

Олег ГНИЛКО, **Аїда АНДРЕЄВА-ГРИГОРОВИЧ**, Світлана ГНИЛКО

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна,
e-mail: igggk@mail.lviv.ua

ВІК ТА УМОВИ НАГРОМАДЖЕННЯ ПАЛЕОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ СКИБОВОГО ПОКРИВУ КАРПАТ НА ОСНОВІ МІКРОПАЛЕОНТОЛОГІЧНИХ ТА СЕДИМЕНТОЛОГІЧНИХ ДАНИХ

Наведено результати мікропалеонтологічних і седиментологічних досліджень палеоценових відкладів північно-східної частини Скибового покриву Українських Зовнішніх (Флішових) Карпат – верхньострийської підсвіти та ямненської світи. За нанопланктоном і форамініферами верхньострийська підсвіта датована данієм–частково зеландієм, а ямненська – зеландієм–танетом. Седиментологічні особливості дозволили виокремити в палеоценових відкладах (включаючи розріз флішу в м. Яремче) різнозернисті турбідити та грейніти, що перешаровуються між собою та з глинистими (гемі)пелагітами. У фонових геміпелагічних глинистих утвореннях домінує глибоководна біота – численні аглютиновані форамініфери кременистого складу (глибоководні аглютиновані форамініфери, *англ.* DWAF), які належать до родів *Rhabdammina*, *Hyperammina*, *Dendrophrya*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Hormosina*, *Reophax*, *Haplrophragmoides*, *Recurvoides*, *Trochamminoides*, *Paratrochamminoides*, *Spiroplectammina*, *Karrerriella* і становлять до 100 % черепашок в асоціаціях мікрофауни, що вказує на нижньобатіально-абісальні глибини седиментаційного палеобасейну. Серед палеоценового флішу виокремлені літофації русел (ямненські пісковики) та міжруслових ділянок (верхньострийська підсвіта, яремчанський горизонт) давнього глибоководного конусу виносу.

Ключові слова: Українські Карпати, Скибовий покрив, палеоцен, форамініфери, нанопланктон, седиментація.

Вступ. Палеоценові відклади широко розвинені в межах Скибового покриву і є складовою частиною потужного нижньокрейдово-міоценового флішу Зовнішніх (Флішових) Карпат. Їхнє вивчення має важливе значення для створення загальної картини геологічної будови, еволюції Карпат та практичних питань нафтогазоносності. Ямненські пісковики, що належать до палеоцену, є одним з важливих вуглеводневих резервуарів у Карпатах.

Стратиграфію відкладів північного схилу Карпат, включаючи палеоценові утворення Скибової тектонічної одиниці, почали вивчати К. Пауль, Є. Тітце, Й. Гжибовський, К. Толвінський, Б. Свідерський, Б. Кропачек, В. Рогаля та ін. Після Другої світової війни детальну стратифікацію та обґрунтування віку палеогенових утворень проводили О. С. Вялов, М. Р. Ладижен-

ський, О. В. Мятлюк, Н. І. Маслакова, Я. О. Кульчицький, А. С. Андрєєва-Григорович, А. Д. Грузман, Н. В. Дабагян, Н. В. Маслун, Л. Д. Пономарьова, А. М. Романів, інші геологи і палеонтологи, зокрема виробничих організацій. Важливим досягненням було створення стратиграфічної схеми палеогенових відкладів Українських Карпат (Андрєєва-Григорович и др., 1984).

Седиментаційні умови формування флішу Українських Карпат, у тому числі палеоценового, розглядалися в роботах Л. В. Лінецької, М. А. Бєєра, М. А. Вуля, Я. О. Кульчицького, Ю. М. Сеньковського, А. С. Пилипчука та ін. Палеоекологію мікрофітопланктону північного схилу Карпат вивчали А. С. Андрєєва-Григорович та А. М. Романів, мікрофауни – О. В. Мятлюк, Н. І. Маслакова, М. М. Іванік, Л. Д. Пономарьова, Н. В. Маслун та ін.

Незважаючи на великий об'єм проведених досліджень, залишаються невисвітленими умови осадонагромадження багатьох стратонів Карпат на основі комплексного застосування седиментологічних і палеонтологічних методів.

