

Галина ГАВРИШКІВ¹, Юлія ГАЄВСЬКА²

^{1,2} Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна,
e-mail: ¹ galinah2404@gmail.com; ² yuhaievska@ukr.net

ФАЦІАЛЬНІ ОСОБЛИВОСТІ ПАЛЕОЦЕН-ЕОЦЕНОВИХ ВІДКЛАДІВ ПЕРЕДОВИХ СКИБ СКИБОВОЇ ЗОНИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ

Вивчено та проведено реконструкцію процесів осадоагромадження й особливостей формування флішових осадів у палеоцен-еоценовий час у північно-східному сегменті Карпатського басейну.

На підставі аналізу речовинного складу палеоцен-еоценових відкладів дослідженої території за такими критеріями, як розмір уламкової частини, осадові текстури і співвідношення різних порід між собою, було виокремлено 7 фацій, які відклалися в міру просування гравітаційних потоків униз по континентальному схилу.

Реконструкції осадоагромадження флішових відкладів палеоцен-еоценового віку показали, що теригенний матеріал у досліджений басейн седиментації надходив із двох джерел, одне з яких було на північному заході від дослідженої території і характеризувалося переважанням грубозернистих піщаних осадів, натомість в уламковому матеріалі, що надходив із джерела зносу з центральної частини басейну, переважали глинисті мули та дрібнозернистий псаміт.

Ключові слова: палеоцен, еоцен, фація, пісковик, фліш, континентальний схил, седиментація.

Вступ. Українські Карпати – це північно-східний сегмент Карпатської дуги, що розташований між Польськими і Румунськими Карпатами. Складчастий пояс Зовнішніх Карпат обмежений Передкарпатським прогином з північного сходу і зоною Пенінських скель з південного заходу, складений теригенною осадовою товщею флішу, яка насунута на південно-західну окраїну Східноєвропейської платформи.

За віком складчастості Українські Карпати поділяються на Зовнішні (або Флішові) і Внутрішні. Вони складені флішовими товщами крейди та палеогену. Великий глибинний розлом (Пенінський) відокремлює Карпати від Закарпатського внутрішнього прогину. Між складчастими Карпатами і Волино-Подільською плитою розміщується Передкарпатський крайовий прогин, у межах якого виокремлено три самостійні зони: Більче-Волицьку, Самбірську і Бориславсько-Покутську.

Скибовий покрив – це безкоренева тектонічна одиниця I рангу, зміщена в північно-східному напрямку щонайменше на 20 км (Шлапінський, 2015; Шлапінський та ін., 2006). Вона є зовнішньою частиною Складчастих Укра-

їнських Карпат, що перекриває значну площу Бориславсько-Покутського покриву. Характерною особливістю Скибового покриву є розвиток своєрідних структур II рангу – скиб, які у свою чергу складаються з низки лусок. Скиби відзначаються значними горизонтальними переміщеннями відносно сусідніх одиниць такого самого порядку і невеликими амплітудами насування лусок у межах скиби. Саме тому в границях однієї скиби зазвичай спостерігаються порівняно невеликі зміни в літології стратиграфічних одиниць, які їх складають. У Скибовому покриві виокремлено вісім скиб (із півночі на південь): Берегова, Орівська, Сколівська, Парашки, Мальманстальська, Зелем'янки, Рожанки та Славська.

Берегова скиба – передова скиба Скибового покриву. Насунута на Бориславсько-Покутський покрив Передкарпатського прогину (Шлапінський, 2015; Шлапінський та ін., 2006). Із південного заходу її обмежує насув Орівської скиби. Простежується приблизно на 200 км від українсько-польського кордону до перетину Слободи Рунгурської, де вона «виходить на денну поверхню». Її найменша ширина в північно-західному секторі – 1,5 км, а найбільша – у центральному – до 10 км. На більшій території свого розвитку Берегова скиба на денній поверхні складається із двох-трьох лусок.

Орівська скиба – друга скиба Скибового покриву, що простежується через усі Українські Карпати (Шлапінський, 2015; Шлапінський та ін., 2006). Із північного сходу вона межує з Береговою скибою, а в напрямку на південний схід від перетину Слободи Рунгурської, де вже відсутня Берегова скиба, безпосередньо насунута на Бориславсько-Покутський покрив Передкарпатського прогину. Із південного заходу на Орівську скибу насувається Сколівська скиба, а місцями – скиба Парашки. Ширина цієї скиби коливається від 3 км у Лемківському і Гуцульському сегментах до 13 км – у Бойківському. У межах Орівської скиби виокремлюється найбільше лусок – до восьми в перетині Борислав–Східниця. До антиклінальних складок у цих лусках приурочені такі ділянки нафтових родовищ, як Мражниця, Міріам, Рипне, Вапнярка, Опака і найкрупніше родовище Складчастих Карпат – Східницьке.

Аналіз досліджень. Історія формування палеоцен-еоценових відкладів Карпат нерозривно пов'язана зі всією крейдово-палеогеновою епохою флішоутворення в Карпатському седиментаційному басейні.

