

## ТЕКТОНІЧНЕ РАЙОНУВАННЯ КАРПАТ У СВІТЛІ ТЕРЕЙНОВОЇ ТЕКТОНІКИ СТАТТЯ 2. ФЛІШОВІ КАРПАТИ – ДАВНЯ АКРЕЦІЙНА ПРИЗМА

Розглянуто тектонічні одиниці Карпат з позицій терейнового аналізу. Покриви Флішових Карпат та Самбірська моласова одиниця інтерпретуються як давня акреційна призма. Ріст призми був зумовлений альпійською субдукцією фундаменту Карпатського флішового басейну під терейни АЛКАПА та Тисю-Дакію. У крейдово-палеогеновий час перед фронтом Тисії-Дакії формувалась *Передмармароська флішова призма*, а у форланді АЛКАПА – *Пієнінсько-Магурська-Дуклянська призма*. Ці дві крейдово-палеогенові внутрішні призми розділяються *Стрийсько-Латорицькою зсувною зоною*. В неогені об'єднані внутрішні призми нарощувались зовнішніми флішово-моласовими одиницями.

**Ключові слова:** Карпати; тектоніка; акреційна призма; субдукція; терейни; покриви; фліш.

### Вступ

У попередній статті [Гнилко, 2011] означено деякі проблеми тектонічного районування Карпат, розглянуто матеріали та методику робіт, визначено головні елементи орогену з погляду терейнової тектоніки (рис. 1), а саме:

1) утворення, що розвивались на континентальній корі, – мікроконтинентальні терейни *Тисія-Дакія* і *АЛКАПА*, які в Українських Карпатах включають Мармароський масив та масив Центральних Західних Карпат відповідно;

2) утворення, сформовані на океанічній корі, – сутурні зони, що обмежують терейни, і до яких в Українських Карпатах належать *Пієнінська зона* та *Примармароська сутура* (Кам'янопотоцький, Рахівський, Буркутський покриви з тектонічними лінзами базальтоїдів);

3) структура, що розвивалась частково на океанічній, а частково на континентальній корі, – *Карпатська флішово-моласова акреційна призма*, сформована при зближенні мікроконтинентальних терейнів з Євразією.

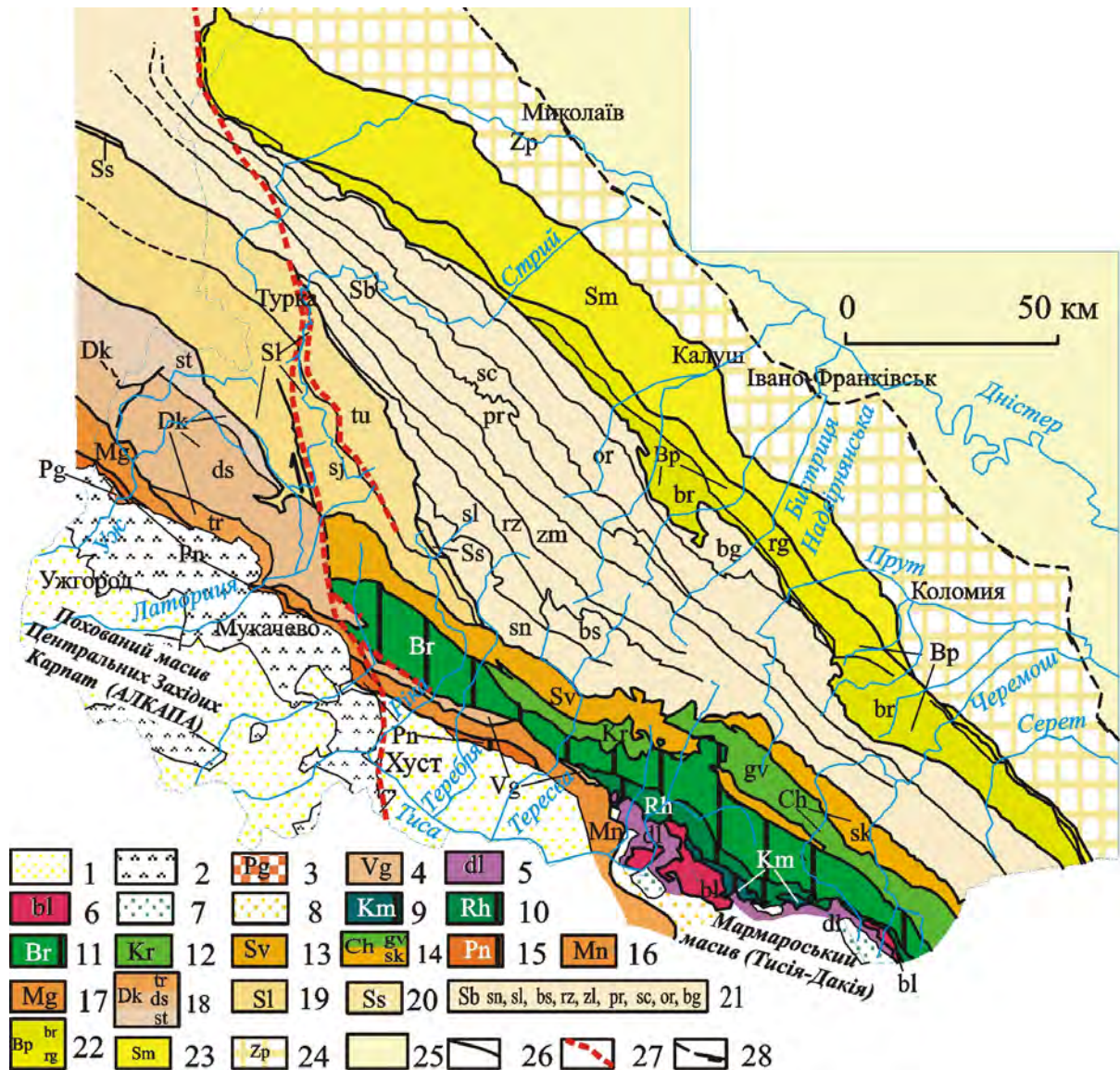
Відзначено, що терейни та давні океанічні басейни (тепер сутури) зародились в дивергентних (розходження, розтяг) геодинамічних умовах, а акреційна призма – в конвергентних (зближення, стиск) субдукційно-колізійних обстановках.

У попередній статті зазначено також, що при тектонічному районуванні Карпат реалізуються два підходи. Відповідно до першого з них, тектонічні елементи розрізняються за будовою та складом (структурно-речовинними ознаками), а відповідно до другого – за історико-геологічними, зокрема палеогеодинамічними ознаками. В Українських Карпатах домінував перший підхід.

Потрібно зауважити, що названі два підходи тісно переплітаються між собою, а врахування генетичних і палеогеодинамічних аспектів допомагає не тільки створювати моделі розвитку та формування орогену, але і сприяє вирішенню проблем дослідження геологічної будови терито-

рії. Відомо, що однією з найважливіших проблем геології Карпат, яка дискутується впродовж практично всього періоду їх вивчення, є характер зчленування тектонічних елементів (покривів, зон, одиниць) Західних і Східних Флішових Карпат. Зчленування відбувається саме в українському секторі орогену, де змінюються “за простяганням” дві системи покривів, одна з яких належить Східним, а друга – Західним Карпатам. У цьому контексті наявні карти та схеми районування Українських Карпат можна розділити на дві групи. В першій групі дослідники намагаються поєднати в єдині структурно-фаціальні одиниці різні елементи з двох згаданих систем флішових покривів і протягнути їх зі Східних у Західні Карпати. Це, зокрема, знайшло відображення в роботах [Бызова, Беэр, 1974; Вивчення..., 1995; Тектоническая..., 1986; Тектонічна..., 2007] та на аркушах Карпатської серії Державної геологічної карти [Державна..., 2003, 2009]. У другій групі побудов [Геологическая..., 1977; История..., 1981; Карпатська..., 2004; Geological..., 2004; Geological..., 2007; Tectonic..., 1973] набори внутрішніх флішових покривів Східних і Західних Карпат не поєднано, а розмежовано тектонічними границями (міцями “торцьово”) приблизно в серединній частині Українських Карпат. Проте характер цього розмежування залишається дискусійним. Підкреслимо, що структурні одиниці цих двох наборів істотно різняться саме у внутрішній (південно-західній) частині Флішових Карпат, тоді як у зовнішній їх частині відмінність стає менш помітною – так, Скибовий покрив переходить (під іншими назвами) із Західних у Східні Карпати. Друга група побудов найближча до районування, запропонованого у цій статті.

