

УДК 551.24+553.98(477.8)

**Володимир ШЛАПІНСЬКИЙ, Мирослав ПАВЛЮК,
Мирослав ТЕРНАВСЬКИЙ**

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

**КРИТИЧНИЙ РОЗГЛЯД
ПРОБЛЕМНИХ ПИТАНЬ СТРАТИГРАФІЇ І ТЕКТОНІКИ
СКЛАДЧАСТИХ КАРПАТ І ПРИЛЕГЛИХ ТЕРИТОРІЙ
НА ПРИКЛАДІ «ДЕРЖГЕОКАРТИ–200»**

У статті подається критична оцінка низки положень, які містяться в матеріалах Державної геологічної карти масштабу 1 : 200 000 (Карпатська серія аркушів), виданої у 2003–2009 рр. Визнається її наукова і практична цінність як джерела знань про будову та природні ресурси Карпат. Водночас відзначені численні неточності у сфері стратиграфії і тектоніки, виявлені в рецензованій праці. Це негативно відбилося на якості представлених у ній геологічної і тектонічної карт Складчастих Карпат, що своєю чергою може не на краще вплинути на оцінку перспектив нафтогазоносності регіону. Автори статті на підставі аналізу значного за обсягом фактичного матеріалу, зокрема отриманого після видання ДГК–200, провели виправлення виявлених недоліків. Звернено увагу на можливість створення новітньої досконалішої карти Зовнішніх Карпат масштабу 1 : 100 000. Її базовий варіант уже існує.

Ключові слова: Складчасті, Зовнішні Карпати, стратиграфія і тектоніка, легенда «Держгеокарти–200», тектонічне районування, покриви, субпокриви, луски.

Вступ. Виокремлення перспективних щодо нафтогазоносності ділянок повинно базуватися на достовірній геологічній основі (геологічних, тектонічних і структурних картах та розрізах). Хоча вивчення терену, який нас цікавить, провадиться упродовж доволі тривалого часу, все ж залишилося чимало спірних і суперечливих питань геології карпатського регіону. Необхідно розглянути їх, не оминувши найважливіших аспектів стратиграфії і тектоніки, зокрема тектонічного районування території.

Це актуально не тільки через нерозв'язані проблеми геології минулої доби, але й у зв'язку з появою порівняно недавно нових геологічних карт Українських Карпат і прилеглих територій. Однією з них є геологічна карта масштабу 1 : 200 000, видана в Польському геологічному інституті у Варшаві у два етапи 2004 і 2007 р. (Jankowski et al., 2004; Danysh et al., 2007). Ця карта складена з використанням геологічної інформації, принаймні з території

України, отриманої найпізніше в 90-х роках минулого століття, тобто без урахування новішої інформації.

Друга група карт масштабу 1 : 200 000 Карпатської серії була видана під егідою Міністерства охорони навколишнього природного середовища України, виконана працівниками НАК «Надра України» ДП «Західукргеологія», Львівської і Закарпатської ГРЕ та УкрДГРІ (далі – Держгеокарти–200 і ДГК–200). Крім геологічних, вона включає Геологічні карти дочетвертинних відкладів і Карти корисних копалин. Усі карти видані у 2003–2009 рр., окрім листа М-34-XXX (Стрий), видання якого затримане через недофінансування.

Під час складання карт їх авторами була опрацьована величезна за обсягом інформація, що дозволило значно поліпшити геологічну карту, порівняно з виданою УкрДГРІ 1977 р. аналогічною картою Карпат і прилеглих територій. Проте ці карти містять низку суперечливих, а подекуди – і помилкових положень зі сфери стратиграфії і тектоніки, що не дивно, враховуючи складність геологічної будови терену, а також через те, що прогрес у царині геології – це процес поступовий і пов'язаний з накопиченням і опрацюванням великої за обсягом і різної за якістю інформації, зокрема і матеріалів буріння.

Частина важливої інформації отримана вже після видання названих карт. Окрім того, при складанні цих карт використано схему стратиграфії карпатського регіону, яка містить чимало помилок (про це детальніше йтиметься нижче), що не могло не відбитися на якості карт. На сьогодні діє офіційно затверджена «Поновлена легенда “Держгеокарти–200” Карпатської серії листів» (Львів; Берегово, 1995; відповідальний виконавець та головний редактор С. С. Круглов). Ця легенда містить низку помилкових положень. Варіант тектонічного районування Карпат, обраний авторами Держгеокарти–200, також не безпомилковий.

Мета роботи. Корекція помилок у стратифікації і тектоніці Держгеокарти–200 Карпатської серії листів. Представлення та обґрунтування альтернативних варіантів.

Результати досліджень. Розгляд питань стратиграфії. Розріз Дуклянського покриву в легенді «Держгеокарти–200» Карпатської серії листів» починається з вапняків (вишківських) юрського (?) віку. Проте, за мікрофауною, їхній вік – маастрихт–палеоцен. Це седиментаційна лінза у відкладах верхньоберезнянської підсвіти (Шлапінський та ін., 1994). Рахівська світа в однойменному покриві залягає нібито стратиграфічно згідно, на чивчинській світі верхньої юри. Однак, це не знайшло підтвердження в жодному розрізі.

У легенді буркутська світа Поркулецького покриву має нижньокрейдовий вік, тоді як, за мікрофауною, вік її навіть не наймолодших ланок – альб–сеноман і вона є одного віку з нижньосухівською строкатоколірною підсвітою (Кузовенко, Шлапінський, 2007), а в С. С. Круглова, слідом за С. Л. Бизовою і Н. І. Маслаковою, строкаті аргіліти завжди розміщені вище буркутської світи (Круглов, Смирнов, 1979).

Вік тростянецької товщі діабазів, вулканічних брекчій і вапняків у Поркулецькому (Буркутському) покриві у легенді – юрський, тоді як це олістостромовий комплекс у складі буркутської товщі альбу–сеноману (Кузовенко, Шлапінський, 2007). Вік же вапняків–олістолітів не юрський, а, за визначенням Р. Й. Лещуха, нижньокрейдовий (Лещух, 1982).

З розрізу Дуклянсько-Чорногорського покриву випала темноколірна нижньоберезнянська підсвіта, а з Бітлянсько-Свидовецького субпокриву Кросненського покриву – одновікова і літологічно подібна нижньоберезнянській лолінська світа (сантон–кампан) (Вялов и др., 1988). Вони безпідставно об'єднані з більш давніми (коньяк–сантон) верхньоаяловецькою і верхньосухівською суттєво відмінними літологічно підсвітами, у так звану яловичорську світу. На помилковість об'єднання різних за віком і літологічним складом товщ – поркулецької, яловичорської і чорноголовської – справедливо звертав увагу ще О. С. Вялов (1983).

Породи метовської світи палеоцен–еоцену з розмивом залягають на відкладах верхньої крейди, і це правильно, але, крім того, на значній площі Вежанського субпокриву в їхній основі є породи соймольської світи верхнього альбу–сеноману, коли пуховська світа верхньої крейди повністю розмита (Шлапінський та ін., 1998).

Відклади еоцену, виявлені в районі м. Перечина і с. Ворочева, у легенді належать до центральнокарпатського палеогену Внутрішніх Карпат (подгальський фліш) під назвою вульшавська світа. Автори аркуша Ужгород і Сніна розширили діапазон цієї світи включивши до її складу відклади олігоцену. Жодних підстав для такого безпрецедентного об'єднання немає. Проти нього свідчить наявність підкременевої пачки, нижньокременевого горизонту і палеонтологічні визначення. А ревізія матеріалів геологознімальних робіт, проведених там під керівництвом З. Ф. Жигунової (Жигунова и др., 1968), свідчить, що насправді це – еоцен (тобто це вульховчицька світа). Він входить до Пенінського покриву у складі трьох лусок і залягає на розмитій поверхні пуховської світи верхньої крейди. Його вік – нижній–верхній еоцен. У складі цих лусок також зафіксовані відклади олігоцену, які згідно нарощують розріз. Запропонована їхня назва – ворочевська світа (Шлапінський та ін., 2013).

Слід наголосити, що справжній подгальський фліш залягає на тій частині гетерогенного фундаменту Закарпатського прогину, яка в неогені участі в насувних процесах не брала, тобто у Внутрішніх Карпатах. На денну поверхню в межах України він не виходить і розкритий лише у свердловинах. До прикладу, у параметричній свердловині 1-Невицьке.

У Береговій та Орівській скибах помилково зведені в один тип розрізу витвицькі і попельські світи (верстви) з битківськими і пасечнянськими (просторово вони не збігаються, і за віком вони не тотожні) (Вялов и др., 1988). Поляницька світа місцями не тільки загіпсована, але й засолонена (Глушко и др., 1982).

Відзначається, що поляницька світа, подекуди з місцевою перервою і локальним розмивом, залягає на менілітовій світі (аркуш Надвірна). Нижче буде продемонстрована помилковість цього судження.

Найбільше зауважень стосується стратиграфії олігоцену. Так, у підшві середньоменілітової підсвіти залягає горизонт смугастих вапняків, проте в більшості розрізів Бориславсько-Покутського покриву, Берегової та Орівської скиб він представлений не вапняками, а кременями, що не відображено. У Дуклянському покриві, крім дусинського, відомий і менілітово-кросненський літо-тип олігоцену в передовому Ставнянському субпокриві. До складу Поркулецького покриву чомусь введена турицька світа олігоцену, тоді як там розвинута

дусинська світа. Немає згадок про турківський та бітлянський підтипи кросненського літотипу олігоцену, про супутники нижньокременевого і головецького горизонтів (тилявський горизонт та горизонти стрічкових вапняків).

Верещка світа олігоцену, представлена в легенді, не займає чіткого положення в розрізі, а місцями взагалі відсутня, тож використовувати її не слід. З урахуванням цих зауважень, подаємо короткі відомості стосовно стратиграфії олігоцену. Це важливо, адже відклади цього відділу є як колекторами, так і екранами для вуглеводнів.

Стратиграфія олігоцену Зовнішніх Карпат. Відклади олігоцену відомі в Скибовому, Кросненському, Буркутському і Пенінському покритвах, а також у Ставнянському та Березнянському субпокритвах Дуклянсько-Чорногорського покритву, Турицькому субпокритві Магурського покритву, Вежанському і Діловецькому субпокритвах Мармароського покритву. Їх немає в Монастирецькому, Білопотоцькому, Кам'янопотоцькому субпокритвах Мармароського покритву, Криницькому, Бистрицькому та Рачанському субпокритвах (Магурський покритв), Бачавсько-Боржавському, Красношорсько-Говерлянському, Скупівському субпокритвах (Дуклянсько-Чорногорський покритв) і Рахівському покритві.

За літологічними ознаками можна виокремити три основні літотипи олігоцену: менілітовий, кросненський і дусинський. Перший найбільш поширений у Береговій та Орівській скибах Скибового покритву і Бориславсько-Покутському покритві Передкарпатського прогину, другий – у південних скибах Скибового та в Кросненському покритвах, у Ставнянському субпокритві Дуклянсько-Чорногорського покритву, і дусинський – у Березнянському субпокритві Дуклянсько-Чорногорського покритву.

Менілітовий літотип характеризується перевагою чорних кременистих аргілітів та невапнистих пісковиків, у кросненському – значну роль відіграють сірі, карбонатні аргіліти і пісковики, у дусинському – розвинуті сірі та коричневі мергелі поряд з теригенними породами. Зазначимо, що ці типи в чистому вигляді виражені не повсюдно. Зазвичай, розрізи олігоцену містять ознаки двох або навіть трьох типів, у різних співвідношеннях. Те саме стосується й олігоцену Турицького субпокритву та Пенінського покритву.

На відміну від розрізів інших відділів, в олігоценовій товщі палеогену є два регіональні ізохронні опорні горизонти, які дають змогу проводити кореляції і структурні побудови: це нижньокременевий горизонт та пачка-репер – головецький горизонт смугастих вапняків (і кременів). Крім них, є ще й інші репери, не такі поширені по площі (тилявський та верхньокременевий горизонти і пачка-супутник головецького горизонту).

За головецьким горизонтом-маркером смугастих вапняків літологічно мінливу товщу олігоцену (омбронський горизонт) можна поділити на два стратиграфічні підгоризонти: нижній – головецький і верхній – верховинський. Головецький підгоризонт у менілітовому літотипі представлений нижньоменілітовою підсвітою, у кросненському – головецькою світою, у дусинському – дусинською світою. Верховинський підгоризонт представлений, відповідно, середньо- і верхньоменілітовою підсвітами; верховинською світою з трьома підсвітами та маловиженською світою. Олігоцен у Турицькому субпокритві (турицька) і Пенінському покритві (ворочевська світи) вірогідно належить тільки до головецького підгоризонту.

Крім згаданих, в олігоцені є й інші важливі репери, які не настільки поширені (тилявський та верхньокременевий горизонти і пачка-супутник головецького горизонту смугастих вапняків та кременів).

Підкременева пачка. Безпосередньо після відкладення глобігерінових мергелів верхнього еоцену або утворень, які їх заміщують, на більшій частині території Українських Карпат почалося накопичення осадів олігоцену. У нижній частині відділу залягає нижньокременевий горизонт – найбільш витриманий репер Карпат. Між ним і горизонтом глобігерінових мергелів залягає підкременева пачка, мінлива за складом: чорні аргіліти, коричневі мергелі, бориславські пісковики тощо (рис. 1). Її потужність невелика (перші метри – до 60 м). Вона за органічними залишками належить до нижнього олігоцену (зона *Globigerina vialovi*). Через малу товщину підкременевої пачки в практиці геологознімальних робіт границю між верхнім еоценом і олігоценом на геологічних картах проводять за нижньокременевим горизонтом.

Нижньокременевий (нижньороговиковий) горизонт. Виявлений у всіх покрявах, де є олігенові відклади, крім Турицької одиниці. Нижньокременевий горизонт складений коричневими і чорними, шаруватими халцедолітами та супутніми породами (чорними аргілітами, вапняками, мергелями, пісковиками, алевролітами, осадовими кварцитами, туфітами і туфами) у різних співвідношеннях. Потужність горизонту коливається в широких межах, навіть в одних лусках, але загалом вона зменшується в південно-західному напрямку. Так, у Гуцульському сегменті (південно-східна частина Карпат) вона дорівнює в середньому по скибах: Орівській – 20 м, Сколівській – 13; Парашки – 12,5; Зелем'янки – 10. У Турківському субпокряві Кросненського покряву – 5, у Бітлянсько-Свидовецькому субпокряві – 3–4 м (Шлапінський, 2007).