Акумуляція осадів палеоцену–еоцену була наслідком взаємодії багатьох факторів як глобального (зміни рівня Світового океану), регіонального (розвиток Карпатського басейну), так і локального (склад уламкової частини порід) масштабів. Тому при спробі відновити умови їхньої седиментації необхідно проаналізувати складну взаємодію тектонічних, палеоокеанографічних, біохімічних та інших подій, що мали вплив на розвиток цього регіону в палеоцен-еоценовий час.

Аналіз мінералого-петрографічних даних та їхня генетична інтерпретація показали, що палеоцен-еоценові теригенні флішові відклади Карпатської нафтогазоносною області формувалися в умовах другого глобального рівня лавинної седиментації, на етапі еволюції океану Тетис (Сеньковський та ін., 1996, 2004), який оцінюється провідними дослідниками в галузі палеоокеанології (Зоненшайн и др., 1987; Казьмин, 1989; Хаин, 2000) як стадія закриття його океанічного ложа внаслідок зіткнення континентальних плит. Циклічність

нагромадження піщаних, алевритових і глинистих осадів контролювалася евстатичними коливаннями рівня Світового океану.

За А. П. Лісіциним (Лисицын, 1988), флішові товщі, зокрема карпатські, є відкладами гравітаційних потоків. Останні характерні для різних типів континентальних окраїн і можуть нагромаджуватися як на другому (у підніжжі континентального схилу), так і на третьому (глибоководні жолоби) глобальних рівнях лавинної седиментації.

Мета і результати досліджень. Вивчення особливостей області нагромадження Карпатського флішу має принципове значення, тому що для різних типів континентальних окраїн характерні різні умови седиментації, що контролюють кількість, склад, умови залягання відкладів, а також тепловий режим, що визначає характер постседиментаційних перетворень відкладів.

У Карпатському палеобасейні більшість осадових нашарувань формувалася в мезопелагічній зоні седиментації. У цьому контексті найбільшу зацікавленість викликають осадові нашарування другого рівня лавинної седиментації. У межах підводних континентальних окраїн океанів і морів, які, як відомо, складаються з шельфу, континентального схилу та континентального підніжжя, відбувається активне нагромадження осадів у великих об'ємах. Седиментація характеризується лавинними швидкостями, при цьому в осадах захоронюється значна кількість органічної речовини, що зумовлює їхні великі перспективи на виявлення покладів вуглеводнів, що підтверджені в багатьох районах Світового океану та внутрішньоконтинентальних палеобасейнах.

Найбільші об'єми таких осадів формуються завдяки розвантаженню русловими потоками уламкового матеріалу – річкових долин різного масштабу, і насамперед – величезних, трансконтинентальних, існуючих тривалий час з великими площами водозбору. Маса осадів, які ними транспортувалися формували крупні седиментаційні тіла різних генетичних типів: у береговій зоні та на шельфі – дельтові утворення різних типів; у межах континентального схилу та його підніжжя – це конуси виносу із турбідитовими комплексами в їхніх периферійних ділянках.

У районах впадання річкових артерій у морську водойму формувалися субмаринні конуси виносу як на першому, так і на другому глобальних рівнях седиментації. На підніжжі континентального схилу вони лавинно нагромаджувалися і залежно від структури субстрату їхні осади, просуваючись по дні басейну, утворювали різнофаціальні частини фену (верхній, середній та нижній фен). Осадові модулі-лопаті звивисто простягалися на значні віддалі у бік глибоководної (абісальної) частини водойми. У верхній частині фену зазвичай нагромаджувалися грубоуламкові осади (скупчення глибових валунів, рінні та іншого псефіто-псамітового матеріалу, що містять едафогенні породи). Під дією геострофічних та донних течій пульпоподібні мулові потоки пелітового та псамітового матеріалу пересувалися переважно в напрямку на південь та південний схід Карпатського седиментаційного басейну, формуючи піскувато-глинисті та глинисті фації (середній та нижній фен).

Палеогеновий період характеризувався особливо контрастними змінами рівня Світового океану. Це не могло не вплинути на розвиток седиментації на північній окраїні Мезо- і Паратетису та, зокрема, на формування карпатського флішу. Пониження рівня моря спричиняли зменшення теренів шельфу,

а при певних ситуаціях – повне його осушення, денудацію на першому рівні лавинної седиментації й інтенсифікацію розвитку гравітаційних потоків на континентальному підніжжі. Такі контрастні евстатичні коливання рівня Світового океану суттєво вплинули на умови формування досліджених палеоцен-еоценових відкладів Скибової зони Українських Карпат і були головною причиною їхньої фаціальної мінливості.

При турбідитному переміщенні великої кількості осаdів із першого (шельф) на другий (підніжжя континентального схилу) рівень лавинної седиментації відбувалося сортування і розподіл осаdів на континентальному схилі (Varban et al., 2001). На підставі аналізу речовинного складу палеоцен-еоценових відкладів дослідженої території було виокремлено 7 фацій (рис. 1), при цьому бралися до уваги такі критерії: розмір уламкової частини, осаdові текстури і співвідношення різних порід між собою. Як продемонстровано на рис. 1, фації відкладалися в міру просування гравітаційних потоків донизу схилом. Оскільки основну масу осаду займає піщаний матеріал, то відповідно і породи здебільшого піщаного складу.

