

<https://doi.org/10.15407/ggcm2024.193-194.081>

УДК 551.7:551:8(477.8)

Ксенія НАВАРІВСЬКА^{1,2}, Олег ГНИЛКО¹

¹ Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна,
e-mail: ohnilko@yahoo.com

² Львівський національний університет імені Івана Франка, Львів, Україна,
e-mail: navarivska@gmail.com

**ПАЛЕООКЕАНОГРАФІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ
ПІЗНЬОКРЕЙДОВИХ СЕДИМЕНТАЦІЙНИХ БАСЕЙНІВ
ПЕНІНСЬКОЇ ЗОНИ ТА МАРМАРОСЬКОЇ ЗОНИ СКЕЛЬ
УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ ЗА ДРІБНИМИ ФОРАМІНІФЕРАМИ**

На основі форамініферового аналізу та з урахуванням седиментологічних особливостей порід, узагальнено й уточнено уявлення про стратиграфію верхньокрейдових відкладів Пенінської зони та Мармароської зони скель. Реконструйовано особливості палеоокеанографії, зокрема палеобатиметрії, басейнів їхньої седиментації. У досліджених відкладах виокремлено три основні типи угруповань форамініфер, які характеризують палеосередовище: *угруповання аглютинованих форамініфер* (1) вказують на батіальні–абісальні умови палеобасейну з повільною океанічною седиментацією нижче глибини компенсації кальциту (*англ.* Calcite Compensation Depth – CCD); *змішані угруповання аглютинованих, вапнистих бентосних і планктонних форамініфер* (2) характерні для схилів басейну з глибинами вище CCD; *планктон-домінантні угруповання форамініфер* (3) характерні для мергелів континентального схилу, накопичених на глибинах вище CCD, та визначають батіальні умови відкритого океану.

Верхньокрейдові відклади українського сегмента Пенінської зони відповідають відкладам Чорштинської послідовності її польського сегмента. Вони нагромаджувалися в області Чорштинського підняття (вірогідно, на його схилі), розташованого в океані Альпійський Тетис. Верхньокрейдові відклади Мармароської зони скель були накопичені на підніжжі (турон–сантон) і схилі (верхи сантону–кампан) іншого підняття – на окраїні давнього мікроконтиненту Тися–Дакія, частиною якого є Мармароський кристалічний масив. Уламкові відклади маастрихту нагромаджувалися в умовах активізації орогенних процесів.

Ключові слова: Пенінська зона, Мармароська зона скель, пізня крейда, форамініфери, палеоокеанографія.

Вступ. Пізньокрейдова епоха характеризується визначними подіями – на межі ранньої та пізньої крейди відбулася велика трансгресія, унаслідок

якої епіконтинентальні моря покрили значні території Європи, зокрема Прикарпаття та Волино-Поділля, а рубіж крейди та палеогену відзначається масовим вимиранням наземних і морських організмів та накопиченням збагачених іридієм осадів (Гожик, 2013; Gradstein et al., 2020).

На початку трансгресії на Волино-Поділлі та в Прикарпатському регіоні в ранньому сеномані формувалися переважно мілководні теригенні фації. Упродовж другої половини сеноману–маастрихту тут розвивався переважно мілководний басейн шельфового типу з карбонатним, іноді карбонатно-теригенним осадоагромадженням (Гожик, 2013 і посилання там само).

Водночас у пізній крейді в Зовнішньокарпатському седиментаційному басейні накопичувалися глибоководні (позашельфові) відклади. Протягом сеноману–коньяку тут акумулювалися зелені та червоноколірні глинисті, місцями глинисто-карбонатні утворення, а в сантоні–маастрихті – флішові (головно турбідитові) відклади. Винятком є Субсілезька тектонічна одиниця Зовнішніх Карпат, де седиментація зелено- та червоноколірних глинисто-карбонатних (гемі)пелагічних утворень продовжувалася впродовж усієї пізньої крейди і палеоцену (С. Р. Гнилко та ін., 2023; Пономарьова, 2007).

У Внутрішньокарпатській області, зокрема в Пенінській зоні (=Пенінська зона скель) та Мармароській зоні скель (=Вежанський покрив), у сеномані накопичувалися сірі, зеленувато-сірі, іноді рожеві мергелісті (гемі)пелагічні осади (верхи тисальської світи, Пенінська зона) або піскувато-глинисті відклади (верхи соймульської світи, Мармароська зона скель). У туроні–маастрихті в цій області осаджувалися червоноколірні глинисто-карбонатні (гемі)пелагічні верстви (пухівська світа), маастрихтська частина яких місцями заміщувалася теригенними фаціями (ярмутська світа) (С. Р. Гнилко та ін., 2023 і посилання там само; Наварівська, 2022; Dabagian, 1969).

Стратиграфію та фауну крейдових відкладів Українських Карпат вивчало багато геологів. У XIX ст. та першій половині XX ст. такі дослідження проводили Д. Андрусов, М. Вацек, Г. Вейн, Й. Гжибовський, З. Паздро, К. Пауль, В. Роголя, Є. Тітце, Б. Свідерський, Г. Свидзинський, З. Суйковський, Г. Тейссейре, у другій половині XX ст. – А. С. Андреева-Григорович, О. С. Вялов, С. П. Гавура, В. В. Глушко, Н. В. Дабаган, М. М. Іванік, С. С. Круглов, Я. О. Кульчицький, Р. Й. Лещух, Н. І. Маслакова, О. В. Мятлюк, Л. Д. Пономарьова, А. М. Романів, В. І. Славін, С. Є. Смірнов, В. Г. Чернов та багато інших. На основі багаторічних досліджень були складені регіональні стратиграфічні схеми крейдових відкладів Українських Карпат, які і сьогодні є актуальними (див. Гожик, 2013 і посилання там само).

Проте палеогеографія та умови накопичення пізньокрейдових відкладів Внутрішніх Карпат, зокрема глибини седиментаційних басейнів та їхнє співвідношення з суміжними басейнами, залишаються мало дослідженими.

Мега статті – узагальнити та уточнити стратиграфію верхньокрейдових відкладів Пенінської зони та Мармароської зони скель і відтворити особливості палеоокеанографії басейнів їхньої седиментації, зокрема палеобати-метрії, за дрібними форамініферами.

