

УДК 551.863(477.9)

**Володимир ШЛАПІНСЬКИЙ, Мирослав ПАВЛЮК,
Альберт МЕДВЕДЄВ, Мирослав ТЕРНАВСЬКИЙ**

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

**ОЛІСТОСТРОМА В ОЛІГОЦЕНІ
КРОСНЕНСЬКОГО (ТУРКІВСЬКИЙ СУБПОКРИВ)
І ДУКЛЯНСЬКО-ЧОРНОГОРСЬКОГО ПОКРИВІВ
УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ**

Описано олістостромові горизонти у складі нижньовержовинської підсвіти в Турківському субпокриві Кросненського покриву і в лусках Ставнянського субпокриву Дуклянсько-Чорногорського покриву. Раніше публікувалися численні відомості про олістострому у складі лусок Кросненської зони, наближених до Дуклянських складок. Матрикс в описаних горизонтах представлений породами кросненської літофації: здебільшого сірими карбонатними аргілітами, алевролітами і пісковиками. Олістостромові горизонти являють собою хаотичну масу часто інтенсивно зім'ятих порід олігоценного матриксу і старших за віком флішових утворень крейди-палеогену: олістолітів, а також перевідкладених порід, утворених шляхом розмиву давніших порід у палеобасейні. Вони надходили в басейн з кордильєр (низки островів), які, очевидно, розділяли дусинський і кросненський палеобасейни, унаслідок гравітаційних процесів. Існує версія походження олістолітів, згідно з якою вони відривалися від тектонічних покривів під час їхнього насування. Вона спростовується цілою низкою аргументів.

Ключові слова: Кросненський, Дуклянсько-Чорногорський покриви, Бітлянсько-Свидовецький, Турківський, Ставнянський субпокриви, нижньовержовинська підсвіта, олістостромові горизонти, кордильєра.

Вступ. Олістостромові горизонти в олігоцені Кросненського покриву описані в низці праць. Уперше думку про існування олістостромових горизонтів у породах цього віку в Українських Карпатах висловив геолог львівського УкрДГРІ Л. А. Глущенко (1968, 1972). Переважно в опублікованій літературі наведено дані про олістострому в олігоценових верствах внутрішньої частини Кросненського покриву, у Бітлянсько-Свидовецькому субпокриві, у т. зв. Переддуклянських складках (Глущенко и др., 1980; Кульчицкий, 1980; Нетрадиційні джерела..., 2014). Однак олістострома зафіксована і в зовнішній частині цього покриву, а також у передовій частині Дуклянсько-

© Володимир Шлапінський, Мирослав Павлюк, Альберт Медведєв,
Мирослав Тернавський, 2019

ISSN 0869-0774. Геологія і геохімія горючих копалин. 2019. № 1 (178)

Чорногорського покриву, у Ставнянському субпокриві, де також поширені відклади кросненського літотипу, про що менш відомо.

Мета роботи. Подання даних про олістострому в олігоценових відкладах нижньовірховинської підсвіти Турківського субпокриву Кросненського покриву і Ставнянського субпокриву Дуклянсько-Чорногорського покриву.

Результати досліджень. *Стратиграфія олігоцену Кросненського покриву.* Кросненська тектонічна одиниця – це другий від північно-східного краю покрив Складчастих Українських Карпат. Простежується від польсько-українського до українсько-румунського кордону на відстань близько 200 км. У північно-східному напрямку він насунутий на Скибовий покрив, а з південного заходу обмежений Дуклянсько-Чорногорським, а в басейнах Чорної і Білої Тиси також Буркутським покривами (рис. 1). Автори цієї праці підтримують думку про поділ Кросненського покриву в Українських Карпатах на два субпокриви: передовий – Турківський, і тиловий – Бітлянсько-Свидовецький.

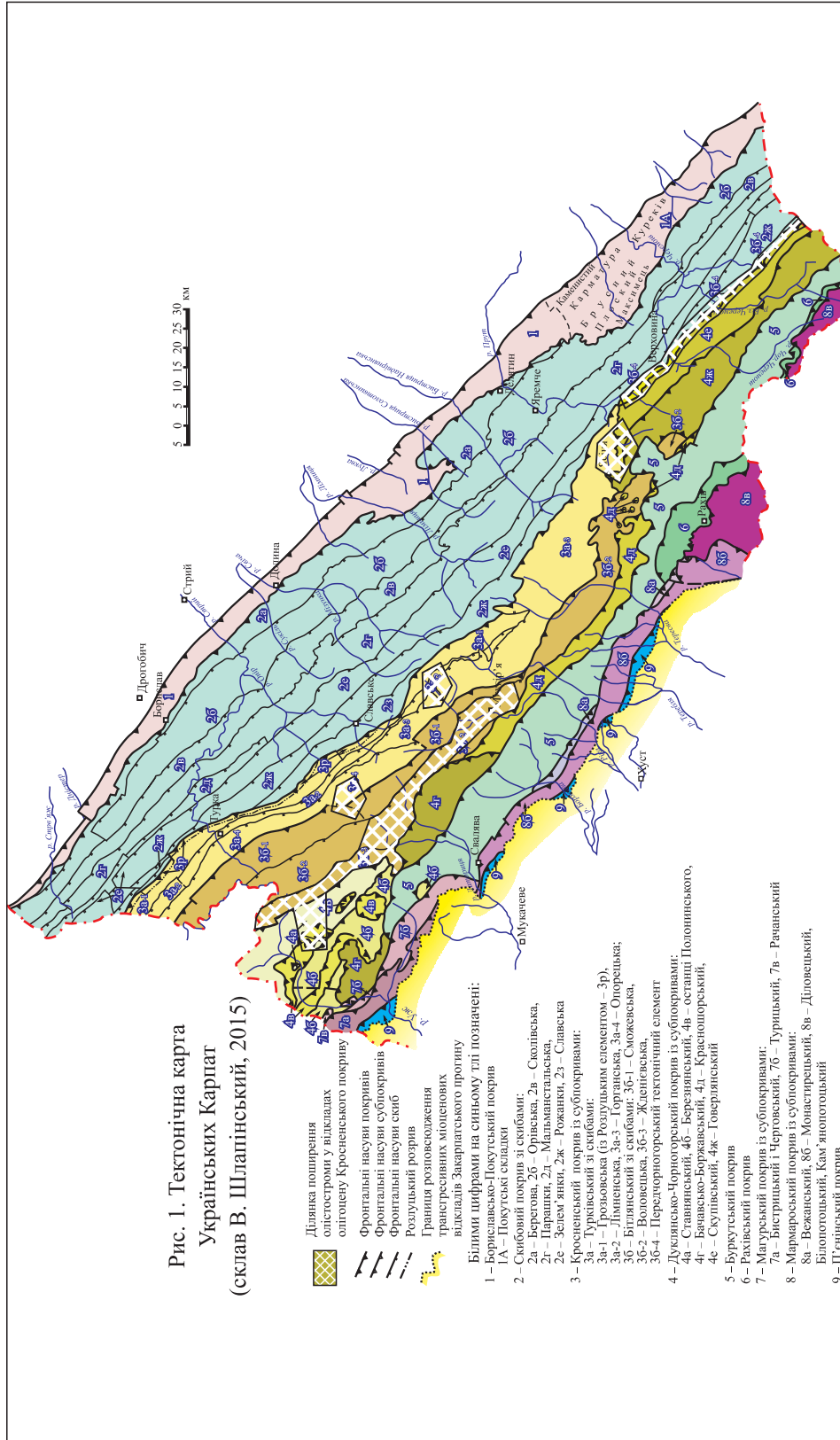
Відклади олігоцену відомі в Скибовому і Кросненському покривах, а також у Ставнянському і Березнянському субпокривах Дуклянсько-Чорногорського покриву.