Далі спробуємо показати, що геодинамічний підхід та терейновий аналіз, поряд з цілеспрямованим геологічним картуванням “вузлових” ділянок орогену, дає змогу під новим кутом зору розглянути названу проблему і запропонувати шляхи



**Рис. 1.** Тектонічні одиниці Українських Карпат. Склад О.М. Гнилко з урахуванням матеріалів [Бызова, Беэр, 1974; История..., 1981; Тектоническая..., 1986; Geological..., 2004, 2007] та ін. 1 – Закарпатська неогенова западина; 2 – неогенові вулканіти; 3 – **терейн АЛКАПА** (внутрішні Західні Карпати): зона підгальського флішу; 4–8 – **терейн Тися-Дакія** (внутрішні Східні Карпати): 4 – Вежанський покрив Мармароських скель; 5 – Діловецький покрив Мармароського масиву; 6 – Білопотоцький покрив Мармароського масиву; 7 – вракон-сеноманський неоавтохтон покривів масиву; 8 – палеогеновий неоавтохтон покривів масиву; 9–23 – **сутури** (9–11 – **Примармароська**, 15 – **Пенінська**) та **флішово-моласова акреційна призма**: 9–14 – **внутрішня крейдово-палеогенова Примармароська акреційна призма** (зовнішні Східні Карпати, **внутрішні флішові покриви**): 9 – Кам'янопотоцький покрив; 10 – Рахівський покрив; 11 – Буркутський покрив; 12 – Красношорський покрив; 13 – Свидовецький покрив; 14 – Чорногорський покрив з Говерлинським (gv) та Скупівським (sk) субпокривами; 15–18 – **внутрішня палеогенова призма перед фронтом АЛКАПА** (Пенінська зона, **внутрішньокарпатський Монастирецький фліш**, **внутрішні флішові покриви** зовнішніх Західних Карпат): 15 – П'єнінська зона; 16 – Монастирецький покрив (внутрішньокарпатський фліш); 17 – Магурський покрив; 18 – Дуклянський покрив з Турицьким (tr), Дусинським (ds) та Ставнянським (st) субпокривами; 19–23 – **зовнішня неогенова призма** (зовнішні Карпати, **зовнішні флішові покриви** та **Самбірський покрив – внутрішня зона передового прогину**): 19 – Кросненський (Сілезький) покрив з Сойменським (sj) та Турківським (tu) субпокривами; 20 – Субсілезький покрив (Голятинська структура); 21 – Скибовий покрив зі скибами Синевиру (sn), Славською (sl), Брустуранки (bs), Рожанки (rz), Зелем'янки (zl), Парашки (pr), Скольською (sk), Орівською (or), Береговою (bg); 22 – Бориславсько-Покутський покрив з Бориславським (br) та Рунгурським (rg) субпокривами; 23 – Самбірський покрив; 24 – зовнішня (Більче-Волицька) зона Передкарпатського прогину; 25 – платформа; 26 – розломи, межі покривів і тектонічних елементів; 27 – **Латорицько-Стрийська зсувна зона** між Східними і Західними Карпатами; 28 – границя Передкарпатського прогину.

її розв'язання. Тут тільки зауважимо, що процеси формування покривів акреційної призми Західних Флішових Карпат відбувалося перед фронтом терейну АЛКАПА, а Східних – перед чолом Тисії-Дакії.

У нашій роботі наведено аргументи на користь віднесення комплексів Українських Флішових Карпат до давньої акреційної призми. Актуалістичне порівняння структур Українських Карпат зі спорудами типу акреційних призм проводилось [Астахов, 1989; Паталаха та ін., 1995; Бубняк, 2006], проте системно і детально ця проблема не розроблялась.

У першій нашій статті наведено основні матеріали з публікацій [История..., 1981; Карпатська..., 2004; Тектонічне..., 2010; Geological..., 2004; Geological..., 2007] та ін., що стали основою для побудов, а також вказувалось, що важливим підґрунтям, окрім геологічних даних, стали мікрофауністичні дослідження Л.Д. Пономарьової, С.Р. Гнилко, М.Й. Кулянди, О.Д. Лемішко, Р.П. Марченко [Тектонічне..., 2010], які дозволили виділити форамініферові комплекси – індикатори глибин осадонагромадження. Поширення виділених комплексів серед осадових утворень Карпат показано на літолого-седиментологічній стратиграфічній таблиці (рис. 2), яку можна вважати початковим варіантом палеобатиметричної моделі флішонагромадження у нашому регіоні. Відповідно до запропонованої моделі, найхарактернішою рисою еволюції Карпатського басейну було його істотне обміління від абісальних – батіальних (крейда-еоцен) до верхньобатіальних – субліторальних (кінець еоцену, олігоцен-міоцен) глибин.

Для актуалістичного аналізу структури Флішових Карпат необхідно розглянути будову та характерні ознаки акреційної призми, які недостатньо висвітлені у вітчизняній літературі.

#### **Будова акреційної призми**

Як відомо [Обстановки..., 2004; Einsele, 1992], акреційна призма – це тіло, що досягає значних (до перших десятків і сотень км) розмірів, складене тектонічними лусками і покривами, заповненими переважно турбідитами та відкладами подібного (зокрема підводно-осувного – оліостромового) генезису, що виникло при скальпуванні седиментів та (рідше) інших порід з плити, яка зазнає субдукції. Часто призма містить лінзи та пластини базальтоїдів та ультрамафітів – залишків океанічної кори. Акреційна призма формується зазвичай у підводних умовах. Вона, по суті, є покривно-складчастою спорудою, що активно зростає і може утворювати морфологічно виражені надводні та підводні підняття, які в океанах утворюють так звані *невулканічні дуги*, в тильній частині яких розвиваються *придугові басейни*. Перед фронтом призми утворюється структурна депресія, яка відома під назвою *жолоб* чи *тренчівий басейн*, а далі від фронту може

формується структурне підняття – так зване *підняття форланду* (англ. *fore-bulge*). Ріст акреційної призми відбувається за рахунок зриву (скальпування) осадів, що нагромадились перед фронтом призми (в жолобі), зі свого седиментаційного субстрату при субдукції цього субстрату (рис. 3).

Скальповані осади трансформуються в покривні пластини, які приєднуються “знизу” до давніших покривів акреційної призми. Новоутворена тектонічна пластина, як правило (хоча і не завжди), виводиться з області седиментації в зону підводного чи надводного схилу акреційної споруди. Іноді “на тілі” рухомого покриву продовжується седиментація в так званих “тильних” басейнах (англ. *piggy-back basins*). Якщо седиментація відбувається постійно і процес субдукції порівняно неперервний, то процеси формування покривів, що супроводжуються складчастістю, мають конседиментаційний характер і не виражені в стратиграфічних розрізах чіткими неузгодженнями. Може вловлюватись структурна дисгармонія між інтенсивно деформованими давнішими та слабше дислокованими молодшими седиментами.

Процес проградації (наступу і росту) акреційної призми та формування насувних структур у ній проходить “крок за кроком” – при субдукції спочатку відбувається первинний зрив (англ. *decollement*) відкладів жолобу з седиментаційного субстрату, пізніше осади жолобу скальпуються і з них утворюється тектонічна луска або покрив, а жолоб мігрує в більш зовнішнє положення і там його осади знову скальпуються, формуючи нову луску, цикл знову повторюється і т.д. У результаті покриви демонструють такі характерні закономірності, які використовують для розпізнавання давніх призм в орогенах.

