

УДК 551.73. / 78.022 (477:292.452)

Л. В. Генералова¹, О. В. Костюк²

**СЕДИМЕНТОЛОГІЧНІ РИСИ КРЕЙДОВО-ЕОЦЕНОВИХ СТРОКАТОКОЛІРНИХ ГОРИЗОНТІВ
СКИБОВОЇ СТРУКТУРНО-ФАЦІАЛЬНОЇ ЗОНИ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ**

L. V. Generalova, O. V. Kostyuk

**SEDIMENTOLOGICAL FEATURES OF THE CRETACEOUS-EOCENE MULTI-COLORED HORIZONS
SKYBOVA STRUCTURAL-FACIAL ZONE OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS**

Розглянуто особливості седиментаційних літодинамічних типів строкатоколірних горизонтів крейдово-еоценових флішеїдних товщ Скибової структурно-фаціальної зони Українських Карпат. Вони представлені зеленими дистальними дрібнозернистими турбідитами з елементами цикліту А. Боума T_{cde} та червоними (геми)пелагітами (і контуритами), які тонко- і лінзоподібно перешаровуються. Відмічено вплив літологічного та тектонічного контролю на локалізацію мідного зруденіння.

Ключові слова: Скибова структурно-фаціальна зона, Українські Карпати, текстури цикліту А. Боума, турбідити, пелагіти, контурити.

Рассмотрены особенности седиментационных литодинамических типов пестроцветных горизонтов мел-эоценовых флишеидных толщ Скибовой структурно-фациальной зоны Украинских Карпат. Они представлены зелеными дистальными мелкозернистыми турбидитами с элементами циклита А. Боума T_{cde} и красными (геми)пелагитами (и контуритами), которые тонко- и линзовидно переслаиваются. Определено влияние литологического и тектонического контроля на локализацию медного оруденения.

Ключевые слова: Скибовая структурно-фациальная зона, Украинские Карпаты, текстуры циклита А. Боума, турбидиты, пелагиты, контуриты.

The features of sedimentation lithodynamic types strokatokolirnyih layers of Cretaceous-Eocene flysch strata of Skybkova structural-facies zone of the Ukrainian Carpathians. They are green, fine-grained distal turbidites with elements cyclist A. Bouma T_{cde} and red (hemi) pelagites (and contourites) that thinly interbedded and lenticular. The influence of lithology and tectonic controls on the localization of the copper mineralization.

Keywords: Skybkova structural-facies zone, Ukrainian Carpathians, textures cyclist A. Bouma, turbidites, pelagites, contourites.

ВСТУП

Характеристика літологічних особливостей стратонів Українських Карпат подається у багатьох працях [1–3, 8]. Процеси седиментогенезу товщ, зокрема флішевих, в Українських Карпатах на початку ХХ ст. пов'язувалися з підвищеною осциляційною пульсацією регіону. З п'ятидесятих років двадцятого століття з друку вийшли праці Я. О. Кульчицького (1957), Л. В. Лінецької (1958), які намагалися пояснити характер циклічності флішевих товщ Українських Карпат з позиції гіпотези каламутних (турбідитних) потоків [13]. На початку сімдесятих років А. С. Пилипчук, Л. М. Рейфман (1972) розглянули умови осадконагромадження флішу Українських Карпат [16]. Ю. М. Сеньковський (2007) виділив в мезокайнозойській седиментаційній історії басейну Українських Карпат два сектори — шельфовий і феновий [20]. Дослідник підкреслював, що крейдово-палеогенові флішеві осади акумулювалися суспензійними потоками внаслідок скиду теригенного мате-

ріалу зі шельфу. На зламі століть з'явилися роботи О. М. Гнилка (1999) [6], в яких обґрунтовані та виділені нижньокрейдіві (барем-альбські) літодинамічні (генетичні) типи флішевих відкладів Українських Карпат, описані діагностичні риси певних седиментаційних потоків, що його сформували, та схарактеризовано геодинамічні обстановки, в яких вони розвивалися. Як бачимо, седиментологічний аналіз флішевих стратонів Українських Карпат, і передовсім Скибової зони, ми знаходимо тільки в деяких, які опубліковані порівняно нещодавно [6, 7]. Флішеві стратони в Українських Карпатах, зокрема в Скибовій структурно-фаціальній зоні, вивчаються з використанням сучасних методів дослідження та порівнюються з осадовими утвореннями сучасних океанічних басейнів [1–3, 5]. Однак системне вивчення текстурно-структурних особливостей флішевих стратонів проводилось епізодично, хоча відомо, що саме такі дослідження дають змогу діагностувати літодинамічні типи і реконструювати седимен-

тологічні процеси, які сприяли їхньому становленню.

