

<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2024.1.283657>

УДК 553.98:551.763

E-mail: vlash.ukr@gmail.com;
lazaruk_s@i.ua; itpopp@ukr.net;
galinah2404@gmail.com

*Corresponding author /
Автор для кореспонденції:
H.Ya. Havryshkiv, galinah2404@gmail.com

Received / Надійшла до редакції:
03.07.2023

Received in revised form /
Надійшла у ревізованій формі:
09.11.2023

Accepted / Прийнята:
26.01.2024

Keywords: Lower Cretaceous sandstones; reservoirs; Skyba Nappe; Dukla-Chornogora Nappe; prospects of oil and gas potential.

Ключові слова: нижньокрейдові пісковики; колектори; Скибовий покрив; Дуклянсько-Чорногорський покрив; нафтогазоносність.

Літолого-стратиграфічні особливості нижньокрейдових відкладів Скибового і Дуклянсько-Чорногорського покривів Українських Карпат та перспективи їхньої нафтогазоносності

В.Є. Шлапінський, Я.Г. Лазарук, І.Т. Попп, Г.Я. Гавришків*

Інститут геології та геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна

Litho-stratigraphic features of the Lower Cretaceous deposits of the Skyba and Dukla-Chornogora nappes of the Ukrainian Carpathians and prospects for their oil and gas potential

V.Ye. Shlapinskiy, Ya.H. Lazaruk, I.T. Popp, H.Ya. Havryshkiv*

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NAS of Ukraine, Lviv, Ukraine

Lower Cretaceous sediments are widespread within the Skyba and Dukla-Chornogora Nappes (Spas and Shypot Formations) over a considerable area. These deposits contain sandstones that can be industrial reservoirs for hydrocarbons. Such sandstones are described both on the surface and identified in deep wells. Thick sandy strata in the middle part of the Spas and Shypot formations formed as deposits of gravity flows at the second level of avalanche sedimentation, at the foot of the continental slope of the northern continental margin of the Tethys Ocean. Their formation is correlated with global regression in Aptian time. Porous sandstones of the Spas formations are present on the surface in the areas of the villages of Tershiv and Busovysko. They sometimes form bundles up to 60 m thick. They are exposed in the Oryv and Berehiv Skybas by deep wells 1-Lugy, 1-Shevchenko, and 4-Maksymivka. During the drilling of the 1-Shevchenko well from a depth of 6,900 meters, a film of oil and gas continuously flowed into the drilling mud. According to the results of industrial and geophysical studies, the section of the Spas formations of the second (lower) scale in the interval of 6,940–7,520 m was recognized as the most promising in terms of oil and gas potential. Two promising objects in the intervals of 7020–7070 and 6945–6985 m were identified, the oil and gas saturation coefficients of which are 65–70%. Similar sandstones are noted in the Hoverla sub-Nappe of the Dukla-Chornogora Nappe along the Balzatul River and its tributaries (Bila Tysa River Basin) as part of the Shypot Formation. Sandstones with an open porosity of 8–12 % were identified in the 1-Hrynyava and 1-Semakiv wells in the deposits of the Shypot Formation of the Skupiv sub-Nappe according to the results of industrial-geophysical research. When testing them in the 1-Semakiv well, from the total interval of 473–569 m, they received inflows of combustible gas and light oil with flow rates of 3,000 m³/day and 2.64 m³/day, respectively. The analyzed materials testify to the prospects of the Spas and Shypot formations in relation to the discovery of industrial accumulations of hydrocarbons.

© Видавець Інститут геологічних наук НАН України, 2024. Стаття опублікована за умовами відкритого доступу за ліцензією CC BY-NC-ND (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

© Publisher Institute of Geological Sciences of the NAS of Ukraine, 2024. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license (<https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/>)

Цитування: Шлапінський В.Є., Лазарук Я.Г., Попп І.Т., Гавришків Г.Я. Літолого-стратиграфічні особливості нижньокрейдових відкладів Скибового і Дуклянсько-Чорногорського покривів Українських Карпат та перспективи їх нафтогазоносності. *Геологічний журнал*. 2024. №1 (386). С. 62–80. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2024.1.283657>

Citation: Shlapinskiy V.Ye., Lazaruk Ya.H., Popp I.T., Havryshkiv H.Ya. 2024. Litho-stratigraphic features of the Lower Cretaceous deposits of the Skyba and Dukla-Chornogora nappes of the Ukrainian Carpathians and prospects for their oil and gas potential. *Geologichnij zhurnal*, 1 (386): 62–80. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2024.1.283657>

Вступ

Нижньокрейдові відклади поширені в межах Скибового і Дуклянсько-Чорногорського покривів на значній площі (спаська і шипотська світи). В їх складі місцями присутні пісковики, які можуть бути промисловими колекторами вуглеводнів. Такі пісковики визначені як на поверхні, так і в глибоких свердловинах. Пористі пісковики спаської світи присутні на поверхні поблизу сіл Тершів і Бусовисько, іноді утворюють пачки товщиною до 60 м. Вони розкриті в Орівській і Береговій скибах глибокими свердловинами 1-Луѓи, 1-Шевченкове та 4-Максимівка. При їх розкритті подекуди спостерігались інтенсивні прояви вуглеводнів. В свердловині 1-Шевченкове окремі пачки пісковиків у спаській світі потужністю 10–20 м мають відкриту пористість 13 % (Бандурович и др., 1977). Перспективність нижньокрейдових відкладів привернула увагу укладачів праці, присвяченій проблемі пошуків нафти і газу відкладів Карпат у глибокостанурених горизонтах (Обоснование..., 1977). Нещодавно співробітниками Івано-Франківського національного технічного університету нафти і газу була опублікована стаття, в якій обґрунтовувалася необхідність практичних заходів щодо реалізації ідеї про перспективність піщаних горизонтів спаської світи (Мончак та ін., 2010). В параметричній свердловині 1-Семаківська, закладеній в межах Скупівського субпокриву Дуклянсько-Чорногорського покриву, з нижньокрейдових пісковиків шипотської світи з інтервалу глибин 499–569 м у відкритому стовбурі отримано приплив горючого газу дебітом 3,0 тис. м³/добу. При випробуванні шипотських відкладів в експлуатаційній колоні в інтервалах 489–483 і 480–473 м одержано приплив нафти дебітом 2,64 м³/добу і газу 0,35 тис. м³/добу.

Нафтогазоносність нижньокрейдових відкладів Українських Карпат зумовлює актуальність їхнього детального седиментологічного і літогенетичного вивчення. Зокрема, в працях (Попп, Сеньковський, 2003; Сеньковський та ін., 2004, 2012, 2018; Попп та ін., 2019) розглядаються геолого-палеоокеанографічні і геохімічні умови теригенної і біогенної седиментації в Карпатському басейні, показано вплив евстатичних коливань рівня моря на формування потужних теригенних товщ, які є потенційними резервуарами вуглеводнів. Встановлено зв'язок нагромадження великих кількостей органічної речовини в досліджуваних нижньокрейдових відкладах з фазою океанічних безкисневих подій ОАЕ-1 в баремі-альбі,

яка, згідно з (Shlanger, Jenkyns, 1976; Jenkyns, 1980, 2010), мала глобальний характер. У наших працях (Попп, 2005; Попп та ін., 2022) також висвітлено вплив процесів літогенезу на формування колекторських властивостей порід з підвищеним вмістом розсіяної органічної речовини (РОР).