Методика досліджень. Основним методом роботи був форамініферовий аналіз, застосовувалися елементи седиментологічного аналізу текстур порід. Використовувалися проби з природних відслонень порід, як зібрані власноруч,

так і з колекції відділу проблем геології Карпат Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України (відібрані С. П. Гавурою), а також деякі матеріали з колекції Н. В. Дабагян. Результати їхнього біостратиграфічного та частково палеоокеанологічного вивчення опубліковані в працях (С. Р. Гнилко та ін., 2023; Наварівська, 2022, 2023; Navarivska et al., 2023). У цій роботі проаналізовано родовий і видовий склад, морфологічні особливості форамініфер та кількісне співвідношення планктонних і бентосних форм, що згідно з дослідженнями (BouDagher-Fadel, 2015; Krasheninnikov, 1974; Kuhnt & Kaminski, 1989; Murray, 1976 та ін.) важливо для реконструкції палеосередовища. На підставі проведеного аналізу мікрофауни пізньої крейди Українських Карпат зіставлено з угрупованнями форамініфер, виокремленими (Kuhnt & Kaminski, 1989) для одновікових відкладів Середземноморської області.

Геологічне положення. Карпати формують покривно-складчасту дугоподібну споруду і поділяються на Внутрішні (Центральні) та Зовнішні (Флішові). Вони складені редукованими і деструктурованими фрагментами давнього океану Тетис – залишками мікроконтинентів, акреційних призм тощо.

Головними елементами Внутрішніх Карпат є кристалічні масиви. До них належать Мармароський масив (Центральні Східні Карпати), фундамент якого складений доальпійськими кристалічними комплексами, а чохол – верхньопалеозойськими і мезозойсько-кайнозойськими відкладами, а також масив Центрально-Західних Карпат, відслонений за межами України, а в її межах занурений під неогенові відклади Закарпатської западини в районі міст Ужгород і Чоп (Мацьків та ін., 2003). Інтенсивні тектонічні покривні рухи в межах цих масивів відбулися в крейдовий період. До Внутрішніх Карпат дослідники (Мацьків та ін., 2009) також відносять Мармароську зону скель, яка розташована на північний захід від Мармароського масиву і є тектонічно зірваним зі своєї основи фрагментом осадового чохла цього масиву (Богданова & Гнилко, 2022); Пенінську зону, яка відмежовує Центральні Західні Карпати від Зовнішніх Карпат та Центрально-Східних Карпат; Монастирський покрив палеогенового флішу, який також (разом з Пенінською зоною) розмежовує Центральні Західні та Центральні Східні Карпати (Мармароський масив) (рис. 1).

Кристалічні масиви Внутрішніх Карпат є виступами двох мікроконтинентальних терейнів (деструктуровані колишні мікроконтиненти океану Тетис), відомих під назвами Алькапа і Тися–Дакія. Перший з них включає масив Центрально-Західних Карпат, а другий – Мармароський масив. Терейни обмежені мезозойсько-кайнозойськими сутурними/флішовими зонами і великими зсувами (Csontos & Vörös, 2004; Schmid et al., 2008).

Зовнішні Карпати складені повністю тектонічно зірваним зі своєї основи крейдово-міоценовим флішем, частково неогеновою моласою, які формують ряд тектонічних покривів, насунених до північного сходу на Передкарпатський прогин. У Зовнішніх Карпатах також розвинені невеликі тектонічні лінзи юрсько-ранньокрейдкових базальтоїдів (суб)океанічної кори. Насувна структура Зовнішніх Карпат утворилася в міоцені (О. М. Гнилко, 2012 і посилення там само; Мацьків та ін., 2009).

Зовнішні Карпати розглядають як ранньокрейдково-неогенову акреційну призму, утворену при зближенні терейнів Алькапа і Тися–Дакія з Євразією

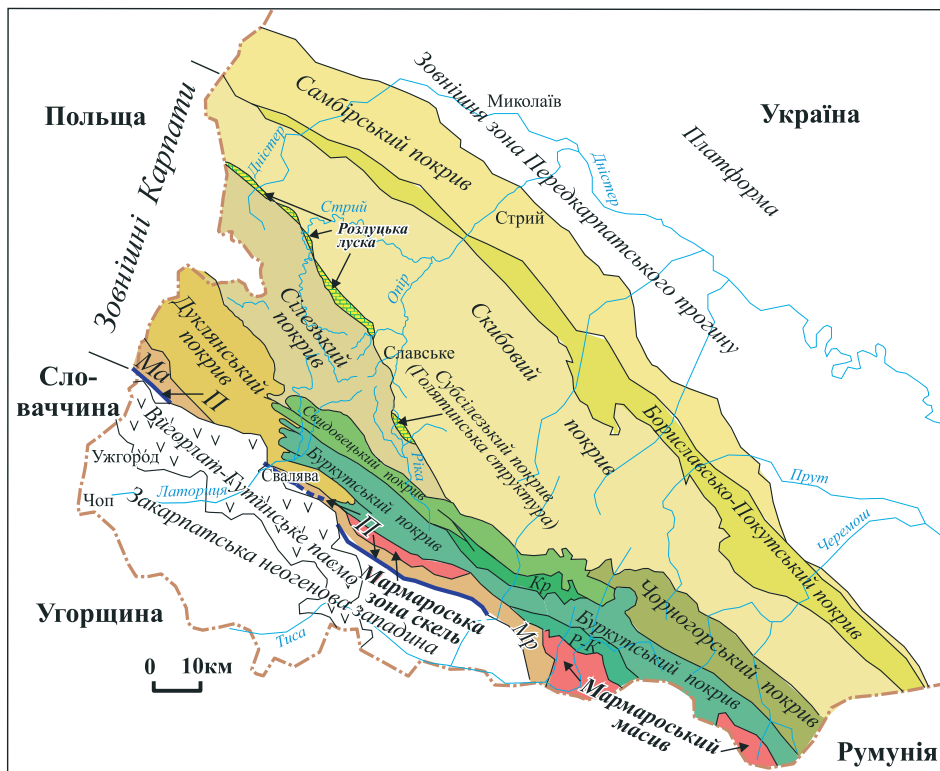


Рис. 1. Тектонічна схема Українських Карпат (С. Р. Гнилко та ін., 2023).
 Буквами на схемі показано: П – Пенінська зона (позначено синім); покриви: Ма – Магурський; Мр – Монастирецький; Р-К – Рахівський і Кам'янопотоцький; Кр – Красношорський

та субдукції підфлішової основи під ці терейни (О. М. Гнилко, 2012; Csontos & Vörös, 2004; Schmid et al., 2008).