За літологічними ознаками можна виокремити три основні літотипи олігоцену: менілітовий, кросненський і дусинський. Перший найповніше поширений у Береговій та Орівській скибах Скибового покриву і Бориславсько-Покутському покриві Передкарпатського прогину. Другий – у південних скибах Скибового і в Кросненському покривах, у Скупівському і Ставнянському субпокривах, і дусинський – у Березнянському субпокриві Дуклянсько-Чорногорського покриву.

Менілітовий літотип характеризується перевагою чорних кременистих аргілітів і невапнистих пісковиків, у кросненському значну роль відіграють сірі карбонатні аргіліти і пісковики, у дусинському – розвинуті сірі і коричневі мергелі поряд із теригенними породами. У чистому вигляді ці літофації виражені не повсюдно. Зазвичай, розрізи олігоцену містять ознаки двох або навіть і трьох літотипів у різних співвідношеннях.

На відміну від розрізів інших відділів, в олігоценовій товщі палеогену розташовані два регіональні ізохронні опорні горизонти, які дають можливість проводити кореляції і структурні побудови. Це найважливіший репер Карпат – нижньокременевий горизонт, який знаходиться в низах олігоцену, і розміщений вище маркувальний горизонт смугастих вапняків і кременів. У менілітовому літотипі між цими горизонтами виокремлена нижньоменілітова підсвіта.

У кросненському літотипі в його північно-східному ареалі в південних скибах Скибового покриву і передових лусках Турківського субпокриву під смугастими вапняками також домінує темноколірна менілітова фація, хоча присутні і породи кросненського типу. Але вже в наступних (ПдЗх) лусках, а особливо в Бітлянсько-Свидовецькому субпокриві, чим далі на південний захід, сіркоколірна кросненська фація починає опускатися нижче вапняків, літологічно заміщуючи темноколірну менілітову, товщина якої над нижнім горизонтом кременів зменшується подекуди і до 10 м. Таким чином, нижня ділянка олігоценового комплексу, що відповідає за віком нижньоменілітовій



підсвіті, має тут цілком відмінну літолого-фаціальну характеристику. Деякі геологи (до прикладу, С. С. Круглов), прихильники розчленування олігоцену лише за літофаціальними ознаками, вважали, що в розрізі Кросненського покриву всі темноколірні породи менілітової фації належать до «менілітової світи», а всі сірі вапнисті відклади – до «кросненської» (від їхнього стратиграфічного рівня). До неточностей у стратиграфічних, а відповідно і тектонічних побудовах призводила значна фаціальна мінливість, коли сіра фація знижується місцями майже до подошви олігоцену, а особливо, коли через літологічне заміщення між відкладами кросненського типу вклинюються локальні пачки (інколи до сотні метрів) порід менілітової фації. З цієї причини частина розрізу між горизонтом нижніх кременів і смугастими вапняками, яка хоч і відповідає за віком нижньоменілітовій підсвіті, але сильно відрізняється від неї фаціально, одержала іншу назву – «головецька світа» (P_3gl), а вище вапняків – верховинська (P_3vr). Обидві назви, на відміну від «менілітова» і «кросненська», відображають не фаціальну, а вікову стратифікацію розрізу, що дає можливість розібратися у складних літофаціальних і стратиграфічних взаємозв'язках олігенових відкладів. Практика геологознімальних робіт у Карпатах показала, що альтернативи ізохронному горизонту смугастих вапняків як маркеру, при розчленуванні відкладів олігоцену кросненського літотипу, на противагу поділу за літологією, немає.

У передових лусках Турківського субпокриву розріз головецької світи (P_3gl) майже повністю представлений породами менілітової фації, але далі на південь, у його тильних лусках, він уже дуже розбавлений породами кросненського типу. На північному заході субпокриву у верхній половині світи переважають товстошаруваті пісковики, і тут можна виокремити дві підсвіти: нижню і верхню (P_3gl_1 і P_3gl_2), проте в південно-східному напрямку піщана товща сходить нанівець і світа вже не ділиться (не розчленована). Відклади головецької світи і нижньої підсвіти верховинської світи менілітового типу, які становлять частину розрізу цих стратонів, представлені аргілітами чорними, невапнистими, іноді тонколистуватими (паперовими), з вицвітами ярозиту, які чергуються з пісковиками і алевролітами сірими і темно-сірими, дрібнозернистими, некарбонатними. У розрізах переважно спостерігаються рівні пропорції аргілітів і пісковиків.

На відміну від турківського підтипу кросненського літотипу, у Бітлянсько-Свидовецькому субпокриві породи менілітової фації складають тільки нижню частину розрізу головецької світи, зменшуючись у товщині до 100 м і навіть 10 м над нижньокременевим горизонтом. Вище домінує суттєво глинистий карбонатний сірий фліш кросненської фації. Товщина головецької світи досягає максимуму в передових лусках Турківського субпокриву, у його західній частині (до 1600–1700 м) і зменшується в південно-західному і південно-східному напрямках до 500–600 м. У Бітлянсько-Свидовецькому субпокриві товщина світи теж змінюється від 200 до 750 м.

Верховинська світа (P_3vr) починається з маркувального горизонту смугастих вапняків, який має сталий стратиграфічний рівень, незалежний від літофаціального характеру теригенних порід навколо нього. Завдяки цьому він є надзвичайно важливим при геологічному картуванні олігенових відкладів, їхній стратифікації та вивченні складених ними структур. Крім тон-

коплитчастих смугастих вапняків, у горизонті присутні прошарки (до 0,1 м) масивних пелітоморфних вапняків шоколадного кольору. Це так звані «стрічкові» їхні різновиди. Коли вапняки майже не мають теригенних прошарків, товщина горизонту може змінюватися від кількох сантиметрів до двох метрів. Коли ж вони роз'єднані глинистими або піщаними породами, загальна товщина горизонту зростає до 17–20 м.

У Турківському субпокриві і в південних скибах верховинська світа ділиться на три підсвіти з досить чіткими, хоч і дещо діахронними контактами: нижню (груборитмічний фліш) (P_3vr_1), середню (середньоритмічний фліш) (P_3vr_2) і верхню (тонкоритмічний глинистий фліш) (P_3vr_3).

