

<https://doi.org/10.15407/ggcm2026.202.031>

УДК 551.24(477.8)

Олег ГНИЛКО

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна,
e-mail: ohnilko@yahoo.com, <https://orcid.org/0000-0001-5983-952X>

**АКРЕЦІЙНА ПАЛЕОПРИЗМА
МІЖ ТЕРЕЙНАМИ АЛЬКАПА І ТИСІЯ-ДАКІЯ
(Пенінська зона та Монастирецький покрив,
Українські Карпати)**

Доповнено та узагальнено уявлення про геологічну будову і розвиток хаотичних і флішових комплексів Пенінської зони і Монастирецького флішового покриву Внутрішніх Карпат, що розглядаються як акреційна палеопризма. У них виокремлені синорогенні формації – грубозернисті відклади жолобів перед фронтом призми, та посторогенні формації – відклади басейнів «на тілі» призми (wedge-top basins). Комплекс Пенінської зони складений сильно дислокованими (аж до тектонічного меланжу) утвореннями і паралелізується з крейдово-палеоценовою акреційною призмою, сформованою внаслідок субдукції основи басейну Пенінської зони під активну окраїну Алькапи. У палеоцені–еоцені Передалькапська призма наростилася турбідитними відкладами Монастирецького покриву. Насування наприкінці палеогену Пенінсько-Магурської призми на осаді пасивної окраїни Тисії-Дакії вказує на закриття басейну між активним краєм Алькапи і пасивною окраїною Тисії-Дакії та на колізію мікроконтинентів Алькапи та Тисії-Дакії.

Ключові слова: Українські Карпати, терейни Алькапа та Тися-Дакія, Пенінська зона, Монастирецький покрив, акреційна призма.

Вступ. Останнім часом орогени розглядають як сукупність акреційних палеопризм/сутурних зон (залишків океанічних басейнів), які скріплюють давні мікроконтиненти і/чи великі континенти (Sawood et al., 2009, а також наведені там джерела). До акреційних призм належать флішові зони, а до давніх мікроконтинентів (терейнів) – кристалічні або так звані «серединні» масиви у внутрішніх частинах орогенів.

У Карпато-Паннонському регіоні, починаючи з піонерських робіт З. Балли (Balla, 1982), почали виокремлювати два крупні блоки (терейни, мікроконтиненти, мікроплити), які в сучасній літературі мають назви Алькапа та Тися-Дакія. Вони локалізуються у Внутрішніх Карпатах та частково перекриті неогеном Паннонсько-Трансильванської системи басейнів. Ці блоки розділені

© Олег Гнилко, 2026

ISSN 0869-0774 (Print), ISSN 2786-8621 (Online). **Геологія і геохімія горючих копалин.**

2026. № 2 (202)

мобільною Серединно-Угорською зоною, у якій розвинений Сольноцький фліш (Csontos & Nagymarosy, 1998; Csontos & Vörös, 2004; Schmid et al., 2008, 2020).

В українському сегменті Внутрішніх Карпат розвинені частини обох терейнів – як Тисії-Дакії, так і Алькапи, які розділені Пенінською сутурною зоною та Монастирецьким покривом палеогенового флішу. Останній, вірогідно, є продовженням Сольноцького флішу (Золтан Балла, персональне спілкування), який також приурочений до межі цих терейнів (Csontos & Vörös, 2004; S. Hnylko & Hnylko, 2016; Schmid et al., 2008, 2020). Пенінська зона та Монастирецький покрив розглядаються як акреційна палеопризма між обома терейнами (О. М. Гнилко, 2012; Murovskaaya et al., 2026), проте детально будову та еволюцію цієї палеопризми не розглядали.

Метою роботи є доповнення уявлень про геологічну будову й еволюцію Пенінської зони та Монастирецького покриву Українських Карпат, відтворення геодинамічних плито-тектонічних умов їхнього формування як акреційної палеопризми в контексті загальної еволюції Карпат.

Метод. Робота є узагальненням геологічних даних попередніх дослідників та власних матеріалів геологічного картування, результати якого були опубліковані частково на Державній геологічній карті України (Мацьків та ін., 2009). Аналіз та синтез проводилися відповідно до сучасних уявлень про будову орогенів, зокрема (палео)акреційних призм (Cawood et al., 2009; Csontos & Vörös, 2004; Schmid et al., 2008, 2020, а також наведені в них джерела). Деякі попередні напрацювання, розроблені для різних ділянок Українських Карпат, були частково опубліковані раніше (О. М. Гнилко, 2012; О. М. Гнилко та ін., 2015; Третьак та ін., 2015; О. М. Hnylko & Hnylko, 2024; О. Hnylko et al., 2025; Murovskaaya et al., 2026). У праці акцентується увага саме на Пенінській зоні та Монастирецькому покриві.

Тектонічне районування. Карпати є продуктом альпійського орогенезу і складені деструктурованими і редукованими фрагментами мезозойсько-кайнозойського океану Тетис, які прилягали до Євразійського континенту, зокрема фрагментами мікроконтинентів та акреційних палеоприм (Csontos & Vörös, 2004; Schmid et al., 2008, 2020).

Головними тектонічними елементами Карпат є Центральні Західні Карпати (частина терейну Алькапа), Центральні Східні Карпати (частина терейну Тися-Дакія), Пенінська зона (=Пенінський кліповий пояс, *англ.* Pieniny Klippen Belt) та Флішові Карпати. Ці елементи частково занурені під неогенові відклади Паннонського басейну, зокрема Закарпатської западини (Csontos & Vörös, 2004; Murovskaaya et al., 2026; Schmid et al., 2008, 2020) (рис. 1).

Центральні Західні Карпати є системою товсто- та тонкошкірих крейдових покривів, що відповідають австроальпійській тектонічній системі Східних Альп (Plašienka, 2018; Schmid et al., 2020). В Україні вони занурені під неогенові відклади Мукачівської ділянки Закарпатської западини (Murovskaaya et al., 2026).

