutetian Stage at the Gorrondatxe section, Spain. *Episodes*. Vol. 34, no 2. Pp. 86–108. <http://dx.doi.org/10.18814/epiugs/2011/v34i2/006>
- Molina E., Alegret L., Arenillas I., Arz J. A., Gallala N., Grajales-Nishimura G. et al., 2009. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, “Tertiary”, Cenozoic): auxiliary sections and correlation. *Episodes*. Vol. 32, no 2. Pp. 84–95. <http://dx.doi.org/10.18814/epiugs/2009/v32i2/002>
- Molina E., Alegret L., Arenillas I., Arz J. A., Gallala N., Handebol J. et al., 2006. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, “Tertiary”, Cenozoic) at El Kef, Tunisia – Original definition and revision. *Episodes*. Vol. 29, no 4. Pp. 263–273. <http://dx.doi.org/10.18814/epiugs/2006/v29i4/004>
- Ogg J. G., Ogg G. M., Gradstein F. M., 2016. A Concise Geologic Time Scale: Chapter 14: Paleogene. *Elsevier*. Pp. 187–201.
- Pearson P. N., McMillan I. K., Wade B. S., Jones T. D., Coxall H. K., Bown P. R., Lear C. H., 2008. Extinction and environmental change across the Eocene-Oligocene boundary in Tanzania. *Geology*. Vol. 36, no 2. Pp. 179–182. doi:10.1130/G24308A.1
- Premoli-Silva I., Jenkins G. Y., 1993. Decision on the Eocene-Oligocene boundary stratotype. *Episodes*. Vol. 16, no 3. Pp. 379–382.
- Schmitz B., Pujarte V., Molina E., Monechi S., Orue-Etxebarria X., Speijer R. P. et al., 2011. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Selandian (Middle Paleocene) and Thanetian (Upper Paleocene) Stages at Zumaia, Spain. *Episodes*. Vol. 34, no 4. Pp. 220–243.
- Serra-Kiel J., Hottinger L., Caus E., 1998. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. Geol. France*. № 169. Pp. 281–299.
- Speijer R. P., Pälike H., Hollis C. J., Hooker J. J., Ogg J. G., 2020. The Paleogene Period. In: *Geologic Time Scale*. Vol. 2 / Eds. F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. D. Schmitz, G. M. Ogg. Elsevier. Pp. 1087–1040. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00028-0>
- Steininger F., Aubry M. P., Berggren W. A., Biolzi M., Borsettii A. M., et al., 1997. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Neogene. *Episodes*. Vol. 20, no 1. Pp. 23–28.
- Van der Boon A., van der Ploeg R., Cramwinckel M., Morton M., Chapeland C., Kuiper K. F., Popov S., Tabachnikova I., Krijgsman W., 2017. Peri-Tethys to Paratethys intermettent oxygen-depleted episodes and the relation to middle Eocene to early Oligocene climate through integrated stratigraphy of the Maikop type section, Belaya River, Russia. In: van der Boon A. From Peri-Tethys to Paratethys: Basin restriction and anoxia in Central Eurasia linked to volcanic belts in Iran: PhD Thesis. *Utrecht Studies in Earth Sciences*. No 142. Pp. 55–80.
- Van Mourik C. A., Brinkhuis H., 2005. The Massignano Eocene-Oligocene golden spike section revisited. *Stratigraphy*. Vol. 2, no 1. Pp. 13–30.
- Molina E., Alegret L., Apellaniz E., Bernaola G., Caballero F., et al. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Lutetian Stage at the Gorrondatxe section, Spain. *Episodes*. 2011. Vol. 34, no 2. P. 86–108. <http://dx.doi.org/10.18814/epiugs/2011/v34i2/006>
- Molina E., Alegret L., Arenillas I., Arz J. A., Gallala N., Grajales-Nishimura G., et al. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, “Tertiary”, Cenozoic): auxiliary sections and correlation. *Episodes*. 2009. Vol. 32, no 2. P. 84–95. <http://dx.doi.org/10.18814/epiugs/2009/v32i2/002>
- Molina E., Alegret L., Arenillas I., Arz J. A., Gallala N., Handebol J., et al. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Danian Stage (Paleocene, Paleogene, “Tertiary”, Cenozoic) at El Kef, Tunisia – Original definition and revision. *Episodes*. 2006. Vol. 29, no 4. P. 263–273. <http://dx.doi.org/10.18814/epiugs/2006/v29i4/004>
- Ogg J. G., Ogg G. M., Gradstein F. M. A Concise Geologic Time Scale: Chapter 14: Paleogene. *Elsevier*, 2016. P. 187–201.
- Pearson P. N., McMillan I. K., Wade B. S., Jones T. D., Coxall H. K., Bown P. R., Lear C. H. Extinction and environmental change across the Eocene-Oligocene boundary in Tanzania. *Geology*. 2008. Vol. 36, no 2. P. 179–182. doi:10.1130/G24308A.1
- Premoli-Silva I., Jenkins G. Y. Decision on the Eocene-Oligocene boundary stratotype. *Episodes*. 1993. Vol. 16, no 3. P. 379–382.
- Schmitz B., Pujarte V., Molina E., Monechi S., Orue-Etxebarria X., Speijer R. P., et al. The Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Selandian (Middle Paleocene) and Thanetian (Upper Paleocene) Stages at Zumaia, Spain. *Episodes*. 2011. Vol. 34, no 4. P. 220–243.
- Serra-Kiel J., Hottinger L., Caus E. Larger foraminiferal biostratigraphy of the Tethyan Paleocene and Eocene. *Bull. Soc. Geol. France*. 1998. № 169. P. 281–299.
- Speijer R. P., Pälike H., Hollis C. J., Hooker J. J., Ogg J. G. The Paleogene Period. In: *Geologic Time Scale*. Vol. 2 / Eds. F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. D. Schmitz, G. M. Ogg. Elsevier, 2020. P. 1087–1040. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-824360-2.00028-0>
- Steininger F., Aubry M. P., Berggren W. A., Biolzi M., Borsettii A. M., et al. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Neogene. *Episodes*. 1997. Vol. 20, no 1. P. 23–28.
- Van der Boon A., van der Ploeg R., Cramwinckel M., Morton M., Chapeland C., Kuiper K. F., Popov S., Tabachnikova I., Krijgsman W. Peri-Tethys to Paratethys intermettent oxygen-depleted episodes and the relation to middle Eocene to early Oligocene climate through integrated stratigraphy of the Maikop type section, Belaya River, Russia. In: van der Boon A. From Peri-Tethys to Paratethys: Basin restriction and anoxia in Central Eurasia linked to volcanic belts in Iran: PhD Thesis. *Utrecht Studies in Earth Sciences*. No 142. P. 55–80.
- Van Mourik C. A., Brinkhuis H. The Massignano Eocene-Oligocene golden spike section revisited. *Stratigraphy*. 2005. Vol. 2, no 1. P. 13–30.