Найбільша загальна товщина верховинської світи зафіксована в передових лусках Турківського субпокриву, у його північно-західній частині, де вона досягає 2750 м. Разом із головецькою світою товщина олігоценового комплексу становить майже 4200 м. Це у два–три рази перевищує товщини однотипного комплексу в суміжних скибах. Такий стрибок товщин дає уяву про амплітуду насування Кросненського покриву на Скибовий.

Переходячи до опису верховинської світи Бітлянсько-Свидовецького субпокриву, доречно нагадати, що уявлення геологів про повсюдне залягання «кросненської світи» на менілітових відкладах і її неодмінний поділ на три підсвіти виникло при вивченні розрізів південних скиб і Турківського субпокриву, де олігоцен більш-менш задовільно стратифікується за літологічними критеріями. У випадку Бітлянсько-Свидовецького субпокриву це не спрацює, через складні, часто мозаїчні взаємопереходи менілітової і кросненської фацій між собою на різних стратиграфічних рівнях, що призводило до помилок структурного порядку, коли синкліналі інтерпретувалися як антикліналі і навпаки. Виявлення нового репера – горизонту смугастих вапняків – дозволило в процесі геологічних зйомок вивчити стратиграфічну послідовність і закономірності літофаціальних змін кросненських відкладів південної частини Кросненської зони від держкордону з Польщею до р. Ріка. Ретельне їх простежування показало, що ця «зона з рисами автохтонності» (за С. С. Кругловим) насправді є звичайним для Карпат лусково-насувним тектонічним покривом. Вивчення в його межах літофаціальних різновидів олігоценових відкладів та їхнє положення відносно вапняків дало можливість В. В. Кузовенку виокремити його південні луски в окремий «Бітлянський» субпокрив. Пізніше самотність цього субпокриву була підтверджена і наявністю на південному сході виходів давніших відкладів у т. зв. Свидовецькій зоні, які відрізняються від одновікових верств Турківського субпокриву. Крейдово-палеогенові відклади свидовецької ділянки в північно-західному напрямку занурюються і стратиграфічно нормально перекриваються олігоценом Бітлянської тектонічної одиниці. Уперше думку про можливість такого переходу висловив П. Н. Царненко (1974). Дещо пізніше висновок щодо стратиграфічно нормального занурення відкладів Свидовецької ділянки під олігоцен Бітлянського субпокриву підтвердили результати геологознімальних робіт, проведених на площі Вишків (Отчет..., 1982). Отже, вважаємо, що доцільно вживати термін не Бітлянський, а Бітлянсько-Свидовецький субпокрив.

У Бітлянсько-Свидовецькому субпокриві верховинська світа представлена тільки нижньою та середньою підсвітами. Причому середня підсвіта

збереглася від розмиву тільки в північно-західній частині субпокриву, у басейні р. Уж, а верхня – в Українських Карпатах взагалі відсутня.

Нижньоверховинська підсвіта в бітлянському підтипі кросненського літотипу відрізняється сильною глинистістю розрізу (максимально до 80 % аргілітів проти 10–20 % у турківському). У ній переважають сірі аргіліти, глини і мергелі, унаслідок чого ця частина нижньоверховинської підсвіти набирає вигляду, властивого для верхньої або середньої підсвіт «класичного» розрізу Турківського субпокриву і південних скиб. Така схожість неодноразово приводила прибічників «літологічної» стратиграфії до помилок, коли за «верхнє кросно» приймалися сірі глинисті відклади нижньої підсвіти, а деколи і головецької світи. Товстошаруваті грубозернисті пісковики, що складають всю нижню підсвіту «класичного» розрізу, у Бітлянсько-Свидовецькому субпокриві компактно спостерігаються здебільшого у верхній, припокривельній частині підсвіти. Так, у лусці Сянки, де зберігся найповніший розріз світи, вони становлять досить товсту пачку – 350 м, але це всього одна п'ята частина від загальної товщини підсвіти. Проте і таку товщину ця пачка має лише у верхів'ях Ужа і Сяну, а до сходу вона поступово літологічно виклинюється і за р. Теремля зникає.

Олістострома в олігоцені Турківського субпокриву Кросненського покриву. В олігоценових відкладах Бітлянсько-Свидовецького субпокриву на двох стратиграфічних рівнях локалізована олістострома (рис. 2). Нижній рівень охоплює звужений інтервал нижче і дещо вище нижньокременевого горизонту і виявлений у невеликій кількості відслонень у центральній (район с. Сойми – луска Вепровець–Сойми) (Отчет..., 1982) і південно-східній (Ворохта–Ясіня, луски Ясіня–Породчин і Породчин–Ропочел) частинах субпокриву (Шлапінський, 2012; Shlapinskyi, 2018). Другий рівень локалізований у більш широкому стратиграфічному діапазоні, вище маркувального горизонту смугастих вапняків, в інтервалі 30–400 м над ним і поширений в українській частині Карпат від польського до румунського кордону в дуже великій кількості відслонень. Олістостромові товщі переважно сконцентровані в лусках, наближених до Дуклянсько-Чорногорського покриву в межах т. зв. Переддуклянської підзони. У північно-східній частині Бітлянсько-Свидовецького субпокриву олістострома трапляється не часто. У картувальних свердловинах № 6 і 7 площі Сигловате в районі с. Либохора, пробурених 1962 р. у полі поширення відкладів нижньоверховинської підсвіти в інтервалах відповідно 5–58 і 9–91 м (Воловецька скиба, луска Либохора–Вепровець), описані сильно зім'яті аргіліти темно-сірі, карбонатні, із включенням уламків (до 1–1,5 см) аргілітів зелених і чорних та пісковиків (до 10 см) (Отчет..., 1963). У більшості інтервалів породи взагалі описані як брекчії, які складаються з чорних або зелених аргілітів або з їхньої суміші. Матрикс представляють типово кросненські аргіліти і пісковики сірі і темно-сірі карбонатні. Значно менше згадок про наявність олістостроми ще далі на північний схід, в олігоценових верствах уже Турківського субпокриву. У районі с. Сможе 1973 р. під час будівництва автошляху Львів–Чоп у полотні дороги 500 м нижче її перетину зі струмком Бахонський (ліва притока р. Сможанка), В. В. Кузовенко (Отчет..., 1977) описав товщу порід нижньоверховинської підсвіти, представлену чергуванням глинистих і піщаних пачок (Ропавська луска Опорецької скиби) (рис. 3).