Досліджені нами верхньокрейдові відклади розташовані в межах Пенінської зони та Мarmароської зони скель Внутрішніх Карпат.

Пенінська зона (за межами України відома як Пенінський кліповий пояс – *англ.* Pieniny Klippen Belt) простягається вузькою смугою від Словацьких до Румунських Карпат. Це зона тектонічного меланжу, її характерною особливістю є наявність крупних брил (кліпів, скель, стрімчаків) жорстких юрсько-неокомських вапняків, розміщених серед пластичних інтенсивно деформованих крейдових мергелистих порід (Гурський & Круглов, 2007; Мацьків та ін., 2009). Вона на північному сході межує з палеогеновим флішем Магурського і Монастирецького покривів, а з південного заходу перекривається неогеновими моласами Закарпатського прогину та вулканітами Вигорлат-Гутинського пасма (див. рис. 1).

Стратиграфічний розріз Пенінської зони в межах України представлений: юрськими відкладами (переважно вапняки); титон-неокомськими пелітоморфними вапняками з прошарками кременів (свалявська світа); апт-сеноманськими переважно сірими мергелями (тисальська світа); турон-маастрихтськими рожевими та червоними мергелями й аргілітами (пухівська світа), маастрихтськими пісковиками, гравелітами і конгло-брекчіями (ярмутська

світа) та еоценовими конгломератами і флішем (вувльовчицька світа). Остання залягає з кутовою незгідністю на крейдових утвореннях і завершує розріз Пенінської зони (рис. 2) (С. Р. Гнилко та ін., 2023 і посилання там само; Мацьків та ін., 2009).

Мармароська зона скель розвинена тільки в Україні. Вона поширена невеликою смугою на північно-західному продовженні Мармароського кристалічного масиву і обмежена з південного заходу Монастирецьким покривом, а з північного сходу – Зовнішніми Карпатами (див. рис. 1). Ця зона є тектонічним покривом (Вежанський покрив), що складений крейдово-палеогеновими породами, тектонічно зірваними зі своєї седиментаційної основи, якою, вірогідно, був Мармароський масив (Богданова & Гнилко, 2022).

Необхідно зауважити, що деякі дослідники відносили до Мармароської зони скель не тільки Вежанський, а й Монастирецький покрив (Мацьків та ін., 2009 і посилання там само). Проте Монастирецький покрив складений типовим палеогеновим флішем, який зіставляється не з Мармароською одиницею, а із флішем Магурського покриву (Oszczypko et al., 2005).

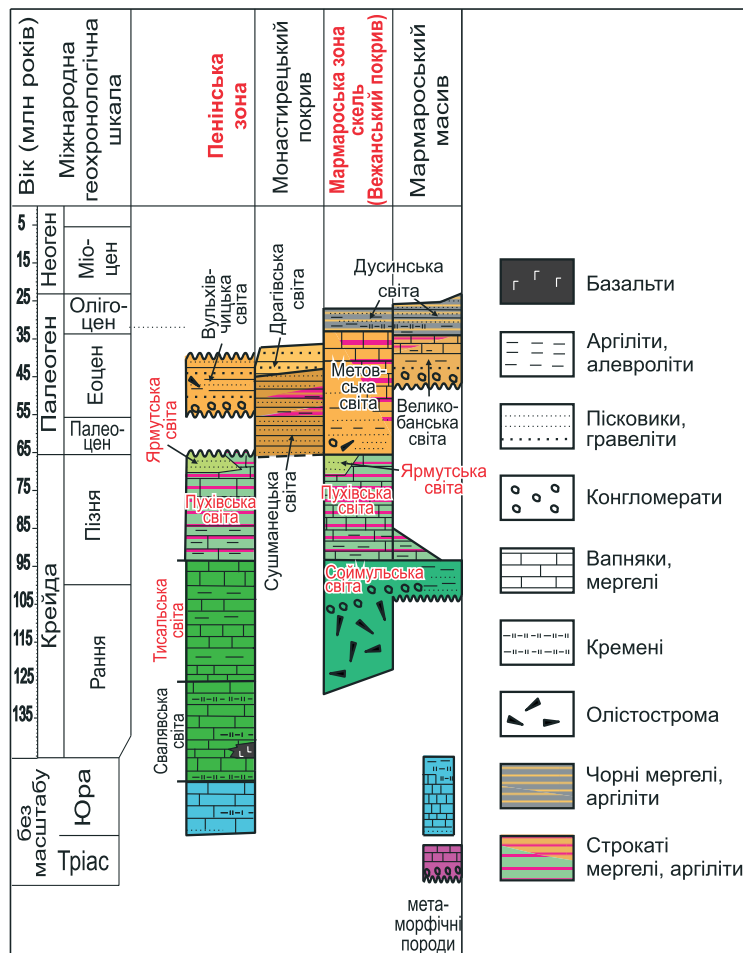


Рис. 2. Літостратиграфічна таблиця Українських Внутрішніх Карпат, за (S. Hnylko & Hnylko, 2016) зі змінами

Стратиграфічний розріз Мармароської зони скель (див. рис. 2) розпочинається ранньокрейдовою хаотичною товщею, яка містить крупні брили вапняків та інших порід, що поміщені в піскувато-глинистий матрикс. Товща віднесена до каменелінської світи (Гожик, 2013). Інші дослідники (Гурський & Круглов, 2007; Мацьків та ін., 2009 і посилання там само) зараховували її до нижньої частини соймульської світи і вважали потужною (1000 м) олістостромою. Олістострома містить уламки та великі брили як метаморфічних порід і тріас-ранньокрейдових карбонатних відкладів Мармароського масиву, так і фрагменти офіолітової асоціації – зокрема базальти та ультраосновні породи (Богданова & Гнилко, 2022). На олістостромі залягають альб-сеноманські конгломерати, пісковики й алевроліти соймульської світи, які вище змінюються сеноман-маастрихтськими червоними і рожевими аргілітами, мергелями з прошарками пісковиків пухівської світи. Верхня маастрихтська частина розрізу пухівської світи, вірогідно, фаціально заміщується флішовими відкладами, які належать до окремої ярмутської світи (Гожик, 2013). Остання поступово нарощується (розріз по р. Теремля, див.: S. Hnylko & Hnylko, 2016) палеоцен-еоценовими піскувато-глинистими і мергелистими породами метовської світи та олігоценовими чорними мергелями й аргілітами дусинської (=лузької) світи.

