

ПОКУТСЬКИЙ ГЛИБИННИЙ РОЗЛОМ І ЙОГО ВПЛИВ НА ТЕКТОНІКУ І НАФТОГАЗОНОСНІСТЬ ПІВДЕННО-СХІДНОГО СЕГМЕНТУ КАРПАТ<https://doi.org/10.23939/jgd2018.02.049>

Мета. Метою дослідження є аналіз впливу Покутського глибинного розлому на тектоніку і нафтогазоносність південно-східної частини Українських Карпат. **Методика.** Полягає у детальному комплексному аналізі геолого-геофізичних матеріалів на цій ділянці. **Результати.** Вплив Покутського глибинного розлому на структуру флішу проявився у Бориславсько-Покутському покриві як серія розривних порушень північно-східної орієнтації на границі Гуцульського і Бойківського сегментів зі зміщенням структур на 10 км по горизонталі і до 1,5 км по вертикалі – лівосторонній скидо-зсув. У Скибовому покриві це розмив передової його частини у Гуцульському сегменті. У Дуклянсько-Чорногорському покриві і Бітлянсько-Свидовецькому субпокриві – це сигмоїдальні вигини їх частин у зоні розлому з амплітудами горизонтальних зміщень до 10 км. У результаті Красношорська і Говерляньська одиниці сполучуються в єдиний субпокрив, а луски Бітлянсько-Свидовецького субпокриву великою мірою перекриваються ним і Скупівським субпокривами. Внаслідок постпокривних вертикальних рухів у пліоцен-плейстоцені Гуцульський сегмент був піднесений. Найінтенсивніше здійснювалася ділянка з Дуклянсько-Чорногорським покривом. З під нього фрагментарно відслоюються структури Бітлянсько-Свидовецького субпокриву. На території Румунії їм структурно відповідають з півночі – луска з олістостромою Слон у нижньоверховинських відкладах олігоцену, а з півдня – тектонічні одиниці Тороклеж і Макла. Покутський розлом зміщує Передкарпатський регіональний мінімум (амплітуда бл. 10 км), а також Ужоцький глибинний розлом, з ознаками правостороннього зсуву. Не помітний вплив Покутського розлому на субмеридіональний Радехівсько-Вікторівський розлом. Місця перетину названих розломів, так звані вузли, за наявності пасток, є сприятливими зонами для концентрації вуглеводнів у промислових масштабах. У світлі нових даних про геологічну будову району підвищується перспективна оцінка виділених раніше структур у флішовому чохла в районі Ворохти-Ясіні (Лазещинської, Ясінської, Стебнійської і Вороненківської), а також Семаківської і Гринявської, де отримані промислові припливи вуглеводнів. Це зауваження стосується і структур фундаменту Лопушнянської підзони Зовнішньої зони Передкарпатського прогину під насупом Карпат. **Наукова новизна.** Вперше, з використанням нових геологічних даних, доведений вплив Покутського розлому у зоні його дії у формі лівостороннього скидо-зсуву на структури флішового чохла. Проведена структурна паралелізація Бітлянсько-Свидовецького субпокриву Кросненського покриву Українських Карпат з тектонічними одиницями Румунських Східних Карпат. Взаємодія цього розлому з Передкарпатським регіональним мінімумом і Ужоцьким глибинним розломом має характер правостороннього зсуву. Ділянки, пов'язані з цими дислокаціями, є перспективними, щодо пошуків скупчень вуглеводнів промислових масштабів. **Практична значущість.** У результаті проведеного дослідження внесені значні корективи стосовно геологічної будови південно-східної частини Українських Карпат. Це в комплексі з геохімічними показниками відкриває нові можливості для пошуків тут вуглеводнів.

Ключові слова: глибинний розлом, фліш, фундамент, зсув, нафтогазоносність.

Вступ

Карпати перетинає велика кількість розломів різної орієнтації: поздовжні, поперечні до їх простягання, субмеридіональні і діагональні, виділені на підставі геофізичних, дистанційних і геологічних даних. Здебільшого вважають, що вони розтинають не флішовий чохол, а локалізовані у фундаменті Карпат. Деякі з них розвивались упродовж тривалого часу і простягаються далеко за межі платформи. Такі зони поперечних розломів належать до категорії глибинних. Це, зокрема Стрийська і Покутська зони розломів, існування яких знаходить відбиття в гравітаційних і магнітних полях [Субботин, 1955].

Покутський розлом, відомий також під назвою Гуцульського, виділив С. І. Субботін у 1955 р. на підставі гравіметричних досліджень. За уявленням деяких дослідників, Покутський розлом, який був закладений ще в ранньому протерозої, разом із Манявським розломом, вірогідно складають єдину глибинну зону шириною до 30–35 км на границі Покутсько-Буковинського підняття і Панонсько-Волинського прогину [Разломная тектоника Предкарпатского и Закарпатского прогибов..., 1976]. В. В. Глушко значно розширював його просторовий діапазон і відзначав, що піднесене положення дофлішової основи Покутських складок і порівняно швидке занурення їх на північний захід слід пов'язувати з поперечним розломом у районі

Березова (р. Лючка), який перетинає головним чином фундамент Карпат. Цьому розлому, відомому як Гуцульський, слід надати регіональне значення тому, що саме він обмежує з північного заходу Апусеніди, Мармароський масив, Покутські складки і трасується в напрямку Устецьких дислокацій на Дністрі [Кузовенко та ін., 1990].

М. А. Беер у південно-східній частині Карпат виділив у 1969 р. Верхньотисенську зону розломів, яку він трактував як систему ліво-зсувних дислокацій субширотного (60° – 70°) простягання з амплітудою зміщення по фундаменту до 10–15 км. Він відзначав, що в зоні розлому спостерігаються сигмоїдальні зміни простягання структурних елементів Рахівського, Поркулецького і Чорногорського покривів із амплітудою до 10–12 км. Ця зона збігається із західним обмеженням Петроського язикоподібного тектонічного останця і покриву Скупівської підзони. У південній своїй частині вона обмежує Мармароський кристалічний масив, а на півночі – Покутські Карпати. На думку М. А. Беера, найбільший вплив цієї зони відзначився на формуванні покривів, що, вірогідно, пов'язано з характером залягання блоків до флішової основи. Різкі ж зміни простягання складчастих структур або якісь інші помітні зсувні явища у флішовому чохла фіксуються з великими складностями [Беер, 1969]. Як бачимо з характеристики Верхньотисенської зони розломів, її можна ототожнювати з Покутським розломом.

Мета

Метою дослідження є аналіз впливу Покутського глибинного розлому на структуру і нафтогазоносність південно-східної частини Українських Карпат.

Методика

Методика дослідження полягає у детальному комплексному аналізі геолого-геофізичних матеріалів на цій ділянці.

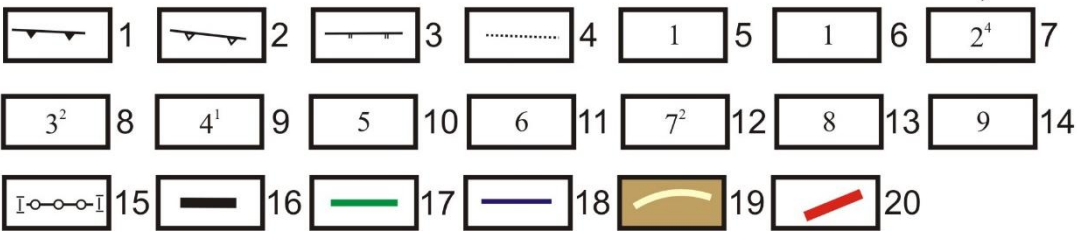
Результати

Покутський розлом у фундаменті Карпат існує і, як засвідчує праця М. Беера, він у першому наближенні відображається в будові покривних структур флішового чохла. Але чи можна зауважити вплив цього розлому стосовно дрібніших, ніж великі покривні одиниці, структурних елементів, використовуючи більш точну доказову базу? Для цього проаналізуємо найновішу геологічну карту складчастих Українських Карпат [Геологічна карта Українських Карпат..., 2007], яку модернізував автор цієї статті впродовж 2008–2017 рр., зокрема її південно-східної частини, яка є набагато точнішою, ніж геологічна основа, якою послуговувався у 60-х роках ХХ ст. М. А. Беер, а також використаємо матеріали бурових робіт. Ще відзначимо, що В. В. Глушко запропонував для зручності Волино-Панонський прогин і Покутсько-Буковинське підняття іменувати відповідно Бойківським і Гуцульським мегаблоками або

сегментами [Шлапінський, 2012 а]. Ці назви вживатимемо у цій статті.

Бориславсько-Покутський покрив

Аналіз розпочнемо зі структур Бориславсько-Покутського покриву. Нагадаємо, що в Покутсько-Буковинській частині покриву ще Б. Свідерський виділив (з північного сходу на південний захід) такі складки: Каменистий, Карматура, Брусний, Плоский і Максимець (рис. 1), які тепер відносять до III ярусу складок. [Обоснование..., 1977]. Втім, складки, за інтерпретацією В. В. Кузовенка і автора цієї статті, на всій площі їх поширення виявилися ще й лусками, крім того, їх розділяють місцями фрагменти підвернутих крил. Вони складені переважно відкладами крейди-палеоцену. Міоценові відклади воротищенської і поляницької світ мають незначне поширення і локалізовані в тиллових частинах лусок. Поперечним і поздовжнім розривними порушеннями з північного заходу і північного сходу ці луски відокремлені від антикліналі Слобода Рунгурська. Цю структуру, складену у ядерній частині відкладами стрийської світи верхньої крейди-палеоцену, відносять або до структур IV ярусу складок Бориславсько-Покутської зони [Обоснование..., 1977] або виділяють в окрему Слобідську підзону Внутрішньої зони Передкарпатського прогину [Глушко и др., 1982]. У зоні зчленування цих одиниць перебувають декілька тектонічних останців Орівської скиби зі стрийськими відкладами на міоцені Слободи Рунгурської, підкреслюючи дуже похилий характер насуву цієї скиби, а також останець Берегової скиби, складений породами менілітової світи олігоцену (рис. 1, 2) Північно-східніше передової луски Каменистий розміщена суміжна протяжна луска, яка очевидно є проміжною між Покутськими складками і Слободою Рунгурською. За наявності в її складі слобідських конгломератів вона тяжіє скоріше до другої. Більш внутрішні одиниці Бориславсько-Покутського покриву на північний захід від Покутських складок поверхні відсутні, проте розкриті в низці свердловин площі Делятин. Вони також належать до III ярусу складок-лусок. Найближча з цих свердловин (3-Делятин), закладена в Скибовому покриві і відокремлена тектонічним порушенням від осьової лінії складки Брусного, перебуває від періклінальної частини останньої всього в 3 км. Під стрийською світою Орівської скиби вона розкрила послідовно воротищенські, поляницькі і менілітові відклади. Однак вони не належать до складки Брусний, як можна було би очікувати, враховуючи їхню територіальну близькість, бо з балансу лусок, представлених на рис. 2, 3, 4 і 5 правдоподібно виводяться такі пари тотожних лусок-складок Покутсько-Буковинської і Делятинської частин Бориславсько-Покутського покриву: Тереснянська-Каменистий, Микуличинська-Карматура, Південно-Микуличинська-Брусний, Північно-Кременецька-Плоский і Кременецька-Макимець (тобто свердловина № 3-Делятин розкрила не складку Брусний, а передову Тереснянську складку).