Vanderberghe N., Hilden F. J., Speijer R. P., 2012. The Paleogene Period. In: *The Geologic Time Scale* / Eds. F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. Schmitz, G. Ogg. Elsevier B.V. Pp. 855–920.

Vernygorova Yulia V., Ryabokon Tamara S., 2020. The stratigraphy of the Oligocene – lower Miocene deposits of southern Ukraine. *Turkish Journal of Earth Sciences*. Vol. 29, Iss. 1 Pp. 170–207. doi: 10.3906/yer-1905–24

Wade B., 2004. Planktonic foraminiferal biostratigraphy and mechanism in the extinction of *Morozovella* in the late middle Eocene. *Marine Micropaleontology*. Vol. 51. Pp. 23–38. doi:10.1016/j.marmicro.2003.19.001

Wade B., Pearson P. N., 2008. Planktonic foraminiferal turnover, diversity fluctuations and geochemical signals across the Eocene/Oligocene boundary in Tanzania. *Marine Micropaleontology*. Vol. 68. Pp. 244–255. doi:10.1016/j.marmicro.2008.04.002

Witkowski J., Bohaty S. N., Edgar K. M., Harwood D. M., 2014. Rapid fluctuations in mid-latitude siliceous plankton production during the Middle Eocene Climatic Optimum (ODP Site 1051, western North Atlantic). *Marine Micropaleontology*. Vol. 106. Pp. 110–129. doi:10.1016/j.marmicro.2014.01.001

Vanderberghe N., Hilden F. J., Speijer R. P. The Paleogene Period. *The Geologic Time Scale* / Eds. F. M. Gradstein, J. G. Ogg, M. Schmitz, G. Ogg. Elsevier B.V., 2012. P. 855–920.