Виклад основного матеріалу: характеристика верхньої крейди. Пенінська зона. Верхньокрейдові відклади тут представлені верхньою пачкою тисальської світи (Наварівська, 2022; Dabagian, 1969), пухівською і ярмутською світами, які згідно перекривають одна одну (див. рис. 2). Вони сильно тектонічно деформовані, по суті, складають матрикс тектонічного меланжу, у якому розміщені брили жорстких юрсько-неокомських вапняків. Тому їхню нормальну послідовність і істинну товщину встановити важко.

Верхня пачка тисальської світи (сеноман) складена світло-сірими до білих, кремевими і рожевими мергелями. Загальна товщина світи – 145 м. Тут за планктонними форамініферами виокремлено (Наварівська, 2022) верстви з *Thalmaninella globotruncanoides*, біозони *Thalmaninella reicheli*, *Rotalipora cushmani* (рис. 3).

Пухівська світа (турон–маастрихт) – це рожеві і червоні, місцями голубувато-сірі та плямисті мергелі, у нижній частині – червоні аргіліти. Гомогенні і паралельношаруваті текстури свідчать про їхнє (гемі)пелагічне походження (тобто переважно внаслідок седиментації за типом «частинка за частинкою» з водної товщі). Товщина світи приблизно 100 м. За планктонними форамініферами виокремлено (С. Р. Гнилко та ін., 2023; Наварівська, 2023 і посилання там само) біозони *Helvetoglobotruncana helvetica*, *Dicarinella concavata*, *Contusotruncana elevata*, *Contusotruncana morozovae*, *Globotruncanites stuarti*, *Abathomphalus mayaroensis* (див. рис. 3).

Ярмутська світа (маастрихт) представлена сірими, голубувато-сірими глинистими алевролітами і пісковиками, місцями лінзами гравелітів та конглобрекцій. Останнім притаманні пудингові хаотичні текстури – великі уламки, розсіяні в тонкому глинисто-піскуватому матриксі, що свідчить про їхнє відкладення мулистого-уламкового потоками (*англ.* debris-flow). Ярмутська світа фаціально заміщує пухівські мергелі. Її товщина – до перших десятків метрів. За планктонними форамініферами виокремлено (С. Р. Гнилко та ін., 2023;

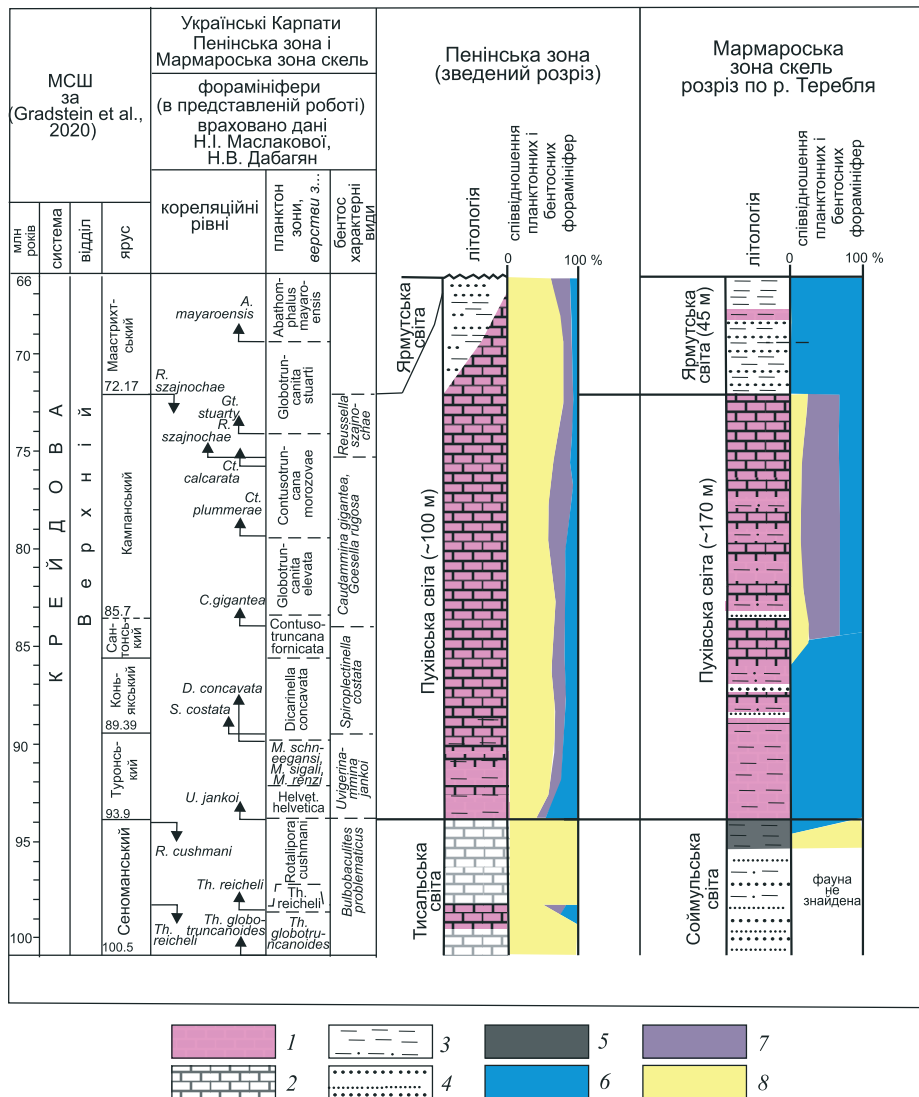


Рис. 3. Стратиграфічні колонки відкладів верхньої крейди Пенінської зони і Мармароської зони скель та відсоткове співвідношення планктонних і бентосних форамініфер:

1 – червоноколірні (гемі)пелагічні верстви (Cretaceous Oceanic Red Beds – CORBs); 2 – мергелі і вапняки; 3 – аргіліти, алевроліти; 4 – пісковики, гравеліти; 5 – темно-сірі до чорних глинисті відклади; форамініфери: 6 – аглютиновані, 7 – вапнисті бентосні, 8 – планктонні

Наварівська, 2023 і посилання там само) біозони *Globotruncanita stuarti*, *Abaathomphalus mayaroensis* (див. рис. 3).