Українських Карпат з елементами розломної тектоніки:

- 1 – Фронтальні насуви покривів; 2 – Фронтальні насуви субпокривів; 3 – Фронтальні насуви скиб;
4 – Границя розповсюдження трансгресивних міоценових відкладів Закарпатського прогину; 5 – Бориславсько-
Покутський покрив; 6 – Покутсько-Буковинські складки; 7 – Скибовий покрив: 2¹ – Берегова, 2² – Орівська,
2³ – Сколівська, 2⁴ – Парашки, 2⁵ – Зелем'янки, 2⁶ – Рожанки; 8 – Кросненський покрив із субпокривами:
3¹ – Турківський, 3² – Бітлянсько-Свидовецький; 9 – Дуклянсько-Чорногорський покрив із субпокривами:
4¹ – Скуповський, 4² – Красношорсько-Говерлянський; 10 – Буркутський (Поркулецький) покрив;
11 – Рахівський покрив; 12 – Мармарошський покрив із субпокривами:
7¹ – Діловецький+Білопотоцький+Кам'янопотоцький, 7² – Вежанський, 7³ – Монастирецький;
13 – Пенінський покрив; 14 – Закарпатський прогин; 15 – Лінії насувів; 16 – Проекції глибинних розломів
на поверхні; 17 – Регіональний гравітаційний мінімум; 18 – Лінія головного Карпатського вододілу;
19 – Сигмоїдальні вигини у Бітлянсько-Свидовецькому і Красношорсько-Говерлянському субпокривах;
12 – Розломні дислокації (скидо-зсуви)



(умовні позначення див. рис. 2)

Під стрийською світою Орівської скиби вона розкрила послідовно воротищенські, поляницькі і менілітові відклади. Однак вони не належать до складки Брусний, як можна було би очікувати, враховуючи їхню територіальну близькість, бо з балансу лусок, представлених на рис. 2, 3, 4 і 5 виводяться такі пари тотожних лусок-складок Покутсько-Буковинської і Делятинської частин Бориславсько-Покутського покриву: Тереснянська-Каменистий, Микуличинська-Карматури, Південно-Микуличинська-Брусний, Північно-Кременецька-Плоский і Кременецька-Максимець (тобто свердловина № 3-Делятин розкрила не складку Брусний, а передову Тереснянську складку).

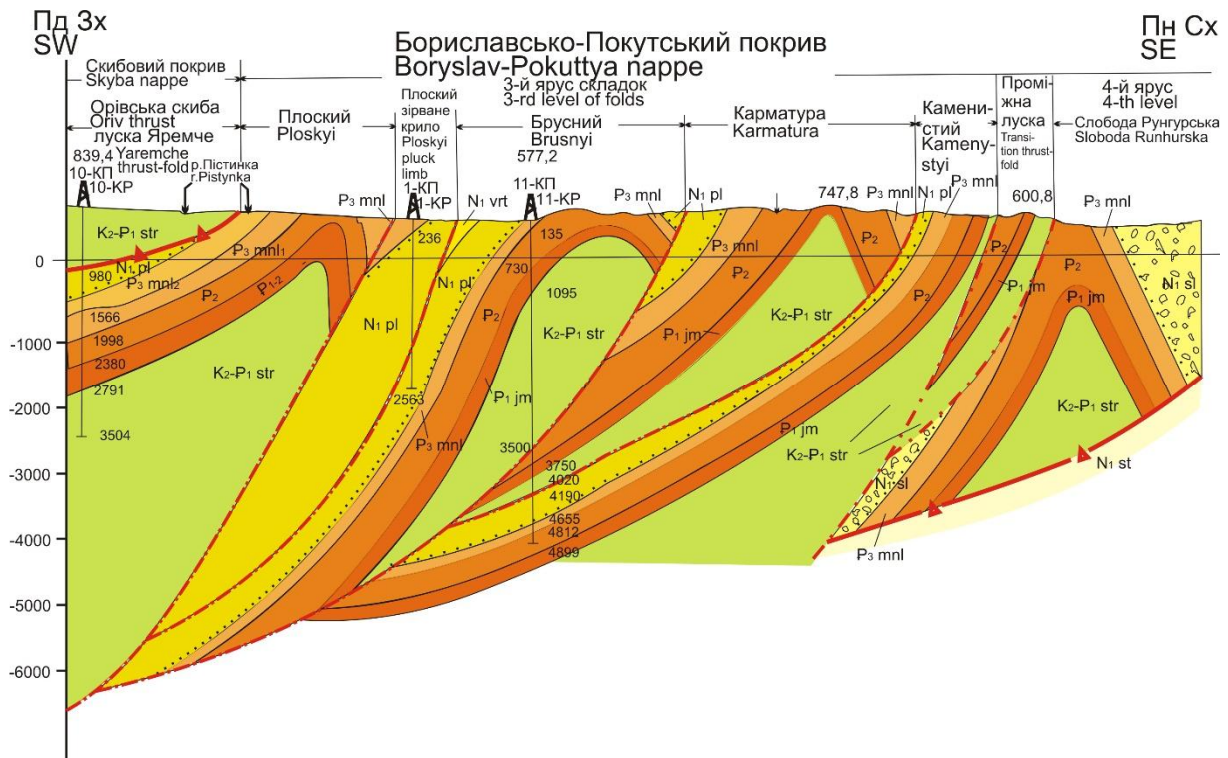


Рис. 4. Геологічний профіль по лінії свердловин 10-11- Космач Покутський (умовні позначення див. рис. 2)

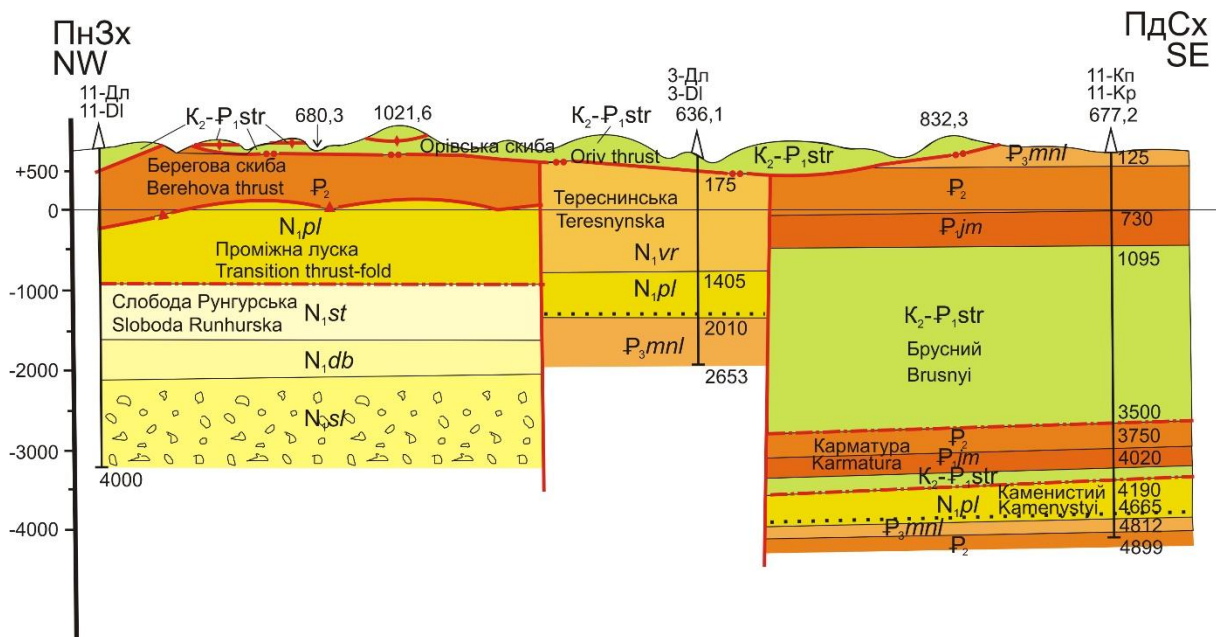


Рис. 5. Геологічний профіль по лінії свердловин 11-Делятин – 11-Космач Покутський (поздовжній) (умовні позначення див. рис. 2)

У такому випадку горизонтальне зміщення між тотожними складками становить 8–10 км. Амплітуда вертикального зміщення, між однаковими відкладами суміжних складок, на підставі рис. 5, оцінюється величиною 1,5–2 км. Отже, це лівосторонній скидо-зсув. Його просторову орієнтацію вдається встановити завдяки групам свердловин 3, 6-Делятин, 1-Піги і 10, 1, 11-Космач Покутський, що розташовані на мінімальній

віддалі по різні боки від цього скидо-зсуву (рис. 1). За матеріалами буріння цих свердловин і розташування на геологічній карті зрозуміло, що перші розкрили занурені складки (Делятинські), а другі – піднесені (Покутські). Порушення має проходити між двома групами цих свердловин приблизно по азимуту 50°. Тобто орієнтація цього порушення північно-східна, а не субширотна, як у М. Беера.

Скибовий покрив

Вплив розлому помітний і на прикладі Берегової і трьох передових лусок Орівської скиби, які тут представляють фронтальну частину Скибового покриву. Берегова скиба південно-східніше розлому “виходить” у повітря і далі не простежується. Простягання Орівської скиби тут виразно змінюється з субкарпатського на субмеридіональне на відрізу приблизно 10 км, а південно-східніше знову набуває північно-західної орієнтації (субкарпатської) (рис. 1, 2). Однак, тут мав місце не сигмоїдальний поворот північних лусок у південно-східному напрямку, а їхній розмив після насупного підняття Покутських складок у цьому блоці. Про це свідчать тектонічні останці Берегової і Орівської скиби, які лежать на Покутських складках. Видно, що вони розташовані східніше передових, похило залягаючих лусок цих скиб. У цьому ж напрямку раніше знаходився масив цих лусок, еродований пізніше.