Вперше для Скибової зони вивчені седиментологічні риси стратонів, зокрема строкатоколірних горизонтів. Дослідження седиментологічних рис крейдово-еоценових комплексів порід, серед яких строкатоколірні горизонти, сприяє виявленню індикаторів (літодинамічних типів) геодинамічних обстановок їх формування [14, 19]. Реконструйовані обстановки є елементом крейдово-еоценової тектоно-седиментаційної моделі Скибової зони — осадового палеобасейну, який був сильно деформований в процесі становлення складчастої системи Українських Карпат. Отже, **метою** цієї роботи є дослідити седиментологічні риси строкатоколірних горизонтів відкладів верхньої крейди – палеогену в межах Скибової зони Українських Карпат. Для досягнення поставленої мети необхідно виявити седиментологічні літодинамічні типи строкатоколірних відкладів, зокрема пов'язаних з мідистою мінералізацією.

МЕТОДИ ТА ОБ'ЄКТ ДОСЛІДЖЕНЬ

Стратони Скибової структурно-фаціальній зони вивчались нами у природних відслоненнях в басейнах річок Дністер, Стрий, Прут та всіх структурних одиниць названої зони. Роботи виконувались в ході досліджень, які проводились кафедрами загальної і регіональної геології а також петрографії геологічного факультету Львівського національного університету імені Івана Франка. Роботи виконувались як самостійно, так і підчас геологічного довивчення території, що проводилось на початку XXI ст. спільно з геологами Львівської геологорозвідувальної експедиції.

Сучасні методи аналізу флішевих товщ дали їм змогу виділити літодинамічні (генетичні) типи [14] у стратонах Скибової зони. В них встановлюються відклади субвертикальних седиментаційних потоків (пелагіти і геміпелагіти), гравітаційні перевідкладені осади (гравітати: дебрити, греїніти, турбідити), відклади придонних течій (контурити) [6, 7].

Виділяються три основні різновиди турбідитів: грубозернисті (проксимальні), середньозернисті (медіальні), дрібнозернисті (дистальні). Середньозернисті турбідити характеризуються класичною послідовністю текстурно-структурних елементів, які вперше виділив А. Боума (1962) [23]. Тобто, в межах одного шару виділяються такі інтервали: А — псамітовий інтервал з пря-

мою градаційною шаруватістю, В — нижній елемент з паралельною шаруватістю, С — інтервал з верстуватістю текстури течії, D — верхній паралельно шаруватий інтервал, E — пелітовий гомогенний інтервал (фонові відклади). Вважається [23], що описаний модальний шар відкладається з одного турбідитного потоку, який поступово слабне. В природних розрізах часто випадають або верхні, або нижні інтервали.

При дослідженні фації осадових товщ нами використовувалась методика седиментологічного аналізу розроблена в працях А.І. Боума, Г.С. Дейнека, І.Б. Сінха, Д.А.Б. Стоу, Р.Ч. Селлі, І.О. Мурдмаа, І.В. Хворової та інших геологів. Ця методика, що вперше застосовувалась у працях О.М. Гнилка на території дослідження Скибових Карпат знайшла своє продовження у наших дослідженнях. Саме завдяки цій методиці ми виділили осадові строкатоколірні комплекси, які притаманні практично всім стратонам Скибової зони Українських Карпат. Порівнюючи ці комплекси з сучасними седиментаційними басейнами ми дійшли висновку щодо геодинамічних умов їх утворення. На наш погляд, такі геодинамічні ситуації контролюються антикарпатськими розривними порушеннями.