Мета роботи. Деталізація та уточнення особливостей стратиграфії, літології, тектонічного положення та колекторських властивостей пісковиків нижньої крейди у відкладах Скибового та Дуклянсько-Чорногорського покривів, які можуть бути резервуарами для вуглеводнів. Обґрунтування та характеристика перспективних ділянок і структур.

Методика дослідження – комплексний аналіз (доповнення, уточнення, деталізація) матеріалів геологічної зйомки, сейсмічних досліджень і бурових робіт на нафту і газ. Власні польові маршрутні спостереження проведено із застосуванням азимутальних ходів, коли зміни орієнтації русел потоків замірювали компасом. Це забезпечувало більшу точність при розрахунках товщин стратиграфічних комплексів. Проведені літологічні і мінералого-петрографічні дослідження дозволили проаналізувати вплив седиментологічних і літогенетичних факторів на формування колекторських властивостей порід.

Результати досліджень

Стратиграфія

Скибовий покрив

Нижня крейда. Спаська світа (К, sp).

Найдавніші породи, які складають розріз Скибового покриву, виділені у спаську світу М. Вацеком у 1881 р. (Вялов и др., 1988). На денній поверхні світа відслонюється у басейнах рік Дністер, Вирва і Стрий в лобових частинах скиб і окремих лусок у скибах Орівській, Сколівській і Парашки. Крім того, спаська світа була розкрита глибокими свердловинами 1-Луѓи, 1-Шевченкове та 4-Максимівка. Спаська світа поділяється на нижню і верхню підсвіти. У деяких розрізах поділ на підсвіти утруднений. Наприклад, поділ на підсвіти не простежується за даними маршруту № 41 (права притока р. Дністер на північ від с. Верхній Лужок). Нерозчленована спаська світа від підшови до покрівлі, товщина 265 м (до головнинської світи), складена аргілітами чорними, кременистими некарбонатними з прошарками мергелів сидерито-доломітових і алевролітів темно-сірих (Кузовенко, Евтушко, 1985).

Темноколірні утворення спаської світи представлені чергуванням аргілітів чорних і темно-сірих, часто кременистих, некарбонатних з вицвітами ярозиту, а також алевролітів і пісковиків дрібнозернистих, темно-сірих, кременистих, склуватих, некарбонатних. Трапляються пласти сидеритових мергелів, кременів, зрідка гравелітів і конгломератів. У нижньоспаській підсвіті переважають аргіліти. Приблизно у середній частині світи поблизу сіл Тершів і Бусовисько з'являються пісковики, не подібні до типових кварцитовидних

пісковиків спаської світи. Найбільш повно вони представлені у притоці р. Дністер, другій лівій вище р. Лінінка (поблизу с. Бусовисько) у фронтальній частині скиби Парашки (рис. 1, 2).

За маршрутними спостереженнями В.В. Кузовенка (15.09.1989 р.), у розрізі товщиною близько 180 м чергуються глинисті і піщані пачки, складені аргілітами чорними, кременистими, товстоплитчастими, некарбонатними, з вицвітами ярозиту, алевролітами і пісковиками. Зрідка це м'які чорні аргіліти, майже глини, сильно карбонатні.

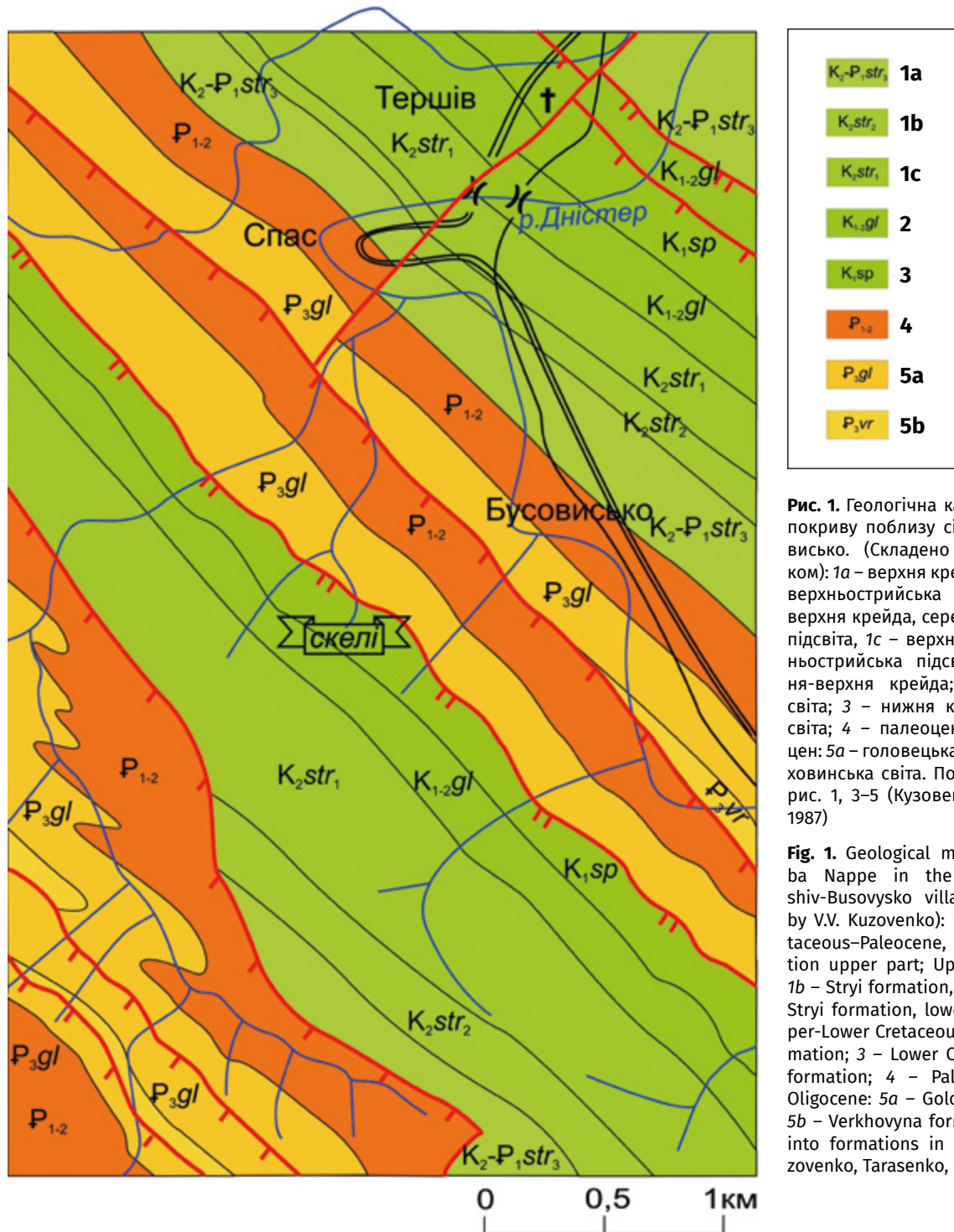


Рис. 1. Геологічна карта Скибового покриву поблизу сіл Тершів-Бусовисько. (Складено В.В. Кузовенком): 1a – верхня крейда-палеоцен, верхньострийська підсвіта; 1b – верхня крейда, середньострийська підсвіта; 1c – верхня крейда, нижньострийська підсвіта; 2 – нижня-верхня крейда; головнинська світа; 3 – нижня крейда, спаська світа; 4 – палеоцен-еоцен; олігоцен: 5a – головецька світа, 5b – верховинська світа. Поділ на світи на рис. 1, 3-5 (Кузовенко, Тарасенко, 1987)