Мармароська зона скель. Верхньокрейдові відклади тут представлені верхньою частиною соймульської світи, пухівською та ярмутською світами (див. рис. 2).

Верхня частина соймульської світи (сеноман) виражена сірими та темно-сірими алевролітами і пісковиками, лінзами гравелітів та конгломератів у низах розрізу. Часто грубоуламковим утворенням притаманні хаотичні

пудингові текстури, які вказують на відкладення мулисто-уламковими потоками. Тут визначені характерні для сеноману форамініфери *Rotalipora cushmani* (Morrow) і *Bulbobaculites problematicus* (Neagy) (Navarivska et al., 2023).

Пухівська світа (турон–кампан) повно розкрита тільки в опорному розрізі по р. Терєбля, де згідно залягає на соймульській. У її низах (інтервал 2,5 м) спостерігається чергування сірих алевролітів з червоними аргілітами та алевролітами, далі – червоні аргіліти (інтервал 25 м), вище – пачка перешарування червоно-бурих мергелів та сірих і блакитно-сірих алевролітів і пісковиків (інтервал 35 м). Наступна пачка (70 м) складена масивними і неясношаруватими мергелями червоного і бурого кольору та рожево-бурими алевролітами. У найвищій частині світи (інтервал 35 м) розвинені рожеві мергелі з плямами голубувато-сірого кольору (С. Р. Гнилко та ін., 2023). Гомогенні і паралельношаруваті текстури червоноколірних мергелів свідчать про відкладення більшої частини відкладів пухівської світи (гемі)пелагічними потоками.

Нижня частина пухівської світи (інтервал 27,5 м) у розрізі по р. Терєбля відповідає (Navarivska et al., 2023) зонам *Uvigerinamina jankoi* та *Spigoplectinella costata* турону–сантону, виокремленим (Olszewska, 1997) у Польських Карпатах. Верхня, більша частина світи відповідає кампану на підставі характерних видів *Caudamina gigantea* (Geroch), *Goessela rugosa* (Hanzlikova), *Reussella szajnochae* (Grzybowski).

Нижче за течією р. Терєбля на її правому березі відслонюється ярмутська світа маастрихту (товщиною 45 м), представлена тонко-середньоритмічним флішовим чергуванням сірих слюдистих пісковиків, алевролітів і аргілітів, у якій наявні прошарки темно-червоних аргілітів. У фліші спостережені текстури Боума, які дають змогу віднести його до типових турбідитів. Червоні аргіліти, вірогідно, є літифікованими продуктами пелагічної фонові седиментації.

Форамініферові угруповання – індикатори умов басейнів седиментації. У досліджених відкладах виокремлено три типи угруповань глибоководної мікрофауни на підґрунті порівняння цієї мікрофауни з біофаціями верхньої крейди Західного Середземномор'я та прилеглих областей (Kuhnt & Kaminski, 1989):

1. Угруповання аглютинованих форамініфер (Kuhnt & Kaminski, 1989) містять глибоководні аглютиновані бентосні форамініфери (англ. Deep-Water Agglutinated Foraminifera – DWAF) кременистого складу і вказують на батіальні–абісальні глибини нижче рівня компенсації кальциту (англ. Calcite Compensation Depth – CCD). У досліджених відкладах ці угруповання виокремлені в малопотужних (25 м) червоних аргілітах турону–сантону низів пухівської світи та в ярмутській світі в Мармароській зоні скель (див. рис. 3). За таксономічним складом і морфологічними особливостями досліджені форамініфери схожі з пізньокрейдовою мікрофауною (Kuhnt & Kaminski, 1989) Середземноморської області. У нижній частині пухівської світи поширені дрібнорослі форамініфери з дрібнозернистою текстурою стінки, які належать до родів *Ammodiscus*, *Haplophragmoides*, *Labrospira*, *Pseudobolivina*, *Plectrocurvoides*, *Praecystamina*, *Uvigerinamina*, *Gerochammina* і, згідно з (Krashennikov, 1974; Kuhnt & Kaminski, 1989), вказують на повільну океанічну седиментацію нижче CCD.

2. Змішані угруповання аглютинованих, вапнистих бентосних і планктонних форамініфер (Kuhnt & Kaminski, 1989) характеризуються переважанням бентосного компонента. У досліджених відкладах бентосні форми становлять 70–80 % форамініферових решток (див. рис. 3). Угруповання поширені у верхах сантону–кампані пухівської світи в Мармароській зоні скель. Містять DWAF кременистого чи вапнисто-кременистого складу (переважно роди *Kalamopsis*, *Caudamina*, *Karrerulina*, *Spirolectamina*, *Tritaxia*, *Dorothia*, *Marssonella*), вапнисті бентосні форамініфери (переважно роди *Pleurostomella*, *Eponides*, *Globorotalites*, *Anomalina*, *Reussella*). Планктонні форамініфери мають переважно крупні кілюваті черепашки, що характерно (BouDagher-Fadel, 2015; Murray, 1976) для відносно глибоководних морських областей, і належать до родів *Globotruncana*, *Globotruncanita*, *Abathomphalus*. За складом бентосу і планктону угруповання характерні (Kuhnt & Kaminski, 1989) для схилів басейну з глибинами вище CCD.

3. Планктон-домінантні угруповання форамініфер (Kuhnt & Kaminski, 1989) характеризуються значним переважанням планктонного компонента, присутністю DWAF і вапнистих бентосних форамініфер. У досліджених відкладах планктонні форми становлять 60–100 % форамініферових решток. Поширені у верхній крейді Пенінської зони, де характеризують верхи тисальської світи (сеноман), пухівську світу турону–маастрихту і ярмутську – маастрихту (див. рис. 3). Планктонні форамініфери мають переважно крупні кілюваті черепашки, виявляють високе видове і родове розмаїття та належать до родини Rotaliporidae (сеноман), родин Globotruncanidae, Globotruncanellidae (турон–маастрихт). Бентосні форамініфери належать переважно до родів *Caudamina*, *Tritaxia*, *Dorothia*, *Marssonella*, *Eponides*, *Reussella*. Угруповання характерні для мергелів, накопичених на глибинах вище CCD на континентальних схилах. Згідно з дослідженнями (BouDagher-Fadel, 2015; Murray, 1976) кількісна перевага та велике розмаїття планктонних форамініфер вказують на батіальні умови відкритого океану.