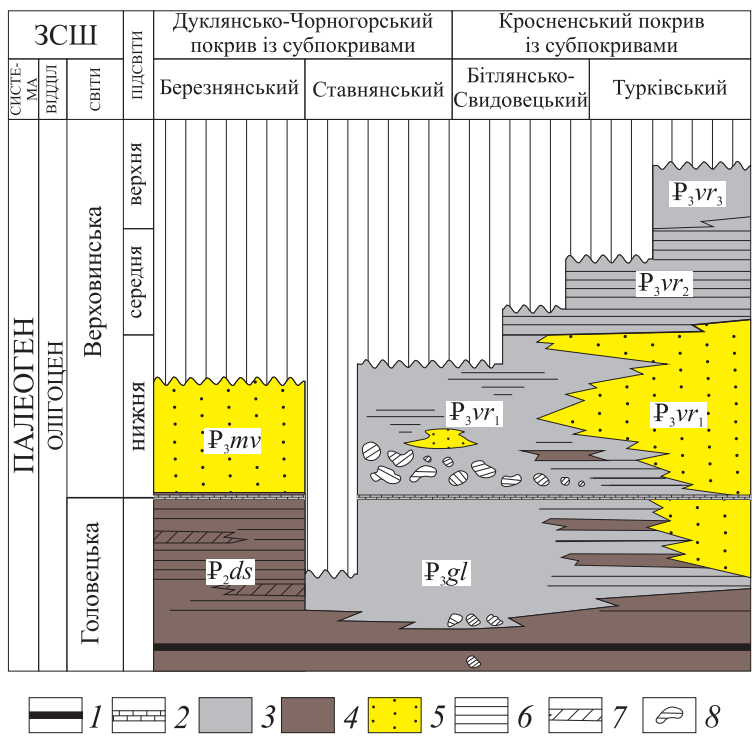


Рис. 2. Стратиграфічна схема олігоценових відкладів Дуклянсько-Чорногорського і Кросненського покривів:

1 – кремені; 2 – смугасті вапняки. Глинистий фліш: 3 – сірий; 4 – чорний; 5 – піщані товщі; 6 – середньоритмічний фліш; 7 – мергелі; 8 – олістоліти

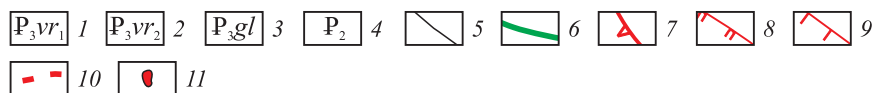
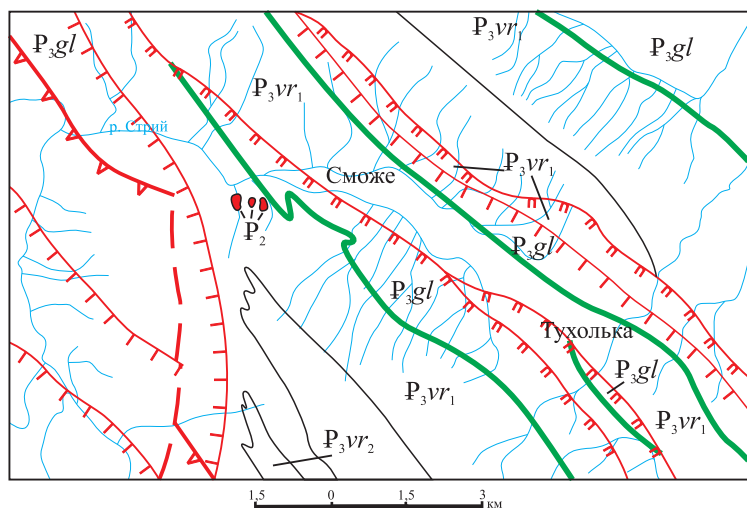


Рис. 3. Фрагмент геологічної карти Кросненського покриву в районі с. Сможе. Олігоцен: 1–2 – верховинська світа (підсвіти: 1 – нижня, 2 – середня); 3 – головецька світа; 4 – еоценові відклади; 5 – геологічні границі; 6 – горизонт смугастих вапняків. Насуви: 7 – Бітлянського субпокриву; 8 – скиб; 9 – лусок; 10 – розривне порушення (скидо-зсув); 11 – олістоліти

В одній із глинистих пачок (завтовшки 8 м), локалізованій у полі поширення відкладів нижньоверховинської підсвіти олігоцену, описані аргіліти темно-сірі, майже чорні, некарбонатні, дислоковані з численними лінзами зелених аргілітів, із включенням гальки і брил пісковиків зелених і чорних, дрібнозернистих (до 0,3 м), а також брил більш потужних пісковиків (до 1–4 м) сірих і темно-сірих, із дзеркалами ковзання на поверхні. Ці породи перекриваються пачкою тонкоритмічного перешарування аргілітів і мергелів сірих, аргілітів чорних і пісковиків з тонкими прошарками і лінзами зелених аргілітів. За мікрофауною, відібраною із зелених аргілітів, вони належать до еоцену. Другий, значно більший за площею ареал поширення олістостроми в олігоцені Турківського субпокриву розташований у його центральній частині в районі сіл Торунь і Лопушна Міжгірського району Закарпатської області в межах Лімненської луски. Тут олістострома поширена з перервами, простягаючись у північно-східному напрямку приблизно 4 км (рис. 4). По р. Лопушна олістострома в нижньоверховинських відкладах відзначена у відслоненнях 309 і 313 площі Лопушна–Сойми (Отчет..., 1955; фактичний матеріал площі). По р. Ріка та її притоках р. Лопушна і потоці Торуньчик геолог ЛГЕ ДП «Західукргеологія» З. Ф. Жигунова 1978 р. описала у складі нижньоверховинських відкладів олістостромові товщі, представлені сильно зім'ятими глинистими брекчіями, які ззовні нагадують мілоніти (відслонення 519–522, 537, 537а, 540, 655, 656, 659–666 площі Вишків; Кузовенко і др., 1982). Серед останніх присутні кременисті пісковики і вапняки, чорні аргіліти та кремені нижнього олігоцену, а також аргіліти зелені і пісковики темно-

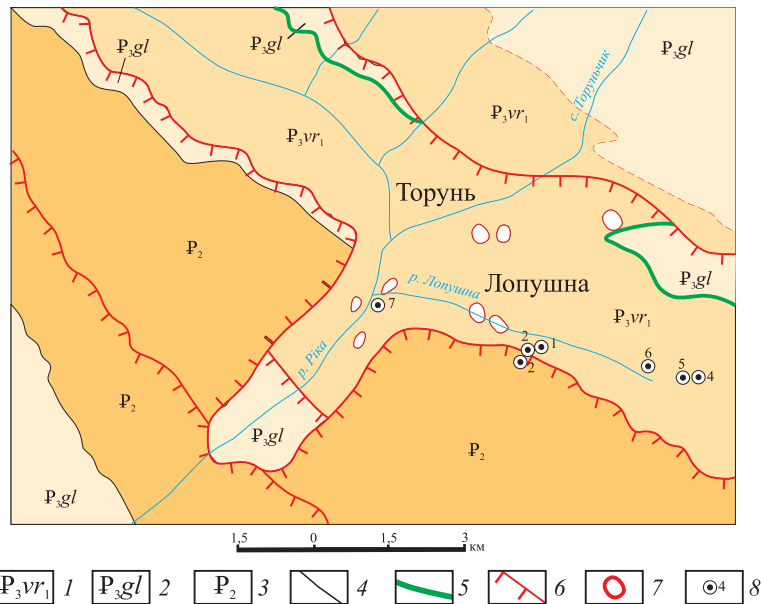


Рис. 4. Фрагмент геологічної карти Кросненського покриву в районі сіл Торунь–Лопушна.