Fig. 1. Geological map of the Skyba Nappe in the area of Tershiv-Busovysko villages. (Compiled by V.V. Kuzovenko): 1a – Upper Cretaceous-Paleocene, Stryi formation upper part; Upper Cretaceous: 1b – Stryi formation, middle part, 1c – Stryi formation, lower part; 2 – Upper-Lower Cretaceous, Golovnyin formation; 3 – Lower Cretaceous, Spas formation; 4 – Paleocene-Eocene; Oligocene: 5a – Golovets formation, 5b – Verkhovyna formation. Division into formations in Fig. 1, 3-5 (Kuzovenko, Tarasenko, 1987)



Рис. 2. Скелі пісковиків спаської світи нижньої крейди (Тершівські, Спаські, Чортові або Соколі) біля с. Бусовисько. Фото В.В. Кузовенка, 1989 р.

Fig. 2. Sandstone rocks of the Lower Cretaceous Spas Formation (Tershiv, Spas, Chertov or Sokoli ones) near the village of Busovysko. Photo by V.V. Kuzovenko, 1989

Пісковики присутні у складі пачок чергування з аргілітами у вигляді окремих пакетів. Пісковики сірі і світло-сірі, при вивітрюванні бурувато-сірі, різнозернисті до гравелітів поліміктових, товстошаруватих і брилових, карбонатних і некарбонатних, слабо зцементованих, товщиною 0,4–5 м, а також пісковики темно-сірі, кварцитоподібні, дуже міцні, товщиною до 0,3 м. На 35 м вище від подошви описаного розрізу в пачці чергування цих порід відзначено декілька прошарків чорних кременів. Ближче до верхньої частини розрізу товстошаруваті пісковики в руслі потоку утворюють водоспад висотою близько 7 м. У цьому місці з лівого борту до потоку підступає комплекс скель, відомий під назвами Спаські, Чортові або Соколі. Територіально вони наближені до с. Бусовисько, тому їхня назва мала би відображати цю близькість. Подібні пісковики товщиною 0,5–2 м з прошарками чорних аргілітів простежуються за водоспадом ще на 46 м. Вище на протязі 56 м на бортах потоку фіксуються висипки чорних аргілітів, після чого відслонюється пачка плитчастих вапняків головнинської світи з прошарками зелених аргілітів.

У сусідній лівій притоці Дністра (першій вище р. Лінінка) у смузі шириною 285 м з перервами теж відслонюються аналогічні породи (маршрут В.Є. Шлапінського 16.09.1989 р.). Товщини світло-сірих пісковиків у цій притоці менші – до 2 м. У верхній частині спаської світи відслонюється пачка тонкоритмічного чергування аргілітів чорних кременистих, пісковиків кварцитовидних, мергелів сидеритових і зелених кременистих некарбонатних аргілітів товщиною 4 м, яка контактує з пачкою тонкоритмічного чергування вапняків сірих із зеленуватим відтінком з прошарками аргілітів зеленувато-сірих. На контакті пачок є декілька прошарків червоних аргілітів.

Ці дві пачки деякі дослідники відносять до верхньоспаської підсвіти. Якщо з цим висновком щодо нижньої пачки ще можна погодитись, то включати червоні аргіліти до їх складу не можна, бо вони формувались у різко відмінних, порівняно з чорними аргілітами, умовах. Їх варто відносити до залягаючої вище головнинської світи плитчастих вапняків і мергелів ($K_{1-2} gl$).

На південний схід від дністровського перетину у фронтальній частині Сколівської скиби на північ від с. Смільниця по р. Бистриця Підбузька В.В. Кузовенко у 1984 р. описав виходи спаської світи. Тут на відстані 267 м з перервами відслонюється тонкоритмічне чергування аргілітів чорних тонкорозшарованих, некарбонатних, кременистих та пісковиків і алевролітів чорних і темно-сірих дрібнозернистих, дуже міцних, іноді кварцитовидних, тонкоплитчастих. Зрідка присутні тонкі прошарки сидеритових мергелів. У низах описаного розрізу залягає пачка чергування цих порід з чорними (матовими) тонкоплитчастими кременями. Після невеликої перерви у відслоненості над породами спаської світи залягає пачка аргілітів зелених і червоних, а ще вище – вапняків головнинської світи. За наведеним описом тут спаську світу неможливо розподілити на підсвіти.

Вік спаської світи за знахідками органічних залишків датується пізнім баремом-альбом (Вялов и др., 1988).

Утворення спаської світи розкриті свердловинами 1-Луги, 1-Шевченкове та 4-Максимівка. В опорній свердловині 1-Луги відклади спаської світи Лолінської складки Берегової скиби присутні в інтервалі глибин 5469–5654 м. Виділені інтервали мало відрізняються у М.Я. Вуля (5487–5650 м) і В.С. Бурова (5469–5654 м) (Справа..., 1977; Обоснование..., 1977). У профільній свердловині