Ми звертали увагу не лише на літологічні типи порід, а й на їх текстурні і структурні ознаки. Виявлені літотипи аналізувалися на вміст в них мідного зруденіння, $C_{\text{орг}}$ ступеня сортованості, гранулометричний склад, характер окатаності та інші ознаки каркасу та мінеральний склад цементу. Крім того, проводились тектонофізичні дослідження, які були орієнтовані на вивчення тріщинних парагенезисів стратонів. Тріщини вивчалися з метою реконструкції головних параметрів полів палеонапружень [3–5]. Проведені роботи дали змогу виділити не лише літодинамічні типи, а й структури, в яких локалізована мідна мінералізація.

РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Скибова структурно-фаціальна зона (покрив) має такий стратиграфічний крейдово-еоценових розріз (знизу вверху): нижньокрейдова спаська, верхньокрейдова головнинська, верхньокрейдково-палеоценова стрийська, палеоцен-еоценові манявська, вигодська, бистрицька світи [1–3, 8]. В них найпоширені турбідити з різною послідовністю елементів текстур цикліту А. Боума [6, 7, 9, 17, 18, 23]. Для спаської світи в нижній частині встановлюють

текстури T_{cde} , T_{bcde} , в верхній — T_{abcde} , що відповідає середньозернистим турбідитам. Головинська світа має текстури T_{cde} з потужністю пісковиків до 0,5–2,0 см. Це дає змогу говорити про дрібнозернисті дистальні турбідити і геміпелагіти. Стрийська світа характеризується (знизу вверху) такими текстурами: T_{bcde} , T_{cde} , T_{ae} , T_{abcde} , T_{cde} , які репрезентують середньо-і товстошаруваті турбідити глибоководного конуса виносу. Для ямненської світи притаманні текстури T_{abcde} , T_{bcde} , T_{ae} (товстошаруваті турбідити, грейніти), для манявської — T_{cde} , T_{de} , для вигодської — T_{abcde} , T_{abcd} , T_{abc} (товстошаруваті турбідити, в підшві — грейніти для бистрицької — T_{cde} (дрібнозернисті турбідити). Дані літодинамічні типи свідчать, що в крейдово-еоценовий час у межах Скибової структурно-фаціальній зоні була позашельфова область континентального схилу.

Турбідити та грейніти охарактеризованих стратонів чергуються зі строкатоколірними горизонтами. Один з таких горизонтів, яремчанський, фіксується в підшві ямненської світи.

Яремчанський горизонт є маркером, який поділяє стрийську (K_2-P_1) та ямненську (P_1) світи і залягає згідно із зазначеними стратиграфічними одиницями. Його потужність змінюється від 10 до 15 м. Строкатоколірність горизонту підкреслена ритмічно-циклічним чергуванням зеленкувато-сірих і вишнево-червоних аргілітів, алевролітів та дрібнозернистих пісковиків. Дрібнозернисті пісковики та алевроліти утворюють прошарки потужністю 1–5 см і характеризуються текстурними елементами А. Боума T_{cd} та T_{cde} . Вони мають скісну і паралельну шаруватість. Їх контакти з вміщуючими аргілітами не завжди чіткі. Іноді верхня частина прошарку зеленого алевроліту переходить у зелений аргіліт, що залягає вище через мікропрошаркування більш грубого і дрібного теригенного матеріалу. Градація уламкових зерен у зелених пісковиках та алевролітах яремчанського горизонту слабка, однак при мікроскопічному вивченні добре фіксована. Відсортованість кластичного матеріалу є середньою або помірною (рис. 1).

Часто спостерігається тонке чергування лінзоподібних прошарків зелених алевролітів з елементами цикліту А. Боума T_{cde} і червоних аргілітів.