Метою запропонованої статті є уточнення віку та реконструкція умов нагромадження палеоценових відкладів верхньострийської підсвіти та ямненської світи північно-східної частини Скибового тектонічного покриву Українських Карпат на базі аналізу біоти та седиментологічних особливостей порід.

Геологічне положення. Зовнішні (Флішові) Карпати складені зірваним зі своєї седиментаційної основи крейдово-міоценовим флішем (переважно турбідитами) і частково неогеновою моласою. Це система «тонкошкірих» тектонічних покривів, яка розглядається як крейдово-неогенова акреційна призма, що розвивалася при субдукції седиментаційного субстрату Зовнішньокарпатського седиментаційного басейну під давні мікроконтиненти океану Тетис. Залишки цих мікроконтинентів зараз розташовані у Внутрішніх Карпатах і представлені терейнами Алькапа та Тися–Дакія (Гнилко, 2012, 2016; Golonka et al., 2006, 2019; Kováč et al., 2016, 2017). Ми розглядаємо палеоцен зовнішнього елемента Флішових Українських Карпат – Скибового тектонічного покриву, складеного нижньокрейдково-міоценовим флішем і міоценовою моласою, узагальнену стратиграфію яких зображено на рис. 1.

Матеріали і методи. Основою для роботи було седиментологічне і мікропалеонтологічне вивчення стратотипового розрізу ямненської світи та верхньої частини стрийської світи, які відслонені на берегах р. Прут поблизу м. Яремче (рис. 2). Враховувалися результати досліджень палеоценового флішу, розвиненого в інших місцях, зокрема в басейнах рік Дністер, Прут, Стрий, а також численні літературні дані. Седиментологічні риси відкладів, насамперед текстурно-структурні, які несуть інформацію про давні процеси осадонагромадження, були вивчені відповідно до методик, описаних у працях (Рединг и др., 1990; Einsele, 1992).

Викопні мікроорганізми досліджували із проб, відібраних з вивчених відкладів. Для реконструкції палеосередовища на підставі біоти аналізували глинисті і мергелісті породи, які трактуються як (гемі)пелагіти – продукти фонові седиментації, де ймовірність перевідкладення органічних решток є найменшою. При дослідженні порід турбідитового походження враховано ймовірність перетранспортування органічних решток з мілководних ділянок або перевідкладення їх з більш давніх відкладів. Батиметричний аналіз форамініферових асоціацій ґрунтується на вивченні таксономії, морфології і

палеогенового розрізу відкладів, розвинених у межах Скибового і Бориславсько-Покутського покривів. Стратотип описаний (Вялов и др., 1988) у м. Яремче по р. Прут. За 200 м нижче автомобільного і залізничного мостів у м. Яремче на лівому березі р. Прут, стратиграфічно вище тонкоритмічного флішу верхньострийської підсвіти спостерігається відслонення строкатоколірного тонко- до середньоритмічного флішу. Останній належать до *яремчанського горизонту* ямненської світи. Фліш цього горизонту представлений тонко-середньозернистими турбідитами з текстурами Боума T_{de} , T_{cde} , T_{bcde} , які перешаровуються з червоними, рідше зеленими аргілітами з паралельношаруватими і гомогенними текстурами, притаманними продуктам (гемі)пелагічної седиментації (рис. 4).

Вище за течією та стратиграфічним розрізом розвинені скелясті виходи грубого флішу і товстошаруватих пісковиків ямненської світи (пот. 250–300 м), які характеризуються масивними гомогенними та пудинговими текстурами (розсіяні гравійно-галькові включення філітів, кварцу, вапняків, пісковиків), іноді елементами Боума T_{abc} , T_{ab} і T_a та належать до продуктів діяльності зернових і високогустинних турбідитних потоків. Деяким псамітам властива крупна скісна шаруватість. Вони, вірогідно, відкладені потужними придонними течіями. Ямненські пісковики складають знаменитий водоспад Пробій в м. Яремче (рис. 5).

Дещо нижче водоспаду серед пісковиків розвинені малопотужні прошки зелених і червоних аргілітів, що, вірогідно, також належать до яремчанського горизонту. За 400 м вище водоспаду на лівому березі р. Прут відслонюється тонко-середньоритмічний ранньоеоценовий строкатоколірний фліш *манявської світи*, яка нормально перекриває ямненську.