Тілявський горизонт. У Скибовому і Кросненському покрявах у нижній частині олігоцену над нижньокременевим горизонтом (від перших метрів до 80–100 м) розвинутий (неповсюдно) так званий тілявський горизонт кременів та вапняків (див. рис. 1) (Кульчицкий, Совчик, 1985; Шлапінський, 2007). Він локалізований на 10–100 м вище нижньокременевого горизонту і є його своєрідним супутником. Г. М. Панов (1967) зафіксував тілявський горизонт у низці відслонень на 40–60 м вище нижньокременевого горизонту в південно-східній частині Скибового покряву. Утім, використана автором назва – «верхньороговиковий горизонт» – невдала, адже цей горизонт наявний у підосві верхньоменілітової підсвіти в менілітовому типі розрізу на 500–700 м вище нижньокременевого горизонту і не має нічого спільного з тілявським горизонтом. Останній же – це, фактично, супутник нижньокременевого горизонту. Крім кременів та вапняків, у його складі є ті самі компоненти, що і в нижньокременевому горизонті. Його потужність змінюється від 0,4 до 6 м. Він має важливе значення при картуванні у випадках, коли нижньокременевий горизонт не відслонюється або тектонічно редукований. До прикладу, за виходами на денну поверхню кременів тілявського горизонту, виокремлена перспективна щодо нафтогазоносності структура Вороненка (у районі Яблуницького перевалу). Він представлений також, хоч і неповсюдно, у Дуклянсько-Черногорському покряві. У Ставнянському субпокряві останнього в передових

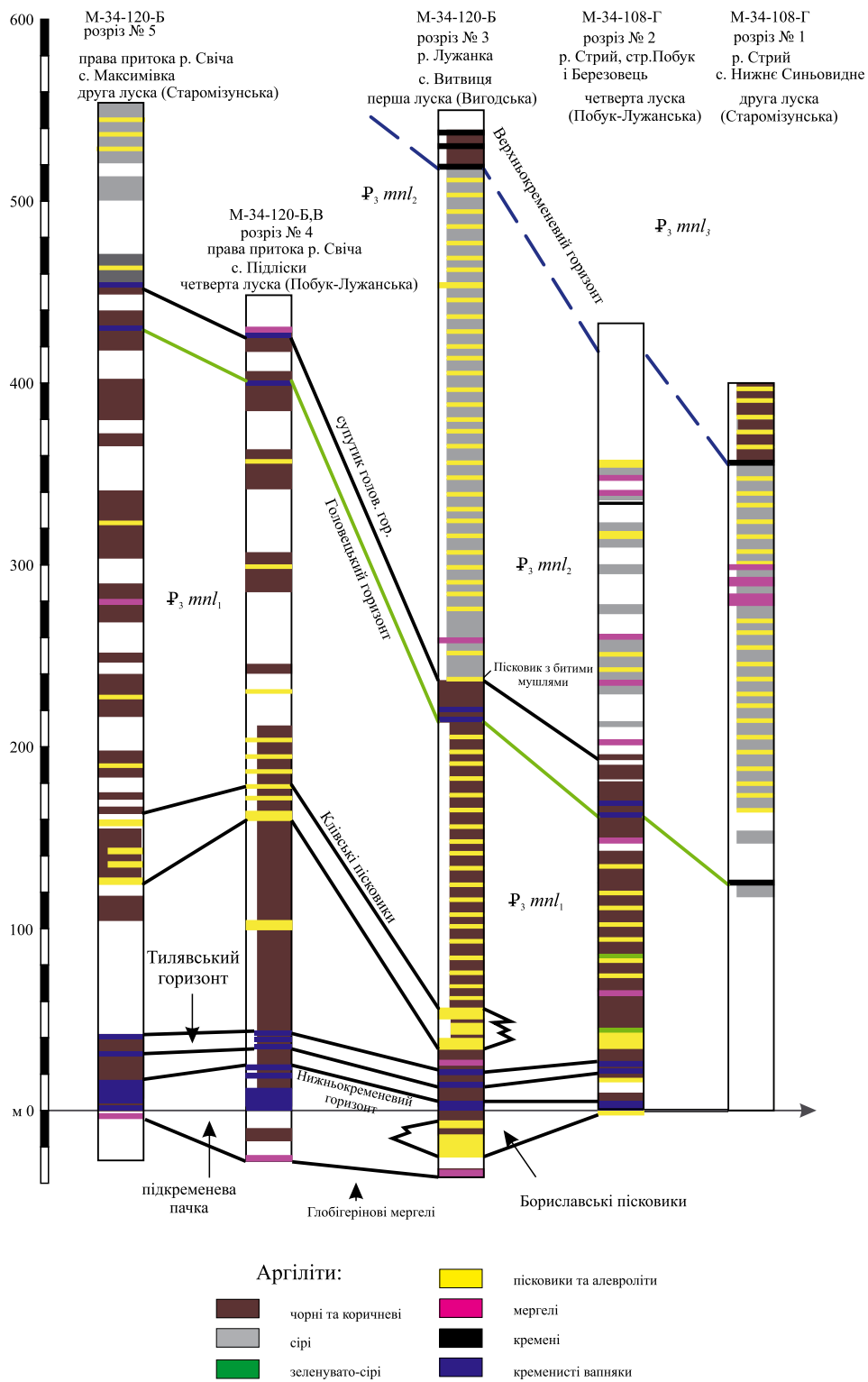


Рис. 1. Розрізи менїлітової світи Орївської скиби в центральній частині Скибового покриву (склали В. Шлапінський, М. Тернавський)

Південно- і Північнолузькій складках вапняки тиявського горизонту перебувають приблизно на 150–200 м вище нижньокременевого горизонту (Крупський та ін., 2014).

Горизонт смугастих вапняків і кременів (головецький). У підосвіті верховинської підсвіти залягає маркувальний горизонт смугастих вапняків і кременів (головецький) (Шакін, 1958; Шакин, 1960). Уперше його успішно використав як репер під час геологічної зйомки і складання геологічної карти на площі Чорна Річка–Білий Черемош 1949 р. геолог В. В. Кузовенко (Шлапінський, Мачальський, 2006).

У Береговій та Орівській скибах і в Бориславсько-Покутському покриві він здебільшого представлений чергуванням кременів (смугасті вапняки тут трапляються дуже рідко) чорних та коричневих (товщина прошарків 0,05–0,25 м) із теригенними породами (див. рис. 1). Потужність горизонту, включаючи теригенні породи, що розділяють прошарки вапняків, становить 0,5–5–12 м. Подекуди кременів немає, натомість є чорні сильно кременисті алевроліти (майже кремені) й аргіліти (потужності таких пачок – перші метри).

У південних скибах Скибового, а також у Кросненському покриві головецький горизонт, навпаки, представлений переважно смугастими і стрічковими вапняками, хоча зрідка вапняки заміщені смугастими кременями. Товщина горизонту змінюється від 0,4 до 8–16 м. Через взаємне заміщення основних порід, які складають головецький горизонт, до традиційної назви «смугастих вапняків» слід додавати ще і «кременів».

Супутник нижньокременевого горизонту (див. рис. 1). У складі останнього стрічкові («ленточные») різновиди часто переважають над смугастими. Супутник розміщений у Скибовому покриві на 5–30 м вище основного горизонту. На південний захід ця відстань суттєво збільшується. В. Шлапінський на підставі детального вивчення власного фактичного матеріалу, попередніх зйомок і буріння визначив, що в передовій частині Кросненського покриву в районі с. Орява вона становить близько 60 м, у Бітлянському субпокриві біля с. Келечин – 115 м, у структурно-пошуковій свердловині 4-Бітля – 150–160 м, а ще південніше в районі сіл Волосянка–Луги – навіть 200–250 м.

Супутники головецького горизонту мають важливе значення при картуванні і розчленуванні олігоценевих відкладів, особливо, коли основний репер не відслонюється. У Польських Карпатах вапняки головецького горизонту називають традиційно ясельськими сланцями (*łupki jasielskie*). Ця назва, як справедливо зазначив проф. Г. Хачевський, не відповідає породам, з яких складений горизонт – вапнякам. Тому він називає нижні (головецькі) вапняки – вапняками ясельськими, а верхні (супутники) – вапняками з Загужа (*wapienie z Zagórze*). Останні на польському терені розміщені, за його даними, на 6–150 м вище ясельських вапняків (Naczewski, 1989).

Верхньокременевий горизонт. Виокремлюється в підосвіті верхньоменілітової підсвіти (див. рис. 1, рис. 2). Стратиграфічно згідно залягає на відкладах середньої підсвіти менілітової світи. Складений кременями з прошарками аргілітів і зрідка туфітів. Потужність пачки кременів – 3–5 м. Вище в чорних аргілітах менілітового типу прошарки чорних та світлих кременів ще трапляються на віддалі 10–15 м. У кросненському типі розрізу достеменно верхньокременевий горизонт не виявлений.

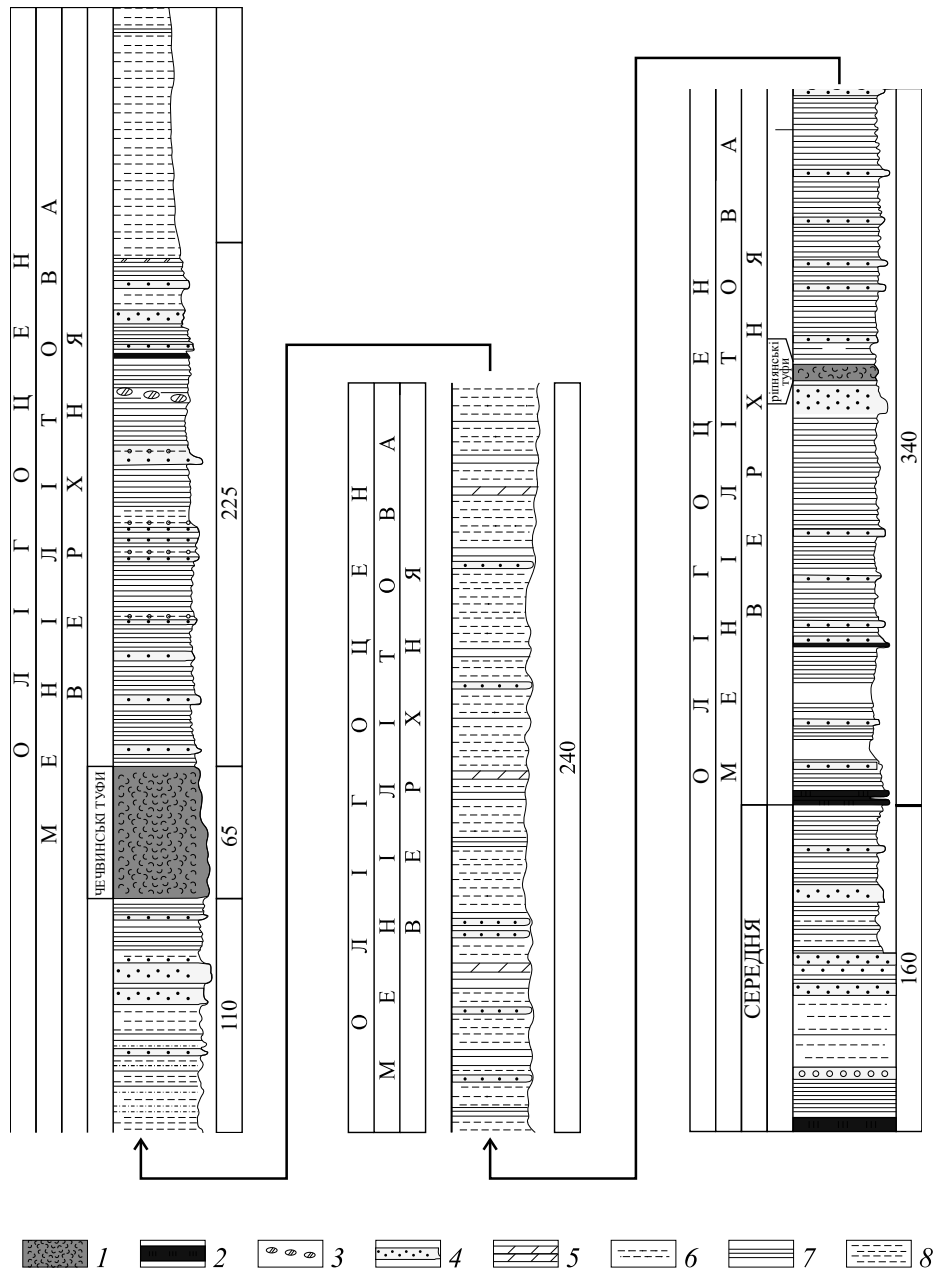


Рис. 2. Розріз середньо- і верхньомілітової підсвіт по р. Чечва і її лівих притоках (склали В. Кузовенко, В. Шлапінський, М. Тернавський):

1 – туфи; 2 – кремені; 3 – конгломерати; 4 – пісковики; 5 – мергелі; 6 – алевроліти; 7 – аргіліти чорні і коричневі; 8 – аргіліти сірі

Туфові горизонти. Зафіксовані в Зовнішніх Карпатах у відкладах крейди–палеогену. У розрізах олігоцену прошарки туфів і їхніх похідних спорадично виявляють у різних частинах відділу. Найбільш відомі т. зв. чечвинські туфи, локалізовані у верхньомілітової підсвіті в розрізах Берегової скиби,

особливо в басейні р. Чечва (див. рис. 2) (на 900 м вище верхньокременевого горизонту) (Вялов и др., 1988). Тут добре відслонюється горизонт попелевих ліпаритових туфів (чечвинських) потужністю до 60 м без прошарків теригених порід. Їх деколи плутають з так званим ріпнянським горизонтом туфів і туфопісковиків. Однак він розташований набагато нижче по розрізу, приблизно на 250 м вище подошви верхньоменілітової підсвіти (див. рис. 2). Стратиграфічним аналогом чечвинських туфів можуть бути туфи у верхньо-верховинській (верхньому кросно) підсвіті, описані в бас. річок Путили і Чорного Черемошу. У розрізі р. Ріпень Г. Д. Досин (1964) вище подошви підсвіти описав горизонт пірокластичних утворень товщиною 1–1,5 м, які охарактеризовано як попелеві кристало-вітрокластичні кислі ліпаритові туфи. Він відзначив, що за хімічним складом і петрохімічною характеристикою вони ідентичні чечвинським туфам і є їхніми стратиграфічними аналогами. Приблизно 25 км на північний захід в олігоценічних відкладах у руслі Чорного Черемошу Є. І. Вульчин та Я. О. Кульчицький (1959) описали серед перехідних порід декілька прошарків кислих туфів, також ідентичних чечвинським. Вони вважали їх одновіковими. Із цим не погодився Г. Д. Досин, оскільки перехідні верстви явно старші за верхній кросно. Упродовж 1986–1988 рр. перелічені розрізи вивчав В. Шлапінський. У правій притоці р. Ріпень струмку Полонистий вище покрівлі середньоверховинської підсвіти спостерігається чергування сірих сильно карбонатних аргілітів з підпорядкованими прошарками алевролітів типової верхньої підсвіти. На 125 м вище подошви верхньої підсвіти сіроколірний розріз змінюється 100-метровою пачкою чергування аргілітів чорних, темно-сірих і зрідка сірих, місцями кременистих, із підпорядкованими прошарками алевролітів. На 10 м вище в руслі поріг складений чергуванням сірих і темно-сірих туфів (0,05–0,15 м) сильно кременистих, смугастих. Вірогідно, ці туфи описав Г. Д. Досин. У правій притоці Чорного Черемошу струмку Кривець поблизу смт Верховина у складі верхньоверховинських відкладів приблизно на 2 км вище устя зафіксована декількаметрові пачка з нехарактерним для цих відкладів набором порід. Це аргіліти чорні, тонкошаруваті, з вицвітами ярозиту, кременисті. Деякі вище знайдені сильно скременілі конкреції. Одна з них на вигляд являла собою типовий смугастий вапняк, однак виявилось, що це змінений вітрокластичний туф. Це відслонення виявлене всього у 1,7 км на південний схід за простяганням від туфів, описаних Є. Вульчиним і Я. Кульчицьким. Огляд розрізу, описаного цими геологами, дає підстави охарактеризувати його як верхньоверховинську підсвіту з темноколірною вкладкою з прошарками туфів. Саме через наявність менілітоподібних аргілітів, вони прийняли цей комплекс порід за перехідні верстви. Помилитися було нескладно, враховуючи, що дослідники першими описали туфи цього стратиграфічного рівня, та ще й в умовах недостатньої відслоненості. Підсумовуючи можна відзначити, що всі ці знахідки туфів у південно-східній частині Карпат локалізовані в скибі Рожанки.

У розрізі нижньоверховинської підсвіти Кросненського покриву Бітлянсько-Свидовецького субпокриву біля кордону з Польщею трапляються пласти туфів, завтовшки від 0,05 до 1,5 м. Наприклад, у структурно-пошуковій свердловині 18-Бітля серед ритмічного чергування аргілітів, пісковиків та алевролітів у двох інтервалах відзначено декілька прошарків туфів і туфітів.