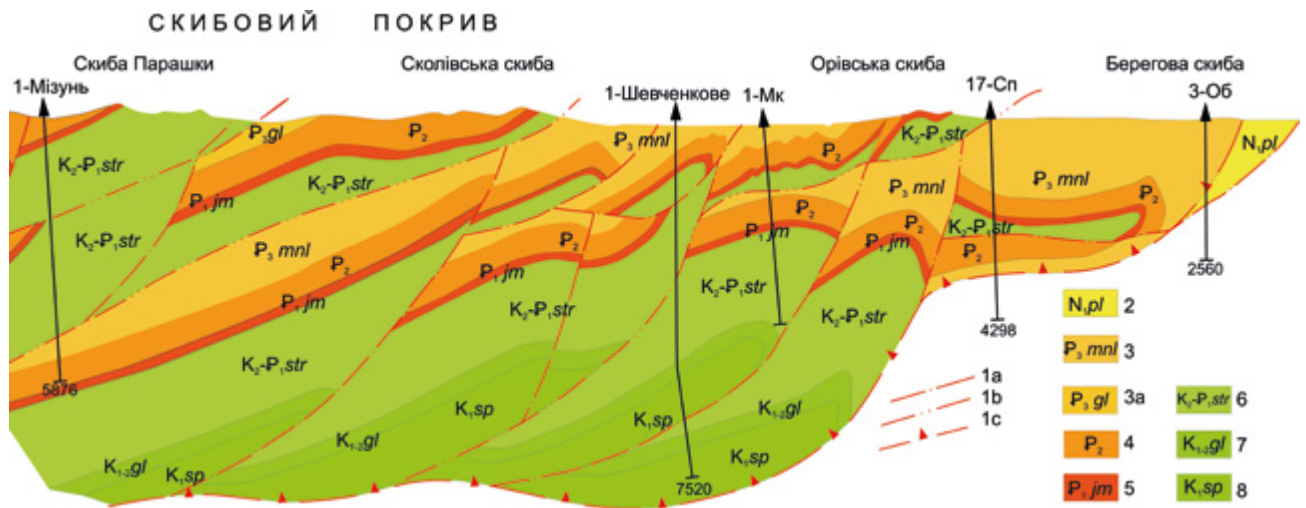


Рис. 3. Геологічний профіль по лінії свердловин 1-Мізунь-3-Оболонь. (Складено В.В. Кузовенком): Насуви: 1а – лусок, 1b – скиба, 1с – Скибового покриву; 2 – неоген, поляницька світа; 3 – олігоцен, менілітова світа; 3а – головецька світа; 4 – еоцен; 5 – палеоцен, яменська світа; 6 – верхня крейда-палеоцен, стрийська світа; 7 – крейда, головницька світа; 8 – нижня крейда, спаська світа

Fig. 3. Geological profile along the line of wells 1-Mizun-3-Obolon. (Compiled by V.V. Kuzovenko): Thrust of: 1a – scales, 1b – slices, 1c – Skyba nappe; 2 – Neogene, Polanitsa formation; 3 – Oligocene, Menilite formation; 3a – Golovets formation; 4 – Eocene; 5 – Paleocene, Yamna formation; 6 – Upper Cretaceous-Paleocene, Stryi formation; 7 – Cretaceous, Golovnyin formation; 8 – Lower Cretaceous, Shypot formation

1-Шевченкове спаська світа ідентифікована в Новошинській і Лолинській лусках Берегової скиби в інтервалах 5320–6240 і 6940–7520 м (рис. 3).

У розташованій неподалік свердловині 4-Максимівка спаська світа розкрита у фронтальній частині Новошинської луски в інтервалі 4110–4470 м. Профільна свердловина 1-Мізунь, пробурена в скибі Парашки в цьому ж перетині, розкрила під породами стрийської світи Сколівської скиби (нижче 4750 м) темноколірну товщу, представлену чергуванням аргілітів чорних з коричнюватим забарвленням, кременистих, некарбонатних, тонкошаруватих з прошарками пісковиків сірих, темно-сірих і чорних, дрібнозернистих, карбонатних і некарбонатних, дуже міцних, шаруватих. Зрідка в розрізі присутні вапняки темно-сірі з коричнюватим відтінком. З інтервалу 5218–5220 м піднято kern, представлений чорними кременями, коричневими вапняками і чорними аргілітами. Більшість геологів відносять цю товщу (4638–5330 м) до спаської світи (Обоснование..., 1977; Мончак та ін., 2010). На переконання В.В. Кузовенка (усне повідомлення), під насувом відкладів стрийської світи Сколівської скиби в інтервалі 4750–5230 м присутні темноколірні відклади менілітової світи олігоцену вже Орівської скиби, а під ними до вибою (5867 м) згідно залягають породи еоцену (див. рис. 3). На користь цієї точки зору свідчить відсутність у розрізі над темноколірною товщею строкатоколірної ілемкінської світи, яка перекриває спаську світу в розрізах свердло-

вин 1-Шевченкове і 1-Луги, а також відсутність мікрофауни ранньокрейдного віку. Товщини спаської світи в шевченківському перетині порівняно з розрізами у північно-західній частині Скибового покриву збільшені у 2-3 рази.

Дуклянсько-Чорногорський покрив

Шипотська світа (*K, sp*), апт-альб (Геологическое..., 1971) або барем-альб (Лещух, 1982; Вялов и др., 1988), виділена ще в минулому столітті австрійським геологом К. Паулем. Світа впевнено підтверджена у Ставнянському, Красношорсько-Говерлянському та Скупівському субпокривах Дуклянсько-Чорногорського покриву. Менш чітко її виділення у фронтальній частині Боржавської групи лусок і сумнівним є її присутність у Березнянському субпокриві поблизу сіл Чорноголова, Пастілки, Смерекова (Глушко та ін., 1999). Також наведені аргументи, які спростовують висновки про належність шипотських відкладів у басейнах рік Біла і Чорна Тиса до Свидовецької підзони. Насправді вони там розвинуті в межах Красношорсько-Говерлянського субпокриву (Глушко та ін., 1994).

Шипотська світа найбільше поширена на поверхні у північних лусках південно-східної частині Говерлянського субпокриву на кордоні з Румунією, де породи світи відомі під назвою «чорних сланців» або «верств Аудія». Румунські геологи розчленовують їх на три товщі: сферосидеритову, сланцеву (аргілітову) і піщану – глауконітові пісковики (Габинет и др., 1976).

Сферосидеритова товща складена ритмічним перешаруванням вапнистих пісковиків і аргілітів з прошарками мергелів і туфогенних утворень. Потужність товщі становить 400 м. Молодша сланцева товща (близько 350 м) представлена чорними, бітумінозними, подекуди кременистими аргілітами, пісковиками та мергелями. В її нижній частині відомі знахідки апт-нижньоальбських форамініфер. Завершує розріз комплексу «чорних аргілітів» порівняно малопотужна товща (80 м) склуватих глауконітових пісковиків з прошарками аргілітів. В останній час більшість геологів вважають цю товщу не молодшою за пізній альб, оскільки в перекриваючих їх «верствах Загона» знайдено враконського молюска (Габинет и др., 1976). Товща глауконітових пісковиків без сумніву відповідає верхньошипотській підсвіті Українських Карпат.

За літологічними ознаками шипотська світа ділиться на дві підсвіти: нижню, піщано-глинисту і верхню, переважно піщану (Геологическое..., 1971).

Нижньошипотська підсвіта (K_1sp_1)

Найбільш повний розріз підсвіти відслонюється по р. Чорний Черемощ, нижче гирла струмка Людовець. Найнижча ланка світи, яка відповідає сферосидеритовій товщі Румунських Карпат, на території України відсутня (Геологическое..., 1971). Перша з них потужністю 250 м складається з чергування темно-сірих, майже чорних, невапнистих, розсланцьованих аргілітів (0,5–1,0 м) з тонкими прошарками темно-сірих і сірих мергелів і вапняків. Подекуди спостерігаються прошарки темно-сірих до чорних вапнистих пісковиків та алевролітів з частими кальцитовими прожилками. Верхня піщано-глиниста товща (100–150 м) складається з чорних, тонкоплитчастих, переважно невапнистих аргілітів з іржаво-жовтими нальотами ярозиту, скременілими, іноді склуватими пісковиками (0,15–0,25 м). Кількість і товщина піщаних прошарків доверху поступово збільшуються, і нижньошипотські верстви поступово переходять в піщану товщу верхньошипотської підсвіти. В покрівельній частині нижньошипотської підсвіти простежується пачка (до 20 м) зливних пісковиків, чорних аргілітів та темно-сірих мергелів з поодинокими лінзовидними прошарками чорних силіцитів, яких З. Суйковський називав їх лідитами (Габинет и др., 1976). За фауною форамініфер вік нижньошипотської підсвіти визначається як барем-аптський (Вялов и др., 1988). Загальна потужність підсвіти коливається в межах 390–410 м (Геологическое..., 1971).