1. Кожен із структурно вищих (і раніше сформованих) покривів складений давнішими седиментами, порівняно зі структурно нижчим, – відклади поступово “омолоджуються” у бік фронту призми.

2. Вік утворення кожного окремо взятого покриву (і, відповідно, його приєднання до призми) приблизно відповідає часу завершення седиментації осадового комплексу цього покриву. Він також поступово “омолоджується” у бік форланду покривної споруди.

3. Стратиграфічній послідовності порід у кожному з покривів призми властиве зростання вгору за розрізом розміру уламкового матеріалу. Це є наслідком горизонтального переміщення літосферної плити до зони субдукції. Плита наближує до акреційної споруди, яка є джерелом теригенного матеріалу, віддалені ділянки басейну, де раніше домінувала пелагічна седиментація. В результаті в цих ділянках починають нагромаджуватись грубозернисті й оліостромові літофації. Проте споруда призми може бути не єдиним джерелом зносу, що призводить до порушення цієї закономірності.





Рис. 2. Стратиграфічна таблиця Українських Карпат та розподіл у відкладах форамініферових комплексів – показників ймовірних глибин осадонагромадження. Склали О.М. Гнілко, Л.Д. Пономарьова, Л.П. Братусь, С.Р. Гнілко, М.Й. Кулянда, О.Д. Лемішко, Р.П. Марченко. Враховані матеріали [Іванчик, Маслун, 1977; История..., 1981; Мятлюк, 1970; Стратогіи..., 1988] та ін.

Умовні позначення до рис. 2:

1–6 – форамініферові комплекси – показники ймовірних палеобатиметричних умов: 1 – комплекс кременистих аглютинованих форамініфер, які вказують на батіальні – абісальні глибини нижче або біля рівня карбонатної компенсації (РКК); 2 – комплекс кременистих (до ~ 60–80 % ориктоценозу) та вапнистих бентосних чи планктонних форм, що вказують на батіальні-абісальні умови вище РКК; 3 – комплекс з широким розвитком добре збережених планктонних форамініфер, які свідчать про батіальні глибини вище від форамініферової лізокліни; 4 – комплекс, де домінують вапнисті бентосні форамініфери з переважанням роду *Cibicides*; 5 – змішаний бентосно-планктонний комплекс з широким розвитком вапнистих форамініфер з перевагою планктонних форм; 6 – змішаний бентосно-планктонний комплекс з широким розвитком вапнистих бентосних форм (комплекси 4–6 вказують на верхньобатіально-субліторальні глибини); 7 – мезозойські базальтоїди: фрагменти океанічної та субокеанічної кори; 8 – неогенові вулканіти: андезити, андезито-базальти, ріоліти; 9 – глини; 10 – аргіліти; 11 – пісковики; 12 – гравеліти, грубозерністі пісковики; 13 – конгломерати; 14 – олістостроми; 15 – вапняки, мергелі; 16 – середньозерністі турбідити; 17 – грубозерністі турбідити; 18–66 – світи, підсвіти, верстви: 18 – балицька та бережницька, 19 – ланчинська (олістодрома в балицькій світі), 20 – стебницька, 21 – воротищенська, 22 – поляницька, 23 – кросненська світа: нижня ( $kr_1$ ), середня ( $kr_2$ ) та верхня ( $kr_3$ ) підсвіти, 24 – менілітова світа: нижня ( $ml_1$ ), середня ( $ml_2$ ) та верхня ( $ml_3$ ) підсвіти, 25 – волосянківська олістодрома, 26 – дусинська, 27 – турицька, 28 – маловиженська, 29 – попельська, 30 – бистрицька, 31 – вишківська, 32 – сольська, 33 – пародчинська, 34 – довжинська, 35 – великобанська, 36 – драгівська, 37 – сушманецька, 38 – вигодська, 39 – пасічанська, 40 – ставнянська, 41 – топільчанська, 42 – вульхівчицька, 43 – манявська, 44 – стрічавська, 45 – гнилецька, 46 – ямненська, 47 – лютьська, 48 – метовська, 49 – лолінська, урдинська, 50 – терешовська, 51 – скупівська, 52 – березнянська, 53 – стрийська, 54 – чорногорська, 55 – пухівська, 57 – красношорська, 58 – яловецька, 59 – головнинська, 60 – соймунська, 61 – буркутська, 62 – білотисенська, 63 – шипотська, 64 – спаська, 65 – рахівська, 66 – чивчинська; 67 – горизонт-маркер головецьких “смугастих” вапняків; 68 – ймовірна локалізація піднять (джерел “екзотики”) в Карпатському седиментаційному басейні; 69 – час утворення тектонічних покривів.

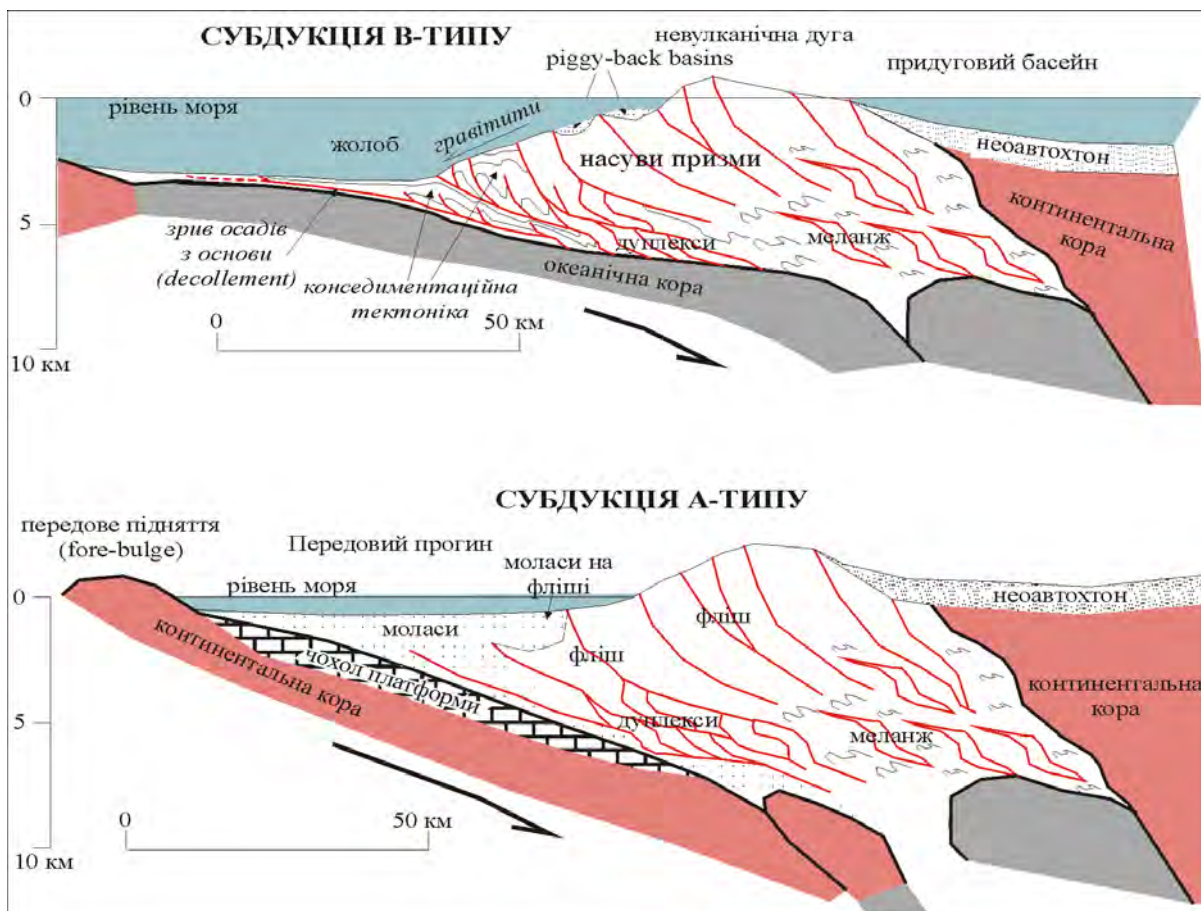


Рис. 3. Модель розвитку акреційної призми в зонах субдукції В- і А-типів. Складено за [Современные..., 2004; Einsele, 1992] та ін.