Рис. 4. Фліш з червоними аргілітами (гемі)пелагічного походження. Яремчанський горизонт ямненської світи, палеоцен. Лівий берег р. Прут, м. Яремче. Фото О. Гнилка



Рис. 5. Ямненські пісковики – продукти високогустинних турбідитних і зернових потоків. Водоспад Пробій на р. Прут, м. Яремче. Фото О. Гнилка

Зауважимо, що в північно-західній частині Скибового покриву (басейн р. Дністер), а також у районах сіл Биткова, Пасічної та деяких інших місцях ямненська світа фаціально заміщується тонко- і різноритмічним «ісрогліфовим» флішем (витвицькою чи манявською світою), що вказує на діахронний характер її границь.

Мікропалеонтологічна характеристика та обґрунтування віку стратонів. *Верхньострийська підсвіта* в неперервних розрізах по р. Прут, річках Дністер і Стрий схарактеризована нанопланктоном зон NP1 (низи данію), NP2 і NP3 (середній даній), NP4 (верхи данію–низи зеландію) (Андреева-Григорович, 1991; Andreyeva-Grigorovich, 1999), диноцистами зони DP1 данію (Андреева-Григорович, 1991, 1994) і форамініферами: планктонними зони *Globoconusa daubjergensis* (даній) – *Globoconusa daubjergensis* (Bronnmann), *Globorotalia occlusa* Loeblich et Tappan, *Globanomalina compressa* (Plummer), і бентосними – підзони *Rzehakina epigona* зони *Rzehakina fissistomata*, s.l. (нижня частина палеоцену), серед яких характерні для світи *Rzehakina epigona* (Rzehak), *Caudamina gigantea* (Geroch), *Eggerella stryensis* Mjatliuk, *Karrieriella pocutica* Mjatliuk, *Anomalinoides danicus* (Brotzen) (Андреева-Григорович и др., 1984; Вялов и др., 1988).

Верхня границя підсвіти, вірогідно, є діахронною. У деяких розрізах вона проходить усередині зони NP4, яка встановлена у верхах стрийської світи та в підшві битківських верств (верхів'я р. Маняви) і ямненської світи (р. Прут, м. Яремче) (Андреева-Григорович, 1991; Вялов и др., 1988), тоді як в інших розрізах (р. Дністер біля с. Тершів) у стрийській світі вперше з'являються *Globanomalina pseudomenardii* (Bolli) у зеландії вище нанопланктонної зони NP4.

Верхньострийська підсвіта датована данієм – частково зеландієм за нанопланктоном і форамініферами.

Асоціація нанопланктону є характерною для відносно глибоководних нормально солених морських басейнів з широкими зв'язками з відкритим океаном.

Дрібні форамініфери є численними в (гемі)пелагічних відкладах підсвіти. В асоціаціях домінують (~70–95 % решток) аглютиновані бентосні форамініфери, присутні вапнисті бентосні і планктонні форамініфери. У мергелистих прошарках вміст вапнистих черепашок досягає 50 % асоціації. Аглютиновані форамініфери мають переважно кременистий склад черепашки і належать до родів *Hyperammina*, *Saccamina*, *Ammodiscus*, *Hormosina*, *Reophax*, *Rzehakina*, *Trochamminoides*, *Paratrochamminoides*, *Haplophragmoides*, *Karrerulina*. Вапнисті бентосні форми належать до родів *Cibicidoides*, *Alabamina*, *Gyroidinoides*, *Anomalinoides*, мають середні розміри і товсту стінку черепашки. Планктонні форамініфери підсвіти малочисельні і переважно дрібнорослі. Склад асоціацій вказує на глибини басейну в межах батіалі.