Верхньошипотська підсвіта (K_1sp_2)

У складі підсвіти домінують середньо- та грубошаруваті пісковики, скременілі, часто склуваті, які перешаровуються з пакетами (0,1–0,2 м) чорних та зеленуватих невапнистих аргілітів і алевролітів. У Скупівському субпокриві в низах верхньошипотської підсвіти подекуди спостерігаються поодинокі прошарки та лінзи лідитів, а в середній частині (басейн Білого Черемощу) трапляються кварцові гравеліти. У покрівельній частині підсвіти простежується пачка товщиною до 10 м тонкого перешарування зелених, темно-сірих до чорних алевролітів і аргілітів, подекуди з прошарками, за З. Суйковським, смугастих силіцитів (гези і спонголіти) (Геологическое..., 1971).

У двох південних лусках Говерляньсько-Красношорського субпокриву в басейні р. Бальзатул (притока р. Біла Тиса у верхній її течії) спостерігаються деякі відмінності в літологічному складі шипотського комплексу. По р. Бальзатул та її притоках до складу світи, крім чорних кременистих аргілітів та склуватих пісковиків, входять потужні (до 50–70 м) пакети, у складі яких присутні пісковики сірі, дрібно-середньозернисті, товстоплитчасті і масивні, слюдисті, товщиною до 3 м, які дещо нагадують пісковики верхньої крейди, проте, на відміну від останніх, вони некарбонатні. Ці пісковики мігрують у розрізі, знаходячись переважно в перехідній частині між верхньо- та нижньошипотською підсвітами. Подібна ситуація характерна і для спаської світи нижньої крейди Скибового покриву, яка є віковим і літологічним аналогом шипотської світи – там локально таке ж місце займають тершівські, інакше бусовиські пісковики. Вік цієї частини розрізу завдяки знахідці на поверхні пісковика по третій вище гаті р. Бальзатул, правій притоці однойменної ріки (за 320 м вище від устя) амоніту *Tetragonites duvilianus Orbigny* визначений як пізньоаптський-ранньоальбський (Царненко, Лещух, 1974). Крім нехарактерних для типової шипотської фації пісковиків, описаних вище, у розрізах нижньої крейди цієї ділянки Карпат знаходяться сірі та зеленуваті, подекуди вапнисті аргіліти, які разом зі слюдистими пісковиками об'єднуються у ритмічно збудовані пачки товщиною до 50 м.

Вік верхньошипотської підсвіти більшістю дослідників визначається як альбський (Вялов и др., 1988). Її потужність в Дуклянсько-Чорногорському покриві коливається в межах 150–200 м (Геологическое..., 1971).

У Лемківському сегменті (північно-західно-му секторі Карпат) шипотські відклади значно менш поширені, ніж у Гуцульському мегаблоці.

Шипотські відклади Ставнянського субпокриву на дві підсвіти не поділяються. Це нерозчленована товща, представлена чергуванням тих же порід, що і в традиційних розрізах, з додаванням сірих і темно-сірих середньозернистих пісковиків та сірих і темно-сірих аргілітів. Піщаної пачки у верхній частині тут немає, хоча малопотужні пачки склуватих пісковиків, таких характерних для типового верхнього «шипоту», присутні. Потужність нижньокрейдової товщі тут становить близько 400 м.

У передовій лусці Бачавсько-Боржавського субпокриву поблизу с.м.т. Воловець можливі шипотські відклади, представлені тонко- і середньоритмічним чергуванням аргілітів, пісковиків,

алевролітів і зрідка мергелів і аргілітів зелених (Кузовенко и др., 1977). Аргіліти чорні, темно- і зеленувато-сірі, невапнисті, нерідко кременисті з товщиною прошарків 0,1–1,0 м. Пісковики кварцові, дрібнозернисті та алевроліти чорні, темно-сірі, іноді кварцитовидні, дуже міцні, тонкошаруваті (до 0,2 м) з прожилками кварцу. Пісковики оліго- і поліміктові, середньо- і різнозернисті, невапнисті, слюдисті, міцні, товстошаруваті (0,5–1,2 м). Мергелі чорні, кременисті, міцні, з гострими ріжучими краями, тонкоплитчасті (0,05–0,2 м). У нижній частині товщі мергелі утворюють пачку потужністю 30–40 м. У верхній частині шипотських відкладів серед зеленувато-сірих аргілітів трапляються аргіліти зелені, невапнисті (0,05–0,1 м), а також тонкі прошарки чорних кременистих вапняків і кременів (до 0,05 м). Вік відкладів