4. Механізм проградації акреційної призми та просування структури жолобу зумовлює поступове "омолодження" грубоуламкових утворень (зокрема у верхах стратиграфічних розрізів покривів – літофаціях жолобу) від внутрішньої до зовнішньої частини призми.

Спостерігається приуроченість порівняно мілководних літофацій до верхів стратиграфічних розрізів відкладів покривів. Тобто вгору по розрізу відносно глибоководні осадові утворення можуть змінюватись на мілководні (регресивний цикл). Це зумовлено зривом осадів жолобу зі свого седиментаційного субстрату, формуванням покривної пластини та вертикальним її підйомом, що виражається обмілінням седиментаційного басейну жолобу.

5. Наявність ознак конседиментаційної складчастості та покривоутворення.

Ми розглянули деякі процеси, що відбуваються в акреційній призмі при субдукції океанічної кори (субдукція В-типу). Коли ця кора повністю поглинається, до зони субдукції наближається окраїна континенту, яка, як вважається [Современные..., 2004], може також зазнавати субдукції на глибину принаймні до десятків кілометрів (субдукція А-типу при колізії). В результаті акреційна призма "накоується" на континент (платформу), перетворюючись на ороген, а структура жолобу, в якому нагромаджувались турбідити, також переміщується на континент і трансформується в передовий прогин, де формуються моласи (див. рис. 3). Континентальна кора блокує субдукційну зону і формування флішово-моласової призми завершується.

#### ***Зіставлення флішово-моласових утворень Карпат з комплексами призми***

Виконаний аналіз показує, що насувній споруді Флішових Карпат (а також Пієнінській зоні і Самбірському покриву молас) притаманні всі перераховані вище ознаки акреційної призми. Це, по-перше: закономірне "омолодження" віку відкладів у бік від внутрішніх (південно-західних) до зовнішніх (північно-східних) покривів; по-друге: загальна приуроченість потужних уламкових літофацій до верхів стратиграфічних розрізів покривів і, відповідно, таке ж поступове "омолодження" цих літофацій від нижньокрейдових (рахівська олістодрома, буркутська світа у внутрішніх тектонічних одиницях) – до міоценових (кросненська світа та моласи прогину у зовнішніх одиницях); по-третє: загальна зміна літофацій флішово-моласового комплексу від глибоководних до мілководних вгору по стратиграфічному розрізу (див. рис. 2).

Зауважимо також, що як Флішові Карпати, так і акреційна призма представлені великими за розмірами (до перших сотень км) покривними алохтонними структурами, заповненими переважно турбідитами, що містять тектонічні лінзи (суб)-океанічних вулканітів.

Відомо, що у флішовому розрізі Карпат не виявлено кутових неузгоджень. Це, на думку багатьох геологів, свідчить про те, що складчасті рухи при нагромадженні флішу не проявлялись.

Проте в Зовнішніх Карпатах існують неперервні розрізи без кутових неузгоджень від крейди до середнього міоцену включно (наприклад, олігоценово-міоценовий розріз порід Берегової скиби по р. Чечва, а також осадові послідовності кросненської світи тощо). З факту існування таких розрізів не можна робити висновку, що в Карпатах у цей час (зокрема в міоцені – під час формування Прикарпатських молас та передового прогину) не було складчастості. Є підстави для іншого висновку – про конседиментаційний характер тектогенезу в нашому регіоні (так само, як це встановлено для флішових зон інших орогенів). Наявність конседиментаційної складчастості в Українських Карпатах дослідники допускали й раніше [Астахов, 1989; Совчик, 1984; Хом'як, 2010] та ін., проте це питання не розглядали системно з позиції тектоніки акреційних призм. А саме така складчастість та розломоутворення, як вказувалось, притаманні акреційним призмам.

На користь довготривалого і поступового, одночасного з осадоагромадженням характеру формування карпатської гірської споруди свідчить і відсутність молодих відкладів (наприклад, олігоценово-міоценових або й палеоцену-еоценових і навіть верхньокрейдових) у стратиграфічних розрізах внутрішніх (південно-західних) тектонічних одиниць Флішових Карпат (див. рис. 2). Дослідники зазвичай вважають, що ці відклади просто були розмиті, проте якби вони були відкладені, то обов'язково збереглись би під структурами вищих тектонічних покривів і тепер би відслонювались перед фронтом цих покривів. Розмиватись могли породи тільки на денній поверхні, а не на глибині під пластинами насунених порід. Отже, ці відклади і не нагромаджувались, а осадоагромадження у внутрішніх тектонічних елементах могло припинитись внаслідок виведення цих елементів з седиментаційної області при їх складчастості, трансформації в припідняті покриви та перетворенні в область розмивання. На користь такого трактування свідчить наявність у потужних кластичних флішових літофаціях (зокрема олістодромах) уламків перевідкладеного флішу – у відкладах більш зовнішніх покривів фіксуються уламки (зокрема тектонізовані) порід більш внутрішніх покривів. Такі відклади не могли б утворитись, якби не були підняті раніше нагромаджені флішові седименти у вигляді складчастої споруди, що почала розмиватись.

Зазначимо також, що у Флішових Карпатах часто спостерігається дисгармонійна складчастість, тобто інтенсивно зім'яті давніші відклади вище за стратиграфічним розрізом стають слабодислокованими і творять брахісинклінальні форми (Терешовська, Дусинська, Полонини Рівної та інші пологі синклінали). Іноді у Прикарпатті фіксуються локальні розмиви в ядрах антикліналей (Слобідської та ін.) і поступове нарощення розрізу відкладів у спряжених синкліналах. Вказані ознаки також характерні для конседиментаційної складчастості [Вашенко, Гнилко, 2003].

### Районування Флішових Карпат

Проведений аналіз геологічної будови та седиментологічних особливостей стратиграфічних розрізів кожного з великих тектонічних покривів Карпат, зокрема простеження часу “омолодження” відкладів (зокрема грубоуламкових) у північно-східному напрямку (див. рис. 2), показує, що флішово-моласова Карпатська акреційна призма формувалась впродовж тривалого часу, починаючи з ранньої крейди і закінчуючи міоценом. Це дає можливість виділяти у покривній споруді складові елементи, що розрізняються за віком утворення. По суті, пропонується дещо модернізований принцип тектонічного районування “за віком складчастості”, тільки вік тектонічних процесів ми визначаємо не за кутовими неузгодженостями (які відсутні внаслідок конседиментаційної тектоніки), а іншими методами – дослідженням літофацій; вивченням структурної дисгармонії між старшими та молодшими відкладами; аналізом часу завершення седиментації в кожній структурній одиниці; порівнянням карпатських покривів з акреційними призмами.

Отже, в сучасній споруді Карпат ми виділяємо давні акреційні призми різного віку, які нині об’єднані в єдину флішово-моласову призму. Виділена більш давня **внутрішня** і молодша **зовнішня** призма. Перша з них формувалась впродовж крейди та палеогену і включає внутрішні флішові покриви Зовнішніх Карпат, а також Пісінську зону і Монастирський покрив Внутрішніх Карпат. Друга – це зовнішні флішово-моласові покриви, які утворились у ранньому та середньому міоцені.

Внутрішня призма, по суті, складається з двох покривно-насувних споруд, які розвивались автономно і в сучасній структурі змінюють одна одну “за простяганням” та розділені *Латорицько-Стрийською зсувною зоною*. Перша споруда – це **Передмармароська крейдово-палеогенова призма**, яка росла перед фронтом терейну Тися-Дакія. Друга – це **Пісінсько-Магурьсько-Дуклянська палеогенова призма**, що формувалась перед фронтом мегаблока АЛКАПА.