Обговорення результатів: палеоокеанографічний аспект. Пенінська зона (Пенінський кліповий пояс) у закордонних ділянках Карпат підрозділяється на ряд літофаціальних одиниць, юрсько-крейдові відклади яких накопичувалися в дуже різноманітних умовах – від мілководних шельфових до глибоководних нижче CCD. Мілководні умови існували на піднятті (так зване Чорштинське підняття), яке розташовувалося в океані Тетис, а глибоководні – на схилах і за межами цього підняття у відкритих ділянках океану. Пізньокрейдові відклади, накопичені на Чорштинському піднятті, характеризуються переважно мергелистими фаціями, а на схилах чи за межами цього підняття – мергелисто-глинистими відкладами в нижній частині розрізу та флішовими (турбідитовими) – у верхній. Причому найпізніша частина крейди (маастрихт) характеризується одноманітними грубокластичними фаціями ярмутської світи, які розвинені в усіх літофаціальних одиницях Пенінського кліпового поясу (Birkenmajer, 1977; Golonka & Krobicki, 2023; Golonka et al., 2018; Plašienka & Soták, 2015).

Порівнюючи юрські фації української частини Пенінської зони з одновіковими фаціями, розвиненими за межами України, дослідники (Krobicki et al., 2003) зіставили їх з відкладами, накопиченими в області Чорштинського підняття.

Розріз верхньокрейдових відкладів українського сегмента Пенінської зони відповідає розрізу Чорштинської послідовності відкладів її польського сегмента, за (Birkenmajer, 1977; Golonka & Krobicki, 2023), розвинені переважно: мергелісті сіроколірні породи сеноману (зіставляються з верхами тисальської світи), червоноколірні мергелі турону (місцями верхів сеноману) – низів маастрихту (відповідають пухівській світі Українських Карпат) та грубоуламкова ярмутська формація маастрихту. Відповідно пізньокрейдові (гемі)пелагічні відклади верхів тисальської світи та пухівської світи, які містять планктон-домінантні угруповання форамініфер, нагромаджувалися (гемі)пелагічними потоками на Чорштинському піднятті (вірогідно, на його схилі) в умовах батіалі вище CCD при доброму зв'язку з відкритим океаном. Регіонально поширена уламкова ярмутська літофація може свідчити про активізацію орогенних процесів. Проте вона також містить планктон-домінантні угруповання форамініфер, які свідчать про продовження седиментації в умовах батіалі вище CCD.

Верхньокрейдові відклади Мармароської зони скель, які, вірогідно, є зірваним з основи фрагментом чохла Мармароського масиву, були накопичені на схилах іншого підняття – на окраїні давнього мікроконтиненту Тисія–Дакія, розташованого в океані Тетис. Мармароський кристалічний масив є частиною Тисії–Дакії. Згідно з поширенням у нижній частині пухівської світи угруповань аглютинованих форамініфер, у туроні–сантоні відбувалася повільна пелагічна океанічна седиментація на глибинах батіалі–абісалі нижче CCD. Вміст у верхній частині пухівської світи змішаних угруповань аглютинованих, вапнистих бентосних і планктонних форамініфер свідчить про седиментацію наприкінці сантону – у кампані на схилі підняття на глибинах вище CCD. Флішові (переважно турбідитові) відклади ярмутської світи з угрупованнями аглютинованих форамініфер вказують на поглиблення седиментаційного басейну нижче CCD та активізацію орогенних процесів у маастрихті.

Слід зауважити, що малопотужні червоноколірні глинисті і мергелісті відклади осаджувалися в пізній крейді не тільки на підняттях, що існували в Пенінському та Мармароському седиментаційних басейнах. Подібні малопотужні (до 130 м) відклади (голятинська товща) накопичилися і на піднятті в Зовнішньокарпатському седиментаційному басейні в Субсілезькій одиниці, де розвинені серед суцільного поля потужного (~1000 м) одновікового флішу. Вірогідно, турбідитні потоки, які нагромадили фліш, не досягали таких внутрішньобасейнових підняттях, де відбувалася переважно повільна пелагічна седиментація за типом «частинка за частинкою» з водної товщі (О. Гнилко, 2022).

Червоний колір верхньокрейдових аргілітів і мергелів свідчить про добру аерацію дна седиментаційних басейнів, де, як наслідок, домінує окисне залізо, надаючи осадам червоних барв. Така аерація зумовлена глобальними палеоокеанографічними подіями – зокрема похолоданням та інтенсивною циркуляцією холодних, збагачених киснем глибоководних течій, які приводили до нагромадження червоних океанічних верств (*англ.* CORBs – Cretaceous Oceanic Red Beds) (Hu et al., 2009), до яких належить і пухівська світа (С. Р. Гнилко та ін., 2023).

Висновки. За форамініферами і літофаціальними особливостями відтворено деякі умови пізньокрейдових седиментаційних басейнів Пенінської зони і Мармароської зони скель Українських Карпат.

На підґрунті аналізу визначених (Kuhnt & Kaminski, 1989) угруповань мікрофауни для верхньокрейдових відкладів Середземноморської області та з урахуванням праць (BouDagher-Fadel, 2015; Krasheninnikov, 1974; Murray, 1976), у досліджених нами відкладах виокремлено три основні типи угруповань форамініфер. *Угруповання аглютинованих форамініфер* (1) характеризують малопотужні (25 м) червоні аргіліти турону–сантону низів пухівської світи в Мармароській зоні скель і вказують на батіальні–абісальні глибини палеобасейну з повільною океанічною седиментацією нижче CCD. *Змішані угруповання аглютинованих, вапнистих бентосних і планктонних форамініфер* (2) поширені у верхах сантону та кампані пухівської світи в Мармароській зоні скель і характерні для схилів басейнів з глибинами вище CCD. *Планктон-домінантні угруповання форамініфер* (3) характеризують верхи тисальської світи (сеноман), пухівську світу турону–маастрихту, ярмутську світу маастрихту в Пенінській зоні. Угруповання характерні для схилових мергелів, накопичених на глибинах вище CCD, та визначають батіальні умови відкритого океану.

Верхньокрейдові відклади українського сегмента Пенінської зони відповідають відкладам Чорштинської послідовності її польського сегмента і накопичувалися в області Чорштинського підняття (вірогідно, на його схилі), розташованого в океані Тетис. Верхньокрейдові відклади Мармароської зони скель були накопичені на підніжжі (турон–сантон) і схилі (верхи сантону–кампан) іншого підняття – на окраїні давнього мікроматиненту Тися–Дакія, частиною якого є Мармароський кристалічний масив. Уламкові відклади маастрихту нагромаджувалися в умовах активізації орогенних процесів.