Характерно, що південно-західніше в межах більш внутрішніх скиб Скибового покриву (Парашки, Зелемянки і Рожанки), вплив Покутського розлому непомітний. Ланцюги гір північно-східніше Ворохти (їх простягання субкарпатське) не зміщені. Немає слідів і вертикальних аномальних зміщень. Припустимо, що тут вплив Покутського розлому проявився лише у підвищеній тріщинуватості порід. Про це, зокрема, свідчить потужна зона сульфідної мінералізації у сильно тріщинуватих пісковиках палеогену луски скиби Парашки, розкрита у картувальній свердловині 1-Чорногір'я в пригірловій частині стр. Піги та ідентифікована методом ВЕЗ [Вашченко, та ін, 1985]. Ситуація змінюється, якщо розглянути поведінку більш південних тектонічних одиниць Карпат: Кросненського і Дуклянсько-Чорногорського покривів. Через особливості будови Карпат на цій ділянці зручно буде розглянути спочатку поведінку другого з них.

Дуклянсько-Чорногорський покрив

У південно-східному сегменті Карпат південно-західніше Скибового покриву в поперечному перетині Ворохта-Ясіня в Ясінській улоговині розміщені структури Турківського субпокриву Кросненського покриву, які перекриваються насупом Говерляньського субпокриву Дуклянсько-Чорногорського покриву. Південніше останнього по р. Чорній Тисі локалізовані відклади Бітлянсько-Свидовецького субпокриву Кросненського покриву або так званої Свидовецької (Близницької) зони. Відклади верхньої крейди-палеогену цієї одиниці локалізовані по обидва боки від хребта Флавантуч-Свидовець з горою Близниця (1881,0 м) включно (рис. 6). Саме та обставина, що ця зона перебуває в тилу Говерляньської одиниці Чорногорської зони, а в переважній більшості прикладів таке розташування покривних одиниць в Карпатах вказувало на характер співвідношення між ними, справляла гіпнотичний вплив на геологів. Через це, вважа-

ється що Свидовецька зона насунута на Чорногорську. Така неправильна оцінка послідовності розташування цих тектонічних одиниць стала причиною, через яку ніяк не вдавалось встановити правильні співвідношення між покривними одиницями північно-західного і південно-східного секторів Українських Карпат. Між тим, О. С. Вялов наголошував, що з центральною частиною Карпат, де стикуються західні і східні зони, пов'язано найбільше проблем. Спроби їх розв'язати призводять до появи все нових і нових варіантів їх співвідношення. Саме тут, на його думку, розташована найважливіша, з точки зору вирішення проблеми тектонічного районування Карпат, і разом із тим, найскладніше побудована їх ділянка [Вялов, Даныш, Царненко, 1969]. Справді, вже навіть на час публікації згаданої статті існувало багато схем співставлення тектонічних одиниць західного і східного секторів Українських Карпат, а з плином часу їхня кількість тільки зростала.

Єдиним карпатським геологом, який висловив припущення, що не Свидовецька зона насунута на Говерляньську, а навпаки (не ретрошар'яж, а пірнаючий насуп), був В. В. Кузовенко (усне повідомлення 1984 р.), що і підтвердилося пізніше і дозволило значною мірою встановити правильні співвідношення між більшістю тектонічних одиниць Українських Карпат [Глушко та ін., 1994]. З південного заходу на структури Бітлянсько-Свидовецького субпокриву насунутий Красношорський субпокрив, з тим же набором порід, що і Говерляньський. Цей насуп є вельми похилий, про що свідчить наявність низки тектонічних останців Красношорського субпокриву у верхній течії р. Косівської в лівому схилі її долини, які перекривають відклади параавтохтону. Найпівнічніший із них простягається майже до вершини г. Близниця. Вперше ці останці, складені породами шипотської світи нижньої крейди, були закартовані П. Н. Царненком [Царненко, 1989]. У протилежний бік (на північ) від хребта Флавантуч-Свидовець автор цієї статті виділив два тектонічні останці. Один у верхній течії потоку Свидовець (ліва гілка), другий – між вершинами гір Стіг (1704,3) і Котел (1770,8), у 4 км від першого останця на північний захід (використані польові матеріали В. О. Вашенка і власні спостереження) з шипотськими відкладами у їх складі, які перекривають палеогенові відклади Бітлянсько-Свидовецького субпокриву і наближені вже до структур Чорнотисенського виступу Говерляньського субпокриву [Шлапінський, 2014]. Отже, враховуючи присутність одновікових літологічно однотипних порід у складі Красношорського і Говерляньського субпокривів, тотожний стиль тектоніки (зони поширення дрібних лусок) і наявність сполучної компактної ланки між ними у вигляді одновікових тектонічних останців, можна впевнено стверджувати, що дані субпокриви з'єднувались поперечною до простягання Карпат перемичкою, утворюючи сигмоїду.

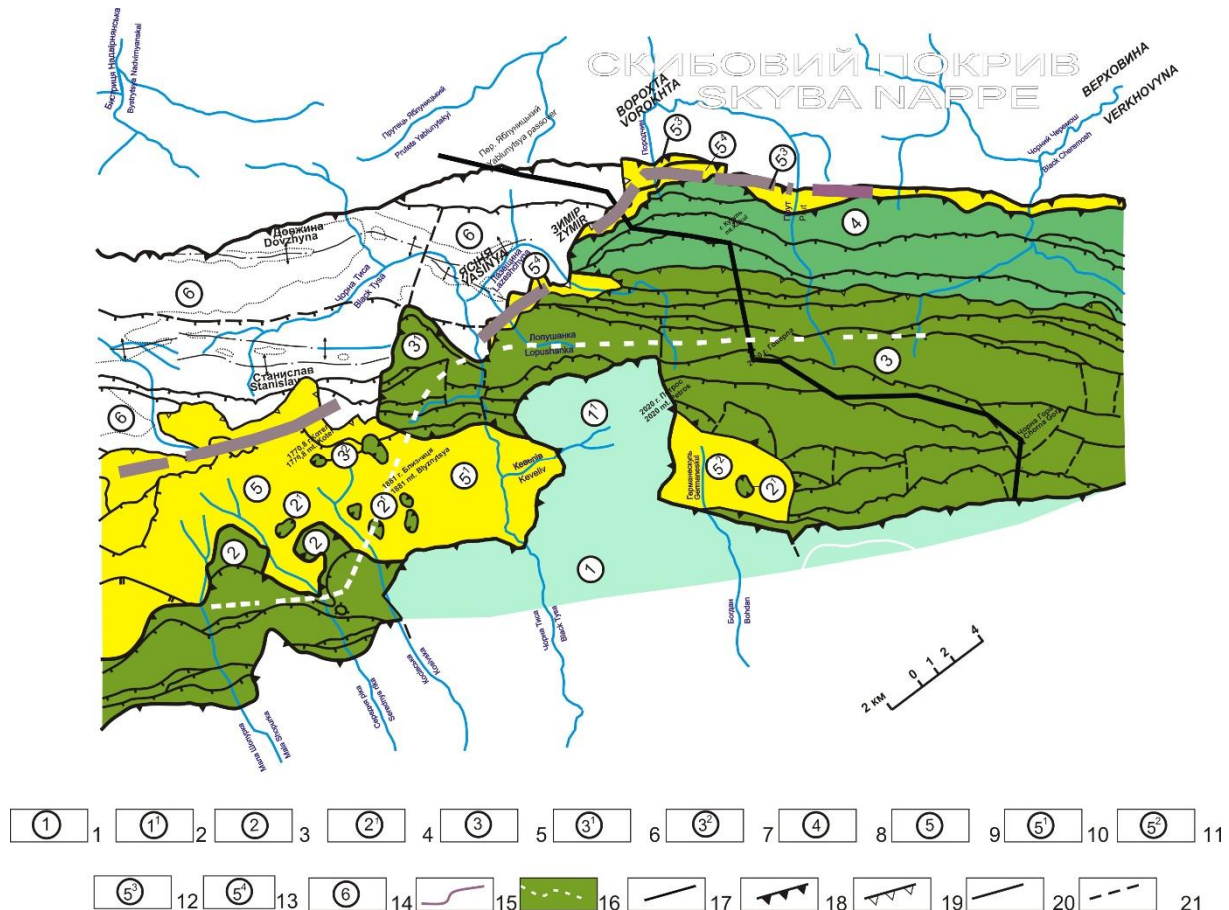


Рис. 6. Фрагмент тектонічної карти Зовнішніх Карпат у межіріччя Бистриця Надвірнянська – Чорний Черемош:

- 1 – Буркутський покрив; 2 – Луска Петрос; 3 – Красношорський субпокрив; 4 – Тектонічні останці Красношорського субпокриву; 5 – Говерляньський субпокрив; 6 – Верхньотисенський виступ; 7 – Тектонічні останці Говерляньського субпокриву; 8 – Скупівський субпокрив; 9 – Бітлянсько-Свидовецький субпокрив; 10 – Кевелівське тектонічне піввікно; 11 – Лолінське тектонічне вікно; 12 – Луска Породин-Ропочел; 13 – Луска Ясіня-Породин з Лазещинським піввікном; 14 – Турківський субпокрив; 15 – Сигмоїдальний вигин Бітлянсько-Свидовецького субпокриву; 16 – Сигмоїдальний вигин Красношорсько-Говерляньського субпокриву; 17 – Лінія головного карпатського вододілу; 18 – Насуви покривів; 19 – Насуви субпокривів; 20 – Насуви лусок; 21 – Розривні порушення

Підсилює цей висновок таке. У верхній частині яловецької світи перехідний до світи чорногорської в обох субпокривах в цьому районі присутні олістостромові горизонти [Шлапінський, 2009]. В їхньому складі зафіксовані як перевідкладені давніші породи флішової формації, зокрема шипотської світи нижньої крейди, так і екзотики. Така ж олістострома описана в багатьох відслоненнях Красношорської і Говерляньської одиниць за межами даної ділянки [Габінет, 1976; Кузовенко, 2007].

Бітлянсько-Свидовецький субпокрив Кросненського покриву

Після того як авторів став зрозумілим вплив Покутського розлому на поведінку названих тектонічних одиниць, з'явилась можливість пояснити походження і четвертої структурної ланки Карпат, на яку вплинув цей розлом, а саме, так званого Передчорногорського тектонічного

елементу. Останній був виділений автором [Шлапінський, 2012 б]. Тоді вважалось, що він представлений порівняно вузькою лускою з породами олігоцену у його складі, яка простягається в межах Гуцульського сегменту від потоку Породин (ліва притока р. Прут) у районі смт. Ворохта до румунського кордону (рис. 1, 6) на 70 км (луска Породин-Ропочел). З північного сходу ця луска по насуву контактує з олігocenом тилкових лусок скиби Рожанки, а з південного заходу на неї в районі Ворохти насунуті породи палеогену у складі луски, яку автор помилково вважав приналежною до Скупівського субпокриву Дуклянсько-Чорногорського покриву. Ось, які аргументи приймав автор для обґрунтування цього варіанта.