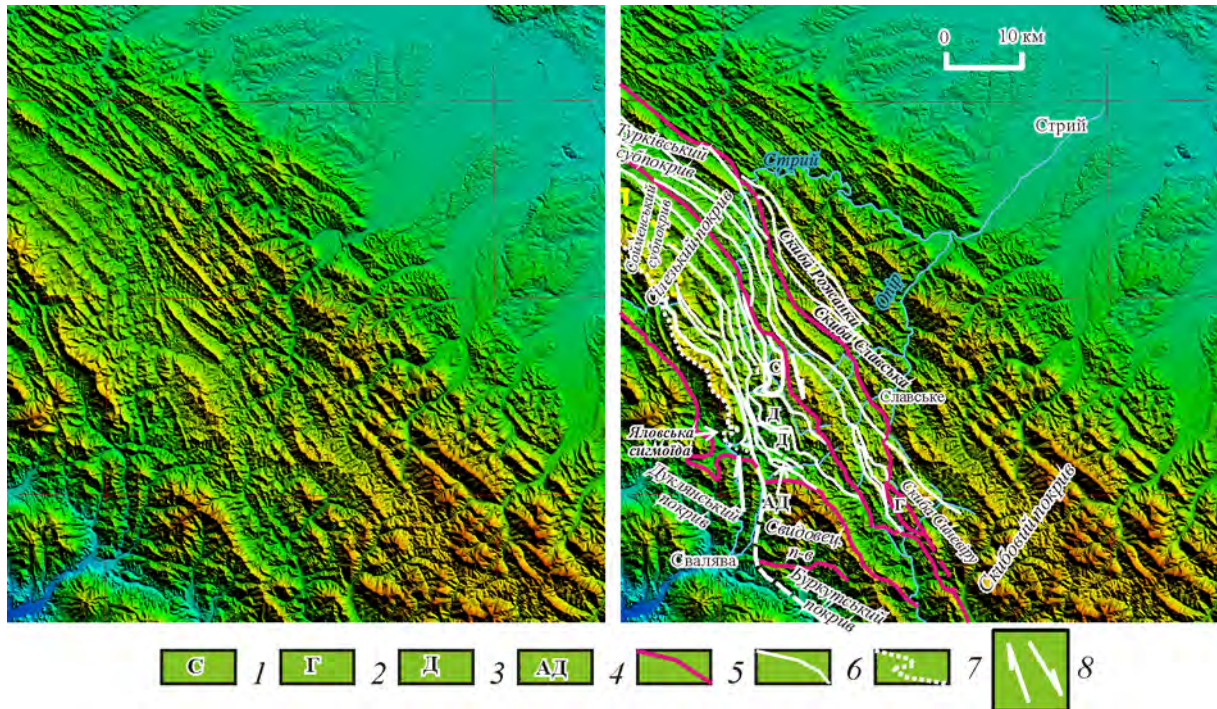
Елементарними одиницями, що зображені на запропонованій схемі в складі флішово-моласової призми, є тектонічні покриви. Забарвлення цих одиниць на схемі відображає найімовірніший час їх формування як покривів та приєднання до структури акреційної призми.

Важливим елементом у західній частині Українських Карпат є *Латорицько-Стрийська зсувна зона* – субмеридіональна смуга інтенсивних дислокацій, завширшки до 10–15 км, яка тягнеться від Оашського розлому на півдні до Перемишльської сигмоїди на півночі. Вона виділена за даними польових спостережень та дешифрування космоснімків (рис. 4). Її характерною особливістю, за даними геолого-картувальних робіт, є розвиток дрібних субвертикальних розривів (правосторонніх зсувів) та спряжених з розривами складок з субвертикальними шарнірами (зокрема великих “сигмоїд”), а також наявність об’ємних тіл (лінз-дуплексів) порівняно слабкодислокова-

них порід, обмежених смугами (завширшки до десятків і сотень метрів, іноді перших кілометрів) тектонічних брекчій, меланжу, дрібних складок, інших тектонітів [Гнилко, 2011]. Латорицько-Стрийська зона розмежує набори внутрішніх флішових покривів Східних і Західних Карпат, тобто дві акреційні призми, одна з яких росла перед Тисією-Дакією, а друга – перед чолом АЛКАПИ. Формування зони зумовлене автономним розвитком цих призм.

*Передмармароська крейдово-палеогенова призма* складена (від внутрішніх до зовнішніх одиниць) Кам’янопотоцьким, Рахівським, Буркутським, Красношорським, Свидовецьким та Чорногорським покривами. Перші три з них, як вказувалось, розглядаються як однойменна сутурна зона. Флішові відклади, які заповнюють кожен з цих покривів, характеризуються погрубінням уламкового матеріалу вгору по стратиграфічному розрізу. Вони містять у верхах свого розрізу літофації жолобу – барем-аптські гравеліти і конгломерати у верхах кам’янопотоцької світи (Кам’янопотоцький покрив), аптські гравеліти, олістостроми в горішній частині рахівської світи (Рахівський покрив), альбські богданські конгломерати, буркутські псаміти (Буркутський покрив), сенонські красношорські пісковики та тарничорські конгломерати (Красношорський покрив), сенонсько-палеогенові псаміти (Свидовецький покрив), сенонські чорногорські пісковики (Говерлінський субпокрив Чорногорського покриву) та піскуваті палеоценово-еоценові відклади (Скупівський субпокрив Чорногорського покриву) (див. рис. 1, 2). Як бачимо, вік літофацій жолобу, як і час завершення седиментації, за деякими винятками, поступово і закономірно “омолоджується” від барему до еоцену в бік від Мармароського масиву до структурно нижчих і більш зовнішніх покривів Флішових Карпат. Цей феномен пов’язуємо з міграцією жолобу і проградацією акреційної призми до північного сходу.

Винятки з процесу вищезгаданого “омолодження” грубозернистих товщ пояснюються продовженням седиментації осадів у деяких тектонічних одиницях після їх формування як насувних структур – у тильних “piggy-back” басейнах, розміщених “на тілі” рухомих покривів. Такі басейни можуть формуватись на підводних терасах у зовнішній прижолобовій частині схилю невулканічної дуги [Einsele, 1992] (див. рис. 3). До відкладів таких басейнів, зокрема, можна зарахувати мергелісті строкатобарвні седименти сухівської світи, сенонські грубоуламкові товщі терешовської світи, деякі палеоценово-еоценові та олігоценові піскуваті породи Свидовецької одиниці. Ці відклади, хоч і не виявляють ознак неузгодженого залягання на давніших породах, проте виявляють структурну дисгармонію – вони, порівняно з інтенсивно складчастими давнішими породами, дислоковані слабо, часто формують брахіформні синклінали (Терешовська та ін.) чи пологі моноклінальні форми (хребет Урду, г. Близняця).



**Рис. 4.** Схема дистанційного дешифрування Латорицько-Стрийської зсувної зони. Використані космічні знімки Землі, які обробив С.В. Ключков, геологічна інтерпретація О.М. Гнилка: 1 – Сможівська структура Соймєнського субпокриву Сілезького покриву; 2 – Голятинська структура Субсілезького покриву; 3 – великі дуплекси – тектонічні лінзи зсувної зони в басейні р. Латориці; 4 – алохтонний дуплекс, складений породами нижньокрейдової шипотської світи в районі м. Воловця і г. Гимба; 5 – зони великих розломів: межі покривів та субпокривів; 6 – розломи: межі скиб, лусок, дуплексів; 7 – виходи отрицьких пісковиків кросненської світи; 8 – напрями переміщень вздовж Латорицько-Стрийської зсувної зони.

*Пієнінсько-Магурсько-Дуклянська палеогенова призма* складена Пієнінською зоною, Монастирецьким покривом Внутрішньокарпатського флішу, Магурським та Дуклянськими покривами. Ймовірно, крайній південний (Коханівський) субпокрив Магурського покриву “за простяганням” поєднується з Монастирецьким покривом, хоча в сучасній структурі місце їх ймовірного поєднання перекрите неогеновими вулканітами Вигорлат-Гутинського пасма. На таку можливість давно вказували О.С. Вялов та В.В. Глушко.