Центральні Східні Карпати також складені системою товстошкірих покривів фундаменту крейдового віку. На румунській території покриви фундаменту тектонічно перекриті найвищими Трансильванськими покривами, що містять тріасово-юрські офіоліти (Sandulescu, 1988). В Україні Центральні

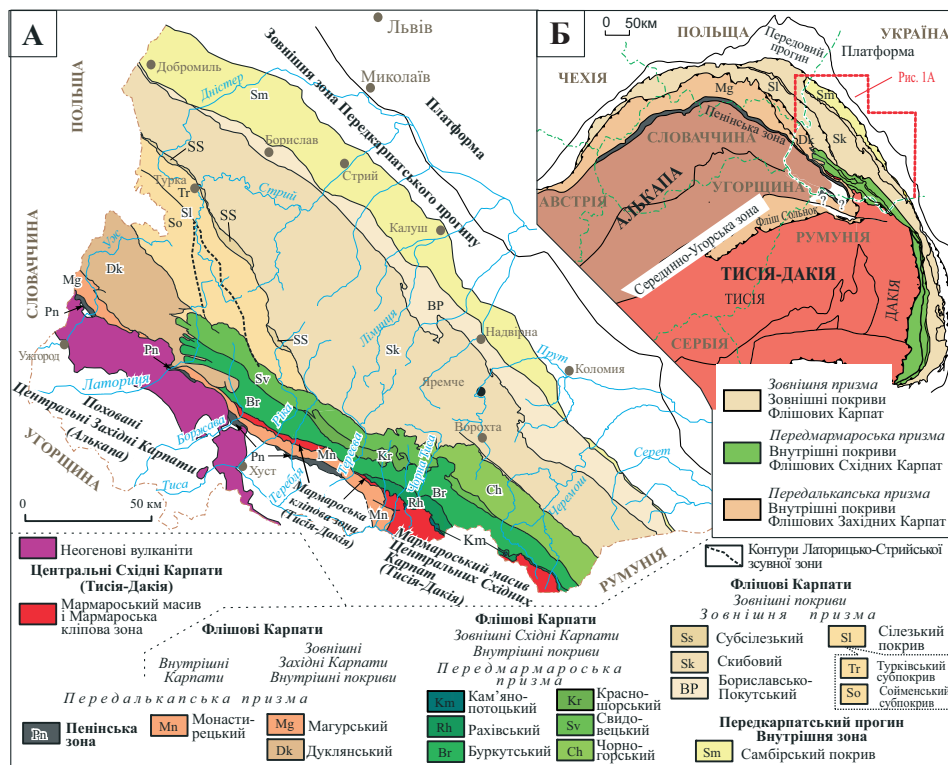


Рис. 1. А – головні тектонічні одиниці Українських Карпат за (О. Нгулко et al., 2025) зі змінами; Б – головні елементи Карпато-Паннонського регіону (без неогенового чохла у Внутрішніх Карпатах) за (Csontos & Vörös, 2004; Horvath & Galacz, 2006; Kováč et al., 2016; Murovskaya et al., 2026; Schmid et al., 2008, 2020)

Східні Карпати представлені Мрамароським масивом і Мрамароською зоною скель (=Мрамароська кліповидна зона, Вежанський покрив).

Пенінська зона є надзвичайно деформованою вузькою смугою мезозойсько-кайнозойських порід, що відокремлює Центральні Західні Карпати від Флішових Карпат (Golonka et al., 2018; Plašienka & Soták, 2015).

Флішові Карпати — це система тонкошкірих покривів, складених переважно крейдово-неогеновим флішем і неогеновою моласою, яка розглядається як крейдово-неогенова композитна акреційна призма, утворена внаслідок субдукції Карпатського осадового флішового басейну під терейни Алькапа та Тися-Дакія (О. М. Гнилко, 2012; О. Нгулко et al., 2025; Murovskaya et al., 2026; Schmid et al., 2008, 2020, а також наведені в них джерела). Більша частина Флішових Карпат належить до Зовнішніх Карпат, розвинених між Центральними Карпатами і Східно/Західноєвропейською платформою, а менша частина (в Україні це Монастирецький покрив палеогенового «міжскелястого» флішу) поширена у Внутрішніх (Центральних) Карпатах між Центральними Західними (терейном Алькапа) та Центральними Східними Карпатами (терейном Тися-Дакія) (див. рис. 1).

У міоцені Флішові Карпати були насунені на прогнутий край Східно/Західноєвропейської платформи – *Передкарпатський прогин*, заповнений

неогеновими моласами. У внутрішній, прилеглий до Карпат частині прогину (Самбірський покрив) моласові відклади зазвичай деформовані та інкорпоровані (приєднані) до насувної споруди, а в зовнішній – майже недеформовані або слабкодеформовані (Третяк та ін., 2015, а також наведені там джерела).

Проблема ідентифікації давніх акреційних призм. Підставою, яка дала змогу віднести Флішові Карпати та Пенінську зону до акреційної призми, є наявність у них певних ознак, характерних для призми. Нагадаємо головні з них (О. М. Гнилко, 2012; Третяк та ін., 2015, а також наведені в них джерела):

1) омолодження віку відкладів від внутрішніх до зовнішніх тектонічних покривів, що пояснюється поступовим зривом із субдукованої плити осадов спочатку внутрішніх, а пізніше – зовнішніх елементів, в останніх, відповідно, седиментація продовжувалася довше;

2) наявність у відкладах більш зовнішніх (нижніх) покривів уламків порід більш внутрішніх (верхніх) покривів: відклади при приєднанні до призми починають еродуватися і постачати уламки в зовнішні, ще недеформовані елементи;

3) загальна приуроченість псамітових/грубоуламкових утворень (синорогенні формації жолобу) до верхів стратиграфічних розрізів покривних одиниць, що зумовлювалося поступовим наближенням плити до акреційної споруди – джерела уламкового матеріалу;

4) «обміління» синорогенних відкладів угору за стратиграфічним розрізом від батіально-абісальних до батіальних та шельфових глибин седиментації, оскільки процес зриву осадов з плити, що підсувалася, супроводжувався конседиментаційним тектонічним підняттям цих осадов.

Отже, важливою ознакою відкладів насувних систем акреційних призм є наявність псамітових/грубоуламкових утворень у верхах стратиграфічних розрізів відкладів кожного з покривів. Ці утворення, накопичені в жолобі перед фронтом призми, вважаємо синорогенними формаціями, оскільки вони нагромаджуються синхронно з насуванням на них призми. Відтак грубоуламкові утворення зриваються з основи (часто разом з давнішими підстиляючими осадами), конседиментаційно деформуються, підіймаються (обміління басейну) і приєднуються до акреційної призми. Синорогенні формації поступово омолоджуються в бік форланду насувної споруди у зв'язку з міграцією призми і жолобу в тому самому напрямку.

До посторогенних формацій відносим відклади, накопичені на тілі рухомих покривних пластин у так званих «піггі-бек басейнах» (англ. “piggy-back basins”), або, іншими словами, у «басейнах на тілі чи вершині призми» (англ. “wedge-top basins”) (Artoni, 2013; О. М. Hnylko & Hnylko, 2024; Mutti et al., 2003; Plašienka, 2019, а також наведені в них джерела). Хоча, по суті, межа між синорогенними і посторогенними формаціями є доволі умовною, оскільки орогенні рухи продовжувалися і після формування призми.