У потоці Породин-Нимаковський (потік Породин це ліва притока Прута у районі Ворохти) південніше луски Породин-Ропочел закартовані потужні відклади середнього-верхнього еоцену зі значним вмістом строкатих

місцями сильно карбонатних аргілітів, на які, своєю чергою, насунуті породи гнилецької світи палеоцен-еоцену Скупівського субпокриву (рис. 6). У сусідніх розгалуженнях цього потоку в цій же лусці відслонюються і вищі ланки еоцену, а також і олігоценові верстви з підкременевою пачкою і нижньокременевим горизонтом, які нормально наросшують розріз еоцену. Цю луску, яка локалізована південно-західніше луски Породин-Ропочел, автор залучив до Скупівської одиниці на підставі таких міркувань. Аналогічні породи олігоцену та еоцену поширені і на відрізку субширотного замикавання Чорногорського покриву (між ним і відкладами олігоцену Турківського субпокриву) по його периферії від струмка Зимір до струмка Лопушанка (обидва ліві притоки р. Лазещини) на віддалі 10 км (рис. 6). Оскільки вони місцями знаходяться ніби у тилу відносно лусок Скупівського субпокриву, то автор вважав, що вони і локалізовані в його складі, в якості південніших лусок, що впливало на оцінку і про структурну приналежність однотипних відкладів в районі Ворохти саме до цього субпокриву.

Однак критичний перегляд польових матеріалів дає іншу картину, особливо помітну у перетині р. Лазещини. Тут еоценові верстви породчинського типу заходять на 3,5 км на південний схід по долині ріки і її притоках, оточені з боків відкладами верхньої крейди-палеоцену Скупівського і Говерляньського субпокривів, які розміщені гіпсометрично вище, причому виходи порід еоцену звужуються вгору за течією. Отже, еоцен породчинського типу знаходиться тут у тектонічному північній (Лазещинському). На попередньому варіанті геологічної карти цього району на цій ділянці були помилково зображені старші палеоцен-еоценові відклади однієї з лусок Скупівського субпокриву. Але вони різко відрізняються від еоцену породчинського типу. Його характерною особливістю є присутність в аргілітах аномально великої кількості мікрофауни і нано-планктону багатьох видів (визначення А. С. Григорович, Н. Я. Бояринцової, Н. В. Дабаган і А. Д. Грузман), більшість з яких відсутні у чорногорському палеогені. Крім того, еоцен такого типу безпомилково розпізнається, за присутністю винятково в полі його розвитку численних великих кулеподібних піщаних конкрецій (d- до 1,5 м), які автор відзначив і в бас. Чорної Тиси, і Прута.

Таким чином, олігоценові й еоценові відклади породчинського типу, поширені вздовж Чорногорського насуву, не належать до Скупівського субпокриву, а відслонюються з-під нього, повторюючи коліноподібну конфігурацію його зовнішнього контуру. Це вісь сигмоїди і її праве крило (лінія Ясіня-Лопушанка-Зимір-Ворохта, а далі і Ворохта-румунський кордон). Ліве (західне) крило, враховуючи поведінку Красношорсько-Говерляньської сигмоїди, має простягатись від лінії Ясіня-Ворохта під Чорнотисенським виступом

Говерляньського субпокриву на північний захід і сполучуватися з основним масивом Бітлянсько-Свидовецької одиниці. Конфігурація цієї сигмоїди дещо відрізняється від Красношорсько-Говерляньської, бо північно-західне продовження Бітлянсько-Свидовецького субпокриву, яке вірогідно знаходилося в Ясінській котловині, складене менш міцними породами олігоцену й еоцену, було повністю розмите, на відміну від міцніших останців шипоту першої пари тектонічних одиниць. Як би вони збереглися, то вісь сигмоїди мала би північно-східну або близьку до неї орієнтацію, а не субширотну.

Підставою для включення Передчорногорської одиниці до складу Бітлянсько-Свидовецького субпокриву, крім міркувань структурного порядку, є ще взаємна літолого-фаціальна однотипність, наприклад, олігоценівих верств породчинського і бітлянського літотипів, на відміну від суміжних одновікових відкладів Скибового покриву і Турківського субпокриву Кросненського покриву. Якщо порівняти олігоценові відклади передчорногорської смуги з розрізами олігоцену інших ділянок Бітлянсько-Свидовецького субпокриву, то всі вони належать до одного бітлянського, підтипу кросненського літотипу. Для нього характерним є дуже незначний вміст чорних менілітоподібних аргілітів, лише від перших – до ста метрів вище по розрізу від нижньокременевого горизонту в низах головецької світи, малопотужний нижньокременевий горизонт і значний вміст сіроколірних карбонатних аргілітів в низах олігоцену вище менілітоподібної пачки, що літологічно нагадує середньо-верхньовержовинську підсвіти (середне-верхнє кросно) північних скиб і турківського субпокриву. Крім того, на двох стратиграфічних рівнях олігоцену зафіксована олістострома. Нижній олістостромовий горизонт має обмежене поширення і за площею, і за вертикаллю, порівняно з верхнім. Він локалізований у самому низу олігоцену в підкремевій пачці та одразу вище кременів нижньокременевого горизонту і відзначається присутністю перевідкладених червоних нерідко сильно вапнистих аргілітів еоценового віку. Такі перевідкладені породи, а крім них і олістоліти, зокрема, присутні у лівій притоці потоку Породин Німаковський (верхня течія) у відслоненні № 5606 пл. Чорногірря, у шурфі цієї ж площі на вододілі між потоками Породин Німаковський і Породин Середній (тут зелені і червоні сильно вапнисті аргіліти лежать на похило залягаючих прошарках кременів коричневих і аргілітах підкремевій пачки) і в потоці Плитоватий (ліва притока р. Лазещина) – відсл. № 5418 тої ж площі). У такому самому становищі перебуває олістострома, яку описав В. В. Кузовенко в головецькій світі олігоцену Бітлянського субпокриву в басейнах Ріки і Тереблі. [Кузовенко та ін., 1982]. Вище марку-

ючого горизонту смугастих вапняків і кременів уже в нижньоверховинській підсвіті локалізований ще один олістостромовий горизонт. Він описаний у дуже великій кількості відслонень від польського до румунського кордону. Як олістоліти виступають породи флішової формації вікового діапазону нижня крейда – низи олігоцену. Порівняно не часто у складі олістолітів зафіксовані породи, які в корінному заляганні у флішу відсутні. Це пеліциподові вапняки нижьоолігоценного віку (біля польського кордону) і гіпси, знайдені у двох розрізах (р. Прут урочище Красник і в бас. Путили у лівій притоці потоку Ріпень) поблизу від червоних аргілітів олістостромового горизонту.

У розрізі Прута 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 від перевідкладених червоних аргілітів серед сірих глинистих нижньоверховинських відкладів, автор знайшов масивну брилу (1×4 м) гіпсу [Шлапінський, 2012 б]. Солідарна просторова близькість гіпсів і червоних аргілітів еоценового віку в обох випадках дає підставу підозрювати, що вони разом входять до складу олістостромового комплексу. Еоцен такого типу міг формуватись у 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].

Олістостромові горизонти в Краснику, Ріпені і Ропочелі описували також, щоправда не у нижньоверховинських відкладах, а, помилково, в складі нібито верхньокросненської (верхньоверховинської) підсвіти в тилі лусках Скибового покриву, А. Д. Грузман і С. Є. Смирнов; услід за румунським геологом М. Штефанеску вони іменують його олістостромою “Слон” [Грузман, Смирнов, 1982, 1985].

Між тим, аргументів, які свідчать про локалізацію цієї олістостроми не у верхньоверховинських, а у складі нижньоверховинських відкладів, достатньо: це матеріали геологічної зйомки і буріння [Шлапінський, 2012 б]. У головецькій світі тут переважають пісковики, а в нижньоверховинській вище смугастих вапняків – аргіліти і глини. Олістострома в нижньоверховинській підсвіті локалізована в 30–70 м вище маркуючого горизонту смугастих вапняків, який міститься у підшві цієї підсвіти. Це унеможливує віднесення цих відкладів до верхнього кросно.

Вузька смуга Передчорногорського олігоцену простежується і в румунських Східних Карпатах. більш ніж на 400 км, із перервами (рис. 7). Румунські геологи помилково вважають, що олістострома “Слон”, локалізована в міоценових відкладах одиниці Таркеу [Stefanesku, 1980].

Насправді, як виводиться з ситуації на терені України, олістострома локалізована в олігоценових верствах нижньоверховинської підсвіти літологічно подібних до середньо і верхньоверховинської підсвіт тилі лусок Скибового покриву. Детальне обґрунтування помилковості румунських геологів, щодо інтерпретації віку і структурного положення олістостроми Слон, міститься в згаданій праці автора [Шлапінський, 2012 б]. Основна їх помилка – це розчленування відкладів олігоцену виключно за літологічними критеріями, без врахування маркуючого горизонту смугастих вапняків. Майже на всій віддалі луска з цією олістостромою з південного заходу і заходу обмежена насувом одиниці Аудія (остання – це аналог Чорногорського покриву).

Південніше долини р. Бузеу, зона Аудія, тектонічно виклинюється і далі на південь не продовжується. Натомість, олігоценові відклади породчинського типу мають продовження в цьому напрямку і ця луска, виповнена ними (тепер можна назвати її структурну приналежність) Бітлянсько-Свидовецького субпокриву, межує вже з наступною з півдня тектонічною одиницею Макла. Перед її насувом на продовження луски Породчин-Ропочел у межах останньої зафіксовано вихід олістостроми в місцевості власне Слон, за відсутності тут зони Аудія. Це підтверджує висновок, що передчорногорський палеоген Українських і Румунських Карпат не є складовою частиною Дуклянсько-Чорногорського покриву, як помилково вважав автор.