Насувні структури Пієнінської зони утворювались перед фронтом терейну АЛКАПА на рубежі крейди-палеогену, а Магурсько-Монастирецької одиниці – в еоцені. Нижня частина розрізу Магурсько-Монастирецького покриву складена, переважно, палеоцен-еоценовим тонкоритмічним флішем сушманецької (Монастирецький покрив) чи біловезької (Магурський покрив) світи, а верхня – середньо-пізньоеоценовими драгівськими (Монастирецький покрив) чи еоценово-олігоценовими (?) магурськими (Магурський покрив) пісковиками, тобто чітко фіксується седиментаційна послідовність зі зростанням величини уламків і товщини осадових пластів вгору по розрізу (див. рис. 1, 2).

Верхня частина стратиграфічного розрізу Турецького, Дусинського та Ставнянського субпокривів Дуклянського покриву представлена оліго-

ценовим піскуватим флішем – турицькою, мало-виженською та кросненською світами відповідно. Латеральний ряд цих світ, який ми відносимо до літофації жолобу, хоча й погано охарактеризований фауністично, проте за положенням в розрізі демонструє поступове “омолодження” у північно-східному напрямку. Такий діахронний “підйом” стратиграфічного положення олігоценових грубозернистих відкладів у північно-східному напрямку пояснюємо переміщенням жолобу в цьому самому напрямку та поступовим нарощенням Пієнінсько-Магурської призми впродовж олігоцену структурами Дуклянського покриву.

Ще вище стратиграфічне положення (над горизонтом-маркером “смугастих” головоцьких вапняків) займає літофація жолобу в Кросненському покриві, який вже належить до зовнішньої призми. До цієї літофації зараховуємо потужну олістостромову товщу (волянківську олістострому перед фронтом Дуклянського покриву) та нижньокросненські пісковики (див. рис. 1, 2).

*Неогенова призма* – це зовнішні флішово-моласові покриви, які нарощували внутрішню призму та розвивалась перед фронтом обох терейнів – АЛКАПИ та Тисії-Дакії, що в той час уже зблизились та поєднались в один блок. До зовнішньої призми належать Сілезький (Кросненський), Субсілезький, Скибовий, Бориславсько-Покутський та Самбірський покриви.



Сілезька, Субсілезька, Скибова та Бориславсько-Покутська одиниці в олігоцені-міоцені формували залишковий флішовий басейн на структурах пасивної окраїни Євразії перед фронтом внутрішньої флішової призми. Грубозернисті літофації жолобу в цьому басейні фіксуються безпосередньо перед структурами внутрішньої призми. До цих літофацій відносимо олістостромові товщі (волосянківську тощо) та піскуватий фліш кросненської світи. Седиментація в залишковому басейні поступово змінювалась від глибоководної флішової (еоцен) до мілководної моласової (олігоцен-ранній міоцен) (див. рис. 2), що відображає, на нашу думку, процес зриву флішових мас зі своєї седиментаційної основи, їх конседиментаційного підйому, приєднання до призми та насування (у вигляді Сілезького, Субсілезького, Скибового та Бориславсько-Покутського покривів) на край Євразійського континенту. Ріст акреційної призми супроводжувався міграцією депоцентра жолобу в бік континенту та його трансформацією в моласовий прогин. По суті, *передовий прогин* (s. l.) почав формуватись у ранньому міоцені на опущених перед фронтом орогену структурах платформи. Внутрішня його частина, що заповнена нижньо-середньоміоценовими моласами, в середньому міоцені була трансформована у Самбірський покрив і приєднана до структури акреційної Карпатської призми. Депоцентр прогину перемістився на північний схід, де утворилась його *Зовнішня (Більче-Волицька) зона* (прогин s. str.), складена середньоміоценовими практично недеформованими (автохтонними) моласами.

Процес росту Карпатської флішово-моласової призми відбувався внаслідок субдукції (суб)океанічної кори Флішового басейну під мікроплити АЛКАПА та Тисію-Дакію. Інтенсифікація субдукції і, відповідно, насувоутворення на початку неогену призвели до формування зовнішньої призми. Очевидно, в цей час субдукційний слаб досяг глибин, необхідних для генерації магми, внаслідок чого сформувались вулканіти Вигорлат-Гутинського пасма. Утворення передового прогину пов'язано із завершенням процесу субдукції (суб)океанічної кори і часткового затягування в субдукційну зону (тільки під флішову призму Карпат) континентальної кори пасивного краю Євразії – структур платформи. Ця остання, внаслідок плавучості континентальної кори, блокувала субдукційний процес у регіоні.

Ми розглянули закономірності розподілу уламкових фацій, приурочених до верхньої частини стратиграфічного розрізу флішово-моласових утворень Карпат. Розподіл цих фацій добре узгоджується із закономірностями росту акреційної призми. Це, поряд з їх складом, дає змогу захувати уламкові фації до утворень, нагромаджених у жолобах перед фронтом призми. Водночас, поширення кластичних товщ, розміщених на стратиграфічно нижчих рівнях флішово-моласового комплексу, безпосередньо не узгоджується з ростом

акреційної призми. Поширення кластики, ймовірно, контролювалось й іншими факторами, зокрема, розташуванням та активністю підводних і надводних піднять (кордильєр) у флішовому басейні та коливаннями рівня океану. У Східно-Карпатському басейні таким підняттям, що могло постачати теригенний, зокрема “екзотичний” матеріал, зокрема гранітоїди та “зелені сланці”, є гіпотетична кордильєра Кумане [Беэр, 1980; История..., 1981] та ін., яка розміщувалась між Свидовецькою та Черногорською тектонічними одиницями і західніше – на південному краю Скибового басейну (Субсілезьке підняття). Вона була складена комплексами доальпійської континентальної кори і формувала припіднятий блок серед важчої океанічної кори підфлішового субстрату. Зростання цієї кордильєри могло відбуватись за відомим механізмом флексурного підняття літосферної плити (англ. *fore-bulge*) у форланді акреційної призми (у нашому випадку – Примармароської) зовнішніше глибоководного жолобу при активізації субдукційного процесу. Пізніше, мабуть, насуви призми тектонічно перекрили цю кордильєру.

У Західно-Карпатському флішовому басейні, що розміщувався на північний схід від терейну АЛКАПА, розпізнавання давніх кордильєр є доволі складним. Тут фіксується еоценова Серединна кордильєра (приблизно між Дусинською та Ставнянською субодинамиціями Дуклянської одиниці), яка постачала “екзотичну” (в т.ч. метаморфічні сланці, гнейси) кластику для псамітів і псефітів ставнянської світи [Даниш, 1973]. Її паралелізуємо з підняттям у форланді Магурської призми. На північному сході від неї фіксується ранньооліценова Пікуйська ([Шульга, 1965] та ін.) (інша назва – Переддуклянська [Даниш, 1973]) кордильєра, що постачала “екзотичний” матеріал (метаморфіти, мушлеві мілководні вапняки, черепашки нумулітів тощо) для отрицьких пісковиків кросненської світи та для *буковецької олістостроми* (басейн р. Уж тощо), відомої [Даниш, 1973] як “горизонт з екзотикою та фауною”. Пікуйська кордильєра також була підняттям у форланді акреційної призми, передовим елементом якої в той час був уже Дуклянський покрив.