Деякі, переважно вишнево-червоні добре відсортовані і дуже щільні дрібнозернисті пісковики та алевроліти, не мають текстурних ознак елементів цикліту А. Боума. Для них притаман-

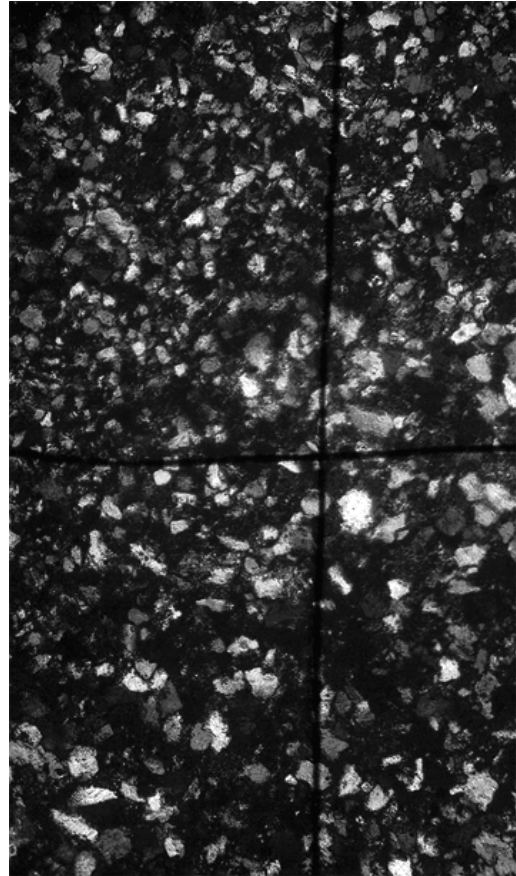


Рис. 1. Зелений алевроліт середнь-дрібнозернистий. Каркас кварцовий. Відсортованість середня та помірна. Тип цементации дотику і пористий. Цемент карбонатно-глинистий. Елемент T_c цикліту А. Боума

на скісна або хвиляста шаруватість, без ознак градуїзованості, яка спостерігається по всьому перерізу шарів. Часто відмічається добра та виразна відсортованість. Кількість цементу не перевищує 5–10% від об'єму породи. Контакти покрівлі і підшви шарів є чіткими і різкими. Відмічається значна кількість біогліфів (слідів біотурбації). Такі структурно-текстурні риси є діагностичними ознаками відкладів придонних (контурних) течій.

Червоні аргіліти за рядом характерних ознак вважаємо давніми аналогами сучасних пелагічних глин, тоді як зелені аргіліти можна віднести до геміпелагічних утворень. Зелені аргіліти завершують цикліт А. Боума у дистальних дрібнозернистих псаміто-алевролітових турбідитах. Червоні аргіліти є елементом фонові седиментації.

Палеогеографічні умови нагромадження осадів в яремчанському басейні були спокійними. Тут переважала седиментація типу «частинка за частинкою» на фоні вздовжсхилових кон-

турних течій. На цьому фоні спорадично діяли слабкі низькогустинні турбідитні потоки. Вони могли сприяти утворенню локальних дрібних прируслових валів.

Седиментологічні риси розрізу яремчанського горизонту свідчать про спокійний тектонічний режим епохи седиментогенезу або про те, що він відбувався у депресивних та (або) віддалених морфоструктурах палеобасейну, куди не потрапляли високогустинні потоки, а можливо, і про перше і друге.

З породами яремчанського горизонту, як і з іншими строкатоколірними горизонтами, пов'язана мідиста мінералізація [10, 11, 15, 22]. Вивчаючи седиментологічні особливості порід строкатоколірних горизонтів, ми звернули увагу на деякі характерні риси локалізації в них міді, а саме: просторовий характер максимального вмісту мідистого зруденіння, вплив мінерального складу цементу теригенних порід (турбідитів, контуритів), ступінь відсортованості і розмірності їх каркасу, вміст C_{opr} , характер дислокованості порід.

Максимальний вміст мінералів міді було зафіксовано на межі зелених турбідитів і червоних пелагітів (і контуритів). У седиментологічній моделі максимум мідного зруденіння тягнє до межі інтервалів турбідиту T_{cde} та пелагіту (або контуриту).

Мінеральний склад цементу мідистих пісковиків і алевролітів різних страто-

нів Скибової зони є різним: карбонатний, карбонатно-глинистий, глинисто-кременистий, глинисто-слюдистий тощо. Ми підкреслюємо, що кількість карбонатного цементу і мідєвмістність мають обернено протилежну залежність: зі зростанням кількості карбонатного цементу у породах зменшується вміст мінералів міді.