В інтервалах 962–804 м виявлено 10 прошарків, 682–672 м – 4 прошарки. Туфи зеленувато- і світло-сірі, щільні, місцями нещільні, складені зернами плагіоклазу (0,1–0,2 м). Це сильно змінені кристало-вітрокластичні туфи. Такі самі породи відзначені і в керні сусідньої свердловини 6-Бітля (Старосельський, 1959). Наявність цих утворень як локального стратиграфічного репера надалі дала змогу точніше відтворити геологічну будову ділянки.

Про перехідні верстви або верецьку світу. Існують варіанти розчленування олігоцену, які, здебільшого, ґрунтуються на літологічних ознаках, без урахування головецького горизонту-маркера. Один з них базується на факті зменшення вмісту порід менілітового типу догори за розрізом, зі збільшенням відсотка сіроколірних порід кросненського типу. Таке заміщення в південно-західному напрямку спостерігається вже починаючи від Сколівської скиби. Відбувається немовби перехід від менілітового до кросненського літотипу, причому чим далі в цьому напрямку, тим збільшується вміст сіроколірних порід, які заміщують менілітові все нижче за розрізом (рис. 3).

Це так звані перехідні верстви. Вони були виокремлені 1930 р. польським геологом С. Яскульським у районі Турки, відповідно до вищенаведених міркувань. Південно-західніше розвитку типового менілітового літотипу, низи олігоцену складені ще породами, характерними для останнього. Однак, на відміну від розрізів нижньоменілітової підсвіти Берегової й Орівської скиб, тут на різних рівнях вище нижньокременевого горизонту з'являються сірі карбонатні аргіліти та пісковики кросненського типу. Поступово вгору їхня частка зростає, аж до повного домінування кросненських верств. Частина розрізу, де чергуються породи обох типів, і є перехідними верствами. Їхні границі є діахронні. Загалом, у південно-західному напрямку сірі породи, а отже, і підосва перехідних верств, опускаються все нижче за розрізом, замінюючи менілітові майже до нижньокременевого горизонту.

Сучасним аналогом перехідних верств є верецька світа (Бабинiec и др., 1958; Вялов и др., 1988). О. С. Вялов поширив верецьку світу і на Кросненську зону. Однак там перехідні верстви або займають надто різне стратиграфічне положення, нерідко значно вище реперного головецького горизонту смугастих вапняків, або взагалі відсутні (літологічно заміщуються). Тому слід використовувати розвинутий повсюдно ізохронний горизонт смугастих вапняків (пласт-маркер) із поділом олігоцену на головецьку (під ним) і верховинську (вище репера) світи. Важливо, що цей поділ дає змогу розчленувати олігocenові відклади, незалежно від літологічних характеристик верств, а зміни в літології розрізу настільки значні, що візуально верхні сіроколірні глинисті ланки олігоцену південних скиб (верхнє кросно) літологічно тотожні найстарішим ланкам південного бітлянського типу (різниця в нормальному розрізі до 3 км). Через це до використання смугастих вапняків як маркера геологи їх помилково ототожнювали (див. рис. 3). Яскравим прикладом того, як можна помилитися, використовуючи верецьку світу, є виокремлення неіснуючого тектонічного Голятинського останця.

У 60-х роках минулого століття Голятинську антиклінальну складку відвідав авторитетний український геолог М. Р. Ладженський.

На південно-західному крилі складки над відкладами верхнього еоцену залягає приблизно тридцятиметрова пачка чорних менілітоподібних аргілітів.

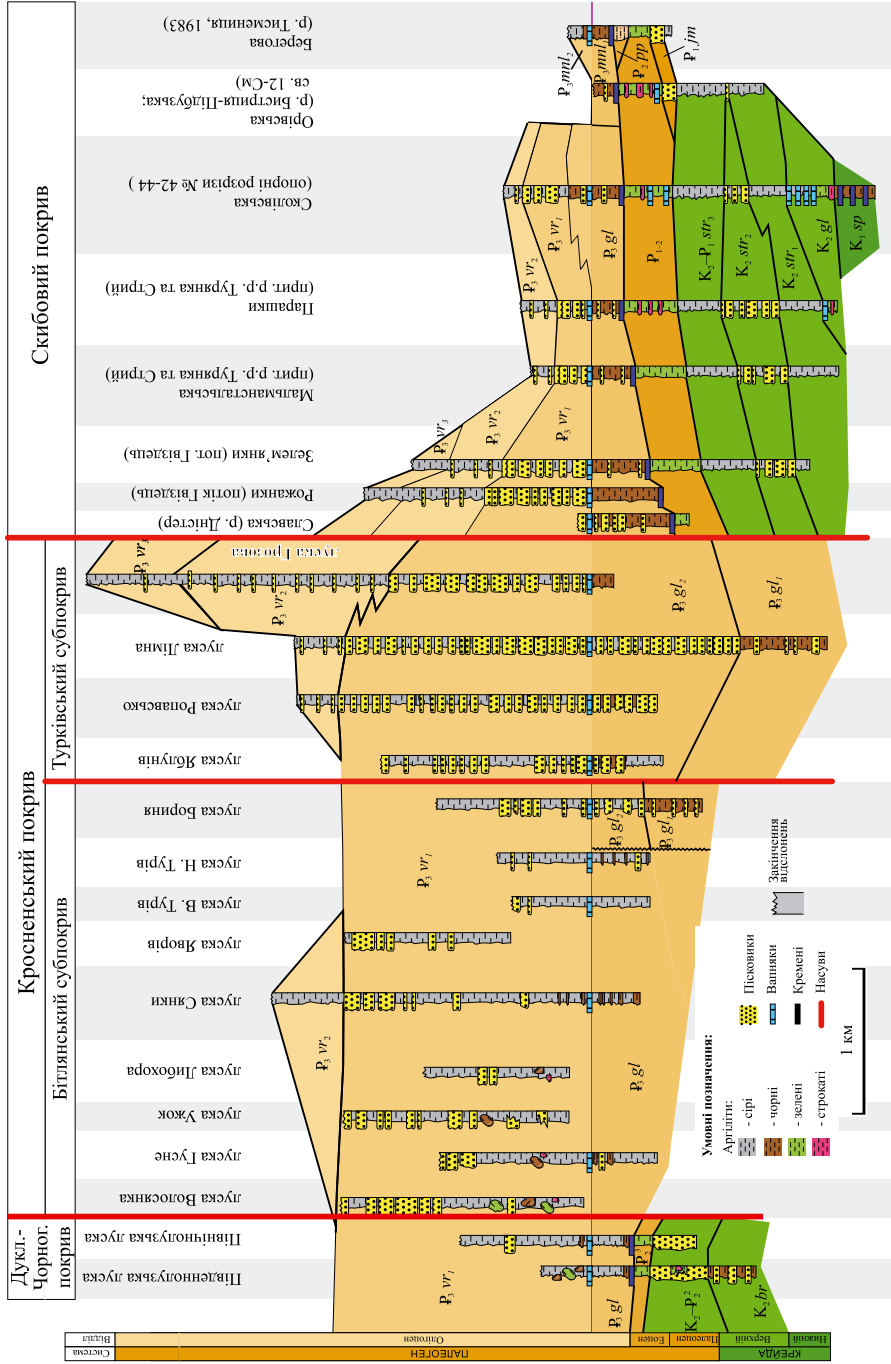


Рис. 3. Схеми кореляції мезозойсько-кайнозойських відкладів північно-західної частини північного схилу Українських Карпат (оклав В. Шлапінський)

Вище без жодної неузгодженості впритул лежать сірі вапнисті аргіліти, літологічно подібні до верхньовержовинської підсвіти (верхнього кросно). Оскільки він очікував потрапити тут на перехідні верстви (як у південних скибах), то їхню відсутність пояснив тим, що вони редуковані, унаслідок насуву давніших менілітових відкладів на молодші кросненські (з півночі на південь). Однак у його трактуванні це не ретрошарьяж, а частина насуву тектонічного покриву, пізніше частково денудованого, що пірнає на північ. Так на карті Карпат з'явився цей останець Черногорської підзони (Ладыженський, Гавура, 1968). У такому трактуванні цього розрізу названими дослідниками не було нічого дивного, адже М. Р. Ладыженський був чудовим знавцем північного схилу Карпат, а описаний розріз – це територія Закарпаття. Тут перед війною була сфера діяльності чехословацьких та угорських дослідників, які, мабуть, не зуміли стратифікувати відклади олігоцену кросненського літотипу. Це стосується і ранніх радянських досліджень. Згодом після проведення тут геологознімальних робіт під керівництвом В. В. Кузовенка, уже з розумінням того, що нормальні розрізи олігоцену Бітлянського субпокриву мають дуже невелику товщину пачок чорних аргілітів вище нижньокременевого горизонту (місцями 6–10 м) та значний вміст сірих аргілітів і що це площинна закономірність, а не структурна аномалія, тектонічний останець був ліквідований (Кузовенко и др., 1982).

При складанні листів Держгеокарти–200 верецька світа все ж і далі використовувалася при розчленуванні олігоцену. На аркуші М-34-XXXII (Чернівці) (Ващенко та ін., 2003) олігocenово-міоценові відклади Кросненської структурно-фаціальної зони (це помилка – насправді це південні скиби Скибового покриву) поділяються (знизу – догори) на менілітові, верецькі верстви і кросненську світу з трьома підсвітами. У тексті записки відзначено: «В покрівлі верецьких верств присутній горизонт смугастих вапняків потужністю до 1,2 м, за яким трасується границя між цими відкладами і кросненською світою». Зазначимо, що такі випадки, як тут наголошено, рідкісні. Насправді ця границя діахронна і зміна верецьких на кросненські спостерігається як вище, так і нижче смугастих вапняків. На аркуші М-34-XXXVI (Мацьків, 2006) верецька світа не використана. Тут олігоцен поділяється на менілітову та кросненську світи, причому дивним чином границя між ними, як і в попередньому випадку, підігнана під рівень смугастих вапняків.

Із цих двох прикладів можна зробити такі висновки. Автори чи редактори цих карт, очевидно, не бажали використовувати єдино правильний поділ олігоцену на головецьку нижче смугастих вапняків і верховинську вище них світи. Проте вони були змушені використовувати маркувальний горизонт смугастих вапняків, бо без нього розчленувати літологічно мінливі відклади олігоцену на всій площі неможливо. Урешті-решт вони ж, за їхнім визнанням, послуговувалися геологічною картою, складеною в Тематичній партії ДП «Західургеологія», з використанням цього горизонту. Але пристосувати до цього рівня світи чи верстви, виокремлення яких базується винятково на літологічних ознаках, неможливо. Тому довелося штучно підганяти їх під горизонт смугастих вапняків.

Про відсутність відкладів міоцену у фліші. У Бориславсько-Покутському покриві на всій його площі моласові відклади поляницько-воротин-

щенського віку залягають на фліші з розмивом. До прикладу, у смузі Борислав–Старий Самбір поляницькі незасолонені, а подекуди і засолонені верстви лежать на нижніх менілітах, збережена потужність яких сягає лише 70–200 м (свердловини площі Воля Блажівська). Зрозуміло, що такі малопотужні пачки аж ніяк не відповідають всьому обсягу менілітової світи, чого не можуть заперечувати навіть дослідники, які не визнають післяолігоценової перерви в осадоагромадженні і подальшого розмиву флішу. Однак, визнаючи наявність розмиву на території Бориславсько-Покутського покриву як локального явища, вони заперечували його регіональний характер, що доведено матеріалами геологічних зйомок і буріння на всій його площі. Особливо показовими є погляди тих дослідників, які залягання поляницько-воротищенських відкладів на різних рівнях менілітового комплексу, пояснювали фаціальним заміщенням. На їхню думку, таке заміщення стосується не тільки верхньої і середньої підсвіти менілітової світи, але й нижньої, та навіть верхів еоцену (Ващенко, Гнилко, 2003). Це свідчило б про синхронність неогенових моласових і палеогенових флішових відкладів, що прийняти ніяк неможливо.

До того ж, таке фаціальне заміщення на зведених стратиграфічних схемах (ілюстраціях до статті) автори зображають лише в самих верхах відкладів олігоцену й еоцену конкретних розрізів і ніколи – в середині. Отже, це не заміщення, а розмив. Подібні міркування висловлюють і інші дослідники: «Потужність менілітової світи загалом зменшується в північно-східному напрямку від приблизно 1000 м до перших сотень і навіть десятків метрів, в цьому ж напрямку з її розрізу зникають середня та верхня частини світи, внаслідок їх фаціального заміщення поляницькими утвореннями. В сіро-зелених аргілітах середньої частини менілітової світи в Покутсько-Буковинських Карпатах виявлена як олігоценова біота, так і, в верхах цієї частини, ранньоміоценовий комплекс мікрофауни планктонних форамініфер та нанопланктон зон NN2–NN3» (Андреева-Григорович та ін., 1981). От як прокоментував цю ситуацію О. С. Вялов: «Ось який висновок був зроблений в статті А. С. Андреевой-Григорович, А. Д. Грузман і Г. Д. Досина (1981), які вивчали розріз менілітової світи по р. Рибниці. Тут у складі менілітової світи присутня сіро-зелена пачка, яка розглядається як аналог лопянецької світи. Ця пачка містить міоценовий комплекс форамініфер і нанопланктону N2-3. Зона N2 це вже бурдігал. Отже, границя міоцену і олігоцену знаходиться ще нижче, а відклади які перекривають сіро-зелену пачку можуть відповідати стебнику. Якщо прийняти міоценовий вік якоїсь ланки флішової товщі, слід визнати, що вона відкладалася в геосинклінальному басейні одночасно з нижньою частиною молас прогину». Описана ситуація проілюстрована на рис. 3. Видно, що ця сіро-зелена пачка розташована у верхній частині нижньоменілітової підсвіти під маркувальним головецьким горизонтом, який тут представлений кременями. Вік цієї частини розрізу по фауні мушель – верхи нижнього олігоцену (Максимов, 1959). Тобто, ні про який бурдігал чи стебник (оттанг чи карпатій) мови бути не може, незважаючи на визначення мікрофауни і нанопланктону.