Виокремлена фація Ф1 розташована найближче до підніжжя континентального схилу і відповідно має найбільший розмір зерен. Вона представлена теригенними піщаними товщами з великою кількістю конгломератів і гравелітів.

Фація Ф2 теж представлена піщаними товщами, подібними до фації Ф1, але з меншою кількістю конгломератових і гравелітових прошарків.

Фація Ф3 – це теригенні піщані різнозернисті пісковики з градаційною шаруватістю, які утворюють масивні потужні пасма.

Фація Ф4 складена виключно пісковиками з різноманітними текстурами.

Фація Ф5 представлена грубошаруватими пісковиками з прошарками аргілітів.

Фація Ф6 складена тонко- та середньоритмічними піщано-глинистими породами.

Фація Ф7 розташована найдалше від підніжжя континентального схилу і представлена глинистими породами.

Між цими фаціями не можна прокласти чіткої межі, кожна з них плавно переходить в іншу.

У палеогеновому фліші Українських Карпат виразно виокремлюються три комплекси. Перший – це палеоценові масивні ямненські пісковики

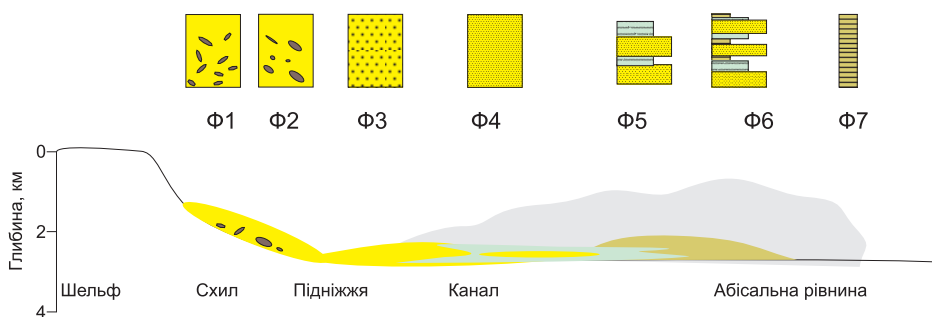


Рис. 1. Схема формування флішових літофацій на підніжжі континентального схилу (другий рівень лавинної седиментації)

і підстилаючий строкатий горизонт. Другий – складно-побудований еоценовий комплекс, який загалом складається з ритмічно перешарованих піщаних товщ та прошарків алевролітів і аргілітів або окремих горизонтів пісковиків. Третій комплекс – олігоценові чорні невапнисті скременілі відклади (т. зв. «менілітові сланці»). Зміни у фаціальних особливостях палеоцену–еоцену супроводжуються зміною в складі асоціацій форамініфер (Иваник & Маслун, 1977). Чітке виокремлення масивних палеоцен-еоценових пісковиків спостерігається в північно-західній частині Передкарпатського прогину.

Палеоцен представлений відкладами ямненської світи, поширеної в межах Берегової та Орівської скиб Скибової зони, а також у Бориславсько-Покутській зоні. Світа складена товстошаруватими, сірими, різнозернистими, кварцовими, глауконіт-кварцовими так званими «ямненськими» пісковиками з карбонатним і глинисто-кремнистим цементом, лінзами гравелітів і конгломератів, пачками аргілітів і тонкоритмічним строкатим флішем, який становить так званий «яремчанський горизонт», що залягає в основі світи. Літологічно горизонт представлений тонким чергуванням пісковиків, алевролітів і аргілітів. Пісковики й алевроліти кварцові та глауконіт-кварцові, дрібнозернисті, невапнисті, сіро-зеленого і зеленого кольору. Аргіліти вишнево-червоні і зелені, невапнисті. Іноді в розрізі спостерігаються прошарки гравеліту, що складається з екзотичного матеріалу, в основному, із зелених філітів. Над ямненськими пісковиками залягає пачка строкатих порід. За літологічним складом породи схожі з яремчанським горизонтом. Це строкаті, вишнево-червоні і зелені невапнисті аргіліти та зеленувато-сірі невапнисті щільні пісковики й алевроліти.

Еоцен представлений манявською, вигодською і бистрицькою світами та їхніми літофаціальними різновидами. Літолого-фаціальна мінливість еоценових відкладів як по латералі, так і в розрізі прослідковується вздовж Бориславсько-Покутської зони Передкарпатського прогину і передових скиб Скибової зони Українських Карпат.

Манявська світа (нижній еоцен) – товща тонкоритмічного флішу з чергуванням аргілітів, алевролітів та пісковиків. В основі манявської світи залягає так звана над'ямненська строката пачка: ритмічне перешарування пісковиків і червоних глин. Пісковики (завтовшки від 3–10 до 20 см) сірого та зеленуватого кольору, дрібнозернисті, часто з ієрогліфами на поверхні.