Відсортованість і розмірність каркасу є важливими параметрами теригенних порід, зокрема седиментологічних літодинамічних типів турбідитів та контуритів. Середній вміст міді у породах яремчанського горизонту зростає від алевропелітів (геміпелагітів, контуритів) до гравелітів (турбідитів), а саме: в алевропелітах — 0,005% Cu, алевролітах — 0,0098%; у пісковиках — 0,014% та гравелітах — 0,025%. Кількість мідистого накопичення залежить від відсортованості породи: гранулометрично погано відсортовані породи (турбідити) містять більшу кількість міді, ніж добре відсортовані (пелагіти). Чим краще відсортована порода, тим менше вона містить міді.

Вивчення просторового розміщення строкатоколірних горизонтів, мідного зруденіння та розміщення родовищ вуглеводнів на території Скибової зони та Карпат, в цілому, дають змогу припустити, що між ними є взаємозв'язок. По-перше, в породах строкатоколірних горизонтів, які спеціалізовані на мідисті мінерали, вміст органічного вуглецю становить 5,36–5,40 мг/л. Такий вміст C_{opr} консолідує мідь у сульфідній

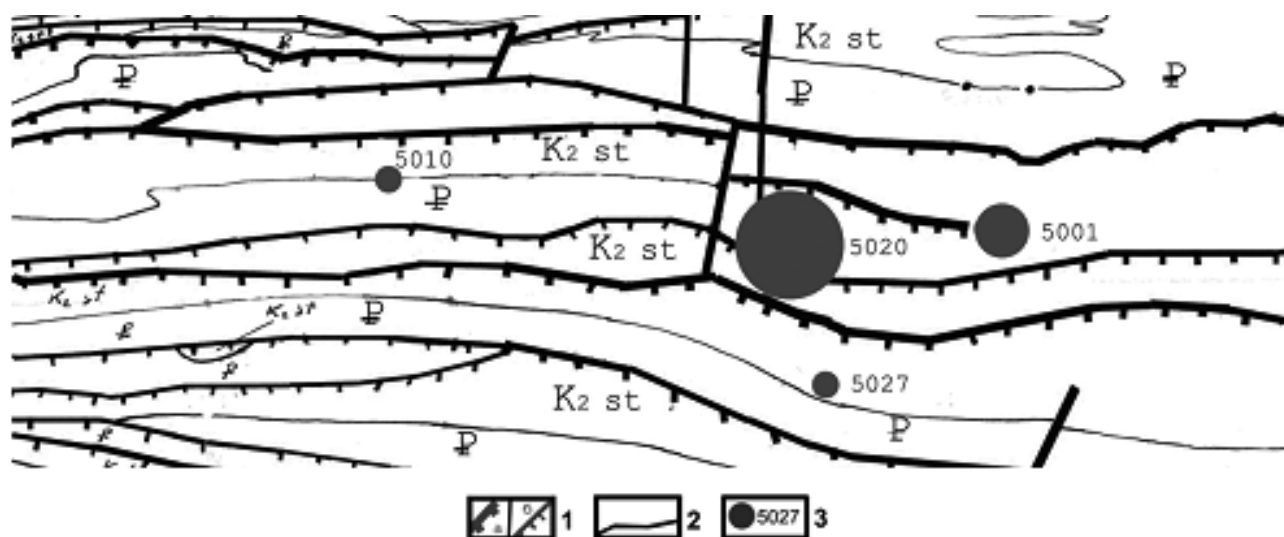


Рис. 2. Геологічна карта долини р. Стрий. Склад В. В. Кузовенко (1985 р.). Вміст міді в алевролітах яремчанського горизонту в долині р. Стрий. Склад О. В. Костюк (2012 р.)

1 — розривні порушення головні (а) та другорядні (б); 2 — геологічні межі; 3 — номер та місце відбору проб (відносний діаметр кружечка відповідає вмісту міді в породі). У пробі 5020 вміст міді сягає 0,2%; проби 5001 — 0,04%; проби 5027 — 0,02%; проби 5010 — 0,02%

форм і слугує геохімічним бар'єром. Тобто між вмістом органічних речовин і мідистих мінералів встановлюється прямо пропорційна залежність. В свою чергу, $C_{\text{орг}}$ контролюється просторовою локалізацією родовищ вуглеводнів.