Раніше у складі передової луски Берегової скиби від Лімниці до Бистриці Підбузької на всіх відомих геологічних картах зображалася поляницька світа нижнього міоцену (Шакин, 1977). Вона виявлена тільки на контакті

з Бориславсько-Покутським покривом, а в жодній з внутрішніх лусок Берегової скиби її немає. Така вибірковість виглядала підозріло. Це дало підставу перевірити, чи дійсно поляницькі відклади зі стратиграфічною незгодою залягають на різних рівнях олігоцену цієї луски? За матеріалами буріння на площах Іваники, Улично, Орів, Семигинів, Танява, Долина, Спас, Вільхівка, виявилось, що насправді з олігоценом Берегової скиби по насуву контактують не поляницькі, а соленосні воротищенські відклади Бориславсько-Покутського покриву. Що ж до сіроколірних неворотищенських верств, які згідно нарошують розріз темноколірної кременистої пачки верхньоменілітової підсвіти олігоцену (перехід поступовий) на ділянці Дуба-Чечва, які також залучають до поляницької світи (див. рис. 2), то вони не належать до останньої, оскільки не мають її ознак – олістолітів флішу і загіпсованості. Літологічно подібні до цієї сірої пачки сіроколірні карбонатні відклади (товщиною до 450 м) перебувають у складі верхньоменілітової підсвіти і нижче по розрізу (під горизонтом чечвинських туфів). Фактично, 300-метрова темноколірна пачка з туфами розділяє дві потужні сірі пачки. Поступові переходи між ними додатково свідчать про відсутність тут поляницьких верств. Крім них, на геологічній карті Українських Карпат масштабу 1 : 200 000, виданій в УкрДГРІ (Шакин, 1977), у передовій лусці Берегової скиби в районі Борислава в її фронтальній частині зображена вузька смуга нібито поляницьких відкладів, але це переважно засолонені утворення воротищенської світи прогину або відклади середньоменілітової підсвіти в районі Тустанович. Там вони виявлені в чоловічій частині передової луски Берегової скиби на денній поверхні і в розрізах свердловин 1685-, 1686-, 1687-Борислав на північному крилі антиклінальної складки цієї луски, зірваному насувом, у якості фрагментів незначної товщини. Рангу поляницьких їм надали ще польські геологи, які навіть безсумнівно середньоменілітові відклади Орівської скиби району Східниці позначали як поляницькі. Про те, що в Скибовому покриві немає поляницьких відкладів, свідчить і їхня повна відсутність у так званому проміжному ярусі. Ця структурна одиниця представлена лусками, які складені крейдово-палеогеновим флішем. Вона насунута на відклади Бориславсько-Покутського покриву. Своєю чергою проміжний ярус розташований у піднасуві Складчастих Карпат і на поверхню не виходить. Іноді відзначається його двоярусна будова. Збережена ширина проміжного ярусу в Бориславському районі, за матеріалами В. Шлапінського, складає 6 км. Розкриті свердловиною 2-Новосхідницька (вибій – 6020 м) «хвості» поляницько-воротищенських відкладів стоять від краю насуву Берегової скиби в тому ж перетині на віддалі 14 км (рис. 4). Отже, мінімальна амплітуда насуву Берегової скиби на моласи становить 20 км. Однак насправді ця величина є більшою, оскільки свердловина розкрила тут не самі тили Бориславсько-Покутського покриву. Крім того, під насувом Кропивницької складки, вірогідно, існує ще один ярус складок. Таким чином, насув Берегової скиби характеризується такою амплітудою переміщення, яка притаманна покривним одиницям. Це спростовує висновок про незначну амплітуду насуву між Складчастими Карпатами і Бориславсько-Покутською зоною. Відсутність поляницьких відкладів у проміжному ярусі знімає питання про їхню наявність у Береговій скибі. Їх там немає. У Покутсько-Буковинських складках на відкладах се-

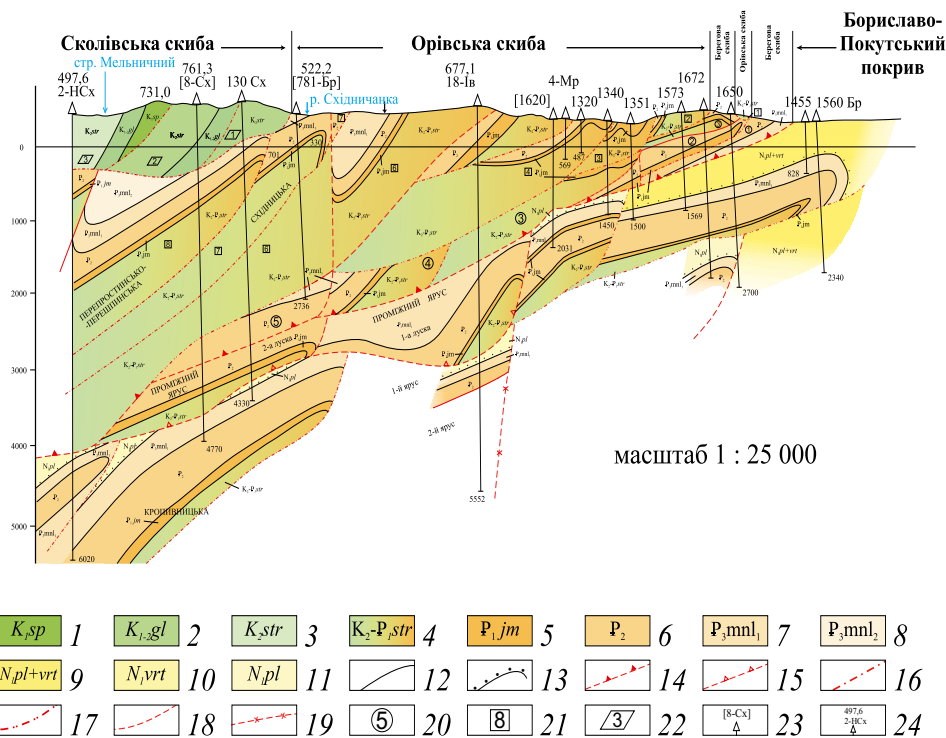


Рис. 4. Геологічний розріз по лінії свердловин 2-НСх–1560-Борислав (склав В. Шлапінський):

1 – нижня крейда, спаська світа; 2 – нижня–верхня крейда, головнинська світа; 3 – верхня крейда, стрийська світа; 4 – верхня крейда–палеоцен, стрийська світа; 5 – палеоцен, яменська світа; 6 – еоцен; олігоцен, менілітова світа; 7 – нижня підсвіта, 8 – верхня підсвіта; неоген: 9 – поляницька + воротищенська світи, 10 – воротищенська світа, 11 – поляницька світа; стратиграфічні границі: 12 – згідні, 13 – незгідні (розмив); насуви: 14 – покривів, 15 – проміжного ярусу, 16 – лусок, 17 – скиб; 18 – розривні порушення (скидо-зсуви); 19 – поздовжній скид; номери скиб: 20 – Берегової, 21 – Орівської, 22 – Сколівської; свердловини: 23 – знесені на лінію профілю, 24 – на лінії профілю (над номером свердловини – альтитуди). Площі буріння: НСх – Нова Східниця; Сх – Східниця; Бр – Борислав; Ів – Іваники; Мр – Мражниця; без буквенного позначення – Борислав

редньоменілітої підсвіти переважно зі скритою стратиграфічною незгодою залягають породи поляницької світи. Про стратиграфічну перерву між ними свідчить відсутність у висхідному менілітовому розрізі частини середньоменілітової підсвіти, а верхньоменілітова підсвіта повністю розмита, і тому породи поляницької світи лежать на різних рівнях середньоменілітової підсвіти. Оскільки обидва стратиграфічні підрозділи складаються із сірих, карбонатних порід, то відокремити їх не просто. Власне це і дало підставу деяким геологам говорити про поступовий перехід від чорних аргілітів олігоцену до сірих товстоплитчастих аргілітів раннього міоцену (аркуш М-34-XXXII (Чернівці)). Справа ускладнюється тим, що вище маркувального головецького горизонту, представленого кременями, залягає пачка (до 50 м) чорних аргілітів літологічно таких самих, як і в нижньоменілітовій підсвіті. Їх вважали підшовою темноколірної вже верхньоменілітової підсвіти, а відсутність

сіроколірної середньої підсвіти пояснювали літологічним заміщенням, об'єднуючи її з нижньою в нерозчленовану товщу. Про те, що цей кремений горизонт представляє не верхні кремені, а рівень головецького горизонту, свідчить їхнє співвідношення в тотожному менілітовому типі розрізу в Береговій та Орівській скибах (див. рис. 2). Там також над кременями головецького горизонту повсюдно присутня пачка чорних менілітових аргілітів (20–120 м) і лише вище них – сіроколірні теригенні утворення середньоменілітової підсвіти (лопянецької світи). У багатьох розрізах у її підшві відслонюється пласт темних пісковиків з битими мушлями верхів нижнього олігоцену (Максимов, 1959). Отже, у Покутсько-Буковинських складках над пачкою чорних аргілітів середньоменілітової підсвіти стратиграфічно нормально лежать сірі породи цієї ж підсвіти товщиною 15–200 м, а вже на них налягають зі скритою або й кутовою стратиграфічною незгодою літологічно подібні породи поляницької світи міоцену.

Залеглі вище з розмивом на залишках середньоменілітої підсвіти поляницькі відклади також складені сірими карбонатними породами. Однак у поляницьких верствах є конгломерати з уламками перевідкладених темноколірних, кременистих порід, які походять від розмиву менілітових відкладів олігоцену і яких не може бути в розрізі середньоменілітової підсвіти. Є також і великі олістоліти порід олігоцену та еоцену, а також наявна загіпсованість матриксу.

На ДГК–200 аркуша Чернівці (Ващенко та ін., 2003) представлена інша помилкова схема поділу менілітової світи. Нерозчленована менілітова світа (конкретно не повідомляється її об'єм), як сказано в записці до карти, поступово переходить у сіроколірну поляницьку товщу. При цьому автори карти про розповсюдження у всіх лусках Покутсько-Буковинських складок маркувальний горизонт смугастих вапняків і кременів навіть не згадують. Власне ігнорування його, як і інформації подібного характеру по Береговій та Орівській скибах, і призвело до хибного висновку.

У Бориславсько-Покутському покриві поляницька світа через тривалий розмив на всій його території залягає на різних рівнях не тільки олігоцену, а й еоцену. За підрахунками автора, мінімальна тривалість перерви і розмиву становила 800 тис. років (Шлапінський, 2012). Тільки після етапу інверсії та розмиву верхів олігоцену відбулося прогинання його зовнішнього ареалу, трансгресія, з накопиченням моласових відкладів поляницької світи. Отже, ні про який поступовий перехід між моласами і флішем у Бориславсько-Покутському покриві не йдеться. У Складчастих Карпатах розріз олігоцену безперервний. Це означає, що поляницької світи або її аналога, які б знаменували моласовий етап, там немає. Інших висновків дійшли деякі мікропалеонтологи. Від 80-х років ХХ ст. верхи олігоценового розрізу за знахідками мікрофауни і нанопланктону датують міоценом (Грузман, 1983; Андреева-Григорович и др., 1984; Андреева-Григорович та ін., 1995). Зараз границю між олігоценом і міоценом проводять по верхах нижньокросненської, або низах середньокросненської чи у верхній частині середньоменілітової, або по підшві верхньоменілітової підсвіти (Андреева-Григорович та ін., 2011), тобто, нижче цієї границі керівні міоценові різновиди траплятися не повинні. Автори на підставі аналізу за розподілом мікрофауни і нанопланктону в числен-

них взірцях з території Скибового та Кросненського покривів з площ геологічних зйомок і буріння Бітля, Бориня, Вовче, Жаб'є, Лімна, Луги, Опорець, Сигловате, Турка–Бориня, Труханів, Чорногорська група листів та багатьох інших встановили, що нібито виключно міоценові різновиди трапляються у великій кількості взірців у безсумнівно олігоценових відкладах, навіть у розумінні мікропалеонтологів, тобто в головецьких, нижньоверховинських і нижньоменілітових верствах (рис. 5). За даними А. Д. Грузман, у розрізах нижньоменілітової підсвіти в районах сіл Розлуч, Ясениця Замкова по р. Дністер і районах сіл Стрільки, Бусовисько, Жукотин по р. Яблунька, с. Волошиново в темно-сірих аргілітах міститься міоценова мікрофауна: *Globigerina pseudoedita* Subb, *Chilogumbelina gracilima* (And.), *Bolivina subdilatata* (Грузман, 1972). У нижній частині олігоцену Пенінського покриву в районі м. Перечин зафіксовано вихід доломітизованих смугастих вапняків, які тут відіграють роль нижньокременевого горизонту (Шлапінський та ін., 2013), над якими після невеликої перерви залягають аргіліти сірі, сильно вапнисті, у яких визначена мікрофауна: “*Eponides octocameratus* Subb., *E. aff. binominatus* Subb., *Alabamina ex gr. typica* Subb., *Globigerina officinalis* Subb., *G. danvilensis* Howe et Wallace, *G. cf. pseudoedita* Subb., *Vergulinella cf. pertusa* (Reuss), *Gumbelina cf. gracilima* (Andrea), *Bulimina aff. elongata* Orb., *Caucasina khalilova* Loeblich et Tappan, *C. aff. schisckinskye* (Samoilova), *Bolivina aenariensisformis* Mjatl., *Isthmia szaboi* Pont”. У підкременевій пачці ідентифіковані: *Globigerina officinalis* Subb., *Globigerina brevispira* Subb., *Bulimina elongata* Orb., *Bolivina aenariensis* Subb. У верхній частині еоцену виявлено мікрофауна: *Nobion nonionoides* Andrea, *Biapertorbisbiaperturata* Pokorny, *Rotalia lithotamnica* Uhlig var *compressa* Kaptarenko et Goljak, *Globigerina trilobus* (Reuss), *Bulimina sculptilis* Cushm., *Cibicides ventratumidus* Mjatl. (визначення Н. Я. Бояринцевої, І. В. Венглінського та А. Д. Грузман). Пізньоеоценовий вік цих порід підтверджується наявністю нумулітів (визначення Я. В. Совчика) (Шлапінський та ін., 2013).

Деякі різновиди форамініфер, які в 1960–1970-х роках визначали як олігоценові або олігоцен-еоценові, за сучасними стратиграфічними схемами (Андрєєва-Григорович та ін., 1995; Андрєєва-Григорович та ін., 2011), відносять до міоцену. Склалася парадоксальна ситуація, коли охарактеризовані фауною нумулітів, положенням у нормальному розрізі, літологією, маркувальними горизонтами флішові верстви (не олістостроми) за наявністю подібної фауни синхронізують навіть з верхньобаденськими відкладами косівської світи. Помилковість подібної паралелізації очевидна. Більш ранні визначення мікрофауни в перечинському палеогені дуже добре корелюють з його віком, датованим на підставі традиційних геологічних критеріїв, у тому числі й палеонтологічних. Наявність цієї фауни у верствах, які самі мікропалеонтологи датують олігocenом (у верхах головецької світи ідентифіковано мушлі (Максимов, 1959) і нумуліти (Хлопонин, 1970) верхів нижнього олігоцену), спростовує висновок про її винятково міоценовий вік. У цьому випадку не мікрофауна, яка поширена в широкому часовому діапазоні, датує верстви, а навпаки. Отже, нижня вікова границя поширення цієї мікрофауни – олігоцен. Такий незаперечний висновок не дає підстав датувати міоценом і вищі ланки розрізу олігоцену. Цей мікропалеонтологічний міоцен нічого

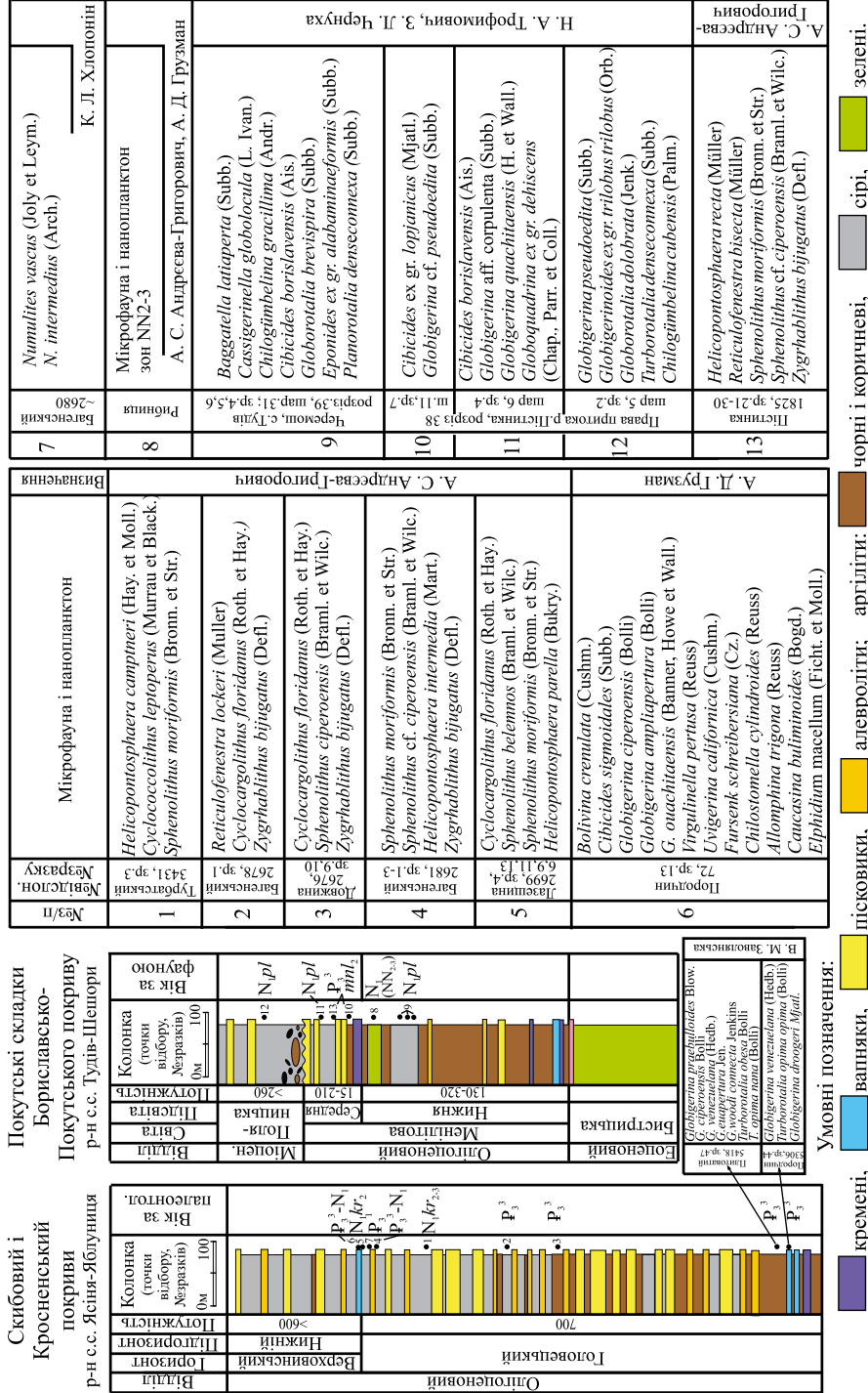


Рис. 5. Знахідки фауни у відкладах олігоцену (склали В. Кузовенко і В. Шлапінський)