У північно-західній частині Скибової зони відклади нижнього і середнього еоцену виокремлені у витвицьку світу – це переважно тонкоритмічний фліш, у складі якого домінують зелені невапнисті аргіліти, але слід зазначити про наявність потужних (десятки метрів) пачок пісковиків лінзоподібної форми в околицях Борислава. В основі витвицької світи лежить пачка завтовшки від 2 до 5 м, яка складає над'ямненський строкатий горизонт. У верхній частині витвицької світи встановлений строкатий горизонт завтовшки від 2 до 10 м, представлений перешаруванням червонуватих і зелених аргілітів з тонкими пачками алевролітів та пісковиків. Перекривається ця товща породами попельської світи. Ця світа представлена неритмічною товщею темно-сірих і бурувато-сірих аргілітів із численними включеннями екзотичного матеріалу: дрібних уламків мушель моллюсків, гравію та гальки метаморфічних порід рифею, палеозою і мезозою, уламки вапняків і квар-

цитоподібних пісковиків (Пилипчук & Рейфман, 1984). У товщі попелівської світи трапляються окремі прошарки пісковиків і алевролітів.

Вигодська світа (нижній–середній еоцен) характеризується фаціальною різноманітністю розрізів уздовж прогину. У центральній частині – це типові для світи вигодські пісковики світло-сірі та сірі, середньо- і крупнозернисті, масивні. Серед масивних вигодських пісковиків трапляються пачки порід з ритмічним чергуванням пісковиків, алевролітів і аргілітів, а також верстви конгломератів і гравелітів. Товщина порід вигодської світи в її найтипівіших розрізах сягає 300 м. На південному сході пісковики заміщуються вапняками. Тут розріз світи складений чергуванням масивних сильновапнистих пісковиків, алевролітів, аргілітів, мергелів і піщаних вапняків (вигодсько-пасічнлянська світа). На північному заході вигодські пісковики заміщуються аргілітами витвицької світи. Найбільш збагаченими грубоуламковим матеріалом є вигодські відклади в розрізі по річці Ілемка (ліва притока річки Чечва) (Вялов и др., 1988). Товщина пластів конгломератів тут сягає 3 м. Між потужними пластами спостерігається чергування тонких (іноді до 5 см) прошарків дрібногалькових конгломератів, гравелітів, пісковиків і сірих невапнистих аргілітів. Прошарки гравелітів і конгломератів розвинуті також серед вигодських пісковиків, які відслонюються в околицях села Вигода. На північному заході Скибової зони, а також в Орівській скибі і скибі Парашки товщина пачок пісковиків зменшується. Вони поступово заміщуються верствами з ритмічним перешаруванням пісковиків, алевролітів і аргілітів (орявська світа).

Бистрицька світа поєднує дві фації: власне бистрицьку на південному сході і попелівську на північному заході. Бистрицька фація складена тонкоритмічним перешаруванням зелених і зеленувато-сірих невапнистих аргілітів та сірих алевролітів і дрібнозернистих пісковиків. Попелівська фація – це неясно шаруваті сірі, темно-сірі сильновапнисті аргіліти, що переходять у піщанисті мергелі та мергелисті пісковики.

Отже, на південному сході району досліджень типові вигодські пісковики (середньо- та крупнозернисті масивні пісковики світло-сірого та сірого кольорів, їхня товщина сягає 100–350 м) відповідають відкладам фацій Ф2–Ф4 (див. рис. 1). В окремих розрізах у південно-східній частині Берегової скиби середньоєоценові відклади представлені чергуванням масивних сильновапнистих пісковиків, алевролітів, мергелів і піщаних вапняків, що утворюють пасічнлянську світу (Ф5–Ф6). На північному заході Скибової зони, місцями в південних скибах товщина пачок пісковиків зменшується. Вони поступово заміщуються верствами з ритмічним перешаруванням пісковиків, алевролітів і аргілітів. У басейні річки Орява така ритмічна товща виокремлена в орявську світу (Ф5–Ф6). Товщина пластів пісковиків становить 10–60 см, рідше 1,5–2 м. Між ними трапляються малопотужні проверстки зеленувато-сірих і сірих аргілітів (2–3, рідше 25 см). Товщина середньоєоценової товщі орявського типу становить приблизно 80 м (Гаєвська & Попп, 2008). У північно-західній частині дослідженої території, на відміну від південно-східної, поширені витвицька (представлена сіро-зеленим, тонкоритмічним піщано-глинистим флішем) і попелівська світи (представлена сірими сильновапнистими аргілітами й алевролітами з рідкими проверстками пісковиків). Відклади цих світ відповідають відкладам фацій Ф6 та Ф7.

Карпатські фени в крейді–палеогені під дією гідродинамічно скерованих донних течій спрямовували ареал нижньої частини своїх модулів переважно на південний схід (Сеньковський та ін., 2018). Їхні осади сформували тіло потужної флішової формації Східних Карпат.

Від ранньої крейди до раннього міоцену тут формувалася теригенна товща порід потужністю до 8 км, представлена зазвичай ритмічним чергуванням пісковиків, алевролітів і аргілітів. Осади цієї товщі нагромаджувалися безперервно. У відслоненнях карпатського флішу можна спостерігати розрізи зі згідним заляганням порід протягом усього названого вікового діапазону. Значні товщини і безперервне нагромадження відкладів флішової формації Зовнішніх Карпат, а також мінімальний внесок вулканічної седиментації свідчать про те, що ця товща формувалася на пасивній континентальній окраїні Карпатського седиментаційного басейну, тобто вздовж його північної частини.