Що ж до запитання, якій тектонічній одиниці на нашій території відповідає Макла, то слід повернутися до ситуації по р. Чорній Тисі в районі смт Ясіня. Тут південно-західна частина Бітлянсько-Свидовецького субпокриву у вигляді Кевелівського півквіна і Лолинського вікна (рис. 6) затиснута між Дуклянсько-Чорногорським і Буркутським (Поркулецьким) покривами, і південно-східніше повністю ними на території України перекривається. У Румунії на продовженні цих тектонічних одиниць між зонами Аудія і Теляжен (аналоги відповідно Говерляньського субпокриву і Буркутського покриву) в районі комуни Стульпікані (50 км від українського кордону), з’являється з під їх насуву нова зона Тороклеж [Висиг, 1971], складена флішем віку альб-коньяк, яка вузькою смугою простягається на південний схід на 150 км (рис. 7). Незважаючи на те, що зона Тороклеж знаходиться у тилі зони Аудія, контакт між ними в інтерпретації І. Букура має характер скиду, а не насуву (через присутність молодших за віком порід у першій внутрішній із зон). Південніше зони Тороклеж розташована зона Макла, у складі якої поширені червоні карбонатні аргіліти віку в.альб-турон – аналоги яловецької світи. Вірогідно, ці дві зони є частинами однієї покривної одиниці. Зона Макла також відокремлена від Аудія скидом (із конфігурації лінії цього

скиду між Ковасною і Сіріу виникає, що це насув зони Аудіа на Макла-Загон, причому площа насуву нахилена на північний схід – Авт.).

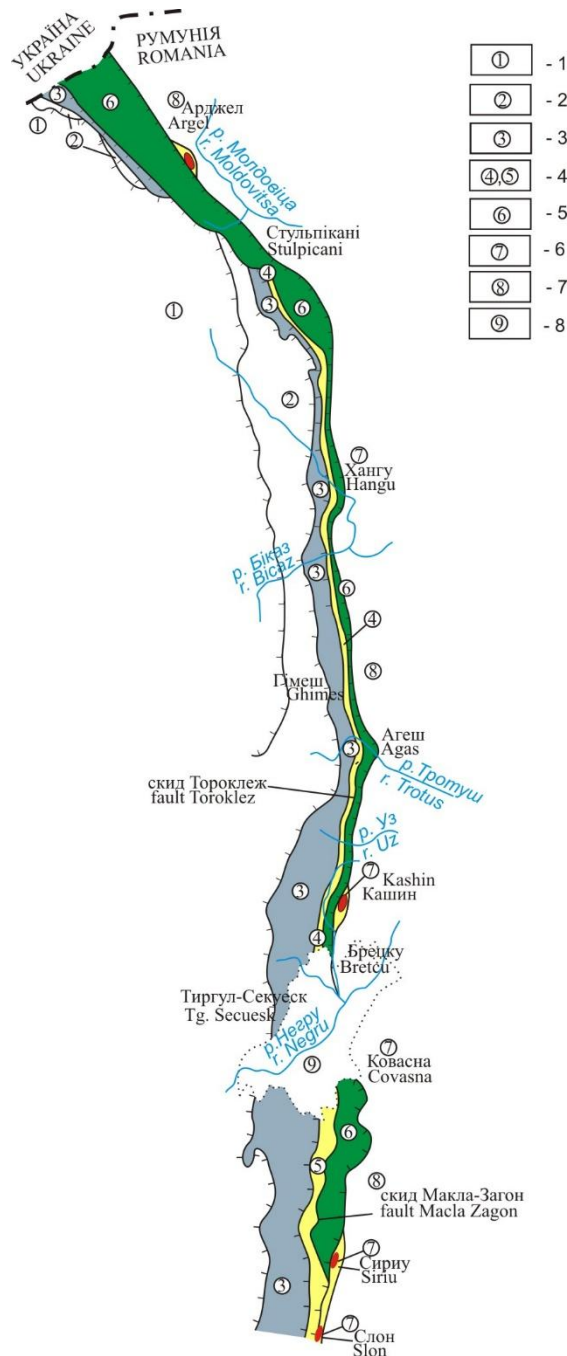


Рис. 7. Тектонічна карта західної частини Східних Карпат (Румунія)

За матеріалами: J. Bukur (1972), M. Stefanescu (1980), M. Sandulescu та ін. (1987)

1 – Мармароський; 2 – Чахлеу (Рахівський); 3 – Теляжен (Буркутський); 4, 5 – Тороклеж + Макла-Загон – Бітлянсько-Свидовецький субпокрив (західна частина); 6 – Аудіа (Чорногорський); 7 – Луска з олістостромою “Слон” – Бітлянсько-Свидовецький субпокрив (східна частина). Арджел, Слон – позначення розрізів з олістостромою типу “Слон”; 8 – Таркеу (внутрішня частина Скибового покриву); 9 – Пліоцен – Четвертинні відклади

Це відповідає ситуації в Українських Карпатах, південно-східніше Ясіні, де у Кевелевському піввікні, а південно-східніше у Лолинському вікні контактують послідовно Буркутська, Бітлянсько-Свидовецька і Красношорсько-Говерлянська тектонічні одиниці. У зв'язку з цим, вірогідно, що зона Макла є відповідником південно-західних лусок Бітлянсько-Свидовецького субпокриву. Про це може свідчити, що в одиниці Макла, судячи з опису, присутні відклади типу яловецької світи. Такі ж породи відслонюються і в Лолинському тектонічному вікні. Це зазначає, що на території України і в Румунії на значній віддалі південно-західніше Дуклянсько-Чорногорського покриву (зони Аудіа) розташована смуга лусок Бітлянсько-Свидовецького субпокриву, які ним і Буркутським покривом місцями майже повністю перекриті.

З північного ж заходу і північного сходу Дуклянсько-Чорногорський покрив значно перекриває зовнішні ланки цього субпокриву (луски Лазешчина-Породчин і Породчин-Ропочел). Південніше долини р. Бузеу, там, де зона Аудіа “виходить у повітря”, обидві ланки Бітлянсько-Свидовецького покриву з'єднуються у вигляді лусок і продовжуються вірогідно до Південних Карпат.

Якщо враховувати, що Бітлянсько-Свидовецький субпокрив – це складова частина Кросненського покриву, то останній є самою протяжною тектонічною одиницею Західних і Східних Карпат, порівняно з іншими тектонічними одиницями, бо простягається на віддалі біля 1000 км (від Чехії, до Румунії). І ще одне зауваження. Трасування Бітлянсько-Свидовецького субпокриву на терен Румунії, створює можливість виокремити в структурно-фаціальній зоні Таркеу Скибовий і Кросненський покриви.

Тилові покриви Зовнішніх Карпат

На південний захід від лусок Красношорської одиниці розташовуються Буркутський (Поркулецький), Рахівський і Мармароський покриви (останній з субпокривами). Тут вплив Покутського розлому менш помітний. Можливо, його участь проявилась у наявності язикоподібного Петроського півостанця (луски) Буркутського покриву та виході на поверхню Діловецького, Білопотоцького і Кам'янопотоцького субпокривів з-під насуву Монастирецького і Вежанського. Ймовірно, що ця непомітність пов'язана з розмивом піднесених ділянок названих тектонічних одиниць під час гороутворення, що змінило післянасувну структуру цієї ділянки Карпат. З продовженням Покутського розлому на південний захід просторово пов'язана поверхня вирівнювання Урду (1350 м), яка отримала свою назву від південного відгалуження хребта Свидовець. Вона простягається на 30 км на південь від г. Близниці, в хрест простягання структурних одиниць [Гофштейн, 1995].

Інші прояви Покутського розлому **Передкарпатський регіональний гравітаційний** **мінімум**

Покутський розлом впливає і на поведінку Передкарпатського регіонального гравітаційного мінімуму, вісь якого на ділянці Березів-Космач розгалужується на дві куліси: північну Перегинсько-Космацьку і південну Ворохтинсько-Гринявську [Чебан та ін., 2002]. Амплітуда зміщення між ними близько 10 км (рис. 1). Причому тут має місце не лівосторонній, а правосторонній зсув. Оскільки цей мінімум пов'язується із найбільш зануреною частиною фундаменту у зоні зчленування платформи з Складчастими Карпатами, то зсув має місце саме у фундаменті. Виникає запитання, чому в цьому випадку зсув правосторонній, а у флішовому чохлах – лівосторонній? Таке протиріччя можна пояснити так. Західна ділянка платформи (частина Бойківського блоку) за зсувом була припустимо більш піднесена відносно східної (Гуцульського сегменту). Тому флішовий чохол насувався на східний блок із меншим опором, зустрівши більшу перешкоду в західній частині і, в такому випадку, зсув у чохлах лівосторонній. Це заперечує, що, навпаки, зараз фундамент у Гуцульському сегменті більш піднесений, ніж у Бойківському за даними геофізики і буріння. Проте слід враховувати, що насування відбувалося у бадені-н.сарматі, а Гуцульський сегмент, за даними І. Д. Гофштейна (1995), активно здіймався пізніше у пліоцен-плейстоцені.

Ужоцький розлом

Покутський розлом у Ворохтинсько-Ясинському районі перетинається з Ужоцьким розломом. Останній, на думку деяких дослідників, розмежовує під флішовим чохлам південно-західну окраїну платформних утворень і дофлішову основу Карпат. Автор обґрунтував варіант, згідно з яким під головним карпатським вододілом перебуває дофлішова основа, а північно-східніше – окраїна платформи [Шлапінський, 2012 а]. Якщо це так, то Свидовецька і Красношорська одиниці залягають не на платформовій, а на дофлішовій основі, а, оскільки, вплив Покутського розлому відбився в їхній будові, як це продемонстровано вище, то він розтинає не тільки окраїну платформи, а й до флішову основу. Справді, якщо розглянути поведінку вододілу на ділянці гір Піп Іван-Говерла, то там він простягається у північно-західному (субкарпатському) напрямку (рис. 1, 6). Проте від г. Говерли, тобто від зони впливу Покутського розлому, вододіл різко повертає по серії ступінчастих відрізків у цілому на північ на невисокий Яблуницький перевал. Отже, Покутський розлом змінює простягання до флішової основи, тож його активність проявилась пізніше, порівняно із розломом Ужоцьким. Тут, як і у випадку з регіональним гравітаційним

мінімумом, помітний вплив правостороннього зсуву у фундаменті.