Пенінська зона та система тектонічних покривів Флішових Карпат належать до композитної *Карпатської призми*, складеної із трьох акреційних призм, що розвивалися відносно автономно, а пізніше об'єдналися в єдину структуру. Перша з них розвивалася в крейді–палеогені перед фронтом рухомого террейну Алькапа (*Передалькапська внутрішня призма*), друга – у крейді–палеогені перед чолом Тисії–Дакії (*Передтисійсько-Дакійська = Передмармароська*

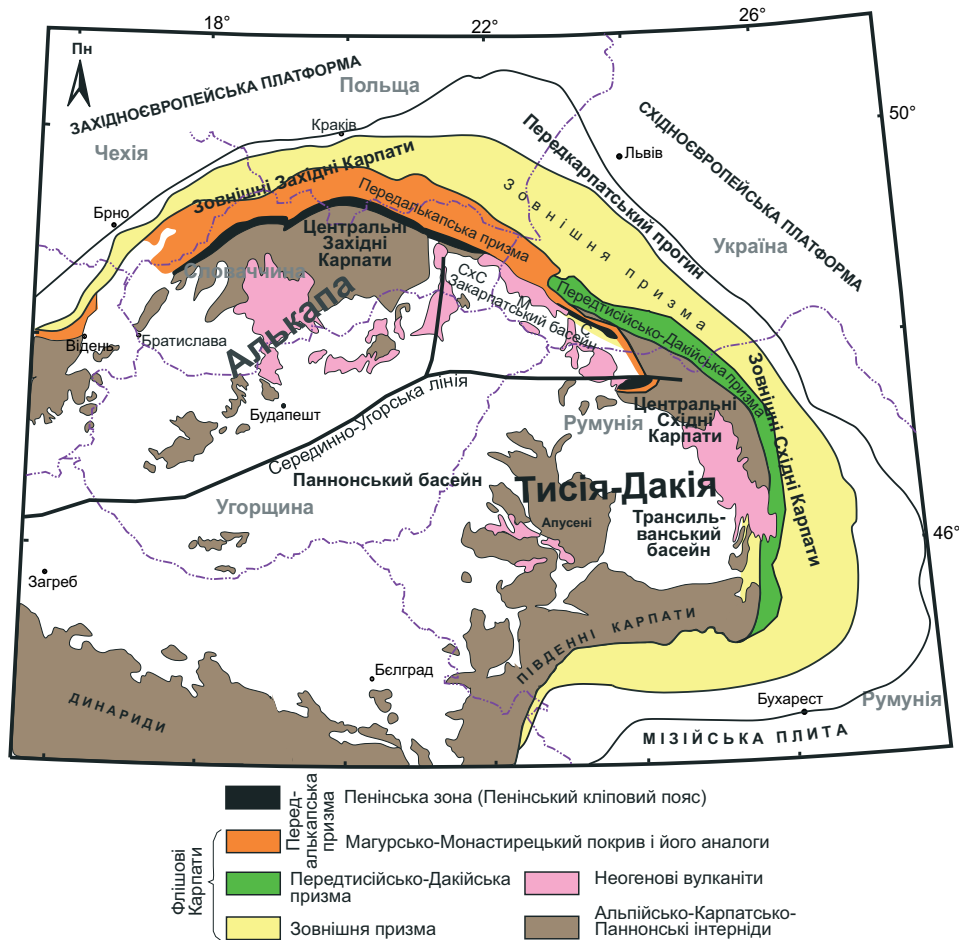


Рис. 2. Акреційні призми Карпато-Паннонського регіону за (Murovskaya et al., 2026) спрощено

внутрішня призма), а третя – у неогені перед фронтом обох уже об'єднаних (зіткнених при колізії на рубежі палеогену/неогену) терейнів і внутрішніх призм (Зовнішня призма) (див. рис. 1, рис. 2) (О. М. Гнилко, 2012; О. Hnylko et al., 2025; Murovskaya et al., 2026).

Далі розглянемо тектонічні одиниці, які складають Передалькапську внутрішню призму, зокрема ту її частину, яка розташована у Внутрішніх Карпатах між терейнами Алькапа і Тисія-Дакія.

Будова Передалькапської внутрішньої призми. Основними тектонічними одиницями цієї призми є Пенінська зона, Магурський, Монастирецький та Дуклянський тонкошкірі покриви (див. рис. 1). У Внутрішніх Карпатах розміщені тільки Пенінська зона та Монастирецький покрив, хоча тут ми розглянемо і Магурський покрив, який є безпосереднім продовженням Монастирецького (Oszczurko et al., 2005).

Пенінська зона є сутурою, яка з півночі та сходу обмежує Алькапу. Вона містить глибоководні юрські пелагічні радіоларити південної гілки океану Альпійський Тетис та мілководні юрські вапняки Чорштинського підняття,

яке розділяло південну та північну гілки Альпійського Тетису (Golonka et al., 2018; Plašienka & Soták, 2015; Schmid et al., 2020). Ці різнофаціальні відклади південної гілки океану та Чорштинського підняття і його схилів були дислоковані, сильно зближені між собою та зірвані з основи, яка зазнала субдукції під терейн Алькапа в пізній крейді – на початку палеогену. Це спричинило утворення інтенсивно дислокованого комплексу Пенінської зони, місцями близького до тектонічного меланжу, який склав акреційну призму перед рухомим фронтом верхньої (надсубдукційної) плити Алькапа (Golonka et al., 2018; Plašienka & Soták, 2015; Schmid et al., 2020).

В Україні Пенінська зона заповнена переважно відкладами Чорштинського підняття і його схилів (Krobicki et al., 2003). Її стратиграфічний розріз у межах України представлений такими комплексами (за Вялов та ін., 1988; С. Р. Гнилко та ін., 2023; Мацьків та ін., 2009, а також наведені в них джерела) (рис. 3):

- *вапнякові товщі* – вапняки різних фаціальних різновидів (криноїдні, органогенні, зокрема фація «амонітіко росо», пелітоморфні та ін.), мергелі, іноді глинисті сланці і кремені (загальна товщина до 100–150 м, юра);
- *свалівська світа* (до 100–120 м, титон–неоком) – пелітоморфні вапняки з прошарками кременів. Відповідає відомій європейській фації «майоліка»;
- *тисальська світа* (145 м, апт–сеноман) представлена переважно сірими мергелями;
- *пухівська світа* (100 м, турон–маастрихт) складена рожевими та червоними мергелями й аргілітами;
- *ярмутська світа* (30–40 м, маастрихт) виражена пісковиками, гравелітами і конгло-брекчіями;
- *вухлівчицька світа* (400 м, еоцен) – базальні конгломерати і фліш різноритмічний сірий.