спільного зі справжніми моласами не має, тому що в розрізі найвищих ланок олігоцену не знайдено жодних слідів стратиграфічної перерви, загіпсованості та засолоненості, а у верхах олігоцену не зафіксовано олістостроми, у складі якої були б, наприклад, перевідкладені менілітові аргіліти і кремені. Переходи між висхідними ланками розрізу поступові, і навіть діахронні. Відсутність перерви автоматично виключає міоцен як нормальну ланку розрізу Зовнішніх Карпат. Така перерва між олігocenом та міоценом відзначена навіть на маломобільній, порівняно з Карпатами, платформі (Стратиграфічний словарь УССР, 1985). *Можна констатувати: якщо не зафіксовано регіональної стратиграфічної перерви в розрізі олігоцену, немає жодних підстав переводити якусь його частину в міоцен.* Усе вищеперелічене, навпаки, характеризує моласову поляницьку світу, яка зі стратиграфічною, а місцями і кутовою незгідністю залягає на різних рівнях палеогену. Загіпсованість поляницьких верств ні в кого питань не викликає. Менше згадок про їхню засолоненість. Між тим пачки засолонених відкладів у складі поляницької світи (а не тільки воротищенської) спорадично поширені в ній знизу до верху (Глушко и др., 1982). Олістостромові горизонти відзначені і в поляницькій, і у воротищенській світах. У їхньому складі є перемиті і перевідкладені породи та олістоліти олігоцену й еоцену, які зносилися з піднесених ділянок з-за меж моласового басейну. У результаті аналізу геологічних матеріалів, у тому числі деталізаційних маршрутів і буріння, встановлено, що в районі Старої Солі, Попелів, Монастирця ділянки Бориславсько-Покутського покрову, які раніше відносили до Берегової скиби, складені поляницько-воротищенською олістостромою з олістолітами еоценових й олігоценових порід, які вважали інсїтними. Це дало підставу на окремих ділянках пересунути на 0,5–2,0 км на південний захід границю Берегової скиби, а отже, і всієї Складчастої споруди (Кузовенко и др., 1990).

Міоцен – це наступний трангресивний моласовий етап. На цьому наголошував такий дослідник Карпат, як О. С. Вялов (Андреева-Григорович и др., 1984), і з ним слід погодитися. Вагомі докази олігоценового, а не міоценового віку олігоценових відкладів польських та румунських Карпат надали палеонтологи Б. Ольшевська і Г. Бомбіце (Кульчицкий, Совчик, 1985). Штучне омолодження віку олігоценових відкладів призводить до помилок структурного порядку. Так, у вапняках з маркувального горизонту смугастих вапняків по р. Лазещині (відслонення 2699 площі Черногорська група листів) ідентифіковано нанопланктон нижнього міоцену – це ніби рівень середньокросненської підсвіти, хоча такий горизонт – це подошва нижньокросненських відкладів. Похибка складає близько 1000 м розрізу. У відслоненнях тієї ж площі (5606 і 5418) у зразках, відібраних 10 і 5 м над нижньокременевим горизонтом, визначена мікрофауна верхнього олігоцену, хоча це самі його низи. У параметричній свердловині І-Труханів на 10 м вище нижньокременевого горизонту знайдено мікрофауну карпатію. Мікрофауну такого ж віку ідентифіковано в нижньоворонинських відкладах Кросненського покрову на площі Сигловате. Таких прикладів дуже багато (Шлапінський, 2012), і якщо на поверхні можна порівняно легко визначити помилки в датуванні, то у свердловинах це зробити важче. Ускладнює це те, що «міоценова» мікрофауна часто розміщується в розрізі хаотично: у молодших породах олігоцену наявна старша,

а в древніших – молодша. Крім того, через визнання верхньої частини олігоцену міоценом виникає спокуса поширити прогин на ту ділянку Зовнішніх Карпат, де є вищі ланки «олігоценового міоцену». Розподіл органічних залишків в олігоценових відкладах Карпат потребує ретельного додаткового вивчення.

Детальне викладення стратиграфії олігоцену Скибового і Кросненського покривів тут розглядатися не буде, тому що певну увагу цьому вже було приділено. Менше відомо про олігоценові відклади інших тектонічних одиниць Зовнішніх Карпат.

Олігоцен Дуклянсько-Чорногорського покриву. Олігоцен Ставнянського субпокриву. Головецький горизонт (P_{3gl}). У нижній частині горизонту вище маркувального нижньокременевого горизонту залягає пачка тонкоритмічного чергування аргілітів чорних і коричневих, здебільшого невапнистих, тонкоплитчастих, міцних (0,07–0,2 м), які перешаровуються із сірими та темно-сірими пісковиками, дрібно-середньозернистими, некарбонатними, масивної текстури, верстуватими (0,1–0,6 м) і мергелями коричневими, плитчастими (до 0,4 м). Потужність цієї пачки 30–100 м. Залегла вище товща, переважно представлена чергуванням порід кросненського літотипу. Це сірі вапнисті аргіліти, алевроліти, пісковики і глинисті сірі мергелі. Вапняки тиллявського горизонту розташовані приблизно на рівні 150–200 м над нижньокременевим горизонтом. Вище від тиллявського горизонту розріз головецької світи характеризується чергуванням піщаних та глинистих пачок, у складі яких домінують сіроколірні карбонатні породи. Потужність головецького горизонту в Ставнянському субпокриві змінюється від 600 до 800 м (Крупський та ін., 2014).

Верховинський світа. Нижньоверховинська підсвіта (P_{3vr}). У підшві підсвіти залягає горизонт смугастих вапняків. Як і головецька світа, вона складена в нижній частині здебільшого глинистою товщею. Це тонко- та середньоритмічне чергування сірих, карбонатних порід кросненського літотипу, з прошарками менілітоподібних, невапнистих чорних аргілітів та сірих різнозернистих, слюдистих, вапнистих пісковиків. Через літологічну подібність головецької світи і нижньоверховинської підсвіти, границя між ними відбивається тільки за наявності маркувального горизонту смугастих вапняків. У розрізі підсвіти дещо вище цього репера, у декількох лусках субпокриву в районі с. Люта і в урочищі Млаки (по р. Люта) зустрічаються олістостромові горизонти. У складі олістолітів зафіксовані породи крейди–еоцену (темно-сірі, до чорних пісковики, чорні аргіліти, кремені, зелені, чорні та червоні аргіліти). У районі с. Люта літологічний склад і стратиграфічне положення матриксу – вище за розрізом від горизонту смугастих вапняків, дозволяє легко визначити його приналежність до нижньоверховинської підсвіти (Кузовенко и др., 1973; Шлапінський та ін., 2019). В урочищі Млаки породи олігоцену погано відслонені, але картувальні свердловини площі «Люта» розкрили між виходами більш давніших порід, олігоценові відклади, що підтверджується мікрофауною (Жигунова и др., 1966). Потужність нижньої глинистої частини нижньоверховинської підсвіти перевищує 500 м. Над нею залягає піщана товща, складена пісковиками сірими, дрібно-, середньо- і різнозернистими, грубоплитчастими, дуже міцними карбонатними, з прошарками аргілітів сірих, вапнистих або пачками ритмічного чергування сірих, вапнистих

тих порід. Потужність товщі більше 500 м. Загальна потужність нижньоверховинської підсвіти, мабуть, перевищує 1000 м.

Олігоцен Березнянського субпокриву. Дусинська світа ($P_3 ds$). Дусинська світа олігоцену розповсюджена в Березнянському субпокриві. Вона представлена чорними вапнистими аргілітами, з прошарками мергелів, вапняків та інших порід і раніше вважалася дослідниками елементом крейдового комплексу. Уперше на олігоценовий вік цих порід вказав І. Д. Гофштейн (1953). О. С. Вялов запропонував називати ці відклади «дусинськими сланцями», а пізніше – дусинською світою (Вялов и др., 1988). Більшість дослідників ділять дусинську світу на дві підсвіти: нижньо- та верхньодусинську. Нижня – складена чорними, щільними, масивними, часто скременілими аргілітами (вапнистими та невапнистими). Серед аргілітів трапляються прошарки мергелів, вапняків, пісковиків та алевролітів. У низах світи простежується або пачка (до 8 м), або декілька зближених прошарків чорних кременів. Їх також виявляють і вище за розрізом. У верхній підсвіті разом з чорними аргілітами з'являються прошарки сірих вапнистих аргілітів і пісковиків, кількість та потужність яких збільшується догори за розрізом. Потужність нижньодусинської підсвіти доходить до 400 м, верхньодусинської – до 350 м.

Олігоцен Буркутського покриву. Дусинська світа ($P_3 ds$). Обличчя світи загалом визначають чорні та темно-сірі мергелі. У багатьох розрізах у низах світи трапляється пачка (до 10 м) чергування сірих, сильно вапнистих порід – аргілітів та пісковиків дрібнозернистих. Вище – перешарування мергелів чорних та темно-сірих і аргілітів чорних, вапнистих. Приблизно 30–50 м над покрівлею верхнього еоцену трапляються чорні кремені (від 0,1–0,2 м до 2,5 м). Вони не утворюють компактної пачки, як у зовнішніх покривах, а в розрізі виявляються вище.

Приблизно 300–400 м над подошвою світи простежуються смугасті вапняки (товщиною до 1,5 м на г. Малий Вижень і до 3 м на г. Бутова), які місцями можуть заміщуватися чорними кременями. Найімовірніше, цей рівень відповідає маркувальному горизонту смугастих вапняків, які можуть переходити в кремені. Вище цього рівня розріз набуває характеру ритмічного чергування описаних вище аргілітів, мергелів, алевролітів та пісковиків (потужність товщі до 375–425 м). Нерідко сама верхня частина світи відзначається сильною перевагою пісковиків сірих, дрібно-середньозернистих, масивних (2–10 м), глинистих, вапнистих, із включенням значної кількості змінених рослинних залишків («маловиженські пісковики»). Зрідка серед пісковиків трапляються прошарки аргілітів (до 0,2 м) сірих, вапнистих. Потужність пачки – до 150 м.

Геологи часто ділять дусинський комплекс на три частини: нижню – з перевагою мергелів ($P_3 ds_1$), середню – ритмічного чергування ($P_3 ds_2$) і верхню – піщану, виводячи її в окрему маловиженську світу. Цей поділ базується тільки на літологічних відмінностях, а літологічні границі діахронні. Тому більш раціональним було б розділяти дусинську світу на дві підсвіти, як це пропонував С. І. Кантолінський (Кантолинский, 1962), простежуючи головецький горизонт смугастих вапняків – надійний ізохронний репер, дуже успішно використаний при картуванні олігоценових відкладів північного схилу Українських Карпат.

На жаль, смугасті вапняки і, частково, тонкоплитчасті кремені, що їх заміщують, простежені геологами з групи С. І. Кантолінського тільки на схилах г. Бутова та г. Малий Вижень, але не простежені зйомкою А. Г. Жураковського (Жураковский и др., 1962). Виокремлювати пісковики в ранзі світи, як робилося раніше, вважаємо необґрунтованим. Вони можуть виявитися локальним (і діахронним!) комплексом, як це має місце в нижньовержовинській підсвіті Бітлянського субпокриву.

Олігоцен Мармароського покриву. Олігоцен Вежанського субпокриву. Нижній олігоцен. Дусинська (лузька) світа (P_3ds). Стратиграфічно нормально перекиває еоценові породи верхньометовської підсвіти. Їхні контакти добре відслонюються в басейні р. Тербля. Дусинська світа представлена чорними і, переважно, вапнистими аргілітами та мергелями з прошарками алевролітів, пісковиків і кременів. У ранніх дослідженнях ця товща мала назву «лузька світа» (Кантолинский, 1972). Але, оскільки за літолого-фаціальною характеристикою ця світа майже не відрізняється від дусинської світи Буркутського покриву, для неї також раціонально вживати назву «дусинська світа», як це запропоновано в пізніших працях (Андреева-Григорович и др., 1984; Кузовенко, Тарасенко, 1987). За комплексом форамініфер вік світи визначений як олігоценовий. Але наявні, вочевидь, тільки низи олігоцену, бо частина світи, яка збереглася від ерозії, складає всього кілька десятків метрів.

Олігоцен Діловецького субпокриву. Дусинська світа (P_3ds). Стратиграфічно нормально породи великобанської світи перекиваються олігоценовими відкладами: аргілітами чорними і мергелями з прошарками алевролітів, пісковиків та кременів. Треба зазначити, що олігоценові відклади Вежанського і Діловецького субпокривів нічим між собою не розрізняються, а одночасно вони дуже нагадують дусинську світу олігоцену, тому доцільно назву «лузька світа», якою ці відклади позначалися раніше, замінити на «дусинська світа», що було враховано чинними стратиграфічними схемами (Андреева-Григорович и др., 1984; Кузовенко, Тарасенко, 1987). Потужність дусинської світи важко визначити через розвинуту в її межах інтенсивну складчастість. Імовірно, вона складає близько 150 м.

Олігоцен Магурського покриву. Олігоцен Турицького субпокриву. Турицька світа (P_3tr). Олігоценові відклади Турицької одиниці неодноразово картували в ході геологознімальних робіт, починаючи з 1946 р. О. С. Вялов 1963 р. запропонував для них назву «турицька світа» і вважав їх поширеними між населеними пунктами Нове Сусково на півдні (біля Сваляви) та Туриця на північному заході. Наші дослідження дають змогу розширити ареал світи за рахунок нових уявлень про її обсяг і склад.

Розглянемо літологічні ознаки турицького олігоцену. Колір порід переважно сірий і темно-сірий, хоча наявні коричневі, чорні, коричнювато-зеленувато-сірі («тютюнові», за термінологією зйомників), зеленувато- та блакитно-сірі, і навіть червоні аргіліти. Світа має ознаки декількох фацій: дусинської (чорні мергелі), кросненської (сірі вапнисті аргіліти) та менілітової (чорні кременисті аргіліти). Відрізняє турицьку світу загальне переважання глинистих порід над уламковими і значна, на деяких ділянках, присутність аргілітів зелених тонів, а у вищих горизонтах – і червоних. Характерно, що в низах світи немає основного маркувального горизонту Карпат – нижньо-

кременевого. У попередніх працях дані про наявність чи відсутність цього найважливішого репера не наводяться. Лише в єдиній роботі П. Ю. Лозиняк (Геологическое строение..., 1971) показав його в стратиграфічній колонці малопотужним тілом (лінзою) із обмеженим поширенням по площі.