Радехівсько-Вікторівський розлом

Крім згаданих двох розломів, перетин яких має місце у Ворохтинсько-Ясинському районі, тут припускають присутність розлому глибокого закладання-субмеридіонального Радехівсько-Вікторівського, який розділює Східно-Європейську докембрійську платформу від молоді Західноєвропейської [Мальская, 1983]. Цей розлом, на думку Р. В. Мальської, трасується в район Биткова, про що свідчать зміни простягання складок Бориславсько-Покутського покриву: Хрепилівської, Бухтовецької, Битківської глибинної і Пнівської (дані буріння і сейсморозвідки) із субкарпатського на субмеридіональне (рис. 8), а сам розлом обмежує давнє поперечне підняття субмеридіонального напрямку – Слобідське. Лінії вигинів, перелічених структур вірогідно є відбиттям склепінної частини цього підняття (консидигену). Р. В. Мальська поділяє думку інших дослідників, які вважають, що гірські породи посідають оптимальні колекторські властивості на схилах підняття. Тому вона вважає, що родовища вуглеводнів Битківського району приурочені до західного схилу підняття, на відміну від структур Делятинського сектору, які тяжіють до його склепінної частини. На її думку, західний схил підняття простягається від Биткова на південь до смт Ясіня, і що цю смугу слід вважати першочерговим об'єктом пошукових робіт на нафту і газ. У цитованому документі міститься цінна інформація про зміну простягання перелічених структур. Цілком імовірно, що це дійсно пов'язано із впливом на флішовий чохол якогось порушення у фундаменті, можливо, Радехівсько-Вікторівського лінеamentу. Що стосується давнього підняття, західний схил якого перспективний, а склепіння – ні, то слід відзначити, що породи флішу ніякого стосунку до нього (якщо воно існує) не мають, тому що формувалися далеко на південному заході у флішовому басейні. Це підтверджується і відкриттям у “не перспективному” Делятинському секторі в 1991 р. Микуличинського нафтового родовища, локалізованого в менілітових відкладах олігоцену. І нарешті, про гіпотетичне трасування Радехівсько-Вікторівського розлому в район Ясіні і далі. Це питання потребує уточнення. Звертає на себе увагу поведінка долини Прута між Делятином і Ворохтою протяжністю близько 40 км (рис. 1). На умовному продовженні цієї лінії на південь простягається і лінія головного карпатського вододілу, ще на 20 км до кордону з Румунією. Весь цей проміжок має орієнтацію, близьку до субмеридіональної, що очевидно не випадково. Логічно пов'язати весь цей відрізок із зоною цього розлому.

Ступінь деформованості флішового чохла в зоні Покутського розлому і часові межі його впливу на фліш

Покутський глибинний розлом вплинув на структуру флішу неоднаково. Як свідчать наведені вище приклади, це і протяжні розривні порушення у фліші (Бориславсько-Покутський покрив) і сигмоїдальні вигини (Дуклянсько-Чорногорський і Кросненський покриви) або і видима відсутність перших і других (південні скиби). Від чого залежала така вибірковість? По-перше, це зазначає, що Покутський розлом безпосередньо вплинув на автохтон, а в алохтоні він проявився посередньо. Вірогідно, внаслідок його активізації породи фундаменту у зоні розлому були розбиті на блоки різної форми, а згодом і рельєфності. Флішовий чохол, який насувався на такий неоднорідний субстрат, зазнавав неоднакового опору, що і визначало диференціацію деформацій у його межах. Кілометрові зсуви у флішу були спричинені головне масштабними горизонтальними переміщеннями: підсуванням платформи і насуванням флішу. Оскільки останній інтенсивно насувався в Зовнішніх Карпатах в інтервалі карпатів – н.сармат, це і визначає часові межі впливу згаданого розлому на флішовий чохол. Після завершення цієї фази мали місце вертикальні рухи, які хоча й проявилися більш інтенсивно в зоні Покутського розлому, проте позначилися і на решті території Гуцульського сегменту. Ось що відзначав І. Д. Гофштейн стосовно району гори Петрос: “Тут величина локального горстового підняття дорівнює 0,5 км. Ця цифра як орієнтовна може бути поширена на весь хребет (Чорногорський). Вона визначає здійснення поверхні вже після утворення складчастолускової структури. Інтенсивний розмив гір у середньому міоцені..... охопив усю південно-східну частину Карпат; самостійний ріст Чорногори, вірогідно почався пізніше, вже в пізньому міоцені. Наявні дані дозволяють визначити піднесення Чорногори в пліоцені і плейстоцені. Розмірковуючи на предмет горстової природи хребта Чорногора, ми маємо на увазі підпираючий його виступ давнього фундаменту Карпат. Що стосується видимої осадової товщі, то, судячи з геологічної карти при піднесенні блоку фундаменту, вона піддавалась не розривним, а складчастим деформаціям...” [Гофштейн, 1995]. У зв’язку з цим становлять інтерес висловлювання М. О. Беєра, С. Л. Бизової і М. Г. Ломізе [Беєр та ін., 1984], що при пліоцен-плейстоценових піднесеннях Карпат вертикальні рухи могли спричинювати вторинні деформації насувів, зростання кутів нахилу площин насувів. Коментуючи ці слушні загалом думки, відзначимо, що І. Д. Гофштейн не згадав про розривні деформації, які тут мали місце, непомітні при використанні даних тільки поверхневої геології. Що ж до висловлювань московських геологів, то автор цієї статті дійсно спостерігав в зоні Покутського розлому по р. Малій Шопурці явно деформовану вертикальними рухами площину насуву Буркутського покриву на Красношорську одиницю (спотворений трикутник падіння площини його насуву).

Покутський розлом і нафтогазоносність

Які ознаки ще характеризують цей розлом? Відомо, що глибинний розлом – це не один змішувач, а лінійна зона, в котрій зосереджені розриви, інтенсивна складчастість і тріщинуватість, сліди дроблення і прояви жильної мінералізації. Дійсно, підвищена концентрація поперечних і діагональних скидо-зсувів спостерігається в зоні впливу Покутського розлому в басейні р. Тиси в смузі шириною близько 40 км. У центральній частині впливу розлому в Ясінській улоговині відклади олігоцену Турківського субпокриву зім’яті у систему інтенсивних складок (ізоклінальних, віялоподібних, сундучних). Очевидно, що це пов’язано з тим, що в цій частині Карпат має місце перетин декількох лінійментів, тобто присутні їхні так звані вузли. Такі місця вважаються особливо сприятливими, як канали для надходження вуглеводнів із глибини. Це підтверджується наявністю у зоні розлому нафтових родовищ: діючого (Микуличинське) і відпрацьованих (Космацьке і Ясінське), а також великою кількістю природних проявів вуглеводнів (рис. 8) у районах Акрешор, Ворохти, Яблуніці і Ясіні.

Для оцінки нафтогазоносності території Складчастих Карпат і, крім даних про її прямі ознаки (нафтогазопрояви), можна також використовувати посередні прояви, пов’язані з нею. До таких належить сульфідна мінералізація не гідротермального походження. На північному схилі Українських Карпат встановлений позитивний кореляційний зв’язок між нафтогазоносністю і вмістом сульфідів цинку, свинцю, міді та не техногенного самородного свинцю в шліхових пробах з алювіальних відкладів. Доведено, що джерелами сфалериту, галеніту, халькопїриту в алювії карпатських річок і потоків, є породи крейдо-палеогенового флішу [Шлапінський, 1989]. Утворення цих сульфідів відбувалось взаємодією підземних вод, насичених іонами металів з сірководнем, який надходив у розріз із місць скупчень вуглеводнів. Більш значним скупченням останніх (це, мабуть, переважно стосується нафти) відповідають більші вмісти сульфідів у шліхах. Цей висновок підтверджується просторовою близькістю нафтових родовищ з інтенсивними ореолами розсіювання сульфідів. Найбільші вмісти останніх зафіксовано в районах Борислава, Биткова, Лопушної та ін. (до 18 % від ваги важкої фракції шліхової проби). Цю закономірність можна використовувати в значенні важливого пошукового критерію промислової нафтогазоносності. Ділянки, де є присутні інтенсивні за вмістом сульфідів ореоли їх розсіювання, з невиявленими поки що в надрах скупченнями вуглеводнів, слід вважати потенційно перспективними. Зокрема, до таких належить смуга Ясіня-Ворохта, де в багатьох пунктах відбору зафіксовані аномально високі вмісти сфалериту у шліхах, співставні з показниками Борислава і Лопушної (рис. 8).

Надійною ознакою промислової нафтогазоносності слід також вважати підвищений вміст у водах нафтових кислот. У районі селища Ясіня нафтові кислоти визначені у чотирьох джерелах із вмістом 0,3; 0,8; 8,4 і 35,0 мг/л. У двох останніх пробах їхній вміст взагалі найбільший в Українських Карпатах, за межами родовищ вуглеводнів. Ці дані свідчать про присутність у цьому районі значних скупчень вуглеводнів на глибині. За результатами геологічної зйомки і сейсморозвідки тут виділені перспективні структури Ясіньська, Лазещинська і Стебнійська [Нетрадиційні джерела..., 2014], а також Вороненківська біля Яблуницького перевалу (усі в Скибовому покриві) [Шлапінський, 2015]. До Ворохтинсько-Гринявської куліси регіонального гравітаційного мінімуму на відріжку Верховина-Конятин в межиріччі Чорного і Білого Черемошів (Скибовий покрив) приурочена аномальна за кількістю природних поверхневих проявів

вуглеводнів на одиницю площі ділянка Карпат. Якщо врахувати, що у флішовому чохла тут пастки відсутні, то джерелами цих проявів є відклади Лопушнянської підзони Зовнішньої зони Передкарпатського прогину під насувом Скибового, Кросненського покривів і Скупівського субпокриву, які можуть вмішувати більш значні скупчення вуглеводнів [Шлапінський, 2017]. Для виявлення таких структур і уточнення будови ідентифікованих раніше необхідно провести детальні сейсмічні дослідження. І нарешті, не слід нехтувати такими параавтохтонними структурами під Скупівським субпокривом як Гринявська і Семаківська, де вже були отримані промислові припливи відповідно газу і нафти, а також їхніми можливими структурними аналогами. Ці висновки стосуються і платформових структур фундаменту типу Лопушнянської підзони Зовнішньої зони Передкарпатського прогину під насувом Карпат.