Доярмутські відклади розглядаємо як доорогенні рифтові і пострифтові утворення, пов'язані з розкриттям Альпійського Тетису, а ярмутську світу, представлену відкладами турбідитних і мулисто-уламкових потоків, – як синорогенні утворення жолобу (див. рис. 3). І хоча видима товщина ярмутської світи в Україні невелика (десятки метрів), у Польських Карпатах ярмутська синорогенна формація досягає сотень метрів (400 м, за Oszczypko & Oszczypko-Slowes, 2014) і містить потужну олістостромову товщу.

Юрсько-крейдові відклади інтенсивно (до меланжу) деформовані – жорсткі юрсько-неокомські вапняки у вигляді брил «плавають» у пластичному мергелистому матриксі крейдових тисальської та пухівської світ. Меланжовані утворення з різкою кутовою незгідністю перекриті еоценовими конгломератами вухлівчицької світи (Мацьків та ін., 2009). Ця незгідність фіксує завершення основної складчастості в Пенінській зоні і час трансформації цієї зони в меланжований комплекс акреційної призми. Перерва в седиментації фіксує підняття призми і відповідає палеоцену – після накопичення верхньокрейдової пухівської світи та перед нагромадженням еоценової вухлівчицької світи (див. рис. 3).

Вухлівчицьку світу (еоцен) відносим до посторогенної формації, накопиченої на тілі призми (*англ.* piggy-back (\approx wedge-top) basin), оскільки вона почала нагромаджуватися після формування меланжованого комплексу Пенінської зони і незгідно лежить на цьому комплексі (див. рис. 3).

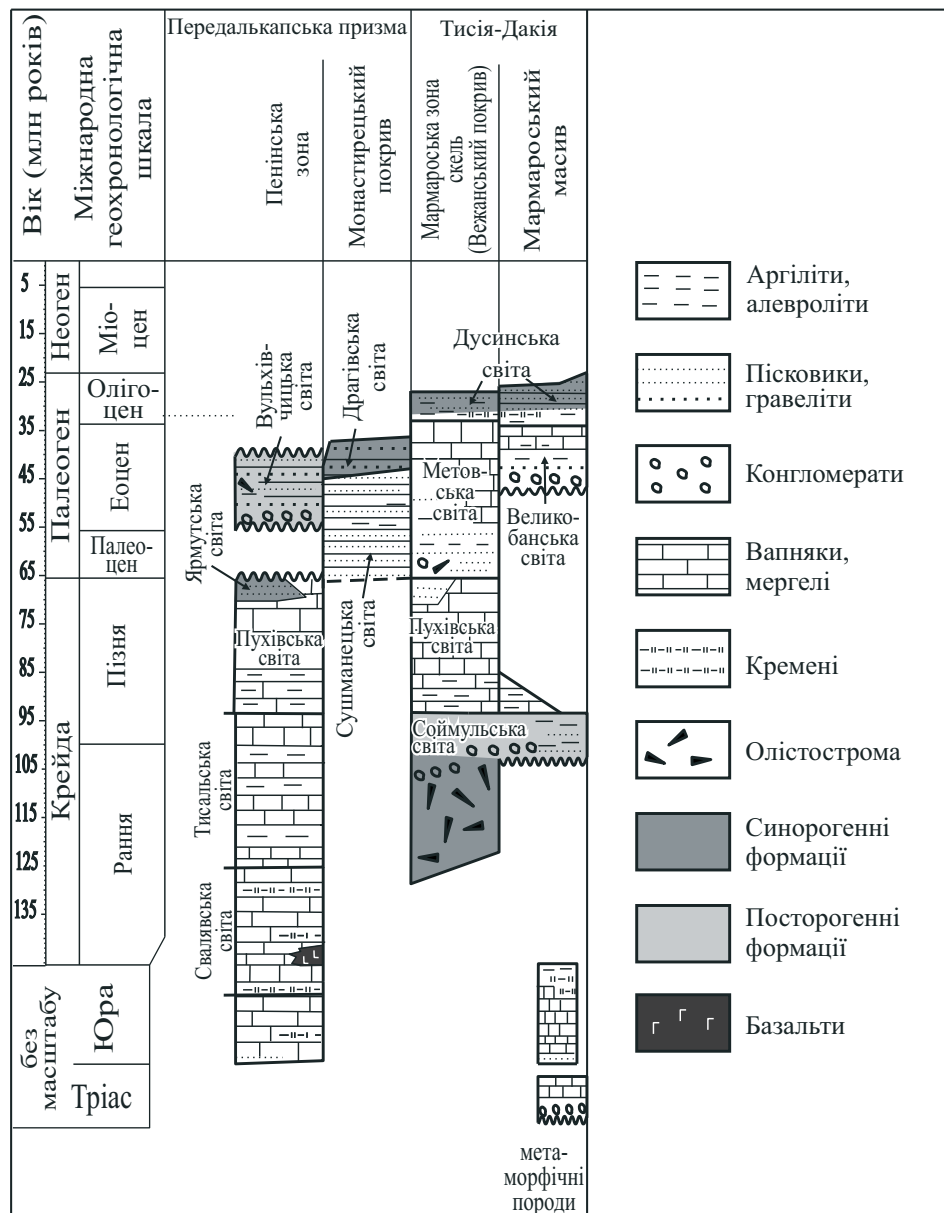


Рис. 3. Стратиграфічні послідовності основних тектонічних елементів Внутрішніх Карпат в Україні, за (S. Nnylko & Nnylko, 2016) зі змінами і доповненнями

Магурський покрив є одним з найбільших у Зовнішніх Західних Карпатах. В Українських Карпатах він сильно звужується і поширений смугою в басейні р. Уж (див. рис. 1), де на південному заході межує по розлому з Пенінською зоною, а на північному сході – насунений на Дуклянський покрив. Стратиграфічний розріз Магурської одиниці в Україні представлений тільки палеогеном і складений з двох світ (С. Р. Гнилко, 2015 а також наведені в них джерела).

Біловезька світа (палеоцен–еоцен, до 500 м) складена переважно тонкоритмічним сірим і строкатим флішем.