Олігоцен: верховинська світа 1 – нижня підсвіта; 2 – головецька світа; 3 – еоценові відклади; 4 – геологічні границі; 5 – горизонт смугастих вапняків; 6 – насуви лусок; 7 – олістоліти; 8 – картувальні свердловини площі Вишків

та зеленувато-сірі, із двосторонніми ієрогліфами еоценового віку. Товщина таких, явно старших за нижньоверховинські породи-олістоліти становить десятки метрів. Крім них, у розрізі присутні пачки, у яких чергуються карбонатні породи кросненського літотипу з кременистими аргілітами і пісковиками менілітового типу. Щодо других, можливо, що частина з них утворилися внаслідок розмиву і подальшого перевідкладення старших за віком порід нижнього олігоцену. Про це свідчить присутність гравію чорних і зелених аргілітів у підшві пісковиків, а також наявність у чорних, сильно зім'ятих аргілітах гальки і брил пісковиків та мергелів (відсл. 521 і 522). Вік відкладів, які складають олістоліти, за даними мікрофауни, нижньоолігеновий і еоценовий. Більш давні породи тут не виявлені. Спорадична присутність олістостромових горизонтів у нижньоверховинських відкладах північних лусок Бітлянсько-Свидовецького субпокриву і в Турківському субпокриві, порівняно з їхнім широким розвитком у лусках першого із них, наближеного до Дуклянсько-Чорногорського покриву, дала підставу деяким геологам вважати, що саме останній і був джерелом надходження олістолітів у нижньоверховинський басейн. Причому, згідно з гіпотезою М. Г. Леонова (1978), олістоліти мали надходити в басейн, відриваючись від його передових частин, під час насування покриву на північний схід. Цю тектонічну концепцію, стосовно походження олістостромових горизонтів у соймульських відкладах нижньої–верхньої крейди Вежанської тектонічної одиниці, вдало спростував С. С. Круглов. Його головний контраргумент – формування соймульської світи відбувалося в умовах домінування активних вертикальних рухів, а не насувних процесів (Круглов, 1989). Зауваження такого самого порядку справедливе і щодо осадових нижньоверховинської підсвіти.

Інші матеріали, зібрані під час геологічних зйомок і пізніших спостережень, також заперечують такий механізм. Про це свідчить таке:

а) насув Дуклянського покриву не міг спричинювати утворення кросненської олістостроми, оскільки олістострома зафіксована також в олігоцені Ставнянського субпокриву, у с. Люта і урочищі Млаки в розрізі р. Люта;

б) олістострома простежується на одному стратиграфічному рівні в низах нижньоверховинської підсвіти. Це свідчить про її формування в єдиному ранньоверховинському басейні, у відносно вузькому часовому інтервалі, а не про розтягнутість олістостроми в часі і просторі, у міру просування Дуклянського покриву і утворення лусок у Кросненському покриві. Це означає, що джерела зносу олістолітів функціонували достатньо недовго, що заперечує тезу про перманентний покривний рух;

в) якби олістострома була спричинена цим насувом, то вона (й олістоліти) спостерігалася б неперервно, а не дискретно;

г) у пісковиках нижньоверховинської підсвіти присутні нумуліти, а в аргілітах олігоцену мікрофауна крейдово-еоценового віку – це свідчення явищ розмиву;

д) над олістостромою в усіх лусках Бітлянського субпокриву і Дуклянського покриву розвинуті нормально залеглі вищі ланки нижньоверховинської підсвіти, а отже, насування лусок в олігоцені не було;

е) у складі бітлянської олістостроми присутні породи, які у складі Дуклянсько-Чорногорського покриву і взагалі в карпатському фліші відсутні.

Це пеліциподові вапняки нижньоолігоценового віку, завтовшки до 1 м, утворення яких відбувалося переважно в більш сприятливих для життєдіяльності двостулкових молюсків умовах мілководдя (субліторалі) або в лагунах. У подібних умовах нагромаджувалися осади відкладів еоцену, які складають олістоліти або дезінтегровані і перевідкладені тіла. Зазвичай, аргіліти, які входять до складу олістолітів, переповнені мікрофауною багатьох видів. Про це свідчать і гіпси, знайдені у двох розрізах (р. Чорний Черемош, урочище Красник і в бас. р. Путили в лівій притоці потоку Ріпень) поблизу червоних сильнокарбонатних аргілітів олістостромового горизонту. У розрізі Чорного Черемошу біля чорногорського насуву (Шакин, Сандлер, 1963; Грузман, Смирнов, 1982, 1985) описано декілька ізольованих ділянок дислокованих глин із прошарками гіпсу (до 3–5 см) і тонкими пластами пісковиків. У другому розрізі, поблизу відслонення червоних аргілітів, у яких знаходяться дуже великі піритові конкреції, у полі розвитку сірих глинистих нижньовержовинських відкладів, знайдена масивна брила (1 x 4 м) щільного дрібнозернистого гіпсу (Шлапінський, 2012). Солідарна просторова близькість гіпсів і червоних аргілітів еоценового віку в обох відзначених випадках дає підставу підозрювати, що вони разом входять до складу олістостромового комплексу (у вигляді олістолітів або перевідкладених утворень). Еоцен такого типу міг формуватися в мілководній прикордильєрній ділянці палеобасейну, можливо, у лагунах. Гіпси у складі еоцену не є винятковим явищем. Наприклад, в еоцені Панонської западини (морського типу) зафіксовано декілька потужних горизонтів гіпсів (Доленко, 1962; с. 94).

Крейдові відклади у складі олістостроми і в корінних відкладах Дуклянсько-Чорногорського покриву не відрізняються літологічно, бо формувалися в подібних батиметричних умовах. Натомість у складі олігоценової олістостроми присутні червоні і рожеві карбонатні аргіліти еоцену і ракушняки нижнього олігоцену, складені пеліциподами, які відкладалися на менших глибинах, порівняно з одновіковими відкладами Дуклянського субпокриву, де відсутні такі породи. Це означає, що піднесення прикордильєрних ділянок у басейні розпочалося в еоцені, продовжилося в нижньому олігоцені, а в ранньовержовинський час вони вийшли вище рівня моря і стали об'єктами руйнування.