На основі детальних досліджень були побудовані літофаціальні карти, які демонструють послідовність нагромадження палеоценових та еоценових комплексів у межах дослідженого палеобасейну (рис. 2, 3). Як видно з рисунків, у палеоцен-еоценовий час континентальне підніжжя дослідженої частини Карпатського басейну містило два конуси виносу:

I – у північно-західній частині, який сформувався внаслідок скиду теригенного матеріалу, транспортованого Ходорівською палеорікою;

II – у центральній частині, що виник завдяки акумуляції теригенного матеріалу, принесеного Коломийською палеорікою.

Склад і співвідношення мінеральних компонентів уламкової частини пісковиків карпатського крейдово-палеогенового флішу вивчені достатньо детально (Афанасьєва, 1983; Пилипчук & Вуль, 1981; Havryshkiv & Radkovets, 2020). Як показують результати проведених мінералого-петрографічних досліджень, а також дані, опубліковані в багатьох наукових працях карпатських геологів, у кластичній частині палеоцен-еоценових пісковиків уламковий кварц переважно становить 80–90 %, польовий шпат – 3–13 %, уламки порід – 10–16 %, що відповідає «зрілим» турбідитам (Зоненшайн, 1983). Це дає можливість стверджувати, що за складом псамітоліти флішової формації палеоценового й еоценового віків Карпат формувалися на пасивній континентальній окраїні або у внутрішніх та крайових морях і їхнє походження здебільшого відповідає тільки платформному джерелу зносу матеріалу.

Аналізуючи вищезазначене, можна стверджувати, що північна окраїна басейну Тетис, до якої належав досліджений палеобасейн, була пасивною континентальною окраїною з просторими шельфами, де нагромаджувалися на межі континентальної й океанічної кори потужні осадові товщі та переважало тектонічне прогинання під масою осадових товщ.

Дослідження К. Крука (Шванов, 1982) дали підстави виокремити три петрографічні і водночас геологічні типи пісків, що притаманні континентальним (океанічним) окраїнам:

– бідні кварцом, із відношенням $K_2O/Na_2O \ll 1$, що виникають при руйнуванні острівних дуг;

– проміжні стосовно кварцу, із співвідношенням $K_2O/Na_2O < 1$, утворені при руйнуванні активних континентальних окраїн андійського типу;

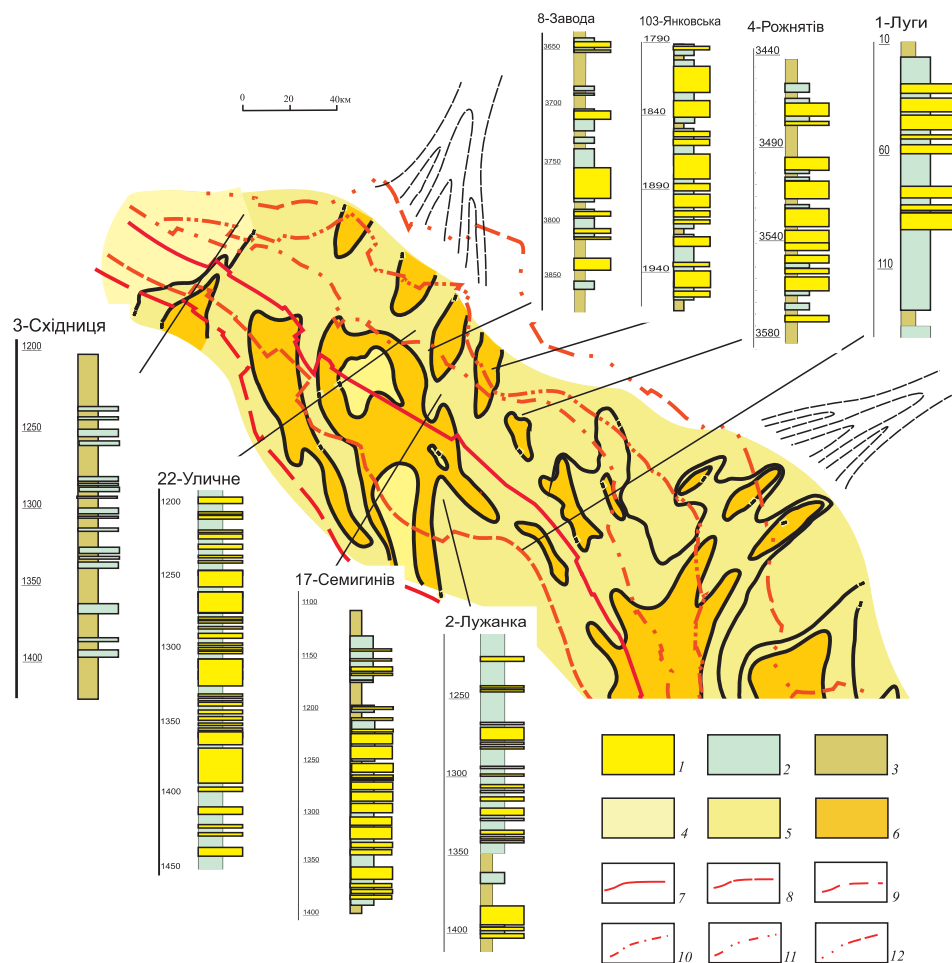


Рис. 2. Палеогеографічна карта-схема піскуватості середньоєоценових відкладів передових скиб Скибової зони Карпат на палінспастичній основі (основа: Вуль, 1995) та типові розрізи середньоєоценових порід.