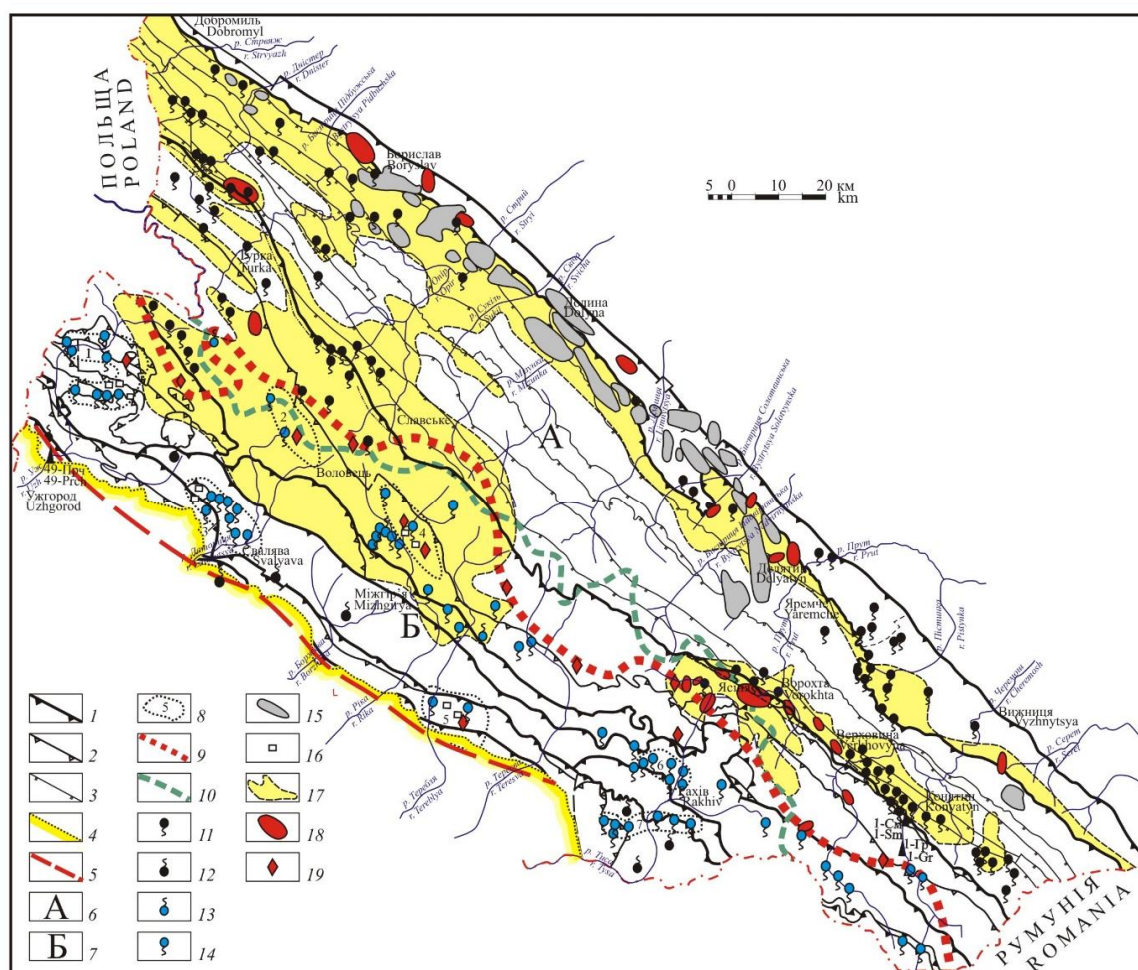


Рис. 8. Прямі і непрямі ознаки нафтогазоносності в Українських Карпатах

- 1 – границі покрив; 2 – границі субпокривів; 3 – границі скиб; 4 – границя Закарпатського прогину;
 5 – Закарпатський розлом; 6 – вуглеводневе поле; 7 – гідротермальне поле; 8 – аномальні ділянки гідротермального поля; 9 – північна границя гідротермального поля; 10 – лінія головного Карпатського вододілу; 11 – нафтопрояви;
 12 – прояви метану; 13 – прояви вуглекислого газу; 14 – мінеральні вуглекислі джерела; 15 – родовища вуглеводнів;
 16 – пункти з сульфідною мінералізацією в корінних породах; 17 – ділянки з вмістом сульфідів металів у шліхах до 1 %;
 18 – ділянки з вмістом сульфідів металів у шліхах більше ніж 1 %; 19 – місця розповсюдження “мармароських діамантів”
 Назви тектонічних елементів див. на карті районування Карпат

Наукова новизна

Вперше з використанням нових геологічних даних, доведений вплив Покутського розлому у зоні його дії у формі лівостороннього скидо-зсуву на структури флішового чохла. Проведено структурну паралелізацію Бітлянсько-Свидовецького субпокриву Кросненського покриву Українських Карпат із тектонічними одиницями Румунських Східних Карпат. Взаємодія даного розлому з Передкарпатським регіональним мінімумом і Ужоським глибинним розломом має характер правостороннього зсуву. Ділянки, пов'язані з переліченими дислокаціями, є перспективними щодо пошуків скупчень вуглеводнів промислових масштабів.

Практична значущість

У результаті проведеного дослідження внесено значні корективи стосовно геологічної будови південно-східної частини Українських Карпат. Це в комплексі з геохімічними показниками відкриває нові можливості для пошуків туг вуглеводнів.

Висновки

На прикладі південно-східної частини Українських Карпат проілюстровано вплив на формування флішового чохла платформного фундаменту під насувом Карпат, зокрема глибинні розломи в його межах. Вузли цих дислокацій могли бути каналами для підведення вуглеводнів з глибини. Для подальшого розвитку цієї теми необхідне комплексне вивчення названої ділянки Карпат шляхом проведення деталізаційних досліджень (сейсмічних, гравіметричних, дистанційних, геологічних і геохімічних). Аналогічні дослідження слід поширити і на решту території Українських Карпат.

Список літератури

Беер М. А. О сдвиговых нарушениях в Советских Карпатах / М. А. Беер // В кн.: Научная отчетная конференция геологического факультета. (тезисы докладов). – М. – Изд-во МГУ, 1969.

Беер М. А. Тектонический покров горы Петрос (Восточные Карпаты) / М. А. Беер, С. Л. Бызова, М. Г. Ломизе // Геотектоника. – 1984. – № 4. – С. 84–91.

Вашенко В. А., Агеев В. А., Шлапинский В. Е. Отчет по групповой геологической съемке масштаба 1:50000 территории Ив.-Франковской и Закарпатской областей УССР за 1981–1985 г.г. Т. I (текст). Киев, 1985, 396 с. Фонды ДП “Західукргеологія”.

Вялов О.С., Даниш В.В., Царненко П.Н. Деякі нові уявлення про тектоніку Східних Карпат // Геол. журнал. 1969, т. 29, вип. 5. – С. 23–35.

Габинет М. П. Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат. Ч. I / М. П. Габинет, Я. О. Кульчицкий, О. И. Матковский. – Львов: Вища школа, 1976. – 200 с.

Геологічна карта Українських Карпат. Закарпатська, Івано-Франківська, Львівська,

Чернівецька області України. 1: 100 000. Сост. В. В. Глушко, В. В. Кузовенко, В. Е. Шлапинский. Редактор. Ю. З. Крупский. Отчет ЗАО Концерн Надра. Киев, 2007. – 228 с. Фонды ЗАО Концерн Надра.),

Глушко В. В. Новые представления о строении и районировании Предкарпатского прогиба / В. В. Глушко, П. Ю. Лозыняк, М. И. Петрашкевич // Геология і геохимия горючих ископаемых. – 1982. – Вып. 58. – С. 19–31.

Глушко В. В. Схема тектоніки межиріччя Тересва–Чорний Черемош / В. В. Глушко, В. В. Кузовенко, В. Є. Шлапінський // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1994. – № 1–2. – С. 158–163.

Гофштейн И. Д. Геоморфологический очерк Украинских Карпат / И. Д. Гофштейн. – К.: Наукова думка, 1995. – 87 с.

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

Грузман А. Д. Олістостроми кросненської світи Українських Карпат / А. Д. Грузман, С. Є. Смирнов // ДАН УРСР. Сер.Б. – 1985. – № 4. – С. 17–20.

Дабагян Н. В. Опорные разрезы пограничных слоев верхов эоцена–низов олигоцена южной части Скибовой, Кросненской и Черногорской зон / Н. В. Дабагян, Я. О. Кульчицкий, В. В. Кузовенко, В. Е. Шлапинский // Палеонт. сб. – 1987. – № 24. – С. 27–33.

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

Кузовенко В. В., Жигунова З. Ф., Бунда В. А. Евтушко Т. Л., Шлапинский В. Е., Шакин А. В. Отчет о групповой геологической доизучении и комплексной геологической съемке масштаба 1:50 000 на площади Вышков Ивано-Франковской и Закарпатской областей УССР В 1978-1982 г.г. (листы М-34-120-А,В; М-34-131-Б; М-34-132-А, В). – Львов, 1982. – 218 с. – Фонды ДП “Західукргеологія”

Кузовенко В. В., Глушко В. В., Мышкин Л. П. Отчет по теме: Изучение геолого-геофизических материалов по Скибовой и Кросненской зонам Складчатых Карпат, с целью выявления перспективных на нефть и газ объектов за 1988–1990 гг. (ПГО “Западукргеология” Львов, 1990. – 276 с.).

Кузовенко В. В. До природи й умов розміщення “скель” неоконських діабазів у Буркутьському покриві Українських Карпат / В. Кузовенко, В. Шлапінський // Праці НТШ. – Т. IX. – Геол. збірник. – 2007. – С. 40–49.

Мальская Р. В. Тектонические линеаменты в Карпатском регионе / Р. В. Мальская // Нефтяная и газовая промышленность – 1983. – № 1. – С. 19–21.