Ямненська світа. Прошарки вапнистих аргілітів яремчанського горизонту містять нанопланктон зон NP4, NP5, NP6. У піщаній частині ямненської світи виокремлені зони NP6, NP8, NP9, в аргілітах поширені диноцисти зон DP2 і DP3 (Андреева-Григорович, 1991, 1994; Andreyeva-Grigorovich, 1999). Пізньопалеоценові асоціації нанопланктону і диноцист ямненської світи є близькими до асоціацій зі стратотипового розрізу танетського ярусу в Англії. Світа характеризується форамініферами: бентосними аглютинованими – *Rzehakina fissistomata* Grzybowski, *Rz. epigona* (Rzehak), *Caudammina ovula* (Grzybowski), *Hormosina velascoense* (Cushman), *Glomospirella grzybowskii* Jurkiewicz, *Saccamina placenta* (Grzybowski), *Paratrochamminoides irregularis* (White) та ін., місцями планктонними – *Subbotina trilocolinoides* (Plummer), *Morozovella angulate* (White), *Globanomalina pseudomenardii* (Bolli) та ін. (Маслакова, 1955; Іванік & Маслун, 1977).

Вік світи датовано зеландієм–танетом за нанопланктоном і форамініферами.

Знайдений нанопланктон є характерним для відносно глибоководних морських басейнів з широкими зв'язками з відкритим океаном.

Червоні і зелені аргіліти яремчанського горизонту містять численні аглютиновані форамініфери кременистого складу, які належать до родів *Rhabdammina*, *Hyperammina*, *Dendrophrya*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Hormosina*, *Reophax*, *Haplophragmoides*, *Recurvoides*, *Trochamminoides*, *Paratrochamminoides*, *Spiroplectammina*, *Karrieriella* і становлять до 100 % черепашок в асоціаціях мікрофауни. У піщаній частині ямненської світи також поширені аглютиновані форамініфери подібного родового складу. Як зазначалося, планктонні форми у відкладах світи трапляються рідко. Форамініферові асоціації вказують на седиментацію на глибинах нижньої батіалі–абісали поблизу або нижче рівня карбонатної компенсації.

Умови осадоагромадження. Відповідно до наявних геодинамічних реконструкцій (Гнилко, 2012, 2016; Kováč et al., 2016, 2017; Schmid et al., 2008), Скибовий седиментаційний суббасейн був фрагментом Карпатського флішового палеобасейну залишкового типу і в палеоцені розташовувався на пасивній окраїні Євразійського континенту і/чи поблизу цієї окраїни в західній частині океану Тетис. Домінування турбідитів у відкладах цього віку вказує, що седиментація відбувалася, найвірогідніше, в області континентального схилу та підніжжя. Поширення у відкладах морських мікроорганізмів свідчить про нормальносолоний режим глибоководного палеоценового басейну і широкі зв'язки з відкритим океаном.

Межа крейди і палеогену виражена різкою зміною таксономічного складу планктонних мікроорганізмів. Склад нанопланктону на межі крейди і палеогену оновився приблизно на 95 %. Зміни складу планктонних форамініфер виражені зникненням представників родів *Globotruncana*, *Globotruncanella*, *Rugoglobigerina*, *Abathomphalus*, що панували в пізній крейді. Ця подія відповідає екологічному стресу глобального масштабу.

У ранньому палеоцені, як і в пізній крейді, у морських глибоководних умовах відбувалася геміпелагічна седиментація, на фоні якої періодично розвивалися турбідитні потоки незначної та середньої густини (верхньострийська підсвіта). Осадонагромадження, судячи з наявності вапнистої біоти та карбонатної складової в глинистих відкладах, відбувалося вище глибини компенсації кальциту (англ. CCD). На межі крейди і палеогену карбонатна складова осаду значно зменшується, що відображено як в літофаціях, так і в комплексах мікрофосилій.

Початок зеландію виражений різким зменшенням карбонатності осадів і нагромадженням глибоководних строкатоколірних глин (яремчанський горизонт). Упродовж зеландію–танету в Скибовому суббасейні накопичувалися некарбонатні зелені і червоні геміпелагічні та пелагічні глинисті утворення, різнозернисті турбідити, відклади зернових потоків (ямненська світа).

(Гемі)пелагічна глиниста седиментація типу «частинка за частинкою» була фоною при нагромадженні катастрофічними турбідитними та іншими гравітаційними потоками кластичних флішових відкладів палеобасейну. Тонкодисперсні глинисті осади збагачувалися рештками осажденного планктону і захороненого *in situ* бентосу. Досліджені червоні і зелені аргіліти палеоцену містять численні аглютиновані форамініфери кременистого складу (глибоководні аглютиновані форамініфери – англ. deep-water agglutinated foraminifera (DWAF)), які за таксономічним складом і морфологічними особливостями подібні до одновікової мікрофауни Карпатсько-Альпійської та Атлантичної областей і вказують на глибини батіалі–абісали.