Типи порід: 1 – пісковик, 2 – алевроліт, 3 – аргіліт; піскуватість: 4 – <50 %, 5 – 50–100 %, 6 – >100 %; лінії насувів: 7 – Берегової скиби, 8 – Орівської, 9 – Сколівської, 10 – I ярус, 11 – II ярус, 12 – III ярус

– багаті кварцом, із співвідношенням $K_2O/Na_2O > 1$, формуються на континентальних окраїнах зі спокійним режимом.

Грунтуючись на показниках К. Крука, з метою з'ясування, до якого типу належать теригенні породи дослідженої території – Берегової та Орівської скиб Скибової зони Українських Карпат, був проведений розрахунок хімічного складу окремих порід ямненської світи палеоцену. Зокрема дослідження стосувалися пісковиків і їхніх конкрецій із відслонення села Урич, свердловин 1-Тустань, 3-Борислав та глинистих фракцій аргілітів зі свердловин 11-Монастирець, 12-Вільхівка, 41-, 50-Воля Блажівська, 19-Семигинів. Отримані результати наведено в табл. 1 та 2. Як показали наші розрахунки, відношення K_2O/Na_2O знаходиться в межах 1,04–2,27, що підтверджує формування пісковиків на пасивних континентальних окраїнах (Гавришків, 2019).

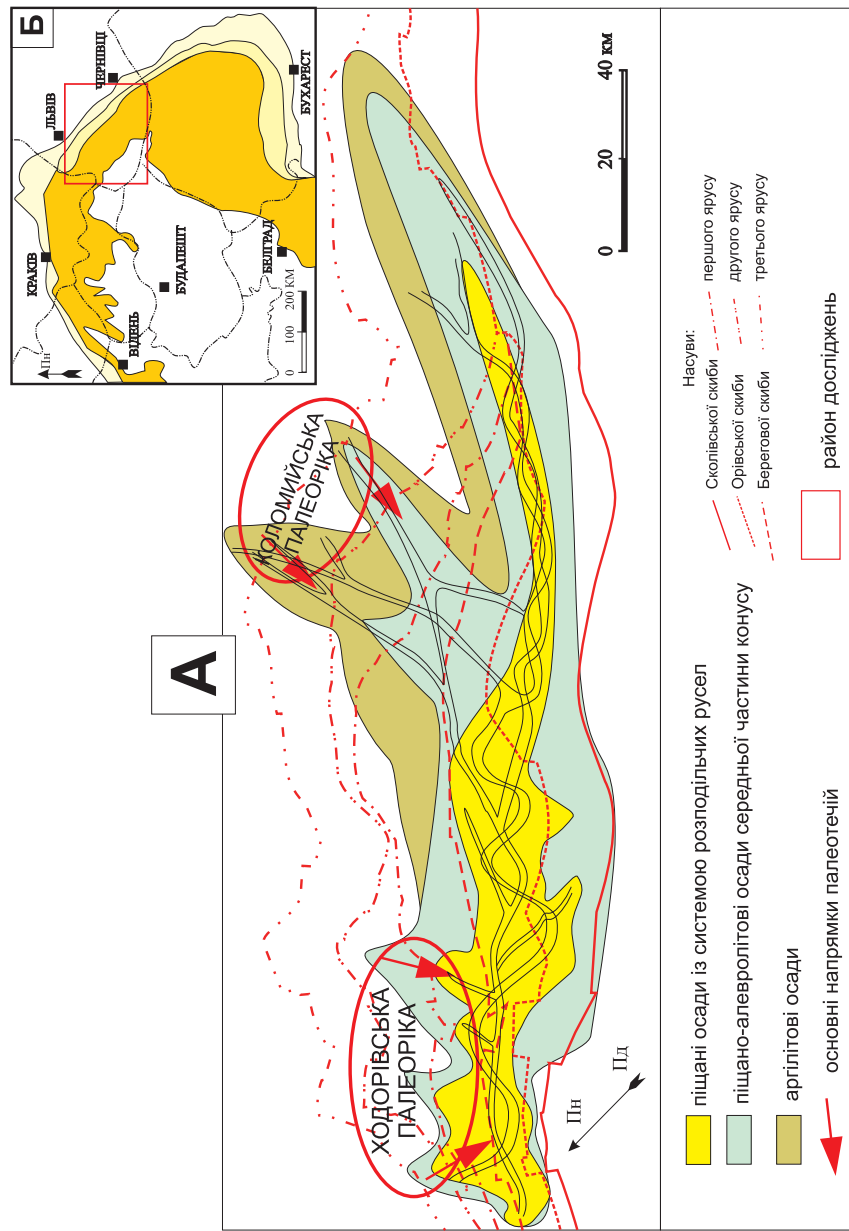


Рис. 3. Палеогеографічна карта-схема на палінастичній основі (основа: Вуль, 1995), яка демонструє формування флішових осадів у палеоцен-еоценний час у північно-східному сегменті Карпатського басейну. Б – карта-схема Карпат із локалізацією району досліджень