Магурська світа (середній – верхній еоцен, товщина до 800 м) представлена середньо- й товсторитмічним псамітовим флішем, пісковиками, які нагромаджені переважно високогустинними турбідитними потоками.

За седиментологічними ознаками, які свідчать про домінування турбідитної седиментації, та відповідно до проведеного аналізу мікрофауни дрібних форамініфер (С. Р. Гнилко, 2015), палеоцен-еоценові відклади Магурської одиниці накопичувалися в глибоководних умовах, які відповідають континентальному схилу та його підніжжю. Верхи магурської світи містять форамініферову асоціацію «вапнистий бентос», яка вказує на субліторальні умови осадонагромадження і свідчить про значне обміління Магурського басейну (С. Р. Гнилко, 2015). Це обміління, як і грубозернистість магурської світи дають змогу вважати її синорогенною формацією.

Монастирецький покрив – це аналог Магурського, що продовжує його до південного сходу (Oszczypko et al., 2005), де він на південному заході також межує з Пенінською зоною, а на північному сході – насунений на Мармароську зону скель та Мармароський масив (тобто, на Тисію-Дакію, див. рис. 1). Відклади цього покриву представлені двома світами, подібними до відповідних стратонів Магурської одиниці (Мацьків та ін., 2009; S. Hnylko & Hnylko, 2016).

Сушманецька світа (палеоцен–еоцен, до 1000 м) складена сірим тонко- і середньоритмічним флішем з горизонтами строкатих аргілітів.

Драгівська світа (середній – верхній еоцен, до 700 м) представлена товстопшаруватими пісковиками. Останні завершують стратиграфічний розріз і є аналогами синорогенної магурської світи.

Сушманецька світа складена ритмічними турбідитами та геміпелагітами, які містять глибоководні аглютиновані форамініфери (*англ.* DWAF – Deep Water Agglutinated Foraminifera), і накопичувалася на нижньобатіальних-абісальних глибинах нижче CCD (*англ.* Calcite Compensation Depth – глибина компенсації кальциту). Пісковики драгівської світи, за мікрофауністичними даними, нагромаджувалися в басейні, що зазнав деякого обміління (підняття), порівняно із сушманецьким (S. Hnylko & Hnylko, 2016).

Монастирецький покрив насунений на Тисію-Дакію – на Мармароський масив та Мармароську зону скель. Мармароський масив складений поверхньопалеозойськими породами фундаменту та верхньопалеозойсько-кайнозойським осадовим чохлом, а Мармароська зона скель – це зірвані з фундаменту масиву мезозойсько-кайнозойські відклади його чохла (O. Hnylko et al., 2025). Стратиграфічний розріз чохла Мармароських одиниць завершується олігоценом (темноколірна дусинська світа), у верхах якого місцями розвинена потужна піщана товща. Ця товща, вірогідно, накопичилася перед фронтом Монастирецького покриву (Передацької призми), і її відносим до синорогенної формації жолобу, яка фіксує час насунання акреційної призми на Тисію-Дакію (див. рис. 3).

До півдня, як зазначалося, Магурсько-Монастирецький покрив переходить у Румунію, де його еквівалентами є покриви Петрова і Відд-Флішу, і далі в Угорщину, де його вірогідним продовженням, принаймні частково, є Сольноцький фліш (Золтан Балла, персональне спілкування; S. Hnylko & Hnylko, 2016; Nagymarosy & Baldi-Beke, 1993). Смуга розвитку крейдово-палеогенового Сольноцького флішу (розкритого свердловинами у фундаменті

Паннонського басейну) маркує доволі широку розломну зону – *Серединно-Угорський лінеамент*, який розділяє терейни Алькапа і Тися-Дакія (див. рис. 1, 2) (Csontos & Nagymarosy, 1998; Schmid et al., 2008, а також наведені в них джерела). Лінеамент має первинно насувну природу: по ньому Алькапа насунена на Тися-Дакію (Csontos & Nagymarosy, 1998). Пізніше, при переміщенні терейнів у «Карпатську затоку» океану Тетис, ця розломна зона (Серединно-Угорський лінеамент) між терейнами проявилася як великий, переважно правосторонній, зсув (Csontos & Nagymarosy, 1998).

Еволюція акреційної призми між терейнами Алькапа і Тися-Дакія.

Розкриття ділянки океану Тетис, яка пізніше трансформувалася в Пенінську зону та Флішові Карпати, відбулося в юрі. Ця ділянка належить до так званого «Альпійського Тетису», який в поєднанні з Центральноатлантичним басейном розділила Пангею на Гондвану та Лавразію (до останньої входила і Євразія) (Schmid et al., 2020).

Унаслідок розкриття в юрському періоді Альпійського Тетису від окраїни Євразії відкололися блок, що містив структури Центральних Західних Карпат (північна Алькапа), та блок, куди входив Мармароський масив (Дакія) (Schmid et al., 2008). Ці два блоки розділилися басейном Пенінської зони.

Наприкінці юри – у ранній крейді у внутрішніх ділянках Тетису відбулися колізійні події, унаслідок яких формувалися товстошкірі покриви Центральних Західних Карпат, вік насування яких фіксується орогенними флішовими формаціями, які поступово омолоджуються в бік форланду орогену від початку ранньої – до середньої крейди (Plašienka, 2018, 2019).

У пізній крейді новоутворена орогенна покривна споруда Центральних Західних Карпат почала насуватися на басейн Пенінської зони, де в цей час накопичується синорогенний фліш (Plašienka, 2018). Вік останнього також поступово мігрує в бік форланду, фіксуючи час зародження та зростання акреційної призми Пенінської зони (пізня крейда – початок палеогену) перед фронтом Алькапа (Plašienka & Soták, 2015). В Україні синорогенна флішова формація представлена ярмутською світою (див. рис. 3).

Пенінська акреційна призма (принаймні її українська частина) була сформована в доеоценовий час: її сильнодислоковані породи з кутовою незгідністю перекриті еоценовими конгломератами вульхівчицької світи, накопиченими в басейні «на тілі» призми (*англ.* wedge-top basin).