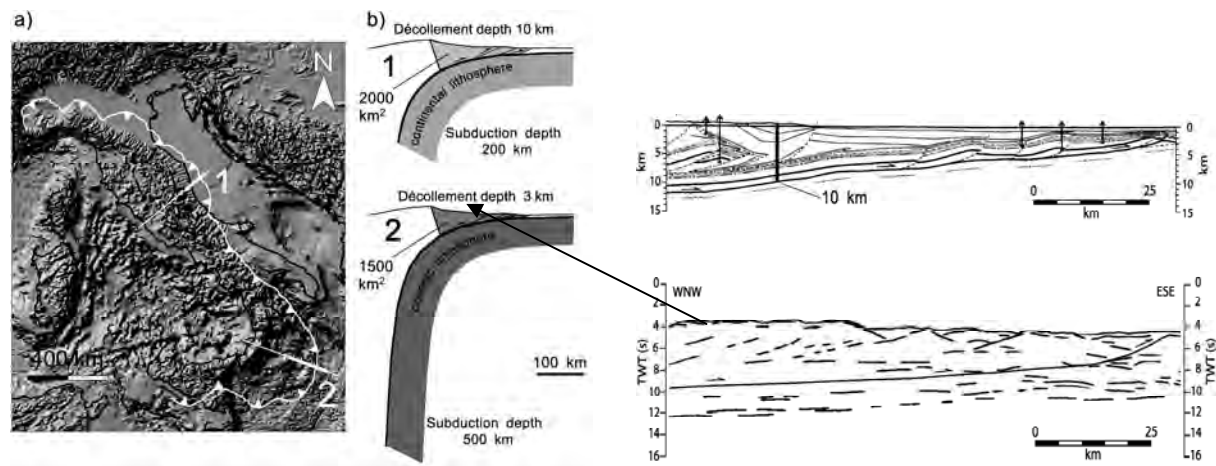
Серединна та Пікуйська кордильєри, ймовірно, є північно-західним продовженням палеоспороди Мармароського масиву і ще далі до заходу продовжуються відомою [Rozwoj..., 2006] Сілезькою кордильєрою. На північно-східному краю Карпатського басейну намічається ранньоміоценове підняття краю платформи (Лежайського масиву), відоме як “вал Зубера”, що постачало зелені філіти та інші породи у флішово-моласовий басейн (див. рис. 2). Це підняття утворилось (точніше активувалось) у форланді неогенової зовнішньої призми. Як бачимо, спостерігається міграція підняття форланду (як і депоцентра седиментації) у північно-східному напрямку, що, очевидно, пов'язано з ростом акреційної призми.

Іншим (нетектонічним) чинником, який контролював седиментаційні процеси у флішовому басейні, був фактор зміни рівня Світового океану, аналіз впливу якого потребує подальших системних досліджень.

Так, відповідно до моделі розвитку призми, утворилась покривна безкоренева споруда Карпат, у якій процеси насувоутворення (як і седиментаційний депоцентр) мігрували від внутрішньої до зовнішньої частини орогену. Зазначимо також, що відповідно до сучасних теоретичних моделей, процеси субдукції в Карпатах, як і загалом в Середземноморському регіоні, відбувались за специфічним механізмом "відкату" (відступу і вертикалі-

зації) субдукційної зони в її тильну частину – в бік форланду (англ. reartrating subduction) ([Royden, 1988; The Carpathian-Pannonian, 2006;] та ін). Такий механізм пояснює процеси розтягу та потоншення верхніх оболонок Землі в Панонському басейні (задугового типу), а також збільшення потужності кори під структурами Передкарпатського прогину, куди "відкотилась" палеосубдукційна зона.

Ймовірними актуалістичними аналогами Карпатської призми можуть бути акреційні призми, розвинені у Східному Середземномор'ї, зокрема, призма Апенін – Калабрійської дуги, що формується при субдукції А-типу і В-типу, що відступає (рис. 5).



**Рис. 5.** Акреційна призма на ділянці Апенін (1 – субдукція А-типу) та Калабрійської дуги (2 – субдукція В-типу) (за [Lenci et al., 2004]), що активно зростає, – ймовірний актуалістичний аналог Карпатської палеоспоруди

**Висновки**

1. Насувну споруду Флішових Карпат та Самбірський покрив за рядом ознак (розміри; літофасціальний склад та тектонічна структура; наявність рис конседиментаційної тектоніки; характерне діахронне "омолодження" віку відкладів та часу зародження структур покривних елементів у бік форланду споруди; зміна глибоководних літофасцій на мілководні вгору за стратиграфічним розрізом) зіставлено з акреційною призмою.

2. У сучасній споруді Карпат ми виділяємо давні акреційні призми різного віку – старшу внутрішню та молодшу неогенову зовнішню, які нині об'єднані в єдину флішово-моласову призму.

3. Внутрішня призма, по суті, складається з двох покривно-насувних споруд, які розвивались автономно і в сучасній структурі змінюють одна одну за простяганням та розділені *Латорицько-Стрийською зсувною зоною*. Перша споруда – це *Передмармароська крейдово-палеогенова призма* (внутрішні флішові покриви Східних Карпат), яка росла перед фронтом терейну Тися-Дакія. Друга – це *Пієнінсько-Магурсько-Дуклянська палеогенова призма* (Пієнінська зона, Монастирецький покрив та внутрішні флішові покриви Західних Карпат), що формувалась перед фронтом мегаблока

АЛКАПА. *Неогенова призма* – це зовнішні флішово-моласові покриви, які нарощували внутрішню призму та розвивалась перед фронтом обох терейнів – АЛКАПИ та Тися-Дакія, що в той час уже зблизились та поєднались в один блок.

4. Елементарними одиницями, що зображені на запропонованій схемі у складі флішово-моласової призми, є тектонічні покриви. Забарвлення цих одиниць на схемі відображає найімовірніший час їх формування як покривів та приєднання до структури акреційної призми.

Потребує подальшого вивчення структура області зчленування внутрішніх флішових покривів Східних (Передмармароська призма) і Західних (Магурсько-Дуклянська призма) Карпат, де розвинена субмеридіональна Латорицько-Стрийська зсувна зона. Остання проявляється і у зовнішніх флішово-моласових покривах (зовнішній призм). Проте вона закартована під час геологічного довивчення тільки у межах Кросненської одиниці [Гнилко, 2011], а її північне та південне продовження фіксується (від Оашського розлому до Перемишльської сигмоїди) лише опосередковано дистанційними та геофізичними методами і потребує цілеспрямованого геологічного картування та спеціальних структурних досліджень.

Очевидно також, що необхідною є інтерпретація з позиції терейнової тектоніки наявних матеріалів про глибинну будову Карпатської гірської споруди.