Нетрадиційні джерела вуглеводнів України : монографія: у 8 кн. Кн. 2. Західний

- нафтогазоносний регіон / Ю. З. Крупський, І. М. Куровець, Ю. М. Сеньковський, В. А. Михайлов, П. М. Чепіль, Д. М. Дригант, В. Є. Шлапінський, Ю. В. Колтун, В. П. Чепіль, С. С. Куровець, В. П. Бодлак; НАК "Нафтогаз України" та ін. – К.: Ніка-Центр, 2014. – 400 с.
- Обоснование направлений поисков нефти и газа в глубоководных горизонтах Украинских Карпат / отв. ред. В. В. Глушко, С. С. Круглов. – К.: Наукова думка, 1977. – 175 с.
- Субботин С. И. Глубинное строение Советских Карпат / С. И. Субботин // – К.: Изд-во АН УССР, 1955. – 260 с.
- Разломная тектоника Предкарпатского и Закарпатского прогибов и ее влияние на распределение залежей нефти и газа / Г. Н. Доленко, Л. Т. Бойчевская, И. В. Килын, В. М. Улізко, С. І. Пастернак. – К.: Наукова думка, 1976. – 127 с.
- Царненко П. О. находках новых тектонических останцов в Украинских Карпатах / П. О. Царненко // XIV конгресс КБГА София 1989 тезисы докл. – С. 458–461.
- Чебан В. Д. Геологічна природа Передкарпатського регіонального мінімуму сили тяжіння / В. Д. Чебан, С. Г. Бабюк, В. П. Степанюк, Л. С. Мончак, С. Г. Анікеєв, Г. О. Жученко // Наук. вісн. ІФНТУНГ. – № 3(4). – 2002. – С. 183–189.
- Шакин В. А. Гипсы в олигоценевом флише Карпат / В. А. Шакин, Я. М. Сандлер // Тр. УкрНИГРИ. – 1963. – № 6. – С. 110–173.
- Шлапінський В. Є. Геохимические аномалии Складчатых Карпат и их связь с нефтегазоносностью / В. Е. Шлапинский // Проблемы геологии и геохимии горючих ископаемых запада Украинской ССР: тезисы докл. респ. конф. (Львов, 2–6 октября 1989 г.) – 1989. – Т. III. – С. 77–78.
- Шлапінський В. Є. Мікрофауна в олістостромових утвореннях верхньої крейди Говерляньського субпокрову в районі Ясіні / В. Є. Шлапінський // Висока фауна і флора України: палеокологічний та стратиграфічний аспекти: [зб. наук. праць ІГН НАН України] / [відп. ред. П. Ф. Гожик]. – К., 2009. – С. 179–183.
- Шлапінський В. Деякі питання тектоніки Українських Карпат / В. Шлапінський // Праці НТШ. – Т. XXX. – Геологічний збірник. – 2012. – С. 48–68.
- Шлапінський В. Про границю між олігоценом і міоценом в Бориславсько–Покутському покрові Передкарпатського прогину і Складчастих Карпатах / В. Шлапінський // Праці НТШ. – Т. XXX. – Геологічний збірник. – 2012. – С. 100–118.
- Шлапінський В. Tectonic klippe in the upper reaches of streams Svidovets and Stanislaw (Gorna Tysa basin) – geoturistic objects / В. Шлапінський // Carpathians Potentia of the Cognitive Tourism. – Edited by Ihor Bubniak and Andrzej Solecki. – Krosno, 2014. – P. 77–81.
- Шлапінський В. Є. Комплексна оцінка перспектив нафтогазоносності передової частини Складчастих Українських Карпат / В. Є. Шлапінський // Міжнародна наукова конференція. Геологія горючих копалин: досягнення та перспективи (Київ 2–4 вересня 2015 р.) – С. 248–251.
- Шлапінський В. Перспективи нафтогазоносності ділянки Верховина–Яблуниця / В. Шлапінський // Міжнародна наукова конференція, присвячена 100-річчю від дня народження академіка Григорія Назаровича Доленка – Геологія і геохімія горючих копалин. – 2017. – № 1–2 (170–171). – С. 187–188.
- Bucur J. Observatii privind nomenclatura tectonică in flischul cretacic si paleogen din Carpatii Orientali / Jon Bucur. // Dări seamă sedint. Inst. geol. 1969–1970. – Vol. 57. – No. 5. – 1971. – 23–32 p.
- Sandulescu M. Sur la presence du facies de Slons, dans la nappe de Tarcau, au nord de la vallee de la Moldova (Carpathes Orientales) / M. Sandulescu, M. Micu, E. Bratu, P. Constannin, O. Popescu // Rev. Roum. Geol. Geoph. Geogr. Serie Geologie, 1987 XXXI.
- Stefanescu M. Slon olistostrome: lithological, geometrical position, tectonic significance / M. Stefanescu // Матеріали XI конгресу КБГА (літологія). – К.: Наукова думка, 1980. – С. 232–241.

В. Е. ШЛАПИНСКИЙ

Институт геологии и геохимии горючих ископаемых НАН Украины, 79060, г. Львов, ул. Научная, 3-а

ПОКУТСКИЙ ГЛУБИННЫЙ РАЗЛОМ И ЕГО ВЛИЯНИЕ НА ТЕКТониКУ И НАФТОГАЗОНОСНОСТЬ ЮГО-ВОСТОЧНОГО СЕГМЕНТА КАРПАТ

Цель. Целью исследования является анализ влияния Покутского глубинного разлома на тектонику и нафтогазоносность юго-восточной части Украинских Карпат. **Методика.** Состоит в детальном комплексном анализе геолого-геофизических материалов по данному участку. **Результаты.** Влияние Покутского глубинного разлома на структуру флиша проявилось в Бориславско-Покутском покрове как серия разрывных нарушений северо-восточной ориентации на границе Гуцульского и Бойковского сегментов, со смещением структур на 10 км по горизонтали и до 1,5 км по вертикали – левосторонний сбросо-сдвиг. В Скибовом покрове это разрыв передовой его части в Гуцульском сегменте. В Дукляно-Черногорском покрове и Битляньско-Свидовецком субпокрове это сигмоидальные изгибы их частей в зоне разлома, с амплитудами горизонтальных смещений до 10 км. В результате Красношорская и Говерлянская единицы объединяются в единый субпокров, а чешуи Битляньско-Свидовецкого субпокрова в значительной степени перекрываются им и Скуповским субпокрывами. Вследствие постпокровных вертикальных движений в плиоцен-плейстоцене Гуцульский сегмент был

приподнятый. Наиболее интенсивно воздымался участок Дукляно-Черногорского покрова. Из-под него фрагментарно обнажаются структуры Битлянско-Свидовецкого субпокрова. На территории Румынии им структурно соответствуют: с севера – чешуя с олистостромой Слон в нижневерховинских отложениях олигоцена, а с юга – тектонические единицы Тороклеж и Макла. Покутский разлом смещает также Предкарпатский региональный минимум (амплитуда около 10 км), и Ужокский глубинный разлом, с признаками правостороннего сдвига. Не заметно влияние Покутского разлома на субмеридиональный Радеховско-Викторовский разлом. Места пересечения названных разломов, так называемые узлы, при наличии ловушек являются благоприятными зонами для концентрации углеводородов в промышленных масштабах. В свете новых данных о геологическом строении данного района повышается перспективная оценка выделенных ранее структур во флишом чехле в районе Ворохты-Ясини (Лазещинской, Ясинской, Стебнийской и Вороненковской), а также Семакивской и Гринявской, где получены промышленные притоки углеводородов. Эти выводы справедливы и в отношении платформенных структур фундамента типа Лопушнянской подзоны Внешней зоны Предкарпатского прогиба под надвигом Карпат. **Наукова новизна.** Впервые, с использованием новых геологических данных, доказано влияние Покутского разлома в зоне його действия в форме левостороннего сбросо-сдвига на структуры флишевого чехла. Проведена структурная параллелизация Битлянско-Свидовецкого субпокрова Кросненского покрова Украинских Карпат с тектоническими единицами Румынских Восточных Карпат. Взаимодействие данного разлома с Предкарпатским региональным минимумом и Ужокским глубинным разломом имеет характер правостороннего сдвига. Участки, связанные с разломными дислокациями, относятся к перспективным. В отношении поисков скоплений углеводородов промышленных масштабов. **Практическая значимость.** В результате проведенного исследования внесены значительные коррективы касательно геологического строения юго-восточной части Украинских Карпат. Это, в комплексе с геохимическими показателями, открывает новые возможности для поисков здесь углеводородов.

Ключевые слова: глубинный разлом, флиш, фундамент, сдвиг, нефтегазоносность.

V. SHLAPINSKYI

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible minerals of the National Academy of Sciences of Ukraine, 3a, Naukova, 79060

POKUTTIA DEEP FAULT AND ITS INFLUENCE ON TECTONICS AND THE OIL- AND GAS-BEARING OF THE SOUTH-EASTERN SEGMENT OF THE CARPATHIANS

Objective. The objective of this study is to analyze the influence of the Pokuttia deep fault on tectonics and the oil- and gas-bearing of the south-eastern part of the Ukrainian Carpathians. **Methodology.** It is contained in the detailed complex analysis of the geological-geophysical data on the given area. **Results.** The influence in the Pokuttia deep fault on the flysch structure has revealed itself in the Boryslav-Pokuttia nappe as a series of dislocations with a break of continuity of the north-eastern orientation at the boundary between the Hutsulkyi and Boikivskyi segments with the structures horizontally displaced 10 km off and up to 1,5 km vertically- left-strike slip fault. In the Skyba nappe this is truncation of its front part of the Hutsulskyi segment. In the Dukla-Chornohora nappe and the Bitlya-Svydovets sub-nappe these are sigmoid curvature of their parts in the fault zone with amplitudes of horizontal displacements of up to 10 km. As a result, the Krasnoshora and Hoverla units are joined into single sub-nappe, and the thrust-folds of the Bitlya-Svydovets sub-nappe to a considerable extent are overlapped by it and by the Skupiv sub-nappe. Owing to post-overthrusting vertical movements the Hutsulskyi segment was uplifted during Pliocene-Pleistocene. The rise of the area with the Duklya –Chornohora nappe was the most intensive. The structures of the Bitlya-Svydovets sub-nappe are fragmentally outcropped from under it. In the territory of Romania structurally correspond to them from the north - the thrust-sheet with olistostrome Slon in the Lower Verkhovyna deposits of Oligocene, and from the south - tectonic units Toroklezh and Makla. The Pokuttia fault displaces the Precarpathian regional minimum (amplitude of about 10 km), and the Uzhok deep fault with the signs of right-shift. This is a perceptible impact of the Pokuttia fault on the sub meridional Radekhiv-Viktoriv fault. Sites of intersections of the mentioned faults, so-called knots, if the traps are available, are known to be favourable zones for hydrocarbon accumulation on commercial scales. In the light of new data on the geological structure of the region the perspective estimate is raised for the structures distinguished of Vorohyta-Yasynia (Lazeshchynska, Yasynska and Voronenkivska), as well as Semakivska and Hryniavska, where commercial influxes of hydrocarbons were obtained. This observation also concerns the structures of the basement of the Lopushna subzone of the outer zone of the Carpathian Foredeep under the overthrust of the Carpathians. **Scientific novelty.** For the first time, using new geological data it was possible to prove the influence of the Pokuttia fault in the zone of its action in a form of the left-strike-slip on the structures of the flysch cover. The structural parallelization of the Bitlya-Svydovets sub-nappe of the Krosno nappe of the Ukrainian Carpathians was carried out with the tectonic units of the Romanian Eastern Carpathians. Interaction of the given fault with the Precarpathian regional minimum and the Uzhok deep fault has a character of the right shift. Areas connected with these dislocations are prospective for hydrocarbon accumulations of commercial value. **Practical Value.** As a result of investigations essential corrections have been inserted concerning the geological structure of the south-eastern part of the Ukrainian Carpathians. Together with geochemical indications this presents new possibilities in searching for hydrocarbon deposits here.

Key words: deep fault, flysch, basement, shift, oil- and gas-bearing.

Надійшла 12.09.2018 р.