Олістострома в Ставнянському субпокриві Дуклянсько-Чорногорського покриву. Єдиний Дуклянсько-Чорногорський покрив складається із шести субпокривів. На північному заході налічується чотири похило насунутих один на одний субпокриви (з Півн. на Півд.): Ставнянський, Березнянський, Полонинський і Бачавсько-Боржавський. Ставнянський субпокрив у межах Українських Карпат простягається на 50 км у довжину, а в ширину – від 3 до 6 км, і тільки біля кордону зі Словаччиною, де він виходить з-під дуже похилого Березнянського субпокриву, його поперечні розміри становлять 17 км. Це дає змогу припустити, що значна частина Ставнянського субпокриву перекрита Березнянським, про що свідчать і тектонічні вікна в межах останнього. У складі Ставнянського субпокриву налічується 5 лусок: Стужицька, Жорнавська, Великого Михновця, Лютьська та Лютянки (Вивчення..., 1994; Глушко і ін., 1999). Перші дві луски утворені березнянською світою верхньої крейди, відкладами палеоцену–еоцену та олігоцену в менілітово-

кросненській фації. Саме це слід вважати одним з головних чинників, що вирізняє Ставнянський субпокрив від Березнянського, де олігоцен представлений у дусинській фації.

Як вже зазначено, контраргумент проти гіпотези походження олістолітів у нижньоверховинських відкладах Кросненського покриву, унаслідок насунання покриву Дуклянсько-Чорногорського, полягає і в тому, що в одновікових верствах останнього у свою чергу зафіксовано декілька ділянок, де відзначені такі самі олістостромові горизонти. Тут нижньоверховинська підсвіта в підошовній частині представлена переважно 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 у розрізах Ставнянського субпокриву головецької світи і нижньоверховинські підсвіти границя між ними відбивається тільки за присутності 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) трапляються олістостромові горизонти (рис. 5). У районі с. Люта в синклінальній частині Жорнавської луски літологічний склад і стратиграфічне положення матриксу, вище по розрізу від горизонту

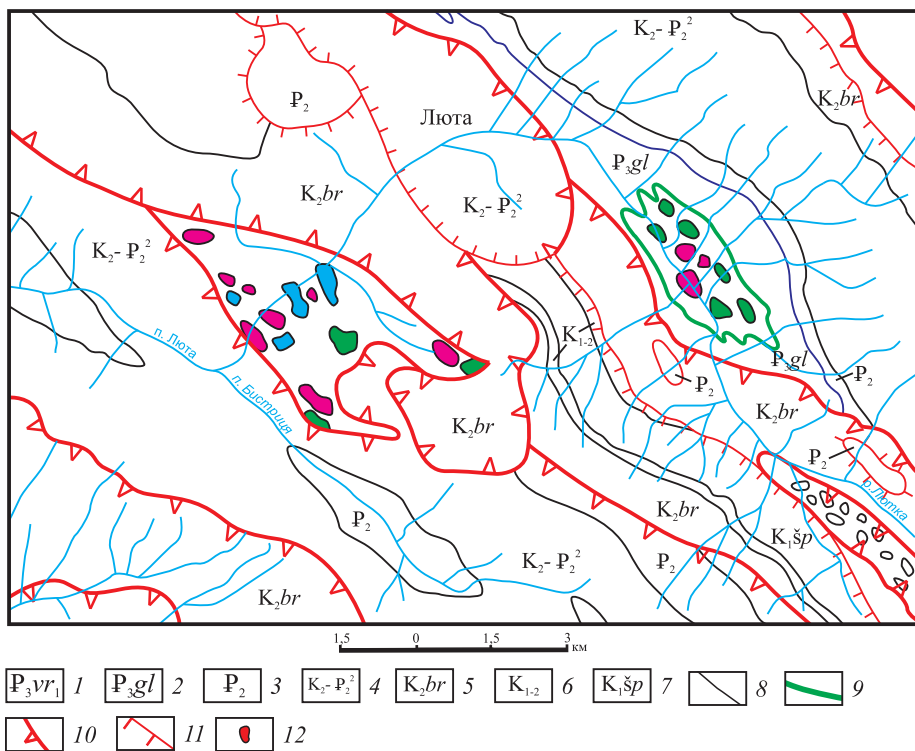


Рис. 5. Геологічна карта Дуклянського покриву в районі верхньої течії р. Люта. Олігоцен: верховинська світа 1 – нижня підсвіта; 2 – головецька світа; 3 – еоценові відклади; 4 – крейда–середній еоцен (нерозчленовані відклади); 5 – верхня крейда: березнянська світа; 6 – нижня–верхня крейда: яловецька світа; 7 – нижня крейда: шипотська світа; 8 – геологічні границі; 9 – горизонт смугастих вапняків; насуну: 10 – субпокривів, 11 – лусок; 12 – олістоліти

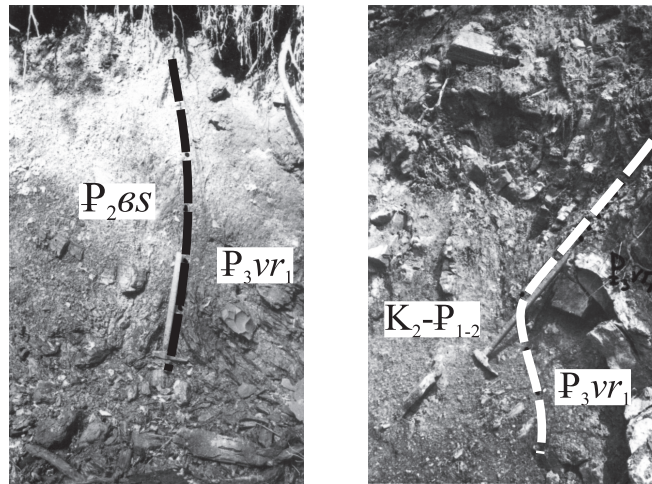


Рис. 6. Площа Ломна (відслонення 3548 і 3288), праві притоки р. Люта. Контакт крейдових олістолітів і матриксу – нижньоверховинської підсвіти олігоцену

смугастих вапняків, дозволяє легко визначити його приналежність до нижньоверховинської підсвіти. У складі олістолітів зафіксовані породи крейди–еоцену (темно-сірі, до чорних пісковики, чорні аргіліти, кремені, зелені, чорні та червоні аргіліти) (рис. 6).

Тектонічне вікно Млаки знаходиться ще далі на південний захід у межах Березнянського субпокриву Дуклянсько-Чорногорського покриву. Його ширина по річці Люта (урочище Млаки) між селами Люта і Черноголова становить 2 км, а довжина – біля 4 км. У ньому з-під насунутого комплексу порід нижньоберезнянської підсвіти березнянської світи верхньої крейди–палеоцену відслонюються відклади олігоцену нижньоверховинської підсвіти кросненського літотипу (маршрут В. Є. Шлапінського, 1992 р.), які, очевидно, належать до якоїсь тилової луски Ставнянського субпокриву. На картах попередників відклади, присутні у вікні, зображені як зона безсистемних розривів, блоків та лусок, складених породами різного віку – від крейди до олігоцену (так раніше інтерпретувалася звичайно олістострома, коли її існування ще не було доведено).