Проведені геохімічні дослідження (Пилипчук, 1972) засвідчили, що червоні аргіліти Скибового покриву насамперед за низьким вмістом C_{org} (0,03–0,05 %), високим – $Fe_{вал}$ (6,08–6,37 %) і Fe^{+3} (3,13–4,06 %) зіставляються із сучасними глибоководними червоними океанічними глинами. У таких глинах, що осаджуються при дуже повільній пелагічній седиментації і довготривалому впливові збагачених киснем придонних течій, органічна речовина майже повністю окислюється ще на межі вода–осад. Окислене залізо зумовлює червоний колір осаду. При прискоренні седиментації не вся органіка встигає окислитися на дні басейну і певна її кількість захоронюється, створюючи відновне середовище в осаді, у якому залізо переходить у відновні форми, надаючи відкладам зеленого і сірого забарвлення (Андрєєва-Григорович та ін., 2014; Пилипчук, 1972).

Відповідно до актуалістичних моделей (Рединг и др., 1990; Einsele, 1992), фліш північного схилу Карпат зіставляється з відкладами глибоководних конусів виносу теригенного матеріалу, які формуються в зоні континентального схилу та його підніжжя (Гнилко, 2016; Гнилко & Слотюк, 1993; Сеньковський та ін., 2004). Серед цього флішу виокремлюються літофації масивних і товстошаруватих псамітів – середньо-грубозернистих турбідитів та відкладів зернових потоків – грейнітів (ямненські пісковики) та ритмічні

типово флішові літофації з великою кількістю геміпелагітів (верхньострийська підсвіта, яремчанський горизонт). Псамітові утворення порівнюються з фаціями підводних долин-русел, а суттєво геміпелагічні – із міжрусловими відкладами.

Висновки. Проведені дослідження дали змогу уточнити вік та деталізувати стратиграфію палеоценових відкладів верхньострийської підсвіти та ямненської світи Скибового покриву Українських Карпат, уперше зіставити їх з ярусами міжнародної шкали та відтворити умови седиментації.

За форамініферами, нанопланктоном та диноцистами, верхньострийська підсвіта зіставлена з данієм–низами зеландію; ямненська світа – із зеландієм–танетом (яремчанський горизонт – із зеландієм).

Палеоценові відклади утворилися внаслідок діяльності турбідитних потоків різної густини, зернових потоків та фонові (гемі)пелагічної седиментації. Продукти (гемі)пелагічної седиментації – червоні та зелені аргіліти, містять автохтонну біоту, яка вказує на нижньобатіально-абісальні глибини седиментаційного палеобасейну. Вони схарактеризовані численними аглютинованими форамініферами кременистого складу (глибоководними аглютинованими форамініферами – *англ.* DWAF).

Серед палеоценових утворень виокремлені літофації підводних долин-русел (ямненські псаміти) та міжруслових ділянок (верхньострийська підсвіта, яремчанський горизонт) глибоководного конусу виносу, які формувалися в океані Тетис на континентальному схилі-підніжжі Євразійського континенту.

Андреева-Григорович, А. С. (1991). *Зональная стратиграфия палеогена юга СССР по фитопланктону (диноцисты и нанопланктон)* [Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук]. Институт геологических наук АН УССР. Киев.

Андреева-Григорович, А. С. (1994). Зональная шкала по цистам динофлагеллат для палеогена южных регионов СНГ. *Альгология*, 42, 66–76.

Андреева-Григорович, А. С., Вялов, О. С., Гавура, С. П., Грузман, А. Д., Дабагян, Н. В., Даныш, В. В., Иваник, М. М., Кульчицкий, Я. О., Лозыняк, П. Ю., Маслун, Н. В., Петрашкевич, М. Й., Пономарева, Л. Д., Портнягина, Л. А., Смирнов, С. Е., & Совчик, Я. В. (1984). *Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Украинских Карпат* [Препринт № 84-19]. Киев: Институт геологических наук АН УССР.