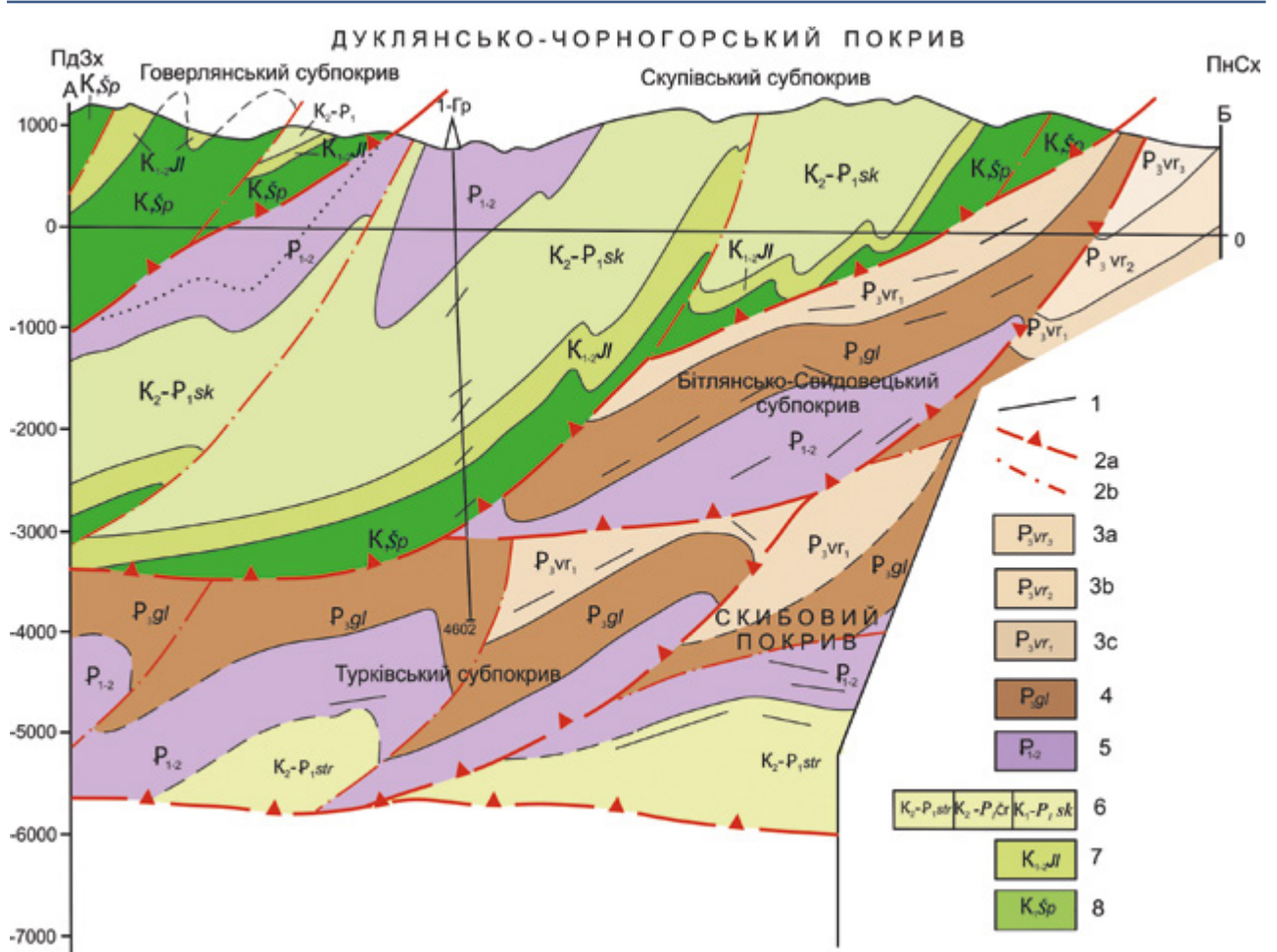


Рис. 4. Геологічний профіль через параметричну свердловину 1-Гринява. (Складено В.В. Кузовенком і В.Є. Шлапінським): 1 – відбиваючі сейсмічні горизонти; насуви: 2a – покривних одиниць, 2b – лусок; олігоцен: 3a – верхньоверховинська підсвіта, 3b – середньоверховинська підсвіта, 3c – нижньоверховинська підсвіта; 4 – олігоцен, головецька світа; 5 – палеоцен-еоцен; 6 – верхня крейда-палеоцен, стрійська, чорногорська, скупівська світи; 7 – крейда, яловецька світа; 8 – нижня крейда, шипотська світа

Fig. 4. Geological profile through the parametric well 1-Hrynyava. (Compiled by V.V. Kuzovenko and V.Ye. Shlapinskiy): 1 – reflective seismic horizons; thrust of: 2a – nappes units, 2b – the scales; Oligocene: 3a – Verkhovyna formation, upper part, 3b – Verkhovyna formation, intermediate part, 3c – Verkhovyna formation, lower part; 4 – Oligocene, Golovets formation; 5 – Paleocene-Eocene; 6 – Upper Cretaceous-Paleocene, Stryi, Chornogora, Skupiv formations; 7 – Cretaceous, Yalovets formation; 8 – Lower Cretaceous, Shypot formation

визначається мікрофауною вракону, знайденою В.М. Заволянською у самих верхах цього комплексу (Кузовенко и др., 1977). Видима потужність шипотських відкладів сягає тут близько 400 м. На геологічній карті УкрДГРІ 1976 р. масштабу 1:200 000 ця темноколірна пачка віднесена до нижньоберезнянської світи (Геологическая..., 1976).

До нижньокрейдових відкладів відносять звичайно і темноколірні породи, які відслонюються у південно-західній частині Березнянського субпокриву. Ці породи знаходяться в складних співвідношеннях з контактуючими з ними березнянськими верствами, бачавськими пісковиками, а місцями – зі строкатоколірними відкладами яловецької світи і породами палеоцену–еоцену. Шипотоподібна товща, як правило, на геологічних профілях та картах тут зображується у вигляді

вузьких лусок, відокремлених з усіх боків тектонічними порушеннями (Геологическая..., 1976). Складають її сірі, темно-сірі та чорні кременисті аргіліти з прошарками склуватих пісковиків. У розрізі присутні лінзи та прошарки сильно кременистих алевролітів та мергелів, майже кремєнів. Вік товщі не обґрунтований. Вік межуючих з шипотоподібними породами строкатоколірних відкладів поблизу с. Черногорова раніше визначався як сеноман-туронський. На цій підставі темноколірна пачка відносилася до нижньої крейди. Пізніше в лабораторії Тематичної партії ДП «Західургеологія» зі зразків, відібраних у 1992 р., палеонтолог З.Л. Чернуха ідентифікувала фауну палеоцену (Шлапінський та ін., 1994). Ці результати і ставлять під сумнів попередні висновки про ранньокрейдовий вік цих пачок.