У попередніх дослідженнях турицький олігоцен розділяли на такі пачки (знизу догори по розрізу): глинисто-мергельну, ритмічного флішу та піщану (район Оленьово–Сусково). Але цей поділ простежується тільки в окремих розрізах.

Як видно з описів олігоценових відкладів, що відслонюються в басейні р. Туриця, низи олігоцену представляє не глинисто-мергельна товща, а скоріше ритмічне перешаровування з перевагою аргілітів. Мергелів тут немає. Такий самий, у цілому, характер турицького олігоцену спостерігається і південно-східніше до району с. Оленьово. Починаючи від останнього, у розрізі з'являються прошарки мергелів дусинського типу, а також місцями більшу роль відіграють пісковики, зокрема різнозернисті з рослинним детритом.

У межах турицької світи виокремлюються пачки товсто-шаруватих пісковиків сірих та темно-сірих, різнозернистих, зрідка гравелітів, з рослинним детритом, іноді із залишками багряних водоростей. Потужність окремих пластів досягає 4 м. Серед пісковиків трапляються пачки тонкого ритму (від 0,2–0,5 до 30 м). Максимальна потужність пісковиків становить, імовірно, понад 200 м (Кузовенко та ін., 2001).

Раніше вважалось, що піщана товща розповсюджена в мульді синкліналі і займає найвище положення в розрізі. Але фактичний матеріал і геологічні карти не містять доказів для виокремлення так званої «Турицької синкліналі». Піщані ж пачки в деяких розрізах тяжіють як до верхів, так і до низів турицької світи. Можна зауважити і різку зміну потужності піщаних горизонтів за простяганням. Загалом, вміст пісковиків збільшується в районах сіл Солочин–Сусково, а також біля с. Тур'я Бистра.

До олігоцену турицького типу ми також відносимо відклади з районів сіл Зарічево та Дубриничі, які раніше вважали верхньоеоценовими та палеоцен-нижньоеоценовими. У районі Зарічево вони розкриті лише свердловинами №№ 28–31-Люта, №№ 7, 32, 34-Перечин та пошуковими № 1-Дубриничі і №№ 2–5-Пр Закарпатської ГРЕ. Переважно це сіроколірні породи із значним вмістом аргілітів. Так, картувальна свердловина № 29-Люта розкрила:

- 8–68 м – чергування аргілітів сірих вапнистих та пісковиків дрібнозернистих й алевролітів вапнистих з жилками кальциту, переважають аргіліти;
- 68–86 м – чергування аргілітів темно-сірих, сірих та чорних (останні кременисті) і пісковиків аналогічних вищеописаним (до 1,0 м).

Такий самий у цілому набір порід спостерігався і у свердловинах №№ 28 і 29-Люта, 7 і 34-Перечин, 1-Дубриничі та 1, 2, 4, 5-Пр. Деколи в сірих аргілітах помічався зеленуватий відтінок. У цих одноманітних відкладах мікрофауна показала вік:

- № 28 і № 29-Люта – K_2-P_2 та P_2^3 (№ 28);
- № 7 і 34-Перечин та № 1 і 2-П – P_2^3 ;
- 4-Пр – K_2 та P_2^3 ;
- 5-Пр – $P_1-P_2^1$;
- 1-Дб – $P_2^2-P_2^3$.

Отже, потужну (перші сотні метрів) сіроколірну товщу більшість визначень мікрофауни характеризують як верхній еоцен. Але такого «сірого еоцену» немає в жодній з тектонічних одиниць Українських Складчастих Карпат. Тому і товщу з району с. Зарічево можна вважати належною до олігоцену ще й через літологічну її тотожність з відкладами безсумнівно турицької світи. До того ж, палеонтологи знаходять у турицькому олігоцені дуже велику кількість перевідкладеної мікрофауни крейдового та палеоцен-еоценового віку, за відсутності в деяких свердловинах мікрофауни олігоценової. Отже, спираючись тільки на дані мікрофауністичного аналізу, навіть безперечно олігоценіві відклади турицької світи слід було б на деяких ділянках вважати більш давніми, що призвело б (і, вочевидь, не раз призводило) до помилкових висновків.

Загальна потужність турицької світи орієнтовно перевищує 1000 м.

Олігоцен Пенінського покриття. Ворочевська світа (P₃vrc). Розвинутий у районі м. Перечин і с. Ворочево. Стратиграфічно згідно залягає на породах вувльховчицької світи еоцену. Підкременева пачка, товщиною 50–60 м, представлена чергуванням аргілітів сірих, темно-, блакитно- і зеленувато-сірих вапнистих та пісковиків сірих, дрібнозернистих, вапнистих (0,1–0,7 до 2,0 м). Трапляються прошарки сірих мергелів. Пачка охарактеризована мікрофауною в трьох розрізах (відслонення №№ 1306/1, 1326/1, 2354/1 площі Перечин): спільними є види *Globigerina officinalis* Subb. і *G. brevispira* Subb.; у відслоненні № 1326, крім того, визначена *Bulimina elongata* Orb., а у відслоненні № 1306 – *Bolivina aenariensis* Subb.

Вище підкременевої пачки в трьох відслоненнях (№ 1297, 1318, 549) і картувальній свердловині № 49 тієї ж площі описані смугасті вапняки (один або два прошарки товщиною до 0,3 м), які тут займають положення нижньокременевого горизонту.

Вище смугастих вапняків розріз олігоцену складений аргілітами сірими і темно-сірими, зрідка зеленувато- та блакитно-сірими, вапнистими і сильно вапнистими (0,1–0,7 м) та пісковиками сірими і темно-сірими, кварцовими та поліміктовими, від дрібно- до крупнозернистих (0,1–0,7 до 1,2 м), алевролітами сірими, шаруватими і хвилясто-шаруватими, карбонатними (до 0,3 м). Значно переважають аргіліти. У розрізі помітні прошарки сірих мергелів (до 0,3 м). Аргіліти та пісковики містять рештки риб і вуглефікованих рослин.

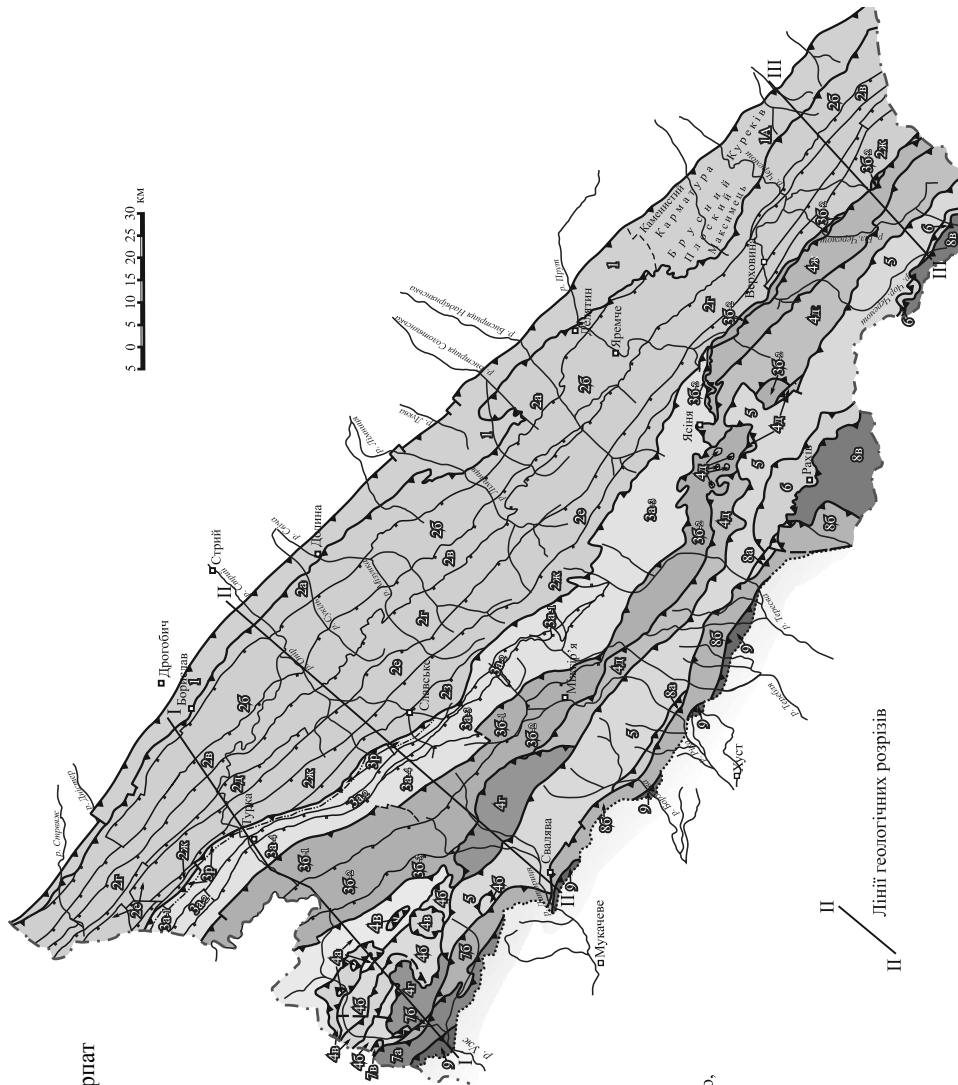
Вище сіроколірної товщі місцями виявлені пачки, складені аргілітами, чорними, карбонатними, грубошаруватими.

Потужність олігоцену припустимо становить понад 500 м (Шлапінський та ін., 2013).

Подібні породи складають розріз олігоцену Пенінської зони на суміжній території Словаччини.

Зауваження стосовно тектонічного районування Складчастих Карпат. Для кращої орієнтації в питаннях, які стосуватимуться тектоніки Зовнішніх Карпат використаємо карту тектонічного районування Українських Карпат масштабу 1 : 1 000 000 (рис. 6). На карті представлені такі покрити Зовнішніх Карпат (у дужках – субпокрити): Скибовий, Кросненський (Турківський і Бітлянсько-Свидовецький), Дуклянсько-Чорногорський (Ставнянський, Березнянський, Полонинський, Бачавсько-Боржавський, Красношорсько-Говерлянський, Скупівський); Буркутський, Магурський (Турицький, Рачанський,

Рис. 6. Карта тектонічного районування Українських Карпат (склади В. Шлагінський, В. Кузовенко, 2020)



- Фронтальні насуви покривів
- Фронтальні насуви субпокривів
- Фронтальні насуви скиб
- Розлуцький розрив
- Границя розповсюдження трансресивних міоценових відкладів Закарпатського прогину

Білими цифрами на синьому тлі позначені:

- 1 – Бориславсько-Покутський покрив:
- 1А – Покутські склади
- 2 – Скибовий покрив зі скибами:
- 2а – Берегова, 2б – Орівська, 2в – Сколівська, 2г – Парашки, 2д – Мальманстальська, 2е – Зелем’янки, 2ж – Рожанки, 2з – Славська
- 3 – Кросленський покрив із субпокривами:
- 3а – Турківський зі скибами:
- 3а-1 – Грозівська (із Розлуцьким елементом – 3р), 3а-2 – Лімненська, 3а-3 – Горганська, 3а-4 – Ополицька;
- 3б – Біглянсько-Свидовецький зі скибами:
- 3б-1 – Сможевська, 3б-2 – Воловецька, 3б-3 – Жденівська
- 4 – Дуклянсько-Чортотський покрив із субпокривами:
- 4а – Станянський, 4б – Березнянський, 4в – останці Полонинського, 4г – Бачансько-Боржавський, 4д – Красношорсько-Говерлянський, 4ж – Скупівський
- 5 – Буркутський покрив
- 6 – Рахівський покрив
- 7 – Магурський покрив із субпокривами:
- 7а – Вистрипський і Чертовський, 7б – Турішський, 7в – Рачанський
- 8 – Мармароський покрив із субпокривами:
- 8а – Вежанський, 8б – Монастирський, 8в – Діловецький, Білопогоцький, Кам’яногоцький
- 9 – Пеннський покрив

II — Ліній геологічних розривів

Бистрицький, Черговський); Рахівський, Мармароський (Кам'янопотоцький, Білопотоцький, Діловецький, Вежанський, Монастирецький) і Пенінський. Порівняння цієї карти з варіантом тектонічного районування, прийнятим авторами ДГК–200, допоможе оцінити деякі їхні помилки.

Найперше привертає увагу варіант поділу Складчастих Карпат на Зовнішні і Внутрішні, причому до складу останніх виконавцями низки аркушів включені «Мармароський масив з Діловецьким і Білопотіським покривами, зона Мармароських скель і зона Пенінських скель» (ДГК–200, аркуш Надвірна). Існує загальноприйнятий принцип поділу Карпат на Внутрішні – насувні дислокації в межах яких відбувалися в крейдовий час, і Зовнішні, де такі процеси мали місце в міоцені. Ось на що вказує фактичний матеріал.

У Пенінській одиниці насуди зафіксовані в часовому інтервалі після олігоцену–карпатій (Шлапінський та ін., 2013, 2017), а в Мармароській – після олігоцену, оскільки Вежанський (так звана зона скель) і Монастирецький субпокриви, які містять у своєму складі відклади палеогену, насунуті на Мармароський масив (Діловецький і Білопотоцький субпокриви, які в свою чергу розділені насувами). Отже, за означеним принципом, усі перелічені тектонічні одиниці належать до Зовнішніх Карпат. Цікаво, що прихильники поширення Внутрішніх Карпат на тилову частину Зовнішніх ніяк не аргументують таку транспанацію. Очевидно, задовільних аргументів у них просто немає. Назви «Мармароський масив», «зони Мармароських і Пенінських скель» відображають застарілі уявлення, які протирічать їхній покривній будові.

До складу Дуклянського покриву авторами листа «Надвірна» залучений Близницький (Свидовецький) субпокрив Дуклянського покриву. Останній з південного заходу насунутий на Чорногорський покрив (складається з південного Шепітського (Говерляньського) і північного (Скупівського) субпокривів, при цьому наголошується, що Скупівський повністю аналогічний Близницькому (ДГК–200, аркуш Надвірна). При такому варіанті співвідношення цих структурних одиниць Близницький насунутий на Шепітський, останній – на Скупівський, який тотожний Близницькому? Отже, тут явний дисбаланс структур. Усе перелічене є помилкою. Насправді, Свидовецький (Бітлянсько-Свидовецький субпокрив) є складовою частиною не Дуклянського, а Кросненського покриву, і навпаки, Дуклянсько-Чорногорський покрив (Красношорсько-Говерляньський субпокрив) насунутий на Бітлянсько-Свидовецький субпокрив Кросненського покриву, незважаючи на те, що останній розташований південно-західніше від першого. У такому варіанті співвідношення цих одиниць Чорногорський сектор Дуклянсько-Чорногорського покриву тектонічно перекриває (частково або повністю) північну і південну луски Бітлянсько-Свидовецького субпокриву (див. рис. 6). Це підтверджується геологічною ситуацією на території Румунії (Shlapinskyi, 2018). Скупівська ж одиниця не має продовження на правобережжі р. Чорної Тиси.

Автори листа «Надвірна» також виокремили Кросненську зону Скибового покриву (ДГК–200, аркуш Надвірна). Торкнемося питання будови Кросненської одиниці. Через надзвичайно значні фаціальні зміни відкладів олігоцену кросненського літотипу довгий час їх не могли задовільно стратифікувати, що і відбивалося на уявленні про геологічну будову зони Кросно як депресії, особливо зважаючи на велику товщину кросненських відкладів.