Андреева-Григорович, А., Маслун, Н., Гнилко, С., & Гнилко, О. (2014). Про вік і умови седиментації горизонтів строкатих аргілітів у палеоцен-еоценових відкладах Українських Карпат. У *Матеріали V Всеукраїнської наукової конференції «Проблеми геології фанерозою України»: тези доповідей* (с. 3–6). Львів: Львівський національний університет імені І. Франка.

Вялов, О. С. (1951). Схема стратиграфии северного склона Карпат. *Доклады Академии наук СССР*, 7(77), 689–692.

Вялов, О. С., Гавура, С. П., Даныш, В. В., Лемишко, О. Д., Лещух, Р. Й., Пономарева, Л. Д., Романив, А. М., Смирнов, С. Е., Смолинская, Н. И., & Царненко, П. Н. (1988). *Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат*. Киев: Наукова думка.

Гнилко, О. М. (2012). Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреційна призма. *Геодинаміка*, 1(12), 67–78. <https://doi.org/10.23939/jgd2012.01.067>

Гнилко, О. (2016). *Геологічна будова та еволюція Українських Карпат* [Автореф. дис. д-ра геол. наук]. Львівський національний університет імені І. Франка. Львів.

- Гнилко, О. М., & Слотюк, Б. М. (1993). До геологічної палеоокеанографії північно-західної частини Українських Карпат (басейн верхньої течії р. Дністер). Рання крейда–еоцен. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2–3(84–85), 80–86.
- Иваник, М. М., & Маслун, Н. В. (1977). *Кремнистые микроорганизмы и их использование для расчленения палеогеновых отложений Предкарпатья*. Киев: Наукова думка.
- Маслакова, Н. И. (1955). *Стратиграфия и фауна мелких фораминифер палеогеновых отложений Восточных Карпат*. Москва: Госгеолгиздат.
- Мацьків, Б. В., Пукач, Б. Д., & Гнилко, О. М. (2009). *Державна геологічна карта України масштабу 1 : 200 000. Аркуші М-35-XXXI (Надвірна), L-35-I (Вишеу-Де-Сус). Карпатська серія. Геологічна карта дочетвертинних утворень*. Київ: УкрДГРІ.
- Пилицук, А. С. (1972). Литологические особенности и условия образования пестроцветных отложений Скибовой зоны Карпат. В *Новые данные по геологии и нефтегазоносности УССР* (с. 101–110). Львов: Издательство Львовского университета.
- Рединг, Х. Г., Коллинсон, Дж. Д., Аллен, Ф. А., Эллиотт, Т., Шрейбер, Б. Ш., Джонсон, Г. Д., Болдуин, К. Т., Селлвуд, Б. У., Дженкинс, Х. К., Стоу, Д. А. В., Эдвардз, М., & Митчелл, А. Х. Г. (1990). *Обстановки осадконакопления и фации* (Х. Рединг, Ред.; Б. В. Баранов, И. С. Барсков, Л. Н. Индолев, М. А. Левитан & И. О. Мурдмаа, Пер.; Т. 2). Москва: Мир.
- Сеньковський, Ю., Григорчук, К., Гнідець, В., & Колтун, Ю. (2004). *Геологічна палеоокеанографія океану Temic*. Київ: Наукова думка.
- Andreyeva-Grigorovich, A. S. (1999). Biostratigraphic correlations of the Paleogene deposits of the Ukrainian Carpathians and Crimea-Bakhchisarai area using nannoplankton and dinocysts. *Geologica Carpathica*, 50, 10–12.
- Einsele, G. (1992). *Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget*. Berlin: Springer-Verlag. <https://doi.org/10.1007/978-3-642-77055-5>
- Golonka, J., Gahagan, L., Krobicki, M., Marko, F., Oszczytko, N., & Ślaczka, A. (2006). Plate tectonic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region. *AAPG, Memoir*, 84, 11–46. <https://doi.org/10.1306/985606m843066>
- Golonka, J., Waśkowska, A., & Ślaczka, A. (2019). The Western Outer Carpathians: Origin and evolution. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, 170(3–4), 229–254. <https://doi.org/10.1127/zdgg/2019/0193>
- Kaminski, M. A., & Gradstein, F. M. (2005). Atlas of Paleogenecosmopolitan deep-water agglutinated foraminifera. *Grzybowski Foundation Special Publication*, 10.
- Kováč, M., Márton, E., Oszczytko, N., Vojtko, R., Hók, J., Králiková, S., Plašienka, D., Klučiar, T., Hudáčková, N., & Oszczytko-Clowes, M. (2017). Neogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. *Global and Planetary Change*, 155, 133–154. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2017.07.004>
- Kováč, M., Plašienka, D., Soták, J., Vojtko, R., Oszczytko, N., Less, G., Čosović, V., Fügenschuh, B., & Králiková, S. (2016). Paleogene palaeogeography and basin evolution of the Western Carpathians, Northern Pannonian domain and adjoining areas. *Global and Planetary Change*, 140, 9–27. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.03.007>
- Schmid, S., Bernoulli, D., Fügenschuh, B., Matenco, L., Schefer, S., Schuster, R., Tischler, M., & Ustaszewski, K. (2008). The Alpine-Carpathian-Dinaric orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. *Swiss Journal of Geosciences*, 101, 139–183. <https://doi.org/10.1007/s00015-008-1247-3>