- Богданова, М. І., & Гнилко, О. М. (2022). Офіолітокластові брекчії в розрізі соймульської олістостромової товщі. *Наукові праці ДонНТУ. Серія гірничо-геологічна*, 1(27), 116–121. [https://doi.org/10.31474/2073-9575-2022-1\(27\)-2\(28\)-116-121](https://doi.org/10.31474/2073-9575-2022-1(27)-2(28)-116-121)
- 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. (2022). Геологія Субсілезького покриву в басейні р. Ріка (Українські Зовнішні Карпати, Голятинська структура). *Вісник Львівського університету. Серія геологічна*, 36, 25–43. <https://doi.org/10.30970/vgl.36.03>
- Гнилко, С. Р., Гнилко, О. М., Супрун, І. С., Наварівська, К. О., & Генералова, Л. В. (2023). Стратиграфія верхньокрейдових відкладів з океанічними червоноколірними верствами (CORBs), Українські Карпати. *Геологічний журнал*, 3(384), 79–107. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.281067>
- Гожик, П. Ф. (Гол. ред.). (2013). *Стратиграфія верхнього протерозою та фанерозою України: Т. 1. Стратиграфія верхнього протерозою, палеозою та мезозою України*. Київ: ІГН НАН України; Логос.
- Гурський, Д. С., & Круглов, С. С. (Ред.). (2007). *Тектонічна карта України. Масштаб 1 : 1 000 000. Пояснювальна записка*. Київ: УкрДГРІ.
- Мацьків, Б. В., Ковальов, Ю. В., & Пукач, Б. Д. (2003). *Державна геологічна карта України масштабу 1 : 200 000. Карпатська серія. Ужгородська група аркушів*:

- M-34-XXIX (Сніна); M-34-XXV (Ужгород), L-34-V (Сату-Маре). Пояснювальна записка.* Київ: Міністерство екології і природних ресурсів України; Державне підприємство «Західукргеологія».
- Мацьків, Б. В., Пукач, Б. Д., Воробканич, В. М., Пастуханова, С. В., & Гнилко, О. М. (2009). *Державна геологічна карта України масштабу 1 : 200 000, аркуші M-34-XXXVI (Хуст), L-34-VI (Бая-Маре), M-35-XXXI (Надвірна), L-35-I (Вишеу-Де-Сус). Карпатська серія. Пояснювальна записка.* Київ: УкрДГРІ.
- Наварівська, К. О. (2022). Біостратиграфія та умови накопичення пограничних відкладів нижньої і верхньої крейди за дрібними форамініферами (Пенінська зона, Українські Карпати). *Геологічний журнал*, 2(379), 86–99. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2022.2.253854>
- Наварівська, К. О. (2023). Характеристика відслонених розрізів турону–маастрихту Пенінської зони Українських Карпат за дрібними форамініферами. *Наукові праці ДонНТУ. Серія гірничо-геологічна*, 2(30), 80–89. <https://doi.org/10.31474/2073-9575-2023-2-30-80-89>
- Пономарьова, Л. Д. (2007). Форамініфери крейдових відкладів Голятинської структури. У *Палеонтологічні дослідження в Україні: історія, сучасний стан та перспективи*: збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України (с. 192–194). Київ.
- Birkenmajer, K. (1977). Jurassic and Cretaceous lithostratigraphic units of the Pieniny Klippen Belt, Carpathians, Poland. *Studia Geologica Polonica*, 45(1), 1–158.
- BouDagher-Fadel, M. K. (2015). *Biostratigraphic and geological significance of planktonic foraminifera*. London: UCL Press. <https://doi.org/10.14324/111.9781910634257>
- Csontos, L., & Vörös, A. (2004). Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 210(1), 1–56. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2004.02.033>
- Dabagian, N. V. (1969). Foraminifera from the transition beds between Lower and Upper Cretaceous in the Ukrainian Carpathians. *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, 39(Zeszyt 1–3), 213–223.
- Golonka, J., & Krobicki, M. (2023). Field trip – Outer Flysch Carpathians and Pieniny Klippen Belt (PKB). *Geotourism*, 20(3–4(74–75)), 5–17. [https://doi.org/10.7494/geotour.2023.3–4\(74–75\).5](https://doi.org/10.7494/geotour.2023.3–4(74–75).5)
- Golonka, J., Krobicki, M., & Waśkowska, A. (2018). The Pieniny Klippen Belt in Poland. *Geology, Geophysics and Environment*, 44(1), 111–125. <https://doi.org/10.7494/geol.2018.44.1.111>
- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Schmitz, M. D., & Ogg, G. M. (Eds.). (2020). *Geologic Time Scale*. Elsevier.
- Hnylko, S., & Hnylko, O. (2016). Foraminiferal stratigraphy and palaeobathymetry of Paleocene-lowermost Oligocene deposits (Vezhany and Monastirets nappes, Ukrainian Carpathians). *Geological Quarterly*, 60(1), 77–105. <https://doi.org/10.7306/gq.1247>
- Hu, X. M., Wang, C. S., Scott, R. W., Wagreich, M., & Jansa, L. (Eds.). (2009). Cretaceous Oceanic Red Beds: Stratigraphy, Composition, Origins and Paleooceanographic and Paleoclimatic Significance. *SEPM, Special Publication*, 91. <https://doi.org/10.2110/sepm.sp.091>
- Krashennikov, V. A. (1974). Upper Cretaceous benthonic agglutinated foraminifera, Leg 27 of the Deep Sea Drilling Project. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 27, 631–661. <https://doi.org/10.2973/dsdp.proc.27.132.1974>
- Krobicki, M., Kruglov, S. S., Matyja, B. A., Wierzbowski, A., Albrecht, R., Bubniak, A., & Bubniak, I. (2003). Relation between Jurassic klippen successions in the Polish and Ukrainian parts of the Pieniny Klippen Belt. *Mineralia Slovaca*, 35, 56–58.
- Kuhnt, W., & Kaminski, M. (1989). Upper Cretaceous deep-water agglutinated benthic foraminiferal assemblages from the western Mediterranean and adjacent areas.