Морфологія мідистих відкладів має лінзовидно-ромбоєдричні форми, які можуть бути апроксимовані дуплексами розтягу великих поперечних до карпатського простягання зсувових структур [наша стаття]. Первинне джерело міді може бути пов'язане із зонами тектонічних порушень, оскільки у міру віддалення від зони антикарпатських поперечних тектонічних порушень (Стрийсько-Латорицька зсувна зона, Трансильвансько-Чернігівський лінеамент [5]), а також зменшенні густоти тектонічних порушень вміст міді у строкатоколірних мідистих товщах відчутно йде на спад (рис. 2).

ВИСНОВКИ

Дослідження седиментологічних рис крейдово-еоценових строкатоколірних горизонтів Скибової структурно-фаціальної зони Українських Карпат дало змогу вперше зробити такі висновки. На прикладі яремчанського горизонту виявлені седиментологічні літодинамічні типи червоно-зелених строкатоколірних горизонтів. Седиментологічні риси зелених дрібнозернистих пісковиків, алевролітів, аргілітів характеризуються елементарним циклітом А. Боума, який охоплює інтервали T_{cde} і є дистальним дрібнозернистим турбідитом. Червоні дрібнозернисті алевроліти та аргіліти мають ознаки контуритів та (геми)пелагітів. Усі строкатоколірні горизонти Скибової зони спеціалізовані на мідьвмісних мінералах. В них максимальна концентрація мідьвмісних мінералів спостерігається на межі зелених дрібнозернистих турбідитів та червоних пелагітів (контуритів), де зосереджені погано відсортовані крупнозернисті уламки каркасу теригенних порід, часто з некарбонатним цементом. Турбідити мають високий вміст $C_{\text{орг}}$. Просторова локалізація строкатоколірних горизонтів на геологічній карті Скибової зони збігається з ділянками розвитку мідистої мінералізації [8, 15], нафтогазонакопичення та підвищеною дислокованістю порід. Таке територіальне розміщення строкатоколірних горизонтів не виключає, що воно тяжіє до палеозападенних морфоструктур, які мають рифтогенну (?) природу і за палеотектонічними реконструкціями характеризуються розсувним типом поля напружень. Вони є локальними структурами,

які розвивалися в деформаційному режимі великих антикарпатських зсувів.

Вивчення седиментологічних рис строкатоколірних горизонтів у крейдово-еоценових стратонах сприяло встановленню нових особливостей будови тектоно-седиментаційної моделі Скибового осадового палеобасейну.