У результаті практичного застосування маркувального горизонту смугастих вапняків геологами-зйомниками з кінця 50-х років ХХ ст., проявилася лусково-покривна будова цієї частини Карпат. Особливо слід відзначити в цьому аспекті три державні геологічні зйомки масштабу 1 : 50 000 у північно-західній і центральній частинах Карпат (1969–1982) на площах Ломна, Климець та Вишків, проведені під керівництвом В. В. Кузовенка (Кузовенко и др., 1973, 1977, 1982). До найважливіших досягнень колективу слід віднести такі: виділені і простежені тектонічні луски на всій території зйомок, визначені північно-східна (Розлуцький тектонічний елемент) і південно-західна границі Кросненського покриву – насуп Дуклянсько-Чорногорського покриву. Сам покрив розділений на два субпокриви: Турківський і Бітлянський (див. рис. 6).

Однак залишилися ще прихильники старих уявлень про будову зони Кросно як депресії, а не покриву. До прикладу, у пояснювальній записці до тектонічної карти УкрДГРІ масштабу 1 : 200 000 під ред. С. С. Круглова (1986) сказано, що вона являє собою занурене продовження на південний схід Сілезького покриву Західних Карпат і приймається як крупний олігоцен-міоценовий прогин, який в українській частині набуває рис автохтонності цієї «єдиної в Карпатах не алохтонної тектонічної зони» (Буров и др., 1986, с. 23).

Так, у тій самій записці говориться: «Її границя (Славсько-Верховинської підзони Кросненської зони. – *Авт.*) зі Скибовим покривом проводиться умовно, у полі розвитку кросненських відкладів, за різким збільшенням їх товщини і площі поширення. У зв'язку з цією умовністю, а також з урахуванням подібності розрізу, ця підзона багатьма залучається до Скибового покриву, незважаючи на те, що вона має право на структурну автономію, через безперечно проявлений депресійний характер її будови» (Буров и др., 1986, с. 80–81).

Отже, на тектонічній карті є розпливчаста, або, як зазначено в цитованому уривку, «умовна» літологічна границя (якої в принципі не має бути на тектонічній карті), яка проведена нібито за різким збільшенням потужності кросненських відкладів. Насправді, як свідчить фактичний матеріал, різкої зміни потужності в місці проведення цієї границі немає. Спостерігається поступове збільшення товщини цих відкладів у південно-західному напрямі. Покривний характер Кросненської одиниці в останні роки ніким не заперчується, окрім С. С. Круглова. Ось ще один приклад стратиграфічної тектоніки: «Приблизно починаючи від басейну Віслока і закладалася найкрупніша в Карпатах олігоценно-міоценова депресія, сама по собі позбавлена покривного вигляду; в міоцені вона вже пасивно, як пасажир пересувалася у бік кратону зі своїм зовнішнім сусідом Скибовим покривом» (Круглов, 2001). Звучить метафорично, але не переконливо. Ця досить дивна щодо покривно-лусково-складчастої споруди концепція спростовується низкою аргументів. По-перше, на території Польщі між Скибовим і Кросненським покривами є Субсілезький покрив, який простежується на поверхні майже до польсько-українського кордону. По-друге, із фронтальною частиною Кросненського покриву косо і незгідно контактують почергово скиби Скибового покриву Славська, Рожанки і Зелем'янки, що підкреслює велику амплітуду переміщення між Кросненською одиницею і скибами, що власне і є ознакою покриву

як тектонічної одиниці 1-го рангу. Це ще один аргумент на користь того, що Кросненська одиниця – це покрив. По-третє, на границі Скибового і Кросненського покривів у їхній північно-західній частині спостерігається різка зміна потужностей кросненських відкладів олігоцену (удвічі). Це також свідчить про значне переміщення між ними. Ці неспростовні аргументи наводять у своїх працях В. В. Кузовенко і В. В. Даниш (Кузовенко и др., 1973, 1977; Даниш, 1994). До вказаних можна долучити таке зауваження. За С. С. Кругловим, у межах Кросненської зони в центральній і південно-східній частинах Карпат наявна як підзона Славсько-Верховинська западина, знову таки названа так лише через те, що в її межах переважають відклади олігоцену кросненського літотипу. Причому в її Верховинській частині, за даними глибоких свердловин площ Лопушна, Бисків, Сергії, а також сейсморозвідки, фундамент, на якому залягають породи флішового чохла, найбільш піднесений в українському секторі Карпат, а отже, це зовсім не депресія. До того ж у структурному відношенні більша за площею частина «Славської западини» належить не до Кросненського, а до Скибового покриву, а Верховинська ділянка западини майже повністю розміщена в останній. Не можна заперечити того факту, що загальна збережена товщина (потужність) відкладів олігоцену кросненського типу в Кросненському покриві дуже велика (до 4 км), тому що вони накопичувалися на ділянці басейну, який інтенсивніше прогинався, порівняно з олігocenом менілітового типу. Але це була депресія, розміщена значно південно-західніше теперішнього Кросненського покриву, яка на етапі орогенезу була перероблена і трансформована в покрив, такий самий, як і інші карпатські одиниці першого рангу. Депресія може бути у підфлішовому фундаменті, але не в пересунутому флішовому чохлі. І, нарешті, четвертий аргумент. У Скибовому покриві на поверхні до самої Розлуцької смуги простежуються підвернуті зірвані північно-східні крила складок, а в Кросненському покриві вони трапляються вкрай рідко. Уперте намагання будь-що залишити Кросненську одиницю структурно-фаціальною зоною шляхом найменування її Кросненською зоною Скибового покриву заперечується фактичним матеріалом. Дійсно, відповідно до концепції про розподіл структурно-фаціальних зон за літологічною подібністю відкладів верхньої крейди і палеогену, яка загально прийнята, Турківський субпокрив Кросненського покриву можна поєднати не тільки зі скибами Рожанки і Зелем'янки, а й з усіма так званими південними скибами. Північні скиби (Орівську і Берегову) можна об'єднати з південними лусками Бориславсько-Покутського покриву, а Бітлянсько-Свидовецький покрив – з частиною Дуклянсько-Чорногорського. Проте таке об'єднання нічого спільного з розподілом за структурними ознаками не має. Це відзначав ще 1982 р. Я. В. Совчик: «Таким чином виокремлення тектонічних одиниць за характером верхньокрейдових відкладів свідчить перш за все про недостатню вивченість структурних особливостей тої чи іншої області флішу і може розглядатися як методичний прийом перших етапів дослідження» (Совчик, 1984). У світлі викладеного очевидно – структурно-фаціальні зони не тотожні покривам. На тектонічних картах вони явно зайві.

За різко відмінними літотипами крейди–палеогену Кросненський покрив ділиться на два субпокриви (на границі, що їх розділяє, ці літотипи тепер

зближені): Турківський (північний) і Бітлянсько-Свидовецький, які складаються зі скиб (уперше виявлені 1994 р.) і лусок (Шлапінський та ін., 1994). Амплітуди насувів лусок у межах скиб Скибового покриву значно менші, ніж переміщення між сусідніми скибами. Насуви лусок у межах однієї скиби об'єднуються в єдину поверхню насуву, утворюючи яруси, які масштабно перебивають тильні частини сусідньої скиби, що нагадує розміщення скиб землі при оранці. Згідно з тими ж критеріями були виокремлені скиби і в Кросненському покриві.

Поркулецький покрив зіставляється з дигітацією Бодок покриву Чахлеу в Румунії (ДГК–200, аркуш Надвірна). Кореляцію Буркутського (Поркулецького) покриву з тектонічними одиницями румунської частини внутрішніх флішових покривів Карпат різні автори проводять неоднаково. Я. О. Кульчицький і П. Ю. Лозиняк (Дабагян та ін., 1967) зіставляли Сухівську (Поркулецьку) зону з покривом Теляжен на підставі подібності літології і стратиграфічного положення білотисенської світи і курбикортикального флішу.

1979 р. С. С. Круглов і С. Є. Смирнов слідом за М. Сандулеску зіставили Поркулецький покрив не з покривом Теляжен, а із зовнішньою частиною зони Чахлеу (Рахівською) – дигітацією Бодок, заперечивши цим попередній варіант (Круглов, Смирнов, 1979). Підставою стало зауваження М. Сандулеску, що в основі білотисенської світи має бути товща, подібна до теригенно-карбонатної рахівської світи. Тоді як курбикортикальний фліш, на його думку, підстилають верстви Тороклеж. Останні, разом із залеглою нижче малопотужною чорною пачкою, зіставляються ним із верхньою частиною верств Аудіа, тобто з верхньошипотською підсвітою. Ці міркування відверто помилкові. По-перше, невідомо, яка товща підстиала або підстилає білотисенську світу. По-друге, альбська верхньошипотська товща (верстви Тороклеж) не може підстилати старшу за неї апт-альбську білотисенську світу. Так, І. Букур (Bucur, 1971) виокремлює в румунських внутрішніх флішових покривах такі тектонічні одиниці (із заходу на схід): Чахлеу, Паланка–Теляжен, Макла–Загон, Тороклеж та Аудіа. Він вважає, що верстви Паланка (апт–альб) насуються на верхню частину верств Тороклеж (коньяк), отже, перші ніяк не можуть нормально залягати на других. Додамо ще й такий факт. Перед насувом Рахівського покриву на Буркутський (Поркулецький) у Буркутському і Чивчинському перетинах наявні строкатоколірні відклади сухівської світи останнього. Насув зони Чахлеу на одиницю Паланка–Теляжен має назву «Лутул Рошу» («червона лінія»), бо перед ним також простежується смуга строкатих порід, що відповідає сухівській світі.

Отже, за сумою аргументів, переконливішим видається зіставлення покривів Буркутського (Поркулецького) та Паланка–Теляжен (Шлапінський та ін., 1998).

Турицьку тектонічну одиницю відносять як складову частину до Поркулецького (Буркутського покриву) (ДГК–200, аркуші Сніна, Ужгород). Згідно з літолого-стратиграфічними і структурними показниками вона є скоріше складником Магурського покриву. За структурним співвідношенням у Свалявському перетині, Турицька одиниця перебиває аж п'ять лусок Буркутського покриву, що свідчить про велику амплітуду її насунання, і його можна залучити до категорії насуву покриву (див. рис. 6).

На користь віднесення Турицької одиниці до складу Магурського покриву може також свідчити літофаціальна подібність порід турицької світи з «мальцевськими верствами» олігоцену в складі цього покриву на території Словаччини та Польщі. Їхній літотип значно відрізняється від дусинської світи, особливо від характерних нижньодусинських чорних мергелів і аргілітів. Відсутні також пачки кременів, якими збагачений дусинський розріз. У верхньому еоцені Турицької одиниці фіксуються пачки мергелів типу лончських (район Оленьовського перевалу), які також характерні і для верхнього еоцену Бистрицького субпокриву Магури (Кузовенко та ін., 2001).

Ось які міркування виклали автори аркушів «Надвірна», «Хуст» і «Ужгород» щодо Пенінської зони. Вони приймають на озброєння відому точку зору, що Пеніни разом з Мармароською одиницею перебувають у зоні Закарпатського глибинного розлому. Кліпи ж юрських вапняків, які безсистемно розміщені в крейдових відкладах Пенін, є результатом динамометаморфізму масиву цих вапняків у зоні розлому (гігантська брекчія). На їхню думку, Пенінська зона продовжується на південний схід у Румунію в район нас. пункту Пояна Ботізії, де в строкатих мергелях, аналогах пуховської світи, наявні скелі юрських вапняків.

Пенінський покрив, у складі якого є породи вікового діапазону тріас–олігоцен, в українському секторі Карпат у тектонічному відношенні є південно-західною одиницею Зовнішніх (Флішових) Карпат. Доведено, що кліпи вапняків – не тектонічні відторженці, а олістоліти гравітаційно-осадового походження у складі крейдової олістостроми (Шлапінський та ін., 2017). Пенінська тектонічна одиниця – це типова покривна структура Карпат, а не зона розвитку гігантської тектонічної брекчії і не зона Закарпатського глибинного розлому. Будова покриву нічим не відрізняється від інших покривів Зовнішніх Карпат. Під неогеновим чохлам Закарпатського прогину відклади Пенінського покриву контактують зі структурами Внутрішніх Карпат, проте не на всій лінії контакту. У Солотвинській западині на Пенінський покрив насунута Лесарненська зона, яка правдоподібно належить до Зовнішніх Карпат, з крейдовими відкладами у складі, що виключає безпосередній вплив на покрив з боку Закарпатського глибинного розлому.

За матеріалами буріння, Пенінський покрив не продовжується на південний схід, а повертає на південний захід (Лозиняк, Місюра, 2010). Узгоджено з поворотом у цьому ж напрямку вулканічного хребта Шоллес–Оаш і лінією насуву Монастирецького субпокриву. Скелі в районі Пояна Ботізії локалізовані в строкатоколірних крейдових відкладах аналогах пуховської світи на північно-східному продовженні Монастирецького субпокриву (Шлапінський та ін., 2017).

Перелічених недоліків стосовно стратиграфії і тектоніки Карпат (до речі, це далеко не повний їхній список) позбавлена «Геологічна карта Українських Карпат масштабу 1 : 100 000» (2007) за редакцією доктора геол. наук Ю. З. Крупського. Ця карта була складена В. В. Кузовенком і В. Є. Шлапінським у період 1986–2007 рр. У 1986–1996 рр. науковим керівником був член-кор. НАНУ В. В. Глушко. При її складанні були проаналізовані польові матеріали близько 80 попередніх геологічних зйомок переважно масштабу 1 : 25 000, різноманітних пошукових робіт, зокрема і бурові матеріали.

Упродовж 7 років були проведені деталізаційні знімальні роботи, особливо в зонах зчленування покривів. У складних у геологічному сенсі районах створювалися карти-схеми масштабів 1 : 10 000.

Як стратиграфічна основа використані «Региональные стратиграфические схемы меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Украинских Карпат, Предкарпатского и Закарпатского прогибов и юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы и объяснительная записка к ним» ПГО «Запукргеология» (отв. исполн. В. В. Кузовенко, В. И. Тарасенко. – Львов, 1987), яка найповніше відповідає фактичному матеріалу, дещо скоректована пізніше. За період 2008–2020 рр. були послідовно вдосконалені геологічна і тектонічна карти Карпат на низці ділянок.

Висновки. У ході проведеного дослідження критично оцінена опублікована у 2003–2009 рр. Державна геологічна карта–200 (Карпатська серія аркушів). Позитивним моментом її видання є досить компактне зведення великого за обсягом матеріалу стосовно різних аспектів геологічної будови Карпат і даних про корисні копалини. Звернено увагу і на те, що Схема стратиграфії Зовнішніх Карпат, використана в роботі, містить чимало помилок, що відбилося на якості карти. Це значною мірою не в кращий бік вплинуло на правильність прийнятого авторами ДГК–200 варіанту тектонічного районування території. Існують базові геологічна і тектонічна карти Зовнішніх Карпат масштабу 1 : 100 000, де зазначених вище недоліків немає.