Відклади олігоцену представлені тут чергуванням аргілітів сірих і темно-сірих, карбонатних і сильно карбонатних, аргілітів чорних невапнистих, алевролітів сірих плитчастих і хвилясто шаруватих вапнистих та пісковиків сірих дрібнозернистих. Вище за течією р. Люта з перервами присутні як породи олігоцену, так і відклади крейди березнянської світи, палеоцену–еоцену і, можливо, нижнього олігоцену. Вік перших двох комплексів підтверджується мікрофауною. Породи сильно зім'яті, поширена інтенсивна мікроскладчастість, місцями на віддалі десятків метрів присутні брили брекчийованих пісковиків, у бортах ріки мають місце зсуву ґрунту. В урочищі Млаки картувальні свердловини площі Люта № 23, 24 і 26 (Отчет..., 1966) також розкрили між виходами більш давніх порід олігоценові відклади, схарактеризовані мікрофауною. У першій з них зафіксований такий розподіл мікрофауни: до глибини 49 м присутня мікрофауна верхньокрейдного віку, в інтерва-

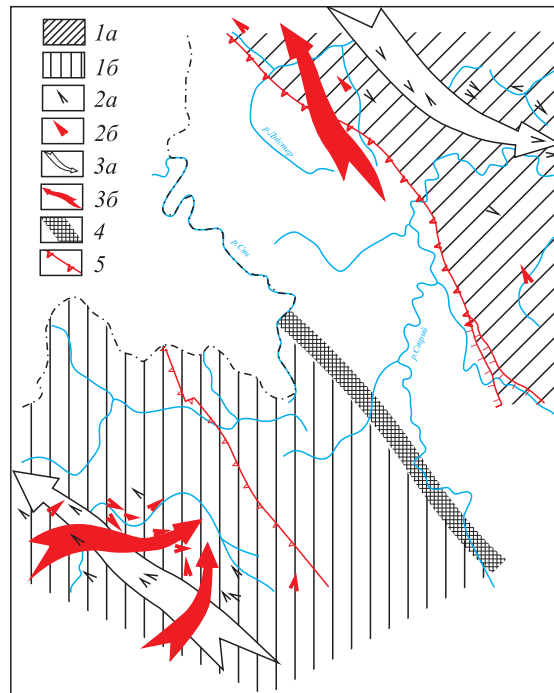


Рис. 7. Схема розподілу верхньокрейдових і нижньопалеогенових фацій на площі Ломна (верхня крейда–середній еоцен):

1 – верхньокрейдяні і палеоцен-еоценові відклади: *a* – скибового типу, *б* – дуклянського типу; 2 – знаки течій: *a* – верхня крейда, *б* – палеоцен–еоцен; 3 – переважаючі напрямки течій: *a* – верхня крейда, *б* – палеоцен–еоцен; 4 – уявні границі дуклянської фації; 5 – границі тектонічних зон

лі 49–64 м спостерігається змішана крейдова і олігоценова мікрофауна, а нижче до 110 м – тільки остання. Це явище можна пояснити тим, що олістоліти крейдового віку потрапляли в осади олігоцену і частково розмивалися, відкладаючись разом, що і пояснює наявність змішаного комплексу мікрофауни.

У світлі наведених даних теза про кордильєру як джерело зносу олістолітів достатньо обґрунтована і безальтернативна. Встановлено таку закономірність будови олістостром: вона простягається вздовж усієї південної границі Кросненського покриву, локалізуючись також у північних лусках Ставнянського субпокриву Дуклянсько-Чорногорського покриву (тобто, у середній частині карпатського олігоценового басейну), але не неперервно, а локальними ділянками. Вірогідно, джерелами зносу була низка островів, які піднесли вище рівня моря на початку нижньоверховинського часу. Місцями «язики» олістостром заходять у Турківський субпокрив (олістоліти в селах Сможе і Торунь), можливо, через наявність протяжних підводних конусів виносу. Зменшення розмірів олістолітів та омолодження їхнього віку спостерігається в північно-східному напрямку. Так, якщо в Ставнянському субпокриві і південних лусках Бітлянсько-Свидовецького субпокриву найбільш давніми є олістоліти нижньокрейдового віку розміром до декількох сотень метрів (у лусці Волосянки до 2,0 км), то в районі с. Сможе знайдено еоценові і нижньоолігоценові олістоліти діаметром тільки до 3 м. Віддаль між крайніми

пунктами, де зафіксована олістострома (південний захід і північний схід), по прямій становить приблизно 25 км. Враховуючи її скорочення, унаслідок насувних процесів, слід розуміти, що первинно в басейні седиментації в нижньоверховинський час вона була значно більшою. У породах нижньоверховинської підсвіти Бітлянсько-Свидовецького субпокриву, у його північно-західній частині зафіксовані знаки течії північно-східних румбів – поперек простягання Карпат (рис. 7). Правдоподібно, що кордильєра знаходилася на границі кросненського і дусинського басейнів осадоагромадження, відмінних умовами формування осадів, що проявилось в існуванні двох літотипів олігоцену – кросненського і дусинського. Підтверджується це припущення тим, що за літературними даними олістострома поширена і в протилежному напрямку – на південний захід від палеокордильєри у відкладах дусинської світи олігоцену (Глущенко и др., 1980).

Висновки. У складі олігоцену (нижньоверховинська підсвіта) Турківського субпокриву Кросненського покриву і Ставнянського субпокриву Дуклянсько-Чорногорського покриву описані олістостромові горизонти. Раніше були опубліковані відомості про олістострому в олігоцені Бітлянського субпокриву Кросненського покриву.

У цій праці наведені докази осадово-гравітаційного походження олігенової олістостроми.

Вивчення геологічної будови і перспектив нафтогазоносності зони зчленування Дуклянського, Чорногорського і Кросненського покривів Українських Карпат в 1991–1994 рр. : звіт / В. С. Шлапінський, В. В. Глушко, В. В. Кузовенко. – Л. : Фонди ДП «Західукргеологія», 1994. – Т. 1. – 165 с.

Глушко В. В., Кузовенко В. В., Шлапінський В. С. Нові погляди на геологічну будову північно-західної частини Дуклянського покриву Українських Карпат // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. – 1999. – Вип. 13. – С. 94–101.

Глущенко Л. А. Підводно-зсувні дислокації тонкоритмічного флішу в басейні рік Латориця і Жденівка (Східні Карпати) // ДАН УРСР. Сер. Б. – 1968. – № 3. – С. 236–238.

Глущенко Л. А. Геологическое строение и подводно-оползневые образования южного склона Украинских Карпат в верховьях Латорицы и Рики : автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук : спец. 04.00.01: Геология. – Львов, 1972. – 19 с.

Глущенко Л. А., Жигунова З. Ф., Кузовенко В. В., Лозыняк П. Ю. Олистострома в олигоценовых отложениях Кросненской (Силезской) зоны Украинских Карпат // Материалы XI конгр. КБГА (литология). – Киев : Наук. думка, 1980. – С. 55–64.