У палеоцені–еоцені під новоутворену Пенінську призму почала поглинатися основа флішового Монастирецького басейну (і його аналогів – одиниць Марамуреш та Сольнок). Наближення плити до активної окраїни Алькапи (джерела зносу) призвело до збільшення розміру уламкового матеріалу вгору за розрізом (від флішу сушманецької світи до синорогенних пісковиків драгівської світи), а зрив осадів з основи та їхній тектонічний консидиментаційний підйом – до зменшення глибини накопичення псамітів драгівської літофації, порівняно з глибиною седиментації сушманецької літофації. Отже, осадки Монастирецького басейну зривалися з основи та поступово приєднувалися до Пенінської акреційної призми, формуючи Пенінсько-Монастирецьку (передалькапську) призму (рис. 4). Ця призма, судячи з верхньої межі віку порід, які склали Монастирецький покрив (див. рис. 3) та його аналогів (Horvath & Galacz, 2006; Nagymarosy & Baldi-Beke, 1993; Schmid et al., 2008),

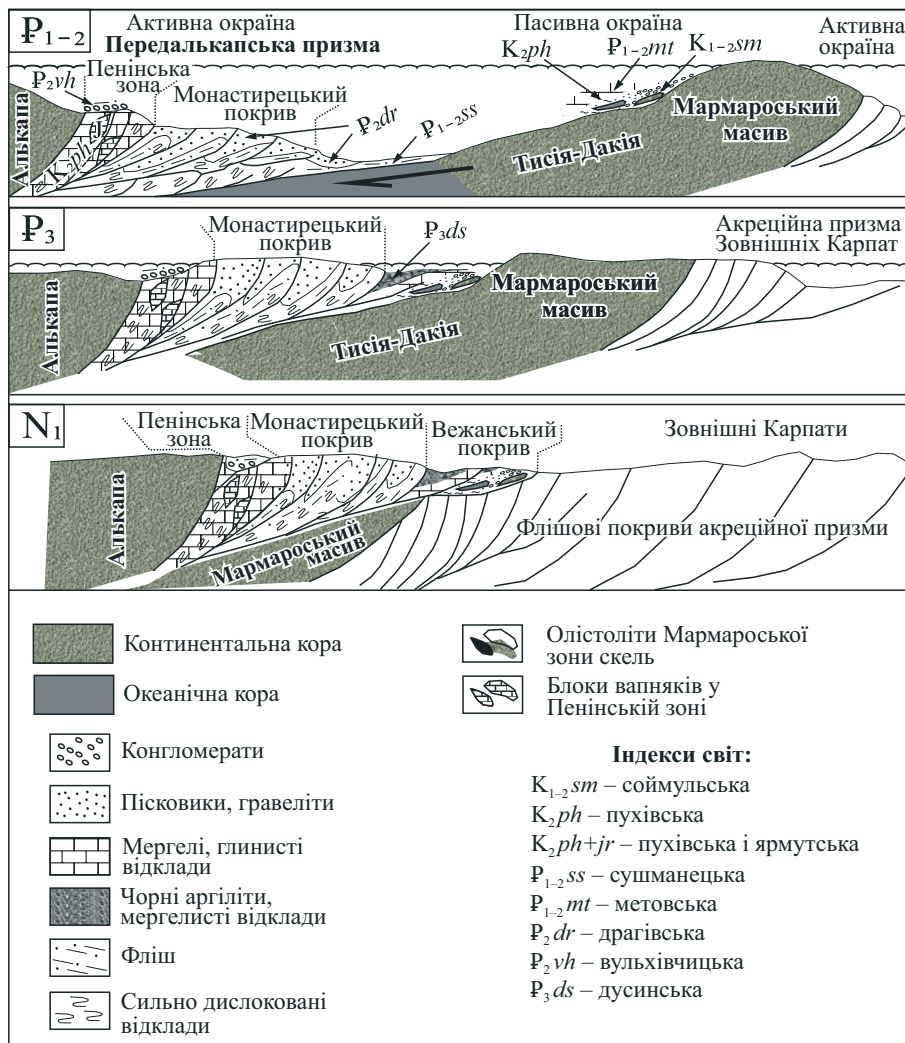


Рис. 4. Палінспастичні реконструкції формування Передалькапської акреційної призми та колізії Алькапи і Тисії-Дакії. Масштаб не витриманий (О. М. Гнілко та ін., 2015)

утворилася до кінця палеогену. Її формування супроводжувалося субдукційним (?) вулканізмом – утворенням на південно-східній околиці Алькапи описаної в літературі (Balla, 1982; Kovács et al., 2007) смуги пізньоеоценово-олігоценових і міоценових вивержених порід середнього складу.

Насування наприкінці палеогену Передалькапської призми на осадни пасивної окраїни Тисії-Дакії, яке відображене в Україні насувом Монастирецького покриву на олігоцені синорогенні відклади Мармароської зони скель та Мармароського масиву (див. рис. 4), вказує на важливу колізійну подію – закриття басейну між активним краєм Алькапи і пасивною окраїною Тисії-Дакії внаслідок зіткнення цих мікроматинтів (див. рис. 4, рис. 5). Колізія, імовірно, призвела до часткового затягування Тисії-Дакії (зокрема частини Мармароського масиву) у субдукційну зону під активну окраїну Алькапи і до зриву з основи осадового чохла масиву. Фрагменти цього зриваного з основи