Стаття надійшла:
12.04.2022 р.

Oleh HNYLKO, Aida ANDREEVA-GRIGOROVICH, Svitlana HNYLKO

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals
of National Academy of Sciences of Ukraine, Lviv, Ukraine,
e-mail: igggk@mail.lviv.ua

**AGE AND SEDIMENTARY ENVIRONMENTS
OF THE PALEOCENE DEPOSITS IN THE CARPATHIAN SKYBA NAPPE
BASED ON MICROPALAEONTOLOGICAL AND SEDIMENTOLOGICAL DATA**

The results of micropaleontological and sedimentological studies of the Paleocene sediments such as the Upper Member of the Stryi Formation and the Yamna Formation located in the Skyba Nappe in the Ukrainian Outer (Flysh) Carpathians are represented. Sedimentological features of the flysch successions (including the sedimentary succession along the Prut River in the city of Yaremche) proved that the Upper Member of the Stryi Formation is represented mainly by turbidites; the lower part of the Yamna Formation (variegated Yaremcha Horizon) is composed of red and green clay hemipelagites and turbidites, and the upper part of the Yamna Formation (Yamna sandstone) consists of deposits of high-density turbidite currents and grain flows.

The calcareous nannoplankton: NP1, NP2, NP3 and NP4 zones as well as the foraminifera: planktonic *Globoconusa daubjergensis* Zone (Danian Stage) and benthic *Rzehakina epigona* Subzone of *Rzehakina fissistomata* Zone, s.l. (the early Paleocene) are identified in the Upper Member of the Stryi Formation. The calcareous nannoplanktonic NP4, NP5, NP6 zones are distinguished in the Yaremcha Horizon and NP6, NP8, NP9 zones are identified in the Yamna sandstone. The agglutinated foraminifera including *Rzehakina fissistomata*, *Rz. epigona*, *Caudammina ovula*, *Hormosina velascoense*, *Glomospirella grzybowskii*, *Saccamina placenta*, *Paratrochamminoides irregularis* are dominated in the Yamna Formation. The age of the Stryi Formation (Upper Member) is established as Danian—partly Zealandian, and the age of the Yamna Formation is Zealandian—Thanetian based on nannoplankton and foraminifera data.

Deep-water agglutinated foraminifera (DWAF) belonging to the genera *Rhabdammina*, *Hyperammina*, *Dendrophrya*, *Ammodiscus*, *Glomospira*, *Hormosina*, *Reophax*, *Haplophragmoides*, *Recurvoides*, *Trochamminoides*, *Paratrochamminoides*, *Spiroplectammina*, *Karriella* are dominated in the background hemipelagic clay deposits and make up to 100% of the tests in the microfaunal associations, that suggests the lower bathyal-abysal depths of the sedimentary paleobasin

The channel deposits (Yamna sandstone) and interchannel sediments (Upper Member of the Stryi Formation) of the ancient deep-sea fan are identified in the Paleogene flysch.

Keywords: Ukrainian Carpathians, Skyba Nappe, Paleocene, foraminifera, nannoplankton, sedimentation.