Грузман А. Д., Смирнов С. Е. Олистостром в верхнекросненской подсвите Украинских Карпат // ДАН УССР. Сер. Б. – 1982. – № 10. – С. 11–14.

Грузман А. Д., Смирнов С. Е. Олистостроми кросненської світи Українських Карпат // Там само. – 1985. – № 4. – С. 17–20.

Доленко Г. Н. Геология нефти и газа Карпат. – Киев : Изд-во АН УССР, 1962. – 367 с.

Круглов С. С. Геодинамическое развитие в раннем мелу Утесовых зон Советского Закарпатья // XIV конгр. КБГА : тез. докл. – София, 1989. – С. 385–388.

Кульчицкий Я. О. Олистостромы, олистолиты и другие подводно-оползневые явления во флише Восточных Карпат // Материалы XI конгр. КБГА (литология). – Киев : Наук. думка, 1980. – С. 119–130.

Леонов М. Г. Олистостромы и их генезис // Геотектоника. – 1978. – № 5. – С. 18–33.

Нетрадиційні джерела вуглеводнів України : монографія : у 8 кн. Кн. 2 : Західний нафтогазоносний регіон / Ю. З. Крупський, І. М. Куровець, Ю. М. Сеньковський та ін. ; Нац. акціонерна компанія «Нафтогаз України» та ін. – К. : Ніка-Центр, 2014. – 400 с.

Отчет о геологических исследованиях на площади Лопушиное–Соймы Закарпатской области УССР, проведенных в 1954 г. / С. С. Клищ. – Львов : Фонди ДП «Західукргеологія», 1955. – 121 с.

Отчет о геологических исследованиях, проведенных на площади Сигловатое Львовской области УССР в 1962 г. / И. П. Мочалин, Л. П. Некрасова. – Львов : Фонди ДП «Західукргеологія», 1963. – 167 с.

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) / В. В. Кузовенко, З. Ф. Жигунова, В. А. Бунда ; Львов. ГЭ. – Львов : Фонди ДП «Західукргеологія», 1982. – 218 с.

Отчет о поисково-съёмочных работах масштаба 1 : 25 000, проведенных на площади Люта Закарпатской области УССР в 1964–1965 гг. / З. Ф. Жигунова, Ж. С. Коваль, В. Г. Петров ; Трест «Львовнефтегазразведка», КГП. – Львов : Фонди ДП «Західукргеологія», 1966. – Т. 1–2. – 150 с.

Отчет о результатах групповой комплексной геологической съемки масштаба 1 : 50 000, проведенной на площади Климец Львовской и Закарпатской областей УССР в 1973–1976 гг. / В. В. Кузовенко, З. Ф. Жигунова, В. Г. Петров ; Трест «Львовнефтегазразведка», КГП. – Львов : Фонди ДП «Західукргеологія», 1977. – 185 с.

Царненко П. Н. Геологическое строение Полонинско-Черногорских и Горганских Карпат : автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. – Львов, 1974. – 23 с.

Шакин В. А., Сандлер Я. М. Гипсы в олигоценовом флише Карпат // Тр. УкрНИГРИ. – 1963. – № 6. – С. 110–173.

Шлапінський В. Про границю між олігоценом і міоценом в Бориславсько-Покутському покрові Передкарпатського прогину і Складчастих Карпатах // Праці НТШ. – 2012. – Т. 30 : Геол. зб. – С. 100–118.

Shlapinskyi V. E. Pokuttia deep fault and its influence on tectonics and the oil- and gas-bearing of the south-eastern segment of the Carpathians // Геодинаміка/Geodynamics. – 2018. – № 2 (25). – С. 53–69.

Стаття надійшла
24.01.2019

**Volodymyr SHLAPINSKYI, Myroslav PAVLYUK,
Albert MEDVEDEV, Myroslav TERNAVSKY**

**OLISTOSTROME IN OLIGOCENE OF THE KROSNO (TURKA SUBNAPPE)
AND THE DUKLYA-CHORNOHORA NAPPES
OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS**

Olistostrome horizons in the Oligocene deposits of the south-western part in the Bytly-Svydovets subcover of the Krosno nappe or in so-called Pre-Duklya folds are described in a number of works. There is not enough information about olistostrome in the northern part of the Krosno nappe in its Turka subcover and in the outer part of the Duklya-Chornohora nappe (Stavniany subcover). In the mentioned tectonic units olistostrome is localized in the Lower Verkhovynian deposits of Oligocene above the marker bed of stripped limestones in the region of the Smozhe populated area of the Skole district of the

Lviv Region, Torun and Lopushna of the Mizhgirria region of the Transcarpathian Region as well as near Lyuta Village of the same region. Matrix is mainly composed by the grey carbonate flysh of the Krosno lithotype. Olistostrome horizons are presented by strongly crumpled chaotic non-sorted formations. In its composition also are present more ancient rocks than matrix, olistolites of the Upper Cretaceous-Lower Oligocene age as well as redeposited rocks formed as a result of washout of more ancient deposits. Some geologists consider, according to M. G. Leonov hypothesis (1978), that olistolites came off the front part of the Duklya nappe during its overthrusting to the north-east. Materials collected during geological surveys and later observations deny such a mechanism. This is proved by the following:

a) overthrust of the Duklya nappe couldn't cause the formation of the Krosno olistostrome. Because olistostrome is also fixed in Oligocene of the Stavniany subcover of the given nappe of the Lyuta Village and the Mlaky ravine in the section of the Lyuta River.

b) Olistostrome is traced at the strathigraphic level at a relatively narrow time interval. It means that sources of removal of olistolites were functioning not so long that contradicts the thesis on the permanent overthrusting movement.

c) If olistostrome was caused by the given overthrust, so it would (and olistolites) be observed continuously, but not discretely.

d) In sandstones of-the Lower Verkhovynian subsuite the presence of nummulites was fixed, and in argillites of Oligocene the microfauna of Cretaceous-Eocene age – this in the evidence of the washout event.

e) Over olistostrome are developed normal bedded high sections of-the Lower Verkhovynian subsuite, thus the overthrusting of the scales in Oligocene was absent.

f) In the composition of the Bytlya olistostrome are present rocks that are absent in the composition of Duklya-Chornohora nappe.

In the light of data mentioned above, the alternative thesis about cordillera as a source of removal of olistolites is rather grounded and non-alternative. It is possible that as sources of removal was a number of islands that were uplifted higher than sea level at the beginning of the Upper Verkhovynian time. In places the tongues of olistostromes into the Turka sub cove olistolites in the Smozhe and Torun Village possibly due to the presence of long alluvial fans. It is probable that cordillera occurred at the boundary between the Krosno and Dusynian basins of sedimentation that differed by the conditions of sediment forming that was manifested by the presence of two lithotypes of Oligocene of Krosno and Dusynian.

Keywords: Krosno, Duklya-Chornohora nappes, Bitlya-Svydovets, Turka, Stavnyany subnappes, Lower-Verkhovynian subsuite, olistostrome horizons, cordillera.