### Література

- Астахов К.П. Альпийская геодинамика Украинских Карпат: автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – М.: МГУ. – 1989. – 22 с.
- Безр М.А. Об источниках сноса в карпатском флишевом прогибе // Материалы XI Конгресса Карпато-Балканской геологической ассоциации. Литология: сб. науч. труд. – К.: Наук. думка, 1980. – С. 34–48.
- Бубняк І. М. Тектоніка зони зчленування Східно-Європейської платформи та Українських Карпат: автореф. дис. ... канд. геол. наук. – К.: ІГФ 2006. – 20 с.
- Бызова С.Л., Безр М.А. Основные особенности тектоники Советской части флишевых Карпат // Геотектоника. – 1974. – № 6. – С. 82–94.
- Ващенко В.О., Гнилко О.М. Про стратиграфію та седиментологічні особливості неогенових молас Бориславсько-Покутських та Самбірського покривів Українського Прикарпаття // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2003. – № 1. – С. 87–101.
- Вивчення геологічної будови і перспектив нафтогазоносності зони зчленування Дуклянського, Чорногорського і Кросненського покривів за 1991–1994 рр.: Звіт про НДР / Шлапінський В.С., Глушко В.В., Кузовенко В.В. та ін. // ДІГФ України, КЕГП ДГП “Західукргеологія”, ЛНУ ім. І. Франка. – Львів, 1995. – 98 с.
- Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов масштаба 1 : 200 000 / под. ред. В.А. Шакина. – Киев: Мингео УССР, 1977. – 6 л.
- Гнилко О.М. Про зсувну зону в західній частині Українських Карпат // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2011. – № 3–4 (154–155). – С. 25–33.
- Гнилко О.М. Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Частина 1. Основні елементи Карпатської споруди // Геодинаміка. – 2011. – № 1(10). – С. 47–57.
- Даниш В.В. Геологія західної частини південного схилу Українських Карпат – К.: Наук. думка, 1973. – 119 с.
- Державна геологічна карта України масштабу 1 : 200 000. Карпатська серія. Ужгородська група аркушів: М–34–XXIX (Сніна); М–34–XXV (Ужгород), L–34–V (Сату-Маре). Геологічна карта дочетвертинних утворень / Б.В. Мацьків, Ю.В. Ковальов, Б.Д. Пукач. – К.: Міністерство екології і природних ресурсів України, ДП “Західукргеологія”, 2003. – 2 л.
- Державна геологічна карта України масштабу 1 : 200 000, аркуші М-34-XXXVI (Хуст), L-34-VI (Бая-Маре). Карпатська серія. Геологічна карта дочетвертинних утворень / Б.В. Мацьків. – К.: УкрДГРІ, 2009. – 1 л.
- Иваник М.М., Маслун Н.В. Кремнистые микроорганизмы и их использование для расчленения палеогеновых отложений Предкарпатья // К: Наук. думка, 1977. – 118 с.
- История геологического развития Украинских Карпат // О.С. Вялов, С.П. Гавура, В.В. Даныш и др. – К.: Наук. думка, 1981. – 180 с.
- Карпатська нафтогазоносна провінція / В.В. Колодій, Г.Ю. Бойко, Л.Е. Бойчевська та ін. – Львів–Київ: ТОВ “Український Видавничий центр”, 2004. – 390 с.
- Мятлюк Е.В. Фораминиферы флишевых отложений Восточных Карпат (мел-палеоген) // Тр. ВНИГРИ. – Л.: Недра, 1970, вып. 282. – 360 с.
- Обстановки осадконакопления и фации. В 2-х т. Т. 2: пер. с англ. под ред. Х. Рединга. – М.: Мир, 1990. – 384 с.
- Паталаха Е.И., Лукиенко А.И. Гончар В.В. Тектонические потоки как основа понимания геологических структур. – К.: Наук. думка 1995. – 160 с.
- Современные проблемы геотектоники и геодинамики / Л.И. Лобковский, А.М. Никишин, В.Е. Хаин. – М.: Научный мир, 2004. – 610 с.
- Совчик Я.В. О тектоническом районировании и формировании структуры Украинских Карпат // Геотектоника. – 1984. – № 5 – С. 47–60.
- Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат / О.С. Вялов, С.П. Гавура, В.В. Даныш и др. – Киев: Наук. думка, 1988. – 204 с.
- Тектонічна карта України. Пояснювальна записка. Частина 1 / С.С. Круглов, Ю.О. Арсірій, В.Я. Веліканов, та ін. – К.; УкрДГРІ, 2007. – 96 с.
- Тектоническая карта Украинских Карпат масштаба 1 : 200 000 / ред. В.В. Глушко, С.С. Круглов. – Киев: Мингео УССР, 1986.
- Тектонічне районування Українських Карпат у світлі сучасних геологічних концепцій: Звіт про науково-дослідну роботу; № держ. реєстрації 0106U002035 / О.С. Ступка, З.М. Ляшкевич, О.М. Гнилко та ін. – Львів: ІГГК. – 2010. – 264 с.
- Хом’як Л.М. Насуви в геологічній еволюції Українських Карпат та динамічні умови їх формування за даними комп’ютерного моделювання: автореф. дис. ... канд. геол.-мін. наук. – Львів: ЛНУ ім. І. Франка. – 2010. – 21 с.
- Шульга В.Ф. Наблюдения над ориентированными текстурами во флишевых отложениях Советских Карпат // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 1965 – № 9. – С. 47–63.
- Einsele G. Sedimentary Basins: evolution, facies and sediment budget. – Berlin: Springer-Verlag, 1992. – 615 p.
- Geological map of the Outer Carpathians: Borderlands of Ukraine and Romania. 1 : 200 000 / V. Danysh, O. Hnylko, M. Pavlyuk, P. Tsarnenko, L. Jankowski, R. Kopciowski, W. Rylko, N. Anastasiu, E. Dragan, M. Popa, R. Roban. – Warsaw: Polish Geological Institute, 2007.



- Geological map of Western Carpathians and adjacent areas. 1 : 200 000 / Eds.: J. Lexa, V. Bezak, M. Elecko, J. Mello, M. Potfaj, J. Vozar. – Bratislava, 2000.
- Lenci F., Carminati E., Doglioni C., Scrocca D. Basal Decollement and Subduction Depth vs. Topography in the Apennines – Calabrian arc // *Geol. It.* – 2004. – N. 123. – P. 497–502.
- Royden L.N. Late Cenozoic tectonics of the Pannonian Basin System // *The Pannonian Basin: a study in basin evolution. AAPG Memoir* / Royden L.H. & Horvath F. (ed.). – 1988. – V. 45. – P. 27–48.
- Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat zewnętrznych i Pienińskiego pasa skałkowego / Redakcja: N. Oszczytko, A. Uchman & E. Malata. – Kraków: Instytut Nauk Geologicznych Uniwersytetu Jagiellońskiego, 2006. – 199 s.
- Tectonic map of the Carpathians-Balkan mountain system and adjacent areas, 1 : 1 000 000 / Editor-in-Chief: M. Mahel. – Praha, 1973.
- The Carpathian-Pannonian Region: A Review of Mesozoic-Cenozoic Stratigraphy and Tectonics. Vol. 1. Stratigraphy. Vol. 2. Geophysics, Tectonics, Facies, Paleogeography / Eds: F. Horvath, A. Galacz. – Budapest: Hantken Press, 2006. – 625 p.

**ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ КАРПАТ В СВЕТЕ ТЕРРЕЙНОВОЙ ТЕКТОНИКИ  
СТАТЬЯ 2. ФЛИШЕВЫЕ КАРПАТЫ – ДРЕВНЯЯ АККРЕЦИОННАЯ ПРИЗМА**

**О.М. Гнилко**

Рассмотрены тектонические единицы Карпат с точки зрения террейнового анализа. Покровы Флишевых Карпат и Самборской молассовой единицы интерпретируются как древняя аккреционная призма. Рост призмы был обусловлен альпийской субдукцией фундамента Карпатского флишевого бассейна под террейны АЛКАПА и Тисию-Дакию. В мел-палеогеновое время перед фронтом Тисию-Дакии формировались *Предмармарошская флишевая призма*, а у форланда АЛКАПА – *Пиенинско-Магурско-Дуклянская призма*. Эти две мел-палеогеновые внутренние призмы разделены *Стрыйско-Латорицкой сдвиговой зоной*. В неогене объединенные внутренние призмы наращивались внешними флишево-молассовыми единицами.

**Ключевые слова:** Карпаты; тектоника; аккреционная призма; субдукция; террейны; покровы; флиш.

**TECTONIC ZONING OF THE CARPATHIANS IN TERMS OF THE TERRANE TECTONICS  
ARTICLE 2. THE FLYSCH CARPATHIAN – ANCIENT ACCRETIONARY PRISM**

**O.M. Hnylko**

The tectonic units of the Carpathians are considered in terms of the terrane analysis. The Flysch Carpathian nappes and Samdir molasse unit are regarded as the ancient accretionary prism. Growing the prism was caused by the Alpine subduction of the Carpathian Flysch basin basement beneath both the ALCAPA and Tisza-Dacia terranes. At the Cretaceous-Paleogene time the *Fore-Marmarosh flysch prism* was formed in the front of Tisza-Dacia terrane and the *Pieniny Klippen Belt – Monastrets–Magura – Ductya wedge* was builded in the forland of ALCAPA one. These two Cretaceous-Paleogene inner prisms are divided by the *Struy-Latorytsa shear-zone*. At the Neogene time amalgamated inner accretionary wedges incorporated the outer flysch-molasse units.

**Key words:** Carpathians; tectonics; accretionary prism; subduction; terranes; nappes; flysch.