- Андреева-Григорович, А. С., Вялов, О. С., Гавура, С. П. и др. (1984). *Объяснительная записка к региональной стратиграфической схеме палеогеновых отложений Украинских Карпат*. Киев: ИГН УССР. (Препринт / Институт геологических наук АН УССР; 84–19).
- Андреева-Григорович, А. С., Грузман, А. Д., Досин, Г. Д. (1981). К вопросу о границе олигоцена и миоцена Покутско-Буковинских Карпат. В *Материалы XII конференции КБГА* (с. 57–58). Киев.
- Андреева-Григорович, А. С., Ващенко, В. О., Гнилко, О. М., Трофімович, Н. А. (2011). Стратиграфія неогенових відкладів Українських Карпат та Передкарпатського прогину. *Тектоніка і стратиграфія*, 38, 67–77.
- Андреева-Григорович, А. С., Грузман, А. Д., Кульчицький, Я. О. та ін. (1995). Схема стратиграфії неогенових відкладів Західного (Центрального) Паратетису в межах України. *Палеонтологічний збірник*, 31, 8–88.
- Бабинец, А. Е., Буров, В. С., Вялов, О. С. и др. (1958). *Путеводитель экскурсии Съезда Карпато-Балканской ассоциации, сентябрь 1958 г.* Львов: Издательство Львовского университета.
- Буров, В. С., Вишняков, И. Б., Глушко, В. В. и др. (1986). *Тектоника Украинских Карпат. Объяснительная записка к тектонической карте Украинских Карпат. М-б 1 : 200 000*. Киев.
- Ващенко, В. О., Гнилко, О. М. (2003). Про стратиграфію соленосних молас Українського Прикарпаття. *Збірник наукових праць УкрНДГРІ*, 2, 71–78.
- Ващенко, В. О., Євтушко, Т. Л., Британ, А. Й. (2003). *Державна геологічна карта України. Масштаб 1 : 200 000. Карпатська серія. Аркуші: М-34-XXXII (Чернівці), L-35-II (Кимпелунг–Молдовенеск)*. Київ.
- Вульчин, Е. И., Кульчицкий, Я. О. (1959). О новых находках и основных чертах пирокластических образований в меловых и третичных образованиях Восточных Карпат. *Труды УкрНИГРИ*, 1, 97–107.

- Вялов, О. С. (1983). Дискуссионные вопросы тектоники и стратиграфии Украинских Карпат. *Геологический журнал*, 43 (2), 117–126.
- Вялов, О. С., Гавура, С. П., Даныш, В. В. и др. (1988). *Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат*. Киев: Наукова думка.
- Геологическое строение и горючие ископаемые Советских Карпат. (1971). *Труды УкрНИГРИ*, 25.
- Глушко, В. В., Кульчицкий, Я. О., Мышкин, Л. П. (1982). *Анализ и обобщение геолого-геофизических материалов по Предкарпатскому прогибу с целью выявления закономерностей размещения средних по запасам месторождений нефти и газа и определения главных направлений работ (Ги 22-80) (с. 299)*. Львов: Фонди ДП «Західукргеологія».
- Гофштейн, И. Д. (1953). О чешуе Meletta из черных сланцев Закарпатья. *Труды Львовского геологического общества. Серия палеонтологическая*, 2, 99–110.
- Грузман, А. Д. (1972). Распределение мелких фораминифер в олигоценовых отложениях северо-западной части Украинских Карпат. *Палеонтологический сборник*, 9 (1), 17–22.
- Грузман, А. Д. (1983). *Фораминиферы и стратиграфия олигоцена и нижнего миоцена Украинских Карпат*. (Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук). Киев.
- Дабагян, Н. В., Кульчицкий, Я. О., Лозыняк, П. Ю. (1967). Геологическое строение и стратиграфия мела Раховской зоны. В *Доклады VII конгресса КБГА* (Т. 1, с. 283–287). Белград.
- Даныш, В. В. (1994). Деякі проблеми геології Українських Карпат. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1–2 (86–87), 163–169.
- Досин, Г. Д. (1964). Вулканічні туфи в кросненських відкладах Українських Карпат. *Геологический журнал*, 24 (2), 63–67.
- Жигунова, З. Ф., Коваль, Ж. С., Петров, В. Г. (1966). *Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1 : 25 000, проведенных на площади Люта Закарпатской области УССР в 1964–1965 гг.* Львов: Фонди ДП «Західукргеологія».
- Жигунова, З. Ф., Коваль, Ж. С., Петров, В. Г. (1968). *Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1 : 25 000, проведенных на площади Перечин Закарпатской области УССР в 1966–1967 гг.* Львов: Фонди ДП «Західукргеологія».
- Жураковский, А. Г., Некрасова, Л. П., Петров, В. Г. (1962). *Отчет о геологических исследованиях, проведенных на площади Свалява, Свалявского р-на Закарпатской области УССР в 1961 г.* Львов: Фонди ДП «Західукргеологія».
- Кантолинский, С. И. (1972). *Разработка рекомендаций по направлению поисково-разведочных работ на юго-западном склоне Восточных Карпат в р-не Свалява-Водица Закарпатской обл. УССР по материалам геологических съёмок 1961–1969 гг.* Львов: Фонди ДП «Західукргеологія».
- Кантолинский, С. И., Пономарева, С. В. (1962). *Отчет о геологических исследованиях, проведенных на площади Поляна, Закарпатской области в 1961 г.* Львов: Фонди ДП «Західукргеологія».
- Круглов, С. С. (Ред.). (1995). *Поновлена легенда «Держгеолкарти–200» Карпатської серії листів*. Львів; Берегово.
- Круглов, С. С. (2001). *Проблемы тектоники и геодинамики Запада Украины (критический обзор новых публикаций)*. Львов.
- Круглов, С. С., Смирнов, С. Е. (1979). Стратиграфия Поркулецкого покрова Украинских Карпат. *Геологический журнал*, 39 (2), 93–102.
- Крупський, Ю. З., Куровець, І. М., Сеньковський, Ю. М., Михайлов, В. А., Чепіль, П. М., Дригант, Д. М., Шлапінський, В. Є., Колтун, Ю. В., Чепіль, В. П., Куровець, С. С., Бодлак, В. П. (2014). *Нетрадиційні джерела вуглеводнів України. Кн. 2. Західний нафтогазоносний регіон*. Київ: Ніка-Центр.

- Кузовенко, В. В., Глушко, В. В., Мышкин, Л. П. и др. (1990). *Изучение геолого-геофизических материалов по Скибовой и Кросненской зонам Складчатых Карпат с целью выявления перспективных на нефть и газ объектов за 1988–1990 гг.* Львов: Фонди ДП «Західукргеологія».
- Кузовенко, В. В., Жигунова, З. Ф., Бунда, В. А. (1982). *Отчет о групповом геологическом доизучении и комплексной съемке масштаба 1 : 50 000 на площади Вышков Ивано-Франковской и Закарпатской областей УССР в 1978–1982 гг. (листы М-34-120-А, В; М-34-131-Б; М-34-132-А, В).* Львов: Фонди ДП «Західукргеологія».
- Кузовенко, В. В., Жигунова, З. Ф., Петров, В. Г. (1973). *Отчет о результатах комплексной геологической съёмки масштаба 1 : 50 000, проведенной на площади Ломна Львовской и Закарпатской областей УССР в 1969–1972 гг.* Львов: Фонди ДП «Західукргеологія».
- Кузовенко, В. В., Жигунова, З. Ф., Петров, В. Г. (1977). *Отчет о результатах групповой комплексной геологической съёмки масштаба 1 : 50 000, проведенной на площади Климец Львовской и Закарпатской областей УССР в 1973–1976 гг.* Львов: Фонди ДП «Західукргеологія».
- Кузовенко, В. В., Тарасенко, В. И. (1987). *Региональные стратиграфические схемы меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Украинских Карпат, Предкарпатского и Закарпатского прогибов и юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы и объяснительная записка к ним.* Львов: Фонди ДП «Західукргеологія».
- Кузовенко, В., Шлапінський, В. (2007). До природи й умов розміщення «скель» неомських діабазів у Буркутському покрові Українських Карпат. *Праці Наукового товариства ім. Шевченка. Геологічний збірник, 19*, с. 40–49.
- Кузовенко, В. В., Шлапінський, В. Є., Мачальський, Д. В. (2001). *Деталізація геологічної будови північно-західної частини Внутрішніх флішових покривів Українських Карпат з метою виявлення об'єктів перспективних на нафту і газ (1998–2001 рр.).* Львів: Фонди ДП «Західукргеологія».
- Кульчицкий, Я. О., Совчик, Я. В. (1985). Граница палеогена и неогена в Карпатах. *Известия АН СССР. Серия геологическая, 11*, 56–63.
- Ладыженский, Н. Р., Гавура, С. П. (1968). Черногорский тектонический элемент и его северо-западное продолжение. *Геология и геохимия горючих ископаемых, 14*, 3–8.
- Лещух, Р. Й. (1982). *Нижньокрейдові амоніти Українських Карпат.* Київ: Наукова думка.
- Лозиняк, П., Місюра, Я. (2010). Особливості геологічної будови донеогенового фундаменту Закарпатського прогину. *Геологія і геохімія горючих копалин, 3–4 (152–153)*, 73–84.
- Максимов, А. В. (1959). *Стратиграфія і фауна моллюсков палеогена Восточных Карпат.* (Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук). Львов.
- Мацьків, Б. В. (Відп. вик). (2006). *Геологічна будова та корисні копалини басейнів верхньої течії рік Тиса, Прут та Черемош. Звіт: Геологічне довивчення площі масштабу 1 : 200 000. Рахівська група аркушів М-34-XXXVI, L-34-VI, М-35-XXXI (Надвірна), L-35-I в межах України на площі 12 100 кв. км (1997–2006).* Київ.
- Мацьків, Б. В., Ковальов, Ю. В., Пукач, Б. Д., Воробканич, В. М. та ін. (2003). *Державна геологічна карта України. Масштаб 1 : 200 000. Карпатська серія. Аркуші: М-34-XXXIX (Сніна), М-34-XXXV (Ужгород), L-34-V (Сату-Маре).* Київ.
- Мацьків, Б. В., Пукач, Б. Д., Воробканич, В. М. та ін. (2009). *Державна геологічна карта України. Масштаб 1 : 200 000. Карпатська серія. Аркуші: М-34-XXXVI (Хуст), L-34-VI (Бая-Маре), М-35-XXXI (Надвірна), L-35-I (Вишеу).* Київ.
- Панов, Г. М. (1967). Маркирующие горизонты палеогена Северо-Буковинских Карпат. В *Вопросы геологии Карпат* (с. 93–98). Львов: Издательство Львовского университета.

- Совчик, Я. В. (1984). О тектоническом районировании и формировании структуры Карпат. *Геотектоника*, 5, 47–60.
- Старосельский, М. В. (1959). *Геологический отчет о результатах поискового бурения, проведенного на площади Битля Львовской и Закарпатской областей УССР в 1957–1958 гг.* Львов: Фонди ДП «Західукргеологія».
- Стратиграфический словарь УССР.* (1985). Киев: Наукова думка.
- Хлопонин, К. Л. (1970). *Стратиграфия и фауна нуммулитов палеогена Восточных Карпат.* (Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук). Львов.
- Шакин, В. А. (1960). *Стратиграфия и литология олигоценых отложений юго-восточной части Советских Карпат.* (Дис. канд. геол.-мин. наук). Львов.
- Шакин, В. А. (Ред.). (1977). *Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов. М-б 1 : 200 000.* Киев: Мингео УССР, УкрНИГРИ.
- Шакін, В. О. (1958). Горизонт смугастих вапняків і його значення для зіставлення олігоценових відкладів Східних Карпат. *Доповіди АН УРСР*, 4, 414–416.
- Шлапінський, В. С. (2007). Літологічний склад і стратиграфія нижнього олігоцену межиріччя Чорної Тиси і Чорного Черемошу. В *Прикладна геологічна наука сьогодні: здобутки та проблеми*: Матеріали міжнародної науково-технічної конференції, присвяченої 50-річчю створення УкрДГРІ (Київ, 5–6 липня 2007 р.) (с. 194–196). Київ.
- Шлапінський, В. (2012). Про границю між олігоценом і міоценом в Бориславсько-Покутському покриві Передкарпатського прогину і Складчастих Карпатах. *Праці Наукового товариства ім. Шевченка. Геологічний збірник*, 30, 100–118.
- Шлапінський, В. С., Глушко, В. В., Кузовенко, В. В. (1994). *Вивчення геологічної будови і перспектив нафтогазоносності зони зчленування Дуклянського, Чорногорського і Кросненського покривів Українських Карпат в 1991–1994 рр.* (Т. 1). Львів: Фонди ДП «Західукргеологія».
- Шлапінський, В. С., Жабіна, Н. М., Мачальський, Д. В., Тернавський, М. М. (2017). Геологічна будова Пенінського покриву Українських Карпат. *Геодинаміка*, 1 (22), 55–73.
- Шлапінський, В. С., Кузовенко, В. В., Мачальський, Д. В. (1998). *Вивчення геолого-геофізичних матеріалів по південно-східній частині внутрішніх флішових покривів Українських Карпат з метою виявлення перспективних на нафту та газ об'єктів (1995–1998 рр.)* (Т. 1). Львів: Фонди ДП «Західукргеологія».
- Шлапінський, В., Мачальський, Д. (2006). До історії відкриття та дослідження маркувального горизонту смугастих вапняків в Українських Карпатах. В *Проблеми геології та нафтогазоносності Карпат*: тези доповідей Міжнародної наукової конференції до 100-річчя від дня народження член-кореспондента НАН України М. Р. Ладигенського та 55-річчя Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України (26–28 вересня 2006 р.) (с. 242–244). Львів.
- Шлапінський, В. С., Мачальський, Д. В., Хомяк, Л. М. (2013). Уточнені дані щодо палеогенових відкладів Пенінського покриву Українських Карпат. *Тектоніка і стратиграфія*, 40, 125–133.
- Шлапінський, В., Павлюк, М., Медведєв, А., Тернавський, М. (2019). Олістострома в олігоцені Турківського субпокриву Кросненського покриву і Ставнянського субпокриву Дуклянсько-Чорногорського покриву. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1 (178), 5–20.
- Bucur, J. (1971). Observatii privind nomenclatura tectonică in flischul cretacic si paleogen din Carpatii Orientali. *Dări de seamă ale sedintelor. Inst. geol. (1969–1970)*, 57 (5), 23–32.
- Danysh, V., Hnylko, O., Pavlyuk, M., Tsarnenko, P., Jankowski, L., Kopciowski, R., Rylko, W., Anastasiu, N., Dragan, E., Popa, M., & Roban, R. (2007). *Geological Map of the Outer Carpathians: Borderland of Ukraine and Romania. 1 : 200 000.* Warsaw: Polish Geological Institute.

- Haczewski, G. (1989). Poziomy wapieni kokkolitowych w serii menilitowo-krośnieńskiej – rozróżnianie, korelacja i geneza. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 59 (3–4), 435–523.
- Jankowski, L., Kopciowski, R., Ryłko, W., Danysh, V., Tsarnenko, P., Janocko, J., & Jacko, S. (2004). *Geological Map of the Outer Carpathians: Borderlands of Poland, Ukraine and Slovakia. 1 : 200 000*. Warsaw: Polish Geological Institute.
- Shlapinskyi, V. E. (2018). Pokuttia deep fault and its influence on tectonics and the oil- and gas-bearing of the south-eastern segment of the Carpathians. *Geodynamics*, 2 (25), 53–69.

Стаття надійшла:
19.12.2019

**Volodymyr SHLAPINSKY, Myroslav PAVLYUK,
Myroslav TERNAVSKY**

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

**CRITICAL CONSIDERATION
OF PROBLEMATIC QUESTIONS OF STRATIGRAPHY AND TECTONICS
OF THE FOLDED CARPATHIANS AND ADJACENT TERRITORIES
ON THE PATTERN OF STATE GEOLOGICAL MAP – 200**

The paper gives a critical appreciation of a number of principles containing in materials of the State geological map at a scale of 1 : 200 000 (Carpathian series of sheets) published in 2003–2009. Its scientific and practical value is recognized as a source of knowledge of the structure and natural resources of the Carpathians. At the same time, numerous inaccuracies are noted in the sphere of stratigraphy and tectonics, but revealed in the reviewed work. This was negatively depicted on the quality of geological and tectonical maps of the Folded Carpathians, presented in it, that in its turn may have an influence on the appreciation of the prospects of oil and gas presence in the region, may be not for the best. On the basis of the analysis of considerable amount of factual material, including that one received after the publication of State geological map – 200, the authors have corrected revealed defects. The attention was paid to the possibility to create the latest, more perfect map of the Outer Carpathians at a scale of 1 : 100 000. Its base version is already existent.

Keywords: Folded Outer Carpathians, stratigraphy and tectonics, legend of the State geological map – 200, tectonics regioning, nappes, subnappes.