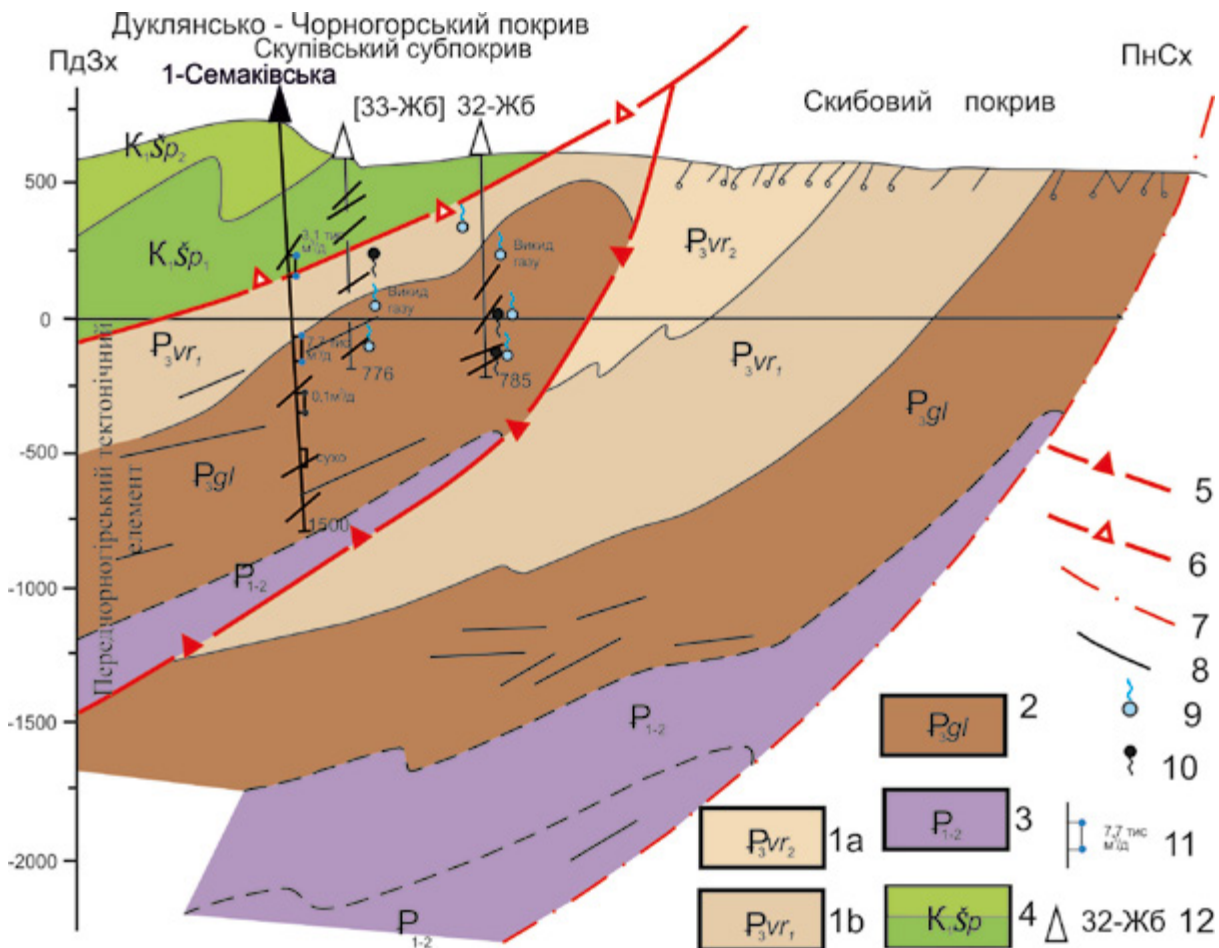


Рис. 5. Геологічний профіль через свердловину 1-Семаківська. (Складено В.В. Кузовенком і В.Є. Шлапінським): Олігоцен: 1a – середньоверховинська підсвіта, 1b – нижньоверховинська підсвіта; 2 – олігоцен, головецька світа; 3 – палеоцен–еоцен; 4 – нижня крейда, шипотська світа; насуви: 5 – Бітлянсько-Свидовецького субпокриву, 6 – Скупівського субпокриву, 7 – лусок; 8 – відбиваючі сейсмічні горизонти; 9 – прояви газу в свердловинах; 10 – прояви нафти в свердловинах; 11 – припливи газу в свердловинах; 12 – площа Жаб'є

Fig. 5. Geological profile through the well 1-Semakiv. (Compiled by V.V. Kuzovenko and V.Ye. Shlapinskyi): Oligocene: 1a – Verkhovyna formation, intermediate part, 1b – Verkhovyna formation, lower part; 2 – Oligocene, Golovets formation; 3 – Paleocene–Eocene; 4 – Lower Cretaceous, Shypot formation; 5 – thrust of Bitlya-Svidovets sub-nappes, 6 – thrust of Skupiv sub-nappes, 7 – thrust of the scales; 8 – reflective seismic horizons; 9 – gas producer hole; 10 – oil producer hole; 11 – gas discharge well stream; 12 – Zhabye Area

Шипотські відклади розкриті параметричними свердловинами 1-Гринява та 1-Семаківська з вибоями відповідно 4602 і 1500 м (рис. 4, 5). Перша з них, пробурена в палеоцен-еоценових відкладах другої від фронту луски Скупівського субпокриву поблизу однойменного села, розкрила під яловецькою світою нижньої-верхньої крейди в інтервалах відповідно 3114–3486 і 3486–3660 м відклади верхньо- і нижньошипотської підсвіт. У другій свердловині, розміщеній на відстані 8 км на північ від першої в передовій лусці Скупівського субпокриву, верхньошипотська підсвіта розкрита в інтервалі 4–236 м, а нижня – на глибинах 236–577 м.

Літолого-седиментологічна характеристика порід нижньої крейди

Головними літологічними типами порід вуглецьвмісних («чорносланцевих») відкладів барем-альбського віку Українських Карпат, віднесених до шипотської і спаської світ, є пісковики, алевроліти, чорні вуглецьвмісні аргіліти, кремєністі породи (силіцити), вапняки. Трапляються діагенетичні карбонатні, кремєністі і сульфідні конкреції. Літологія крейдових відкладів шипотської світи вивчалася ще Z. Sujkowski (Sujkowski, 1938). Мінералого-петрографічна, геохімічна, седиментологічна і літогенетична характеристики цих осадових утворень викладені в наукових працях (Габинет и др., 1976; Афанасьєва, 1983; Мороз, 2003; Сеньковський та ін., 2004, 2012, 2018; Гнилко та ін., 2021;).

Однією з найважливіших характерних ознак порід шипотської і спаської світ є підвищений вміст POP (Сеньковський та ін., 2012; Koltun et al., 1998). Згідно з (Габинет и др., 1976; Габинет, 1985), вміст $C_{орг}$ у нижньокрейдних бітумінозних аргілітах становить 0,44–10,17 %, в алевролітах – 0,13–2,35 %, пісковиках – 0,12–1,99 %. Вміст FeS_2 в середньому сягає 1,39–1,74 %. Породи, збагачені POP, набувають коричневого, темно-коричневого або чорного забарвлення. В залежності від кількості POP під мікроскопом вони мають ясно- або темно-коричневий колір. В аргілітах органічна речовина або рівномірно, тонкодисперсно розсіяна по всій породі, або утворює видовжені (від 0,1 до 0,5 мм) по нашаруванню скупчення, а також проявляється у вигляді агрегатів бітумів різноманітної конфігурації. В алевролітах, як і в аргілітах, тонкодисперсна POP рівномірно розсіяна по всій породі, а також знаходиться у вигляді видовжених по нашаруванню (від 0,05 до 0,5 мм) скупчень.

У пісковиках тонкодисперсна POP також рівномірно розсіяна в породі або у вигляді включень виповнює у ній пустоти і тріщини.

Підвищений вміст POP і діагенетичного піриту в нижньокрейдних відкладах свідчить про те, що їх седименто- і діагенез відбувалися в безкисневих відновних умовах. Уверх по розрізу вони змінюються мергелистими породами головнинської світи і строкатими глинистими утвореннями ілемкінської та яловецької світ, які нагромаджувалися в окисній обстановці. В результаті польових спостережень встановлено, що чорні і темно-сірі аргіліти верхньошипотської підсвіти (альб) змінюються спочатку зеленими, а потім червоними аргілітами нижньояловецької підсвіти (турон). Не відмічається жодного випадку, щоб чорні або темно-сірі глинисті породи перешаровувалися з червоними. У відслоненнях спостерігається тільки чергування чорних аргілітів з темно-сірими і зеленими, або зелених з червоними. Це, на нашу думку, свідчить про зв'язок забарвлення порід з геохімічними умовами седиментації (переходом від відновних до окисних умов), а не з періодичним надходженням у басейн вулканогенного чи осадового матеріалу певного складу. Зі зміною окисно-відновного потенціалу (Eh) змінювався і речовинний склад різноманітних домішок в аргілітах та відповідно їх забарвлення. Описані літологічні особливості зони стратиграфічного контакту шипотської та яловецької світ підтверджуються даними Z. Sujkowski (Sujkowski, 1938), який ще в 1938 р. цілком обґрунтовано пов'язував седиментацію чорних вуглецьвмісних відкладів з дефіцитом кисню у морських водах басейну седиментації. Варто зазначити, що, згідно з (Malata, 1996), в Польських Карпатах верхню межу спаських відкладів розміщують там, де зелені аргіліти починають переважати над чорними в стратиграфічній колонці.