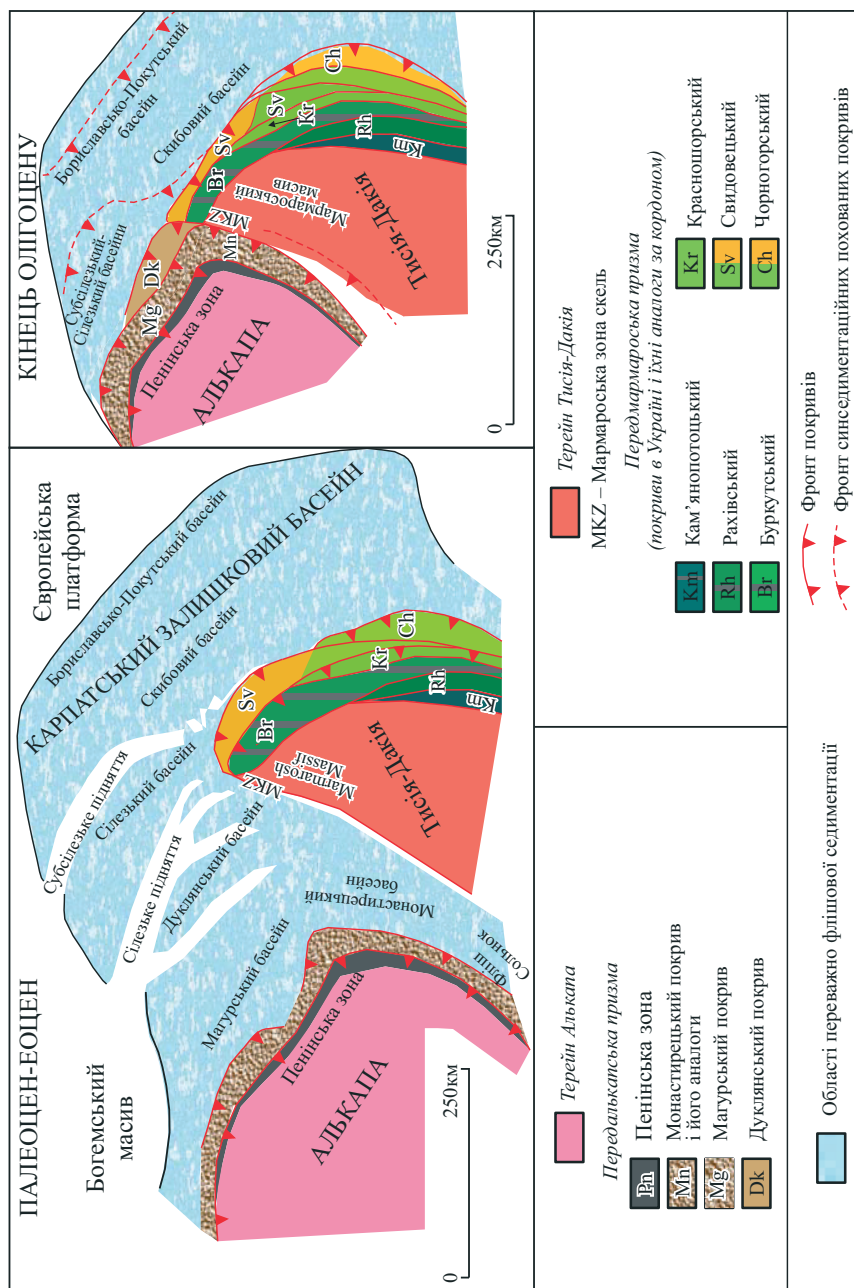


Рис. 5. Колізія Алькапи та Тисії-Дакії: концептуальні реконструкції головних тектоно-седиментаційних одиниць у Карпатському регіоні, за (O. Hnylko et al., 2025; Kováč et al., 2016) спрощено

чохла утворили Вежанський покрив (=зона Мармароських скель) і насунулися на Зовнішні Карпати (див. рис. 4). Подальша неогенова еволюція в регіоні пов'язується зі зближенням двох уже спряжених терейнів – Алькапи і Тисії-Дакії – з Євразією і остаточним закриттям Зовнішньокарпатського флішового басейну.

Висновки. Аналіз та синтез геологічних матеріалів попередніх дослідників та власних даних геологічного картування, відповідно до сучасних уявлень про будову орогенів, дозволили виокремити у Внутрішніх Карпатах пізньокрейдово-палеогеновий комплекс активної окраїни Алькапа – дислоковані осадові утворення Пенінської зони і Монастирецького покриву. Цей комплекс належить до Передалькапської акреційної призми. У ньому виокремлені синорогенні формації – відклади жолобів перед фронтом призми та посторогенні формації – відклади басейнів «на тілі» акреційної призми (*англ.* wedge-top basins).

Сильно дислоковані утворення Пенінської зони паралелізуються з крейдово-палеоценовою акреційною призмою, утвореною внаслідок субдукції основи басейну Пенінської зони під Алькапу. В еоцені утворився басейн на тілі Пенінської призми (*англ.* wedge-top basins), де нагромаджувалися відклади вульхівчицької світи. Перед фронтом Пенінської призми розвивався Монастирецький флішовий басейн, де в еоцені в жолобі накопичувалася синорогенна формація (пісковики драгівської світи). Відклади флішового басейну поступово зривалися з основи, насувалися і припіднімалися та приєднувалися до призми, унаслідок чого в еоцені Пенінська призма наростилася турбідитними відкладами Монастирецького покриву.

Насування наприкінці палеогену Пенінсько-Магурської призми на осад пасивної окраїни Тисії-Дакії вказує на закриття басейну між активним краєм Алькапи і пасивною окраїною Тисії-Дакії, а отже, на колізію мікроконтинентів Алькапи та Тисії-Дакії. Це призвело до того, що об'єднані мікроконтиненти разом стали обмежувати Зовнішньокарпатський флішовий басейн із південного заходу.

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. М., Гнилко, С. Р., & Генералова, Л. В. (2015). Формирование структур Утесовых зон и межутесового флиша Внутренних Украинских Карпат – результат сближения и коллизии микроконтинентальных террейнов. *Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7, 2*, 4–24.

Гнилко, С. Р. (2015). Стратиграфія за форамініферами палеоценово-еоценових відкладів внутрішніх флішевих покривів Зовнішніх Українських Карпат. *Геологічний журнал*, 3(352), 87–100. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2015.3.139291>

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>

- 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 М-34-XXXVI (Хуст), L-34-VI (Бая-Маре), М-35-XXXI (Надвірна), L-35-I (Вишеу-Де-Сус). Карпатська серія. Пояснювальна записка*. Київ: УкрДГРІ.
- Третяк, К. Р., Максимчук, В. Ю., Кутас, Р. І., Рокитянський, І. І., Гнилко, О. М., Кендзера, О. В., Пронишин, Р. С., Климкович, Т. А., Кузнєцова, В. Г., Марченко, Д. О., Смірнова, О. М., Серант, О. В., Бабак, В. І., Вовк, А. І., Романюк, В. В., & Терешин, А. В. (2015). *Сучасна геодинаміка і геофізичні поля Карпат та суміжних територій*. Львів: Видавництво Львівської політехніки.
- Artoni, A. (2013). The Pliocene-Pleistocene stratigraphic and tectonic evolution of the Central sector of the Western Periadriatic Basin of Italy. *Marine and Petroleum Geology*, 42, 82–106. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2012.10.005>
- Balla, Z. (1982). Development of the Pannonian basin basement through the Cretaceous-Cenozoic collision: A new synthesis. *Tectonophysics*, 88(1–2), 61–102. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(82\)90203-7](https://doi.org/10.1016/0040-1951(82)90203-7)
- Cawood, P. A., Kröner, A., Collins, W. J., Kusky, T. M., Mooney, W. D., & Windley, B. F. (2009). Accretionary orogens through Earth history. *Geological Society, London, Special Publications*, 318, 1–36. <https://doi.org/10.1144/SP318.1>
- Csontos, L., & Nagymarosy, A. (1998). The Mid-Hungarian line: a zone of repeated tectonic inversions. *Tectonophysics*, 297(1–4), 51–71. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00163-2](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00163-2)
- 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>
- 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>
- Hnylko, O. M., & Hnylko, S. R. (2024). Tectonic-sedimentary evolution of the Dukla Nappe, Ukrainian Carpathians. *Geologičnij žurnal*, 4, 15–33. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2024.4.299015>
- Hnylko, O., Hnylko, S., Heneralova, L., Murovskaya, A., Bohdanova, M., Dvorzhak, O., & Navarivska, K. (2025). Junction area between the Western and Eastern Outer Carpathians (Ukraine) as the contact of two accretionary prisms: geological structure, sedimentary features and stratigraphy based on foraminifera. *Geological Quarterly*, 69(3), 29. <https://doi.org/10.7306/gq.1802>
- 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>
- Horvath, F., & Galacz, A. (Eds.). (2006). *The Carpathian-Pannonian Region: A Review of Mesozoic-Cenozoic Stratigraphy and Tectonics: Vol. 1. Stratigraphy. Vol. 2. Geophysics, Tectonics, Facies, Paleogeography*. Budapest: Hantken Press.
- 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>
- Kovács, I., Csontos, L., Szabó, Cs., Bali, E., Falus, Gy., Benedek, K., & Zajacz, Z. (2007). Paleogene-early Miocene igneous rocks and geodynamics of the Alpine-Carpathian-Pannonian-Dinaric region: An integrated approach. *Geological Society of America, Special Paper*, 418, 93–112. [https://doi.org/10.1130/2007.2418\(05\)](https://doi.org/10.1130/2007.2418(05))
- 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.