1. Афанасьєва И. М. Основные черты процессов литогенеза в породах карпатського фліша / И. М. Афанасьєва // Геология Советских Карпат — 1984. — Вып. 36 — С. 11–19.
2. Вялов О. С. Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат: моногр. / О. С. Вялов, С. П. Гавура, В. В. Даныш — К.: Наук. думка, 1988. — 204 с.
3. Генералова Л. В. Структурні особливості Орівської та Сколівської скиб Скибової структурно-фаціальної зони в середній частині басейну р. Прут (Українські Карпати) / Л. В. Генералова // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. — 2010. — Вип. 24. — С. 102–108.
4. Генералова Л. В. Структурні парагенезиси скиби Парашка Скибової структурно-фаціальної зони в басейні р. Топільничанка (середня течія р. Дністер, Українські Карпати) / Л. В. Генералова // Вісн. Львів. ун-ту. Сер. геол. — 2011. — Вип. 25. — С. 35–45.
5. Генералова Л. В. Особенности влияния поперечных разломов на локализацию оруденения медистых песчаников в Украинских Карпатах / Л. В. Генералова, А. В. Костюк // Геология поисков и разведки полезных ископаемых: материалы междунар. конф., М. 17–18 февр. 2011 г. — С. 22–23.
6. Гнилко О. М. Палеоокеанографічні умови седиментації барем-альбських відкладів Українських Карпат та геодинамічна модель формування ранньокрейдових осадових басейнів регіону / О. М. Гнилко // Геология і геохімія горючих копалин — 1999. — №3. — С. 6–18.
7. Гнилко О. М. Про седиментаційні процеси формування флішових відкладів Українських Карпат / О. М. Гнилко // Регіональні проблеми літології: зб. наук. праць. ІГН України. — Вип. 3. — К., 2010. — С. 13–18.
8. Карпатська нафтогазоносна провінція: конспект лекцій / В. В. Колодій, Г. Ю. Бойко; під заг. ред. Л. Е. Бойчевської. — Львів: Світ, 2004. — 390 с.
9. Кеннет Дж. Морская геология / Дж. Кеннет // Избр.: в 6 т — М.: Мир, 1987. — Т. 1. — С. 384–397.
10. Костюк О. В. Про формування сульфідів у мідистих відкладах Скибових Карпат / О. В. Костюк // Вісн. Львів ун-ту. Сер. геол. — 2004. — Вип. 18. — С. 154–164.
11. Костюк О. В. До проблеми мідного зруденіння верхньокрейдово-палеогенових товщ Скибових Карпат / О. В. Костюк, Л. В. Генералова, М. І. Богданова // Геол.-мінерал. вісник. — 2008. — №1 (19). — С. 62–69.
12. Кульчицкий Я. О. О возрасте ямненских песчаников: Восточные Карпаты / Я. О. Кульчицкий, К. Л. Хлопонин // Геология нефти. — 1957. — №9. — С. 31–35.
13. Лінецька Л. В. Про склад гальки ямненських конгломератів північно - західної частини Скибової зони Радянських Карпат / Л. В. Лінецька // ДАН УРСР. — 1958. — №7 — С. 776–779.

14. Мурдмаа И. О. Фации океанов: моногр. / И. О. Мурдмаа. — М.: Наука, 1987. — 304 с.
15. Наркелюн Л. Ф. Медистые песчаники и сланцы мира: моногр. / Л. Ф. Наркелюн, В. С. Салихов, А. И. Трубачев — М.: Недра, 1983. — 414 с.
16. Пилипчук А. С. Литологические особенности и распределение мощностей палеоценовых и эоценовых отложений Северного склона Украинских Карпат / А. С. Пилипчук, Л. М. Рейфман, Я. В. Савчик // Новые данные по геологии и нефтегазоносности — 1972. — вып. 6. — 180 с.
17. Романовский С. И. Динамические режимы осадконакопления: моногр. / С. И. Романовский — Л.: Недра, 1985. — 263 с.
18. Романовский С. И. Литодинамический анализ угленосных и турбидитных формаций. Методические рекомендации / С. И. Романовский, А. С. Тараканов, В. И. Бергер — ЛГУ. — Недра, 1990. — 116 с.
19. Романовский С. И. Литогеодинамика осадочных бассейнов. (Осадочные бассейны России.): моногр. / С. И. Романовский. — СПб.: ВСЕГЕИ, 1996. — 44 с.
20. Сеньковський Ю. М. До літології нижньоолігоценових відкладів Скибової зони Українських Карпат / Ю. М. Сеньковський, І. І. Попп, М. І. Семесюк // Геологічний збірник. — 2007. — т. 19. — С. 127–135.
21. Тектоника Украинских Карпат (Объяснительная записка к тектонической карте масштаба 1 : 200 000) / Буров В. С., Вишняков И. В., Глушко В. В., Круглов С. С. и др. — Киев: Наук. думка, 1986 г. — 156 с.
22. Хмелевский В. А. О медной минерализации в яремчанском горизонте нижнего палеоцена Оровской скибы / В. А. Хмелевский, И. П. Мудрык, М. Д. Петруняк // Минералогия осадочных образований. — 1969. — Вып. 2. — С. 40–50.
23. Bouma A. Sedimentology of some flych deposits. A graphic approach to facies interpretation: monogr. / A. Bouma — Amsterdam – New York: Elsevier publ. Comp.: — 1962. — 168 p.

¹ — Львівський національний університет імені Івана Франка, Львів
Email: zaggeol@franko.lviv.ua

² — Львівський національний університет імені Івана Франка, Львів
Email: kostol@email.ua