Vernygorova Yulia V., Ryabokon Tamara S. The stratigraphy of the Oligocene – lower Miocene deposits of southern Ukraine. *Turkish Journal of Earth Sciences*. 2020. Vol. 29, Iss. 1 P. 170–207. doi: 10.3906/yer-1905–24

Wade B. Planktonic foraminiferal biostratigraphy and mechanism in the extinction of *Morozovella* in the late middle Eocene. *Marine Micropaleontology*. 2004. Vol. 51. P. 23–38. doi:10.1016/j.marmicro.2003.19.001

Wade B., Pearson P. N. Planktonic foraminiferal turnover, diversity fluctuations and geochemical signals across the Eocene/Oligocene boundary in Tanzania. *Marine Micropaleontology*. 2008. Vol. 68. P. 244–255. doi:10.1016/j.marmicro.2008.04.002

Witkowski J., Bohaty S. N., Edgar K. M., Harwood D. M. Rapid fluctuations in mid-latitude siliceous plankton production during the Middle Eocene Climatic Optimum (ODP Site 1051, western North Atlantic). *Marine Micropaleontology*. 2014. Vol. 106. P. 110–129. doi:10.1016/j.marmicro.2014.01.001

Manuscript received January 14, 2021;
revision accepted April 20, 2021.

Інститут геологічних наук НАН України,
Київ, Україна

ПОЛОЖЕНИЕ ГРАНИЦ ЯРУСОВ ПАЛЕОГЕНА В ОСАДЧОМ РАЗРЕЗЕ ПЛАТФОРМЕННОЙ УКРАИНЫ: СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ, КРИТЕРИИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ

Т. С. Рябоконт

Приведены сведения о точках глобальных стратотипов границ ярусов палеогена современной Международной стратиграфической шкалы, а также критериях определения границ ярусов палеогена в Северо-Западной Европе. Дана характеристика положения границ ярусов в осадочном разрезе платформенной Украины. В палеогеновом разрезе Южной Украины по глобальным корреляционным маркерам распознаны нижние границы ипра и приабона. По современной Международной стратиграфической шкале уточнено положение границ лютета/бартона и рюпеля/хатта в осадочном разрезе Южной и Северной Украины в сравнении с предшествующими представлениями. Для большинства ярусных границ более точно определено положение в биостратиграфической (зональной) схеме палеогена Украины и предложены критерии распознавания в разрезе юга и севера Украины. Большинство ярусных границ связано со стратиграфическими перерывами в осадочном чехле платформенной Украины. Часть границ ярусов палеогена совпадает с границами региональных стратиграфических подразделений Южной и Северной Украины: граница мела/палеогена проходит в подошве белокаменского и псельского региоярусов; граница палеоцена/эоцена совмещена с границей мерлинского/каневского региоярусов; граница ипра/лютета — с границей каневского/бучакского региоярусов; нижняя граница приабона проведена по подошве альминского и обуховского региоярусов; граница эоцена/олигоцена — по рубежу альминского/планорбеллового и обуховского/межгорского региоярусов; граница рюпеля/хатта проходит по границе нижнего и верхнего региоподъярусов керлеутского региояруса и нижнего и верхнего региоподъярусов берекского; граница палеогена/неогена проведена по кровле керлеутского и берекского региоярусов. Показаны несовпадения границ ярусов и региоярусов: граница дания/зеландия проходит в верхней части белокаменского и псельского региоярусов; граница зеландия/танета проведена в нижней части качинского и мерлинского региоярусов; нижняя граница ипрского яруса проходит в верхах качинского региояруса; граница ипра/лютета проведена в середине симферопольского региояруса; граница лютета/бартона — в низах кумского региояруса и в середине киевского региояруса.

Ключевые слова: МСШ, палеоген, ярус, границы, региоярус, Украина.