- Murovskaya, A., Hnylko, O., Makarenko, I., Savchenko, O., Kitchka, A., Verpakhovska, O., & Legostaeva, O. (2026). Review and updates of the lithosphere structure and geodynamics evolution of the Neogene Transcarpathian Basin and its substratum (Ukraine). *Geological Society, London, Special Publications*, 554(1). <https://doi.org/10.1144/SP554-2024-19>
- Mutti, E., Tinterri, R., Benevelli, G., di Biase, D., & Cavanna, G. (2003). Deltaic, mixed and turbidite sedimentation of ancient foreland basins. *Marine and Petroleum Geology*, 20(6–8), 733–755. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2003.09.001>
- Nagymarosy, A., & Bálldi-Beke, M. (1993). The Szolnok Unit and its probable paleogeographic position. *Tectonophysics*, 226(1–4), 457–470. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90132-4](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90132-4)
- Oszczypko, N., & Oszczypko-Clowes, M. (2014). Geological structure and evolution of the Pieniny Klippen Belt to the east of the Dunajec River – a new approach (Western Outer Carpathians, Poland). *Geological Quarterly*, 58(4), 737–758. <https://doi.org/10.7306/gq.1177>
- Oszczypko, N., Oszczypko-Clowes, 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. (2018). Continuity and episodicity in the early Alpine tectonic evolution of the Western Carpathians: How large-scale processes are expressed by the orogenic architecture and rock record data. *Tectonics*, 37(7), 2029–2079. <https://doi.org/10.1029/2017TC004779>
- Plašienka, D. (2019). Linkage of the Manín and Klappe units with the Pieniny Klippen Belt and Central Western Carpathians: balancing the ambiguity. *Ceologica Carpathica*, 70(1), 35–61. <https://doi.org/10.2478/geoca-2019-0003>
- 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>
- Sandulescu, M. (1988). Cenozoic tectonic history of the Carpathians. In L. H. Royden & F. Horváth (Eds.), *The Pannonian Basin: A study in basin evolution* (AAPG Memoir, 45, 17–26). <https://doi.org/10.1306/M45474C2>
- 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>
- Schmid, S. M., Fügenschuh, B., Kounov, A., Maţenco, L., Nievergelt, P., Oberhansli, R., Pleuger, J., Schefer, S., Schuster, R., Tomljenović, B., Ustaszewski, K., & van Hinsbergen, D. J. J. (2020). Tectonic units of the Alpine collision zone between Eastern Alps and western Turkey. *Gondwana Research*, 78, 308–374. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.07.005>

Надійшла до редакції: 09.02.2026 р.

Прийнята до друку: 26.02.2026 р.

Опублікована: 29.05.2026 р.

Oleh HNYLKO

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals
of the National Academy of Sciences of Ukraine, Lviv, Ukraine,
e-mail: ohnilko@yahoo.com, <https://orcid.org/0000-0001-5983-952X>

**ACCRETIONARY PALEOPRISM
BETWEEN THE ALCAPA AND TISZA-DACIA TERRANES
(Pieniny Klippen Belt and Monastyrets Nappe, Ukrainian Carpathians)**

New data obtained as a result of geological mapping conducted in recent years, together with the analysis of literary sources, made it possible to distinguish the Late Cretaceous-Paleogene active margin of the Alcapa microcontinental terrane. Fore-Alcapa accretionary wedge composed of both the Pieniny Klippen Belt and Monastyrets Nappe were assigned to the Alcapa margin. Syn-orogenic formations (coarse-grained deposits of the trench-like basins in front of the wedge) and post-orogenic formations (deposits of the wedge-top basins) were distinguished. Geological evolution was considered in the context of the development of the entire Carpathian region.

The sedimentary successions of the Pieniny Klippen Belt and Monastyrets Unit were deposited in the basin located between the Alcapa and Tisza-Dacia terranes. Pieniny Klippen Belt composed of intensively deformed deposits had been formed as an accretionary wedge in front of the Alcapa active margin in the pre-Eocene time. Deformed deposits of the Pieniny Klippen Belt are unconformably covered by the post-orogene Eocene wedge-top sediments (Vulhivchuk Formation). Pieniny accretionary wedge was progradated onto the Monastyrets Basin. The stratigraphic succession of the Monastyrets Unit is characterized by coarsening upward from the Paleocene–Eocene thin-bedded flysch up to the Middle–Upper Eocene syn-orogenic massive sandy deposits. In addition, there are shallowing upward of these deposits. These patterns are characteristic of a growing accretionary wedge. Wedge progradation caused detaching of the deposits, synsedimentary uplifting and shallowing of the Monastyrets basin. Finally, the Monastyrets Nappe was added to the Fore-Alcapa accretionary wedge. Closing of the Monastyrets “between-terrainian” flysch basin at the late Eocene and progradation of the Fore-Alcapa wedge onto the continental slope of the Tisza-Dacia Terrane at the Oligocene suggest the collision of the Alcapa and Tisza-Dacia Terrane.

Keywords: Ukrainian Carpathians, Alcapa and Tisza-Dacia terranes, Pieniny Klippen Belt, Monastyrets Nappe, accretionary wedge.