- Cretaceous of the western Tethys. In J. Wiedmann (Ed.), *Proceedings 3rd International Cretaceous Symposium, Tübingen 1987* (pp. 91–120). Stuttgart: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.
- Murray, J. W. (1976). A method of determining proximity of marginal seas to an ocean. *Marine Geology*, 22(2), 103–119. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(76\)90033-5](https://doi.org/10.1016/0025-3227(76)90033-5)
- Navarivska, K., Hnylko, S., & Heneralova, L. (2023). Turonian to Santonian Foraminiferal Biostratigraphy and Paleobathymetry of Non-calcareous Red Beds of the Vezhany Nappe (Ukrainian Inner Carpathians). In S. Bębenek, A. Waśkowska & M. A. Kamiński (Eds.), *Eleventh International Workshop on Agglutinated Foraminifera. Grzybowski Foundation Special Publication*, 26, 61–62.
- Olszewska, B. (1997). Foraminiferal biostratigraphy of the Polish Outer Carpathians: a record of basin geohistory. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 67, 325–337.
- Oszczypko, N., Oszczypko-Cloves, M., Golonka, J., & Krobicki, M. (2005). Position of the Marmarosh Flysch (Eastern Carpathians) and its relation to the Magura Nappe (Western Carpathians). *Acta Geologica Hungarica*, 48(3), 259–282. <https://doi.org/10.1556/ageol.48.2005.3.2>
- Plašienka, D., & Soták, J. (2015). Evolution of Late Cretaceous-Palaeogene synorogenic basins in the Pieniny Klippen Belt and adjacent zones (Western Carpathians, Slovakia): Tectonic controls over a growing orogenic wedge. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 85(1), 43–76. <https://doi.org/10.14241/asgp.2015.005>
- Schmid, S., Bernoulli, D., Fugenschuh, 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:
06.02.2024 р.

Ksenia NAVARIVSKA^{1,2}, Oleh HNYLKO¹

¹ Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals
of National Academy of Sciences of Ukraine, Lviv, Ukraine,
e-mail: ohnilko@yahoo.com

² Lviv National Ivan Franko University, Lviv, Ukraine,
e-mail: navarivska@gmail.com

**THE LATE CRETACEOUS OF THE PIENINY KLIPPEN BELT
AND MARMAROSH KLIPPEN ZONE OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS:
PALEOCEANOGRAPHY BY FORAMINIFERA**

In presented article, on the basis of foraminiferal analysis and using the sedimentological data, the stratigraphy of the Upper Cretaceous deposits of the Pieniny Klippen Belt and the Marmarosh Klippen Zone is summarized and clarified, and the features of paleoceanography, in particular the paleobathymetry of sedimentary basins, were reconstructed. An analysis of the taxonomic composition and morphological features of foraminifera were carried out, as well as of the planktonic/benthic ratio was calculated, on the basis of which the paleoenvironment for foraminifera were reconstructed.

Three types of deep-sea foraminiferal assemblages were identified in the studied sediments based on a comparison of the foraminiferal assemblages with the Upper Cretaceous biofacies of the Western Mediterranean and adjacent areas. *The assemblages* (1) of agglutinated foraminifera belonging to the deep-water agglutinated foraminifera (DWAF) are indicating a bathyal–abyssal below the calcite compensation depth (CCD). These

assemblages were found only in the Marmarosh Klippen Zone in low-thickness (25 m) Turonian–Santonian red argillites in the lower part of the Puchov Formation, as well as in the flysch deposits of the Jarmuta Formation. Small-sized foraminifera with a fine-grained wall texture, which belong to the genera *Ammodiscus*, *Haplophragmoides*, *Labrospira*, *Pseudobolivina*, *Plectrocurvoides*, *Praecystammina*, *Uvigerinammina*, *Gerochammina* suggesting pelagic sedimentation below CCD are common in the lower part of the Puchov Formation in the Marmarosh Klippen Zone. *The assemblages (2)* are characteristic for the basin slope with depths above the CCD, and represented by mixed agglutinated, calcareous benthic and planktonic foraminifera. They are characterized by the predominance of the benthic specimens, which make up 70-80% of foraminiferal remains. Assemblages (2) were also found in sediments of the Marmarosh Klippen Zone, such as the upper part of the Santonian and Campanian sediments of the Puchov Formation. They contain siliceous or calcareous-siliceous DWAF (mainly genera *Kalamopsis*, *Caudammina*, *Karrerulina*, *Spiroplectammina*, *Tritaxia*, *Dorothia*, *Marssonella*), calcareous benthic foraminifera (mainly genera *Pleurostomella*, *Eponides*, *Globorotalites*, *Anomalina*, *Reussella*). Planktonic foraminifera have mainly large keeled shells typical for deep sea areas and belong to the genera *Globotruncana*, *Globotruncanita*, and *Abathomphalus*. *The assemblages (3)* are plankton-dominated with admixture of the DWAF and calcareous benthic foraminifera. The assemblages are characteristic of marls accumulated at depths above the CCD on continental slopes in the bathyal conditions of the open ocean. They are common in the Upper Cretaceous of the Pieniny Klippen Belt, where were found in the tops of the Tyssalo Formation (Cenomanian), Puchov Formation (Turonian–Maastrichtian), and Jarmuta Formation (Maastrichtian). Planktonic foraminifera have mainly large keeled shells, high species and genera diversity and belong to the family *Rotaliporidae* (Cenomanian), families *Globotruncanidae*, *Globotruncanellidae* (Turonian–Maastrichtian). Benthic foraminifera belong mainly to genera *Caudammina*, *Tritaxia*, *Dorothia*, *Marssonella*, *Eponides*, *Reussella*.

The Upper Cretaceous deposits of the Ukrainian segment of the Pieniny Klippen Belt correspond to the sediments of the Czorsztyn sequence of its Polish segment, and were accumulated in the Czorsztyn submerged ridge (probably on its slope) located in the Alpine Tethys Ocean. The Upper Cretaceous deposits of the Marmarosh Klippen Zone were accumulated on the foot (Turonian – Santonian) and slope (uppermost Santonian – Campanian) of the another uplift such as the edge of the ancient Tisza-Dacia microcontinent, of which the Marmarosh Crystalline Massif is a part. Maastrichtian clastic sediments of the Jarmuta Formation were formed in the orogenic environments.

Keywords: Ukrainian Carpathians, Pieniny Klippen Belt, Marmarosh Klippen Zone, Late Cretaceous, foraminifera, paleoceanography.