Т а б л и ц я 1. Хімічний склад пісковиків та піщаних конкрецій палеоцену

Компоненти	Відслонення в селі Урич, наскельна фортеця Тустань						Свердловини	
							1-Тустань	3-Борислав
SiO ₂	95,31	95,41	96,36	94,17	96,49	95,86	92,96	58,66
Al ₂ O ₃	1,56	1,52	1,34	1,17	1,12	2,96	1,00	3,94
Fe ₂ O ₃	0,78	0,68	0,55	1,68	0,49	0,48	0,10	1,15
FeO	0,01	0,01	0,04	1,33	0,01	0,12	0,65	0,58
CaO	0,21	0,21	0,21	0,28	0,14	0,45	0,58	18,18
MgO	0,25	0,25	0,10	0,15	–	сліди	0,08	0,60
K ₂ O	0,65	0,48	0,50	0,41	0,47	н. в.	0,30	1,32
Na ₂ O	0,32	0,29	0,22	0,28	0,23	н. в.	0,10	0,38

Т а б л и ц я 2. Хімічний склад глинистих фракцій аргілітів палеоцену

Свердловини	Глибина, м	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O
11-Монастирець	3918–3920	50,63	22,05	4,47	4,02	–	2,03	4,62	1,84
12-Вільхівка	3984–3988	50,58	20,54	5,92	3,24	1,59	3,03	4,98	1,63
41-Воля Блажівська	3995–4000	50,60	20,25	4,53	3,39	0,84	3,2	5,34	1,25
50-Воля Блажівська	4082–4095	51,64	20,44	6,4	2,53	1,26	2,24	4,05	1,61
19-Семигинів	4185–4187	50,13	26,26	3,65	1,87	–	2	6,31	1,44

Висновки. Реконструкції осадоагромадження флішових відкладів палеоцену–еоцену показали, що теригенний матеріал у досліджений басейн седиментації надходив із двох джерел – одне з них було на північному заході дослідженої території і характеризувалося переважанням грубозернистих піщаних осадів, натомість уламковий матеріал, що надходив із джерела зносу, яке було розташоване в центральній частині дослідженого басейну, характеризувався переважанням глинистих мулів та дрібнозернистого псамітового матеріалу. Такий характер розподілу теригенного матеріалу мав визначальний вплив на подальше формування осадових товщ палеоцену в процесі седиментогенезу і постседиментаційних перетворень відкладів та на формування порід-колекторів і порід із потенційними колекторськими властивостями для пошуку вуглеводнів.

Афанасьєва, И. М. (1983). *Литогенез и геохимия флишевой формации северного склона Советских Карпат*. Киев: Наукова думка.

Вуль, М. Я. (1995). *Формування та закономірності розміщення родовищ нафти і газу у піднасувних зонах Карпат*. Львів: Фонди УкрДГРІ.

Вялов, О. С., Гавура, С. П., Даньш, В. В., Лещух, Р. Й., Пономарева, Л. Д., Романив, А. М., Смирнов, С. С., Царненко, П. Н., Лемишко, О. Д., & Циж, И. Т. (1988). *Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат*. Киев: Наукова думка.

Гавришків, Г. Я. (2019). *Мінералого-петрографічні особливості палеоценових відкладів Берегової і Орівської скиб Українських Карпат в аспекті їх нафтогазо-*

- носності [Автореф. дис. канд. геол. наук]. Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України. Львів.
- Гаєвська, Ю. П., & Попп, І. Т. (2008). Літолого-фаціальна мінливість середньоеценових відкладів Українських Карпат. У П. Ф. Гожик (Ред.), *Сучасні проблеми літології та мінерагенії осадових басейнів України та суміжних територій* (с. 70–74). Київ: ЛОГОС.
- Зоненшайн, Л. П. (1983). Глубоководные отложения на континентах. В *Справочник по литологии* (с. 426–429). Москва: Недра.
- Зоненшайн, Л. П., Деркур, Ж., & Казьмин, В. Г. (1987). Эволюция Тетиса. В *История океана Тетис* (с. 4–115). Москва.
- Иваник, М. М., & Маслун, Н. В. (1977). *Кремнистые микроорганизмы и их использование для расчленения палеогеновых отложений Предкарпатья*. Киев: Наукова думка.
- Казьмин, В. Г. (1989). Колизии и рифтогенез в истории океана Тетис. *Геотектоника*, 5, 14–23.
- Лисицын, А. П. (1988). *Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах*. Москва: Наука.
- Пилипчук, А. С., & Вуль, М. А. (1981). Палеоцен-эоценовый флиш Северного склона Украинских Карпат – отложения древних морских глубоководных конусов выноса. В *Геология нефтегазоносных пластовых резервуаров* (с. 33–42). Москва.
- Пилипчук, А. С., & Рейфман, Л. М. (1984). *Отложения пастообразных потоков в Карпатском флише (нопельская свита). Осадочные породы и руды*. Киев: Наукова думка.
- Сеньковський, Ю., Григорчук, К., Гнідець, В., & Колтун, Ю. (2004). *Геологічна палеоокеанографія океану Тетис*. Київ: Наукова думка.
- Сеньковський, Ю. М., Григорчук, К. Г., Колтун, Ю. В., Гнідець, В. П., Радковець, Н. Я., Попп, І. Т., Мороз, М. В., Мороз, П. В., Ревер, А. О., Гаєвська, Ю. П., Гавришків, Г. Я., Кохан, О. М., & Кошіль, Л. Б. (2018). *Літогенез осадових комплексів океану Тетис. Карпато-Чорноморський сегмент*. Київ: Наукова думка.
- Сеньковський, Ю. М., Колтун, Ю. В., & Граб, М. В. (1996). Палеоокеанографічні умови теригенної седиментації в Карпатському седиментаційному басейні в крейді–палеогені. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1–2, 34–39.
- Хаин, В. Е. (2000). Крупномасштабная цикличность в тектонической истории Земли и ее возможные причины. *Геотектоника*, 6, 3–14.
- Шванов, В. Н. (1982). Опыт классификации осадочных формаций по вещественным (литомологическим) признакам. *Вестник Ленинградского государственного университета*, 24, 43–52.
- Шлапінський, В. Є. (2015). *Геологічна будова Скибового, Кросненського і Дуклянсько-Чорногорського покривів Українських Карпат та перспективи їх нафтогазоносності* [Автореф. дис. канд. геол. наук]. Львів.
- Шлапінський, В., Кузовенко, В., Крупський, Ю., & Харченко, М. (2006). Перспективи пошуків покладів вуглеводнів у Скибовій зоні Карпат. У *Проблеми геології та нафтогазоносності Карпат: тези доповідей* (с. 239–241). Львів.
- Navryshkiv, H., & Radkovets, N. (2020). Paleocene deposits of the Ukrainian Carpathians: geological and petrographic characteristics, reservoir properties. *Baltica*, 33(2), 109–127. <https://doi.org/10.5200/baltica.2020.2.1>
- Varban, V., Derer, C., Anastasiu, N., Roban, R., & Popa, M. (2001). Architecture of turbidite systems as revealed by the East Carpathians Paleogene sequences (“Tarceu formation” – sîriu, Romania). *St. cerc. geologie*, 46, 19–37.

Стаття надійшла:
19.08.2021 р.

Halyna HAVRYSHKIV¹, Yuliya HAIEVSKA²

^{1,2}Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals
of National Academy of Sciences of Ukraine, Lviv, Ukraine,
e-mail: ¹galinah2404@gmail.com; ²yuhaievaska@ukr.net

**FACIAL FEATURES OF THE PALEOCENE-EOCENE DEPOSITS
OF ADVANCED UNITS OF THE SKYBA ZONE
OF UKRAINIAN CARPATHIANS**

There three main types of facies of Paleocene-Eocene complexes: sandy, siltstone and argillite distinguished within the study area by the nature of the distribution of the strata of the forming components were highlighted. They accumulated avalanche at the foot of the continental slope and formed various facial parts of the foehn (Upper, Middle and Lower foehn). In the upper part of the Foehn was accumulated coarse-grained sediments (clusters of deep boulders and other psephyto-psammitic material containing edaphogenic rocks). Under the action of geostrophic and bottom currents, silt streams of pelitic and psammitic material moved in the direction to the south and south-east of the Carpathian sedimentation basin, forming sandy-clay and clay facies (Middle and Lower foehn). During the turbidite movement of a large amount of sediment from the first (shelf) to the second (foot of the continental slope) level of avalanche sedimentation, sorting and distribution of sediments on the continental slope took place. Based on the analysis of the material composition of Paleocene-Eocene sediments of the study area by such criteria as the size of the fragment, sedimentary textures and the ratio of different rocks, 7 facies were identified, which were deposited as gravitational flows down on the continental slope. Reconstructions of Paleocene-Eocene age flysch deposits showed that terrigenous material in the studied sedimentation basin came from two sources – one of which was northwest of the study area and was characterized by a predominance of coarse-grained sandy sediments, while the source wear, which was in the central part of the studied basin was characterized by a predominance of clay silt and fine-grained psammitic material. This nature of the distribution of terrigenous material had a decisive influence on the further formation of Paleocene end Eocene sedimentary strata in the process of sedimentogenesis and post-sedimentary transformations of sediments, and on the formation of reservoir rocks and rocks with potential reservoir properties for hydrocarbon exploration. It has been established that the composition of the Psammitolites of the flysch formation of the Paleocene and Eocene ages of the Carpathians was formed on the passive continental margin or in the inland and boundary seas, and their genesis mostly corresponds only to the platform source of material wear.

Keywords: Paleocene, Eocene, facies, sandstone, flysch, continental slope, sedimentation.