Потенційними породами-колекторами вуглеводнів у нафтогазоносних відкладах нижньої крейди насамперед є пісковики. В якості нетрадиційних колекторів тріщинуватого типу можуть виступати бітумінозні відміни глинистих, кремєністих, карбонатних порід (Попп та ін., 2019).

Середньо-, дрібнозерністі пісковики спаської і шипотської світ зазвичай утворюють прошарки потужністю від кількох сантиметрів до 1 м серед чорних аргілітів. Найбільш піщанистою в обох світах є середня частина розрізу (Вялов и др., 1988). Зокрема, нижня частина верхньоспаської

підсвіти (60 м) представлена масивними сірими і світло-сірими, іноді глауконітовими, середньо- або різнозернистими пісковиками (тершівськими або бусовиськими пісковиками), серед яких відмічаються ритмічні піскувато-глинисті пачки (1–2 м). На р. Дністер та її притоках тершівські пісковики (див. рис. 1) зазвичай присутні у всіх розрізах, але на самому північному заході української частини Скибової зони фаціально переходять в ритмічний піскувато-глинистий фліш, а біля м. Добромиль повністю випадають із розрізу. В нижньошипотській підсвіті уверх по розрізу виділяються дві товщі: глиниста і піскувато-глиниста. Нижня частина верхньошипотської підсвіти складена середньо- і грубошаруватими міцними кварцовими, зрідка глауконітовими пісковиками, що перешаровуються з малопотужними прошарками темно-сірих із зеленуватим відтінком аргілітів і алевролітів. Далі уверх по розрізу кількість пластів пісковиків зменшується. В середній частині підсвіти виділяється пачка середньоритмічного піщано-глинистого флішу, а у верхній – тонкоритмічного глинистого флішу.

Пісковики нижньоспаської підсвіти середньо-, дрібнозернисті, алевритові, кварцові. В кластичному матеріалі присутні уламки філітів. Трапляються лусочки мусковіту і рештки карбонатної фауни. Цемент (до 30 %) кальцитовий, місцями кременистий, поровий. У порах трапляються зерна глауконіту з мікротріщинами, вповненими кальцитом і піритом. У безцементних ділянках зерна кварцу з'єднані шляхом втискування і регенерації. Текстура пісковиків мікрошарувата. Пісковики верхньоспаської підсвіти середньо-, дрібнозернисті, кварцитоподібні, з кременистим цементом (понад 10 %), за рахунок якого іноді розвивається вторинний кальцит. В дрібнозернистих пісковиках спостерігається безцементне з'єднання зерен. В складі уламкового матеріалу крім кварцу з'являються уламки кварциту і вапняків, зерна калієвого польового шпату і глауконіту. Серед нижньокрейдових склоподібних пісковиків спостерігається тонке перешарування кременистих алевролітів з кременистими алевритовими аргілітами і кременистими породами (силіцитами). Породи мають кварцитоподібний вигляд і темно-сіре до чорного забарвлення. Кластичний матеріал представлений кварцом (85 %) з незначною домішкою мусковіту (2 %). Криптокристалічний кременистий цемент алевролітів складає 10 %.

Варто зазначити, що, згідно з (Гуржий и др., 1983; Габинет, 1985), нижньокрейдові відклади навіть в умовах земної поверхні (зразки з відслонень) проявляють ознаки порід, які зазнали постседиментаційних перетворень зони глибинного катагенезу. В таких породах відбивна здатність вітриніту становить 8,5–10,6 %, а шаруваті силікати представлені гідрослюдою і хлоритом з незначною домішкою каолініту. На невеликих глибинах у глинистій фракції порід відзначаються змішаношаруваті силікати гідрослюда-монтморилоніт, де вміст останнього не перевищує 5 %. В глибоких горизонтах гідрослюда за структурою наближається до гідромусковіту. На глибинах 5,3–7,2 км (свердловина Шевченкове-1) в пісковиках розвинені конформні, інкорпораційні структури, починається перекристалізація пелітоморфного карбонатного цементу. Породи тріщинуваті. Багато тріщин вповнені вторинним кристалічним кальцитом, кварцом і халцедоном, а також бітумом. У таких породах можна прогнозувати розвиток колекторів змішаного (порово-тріщинного, тріщинно-порового) і тріщинного типів. Згідно з (Хомин, 2004), у зразках тріщинуватих пісковиків спаської світи (7014–7022 м) із свердловини 1-Шевченкове у шліфах спостерігаються порові та тріщинно-кавернозно-порові колектори, в порожнинах яких знаходиться нафта.

Варто зазначити, що на території Польщі, де в складчастих Карпатах широко розвинені нижньокрейдові відклади, віднесені до спаської світи (Malata, 1996; Oszczyrko, 2006), до них приурочені невеликі родовища нафти. Породами-колекторами тут є різнозернисті глауконітові пісковики потужністю 3–10 м, які характеризуються пористістю 1–18 % і малою проникністю (Колодій та ін., 2004). Згідно з (Kruczek, 1992), у свердловинах Кузьміна-1, -2 у нижньокрейдових відкладах встановлена наявність кондиційних колекторів і присутність вуглеводневих розчинених газів у пластових водах.

Вуглецьвмісні скременілі аргіліти значно поширені в товщах спаської і шипотської світ, залягаючи у вигляді пачок потужністю до 1,5 м. Між пластами кварцитоподібних пісковиків спостерігаються прошарки потужністю 2–4 см кременистих алевритових аргілітів, складених криптозернистим кварцовим агрегатом і глинистою речовиною. Аргіліти мають бурувате і темно-бурувате до чорного забарвлення. Вони складені волокнистими і лускуватими глинистими

мінералами зі значною домішкою PO_4 , а також пелітоморфних карбонатів і аутигенного кремнезему (халцедону, кварцу). Асоціація глинистих мінералів представлена переважно гідрослюдою, хлоритом, меншою мірою монтморилонітом, каолінітом. Іноді відмічається домішка кальциту. В складі уламкового матеріалу переважає кварц (до 10 %), трапляються калієві польові шпати, плагіоклази, лейсти мусковіту, біотиту і хлориту, зерна глауконіту, вуглефікований детрит, уламки кварцитів, кременистих порід і змінених ефузівів. Присутні рештки кальцитових (форамініфери) і кременистих (радіолярії) організмів, аутигенні пірит і глауконіт, ромбодри вторинного доломіту. В аргілітах, що містять незначну кількість PO_4 , спостерігається крипто- і мікрокристалічна будова основної маси, яка реагує на поляризоване світло то з високим (вапнисто-глинистий матеріал), то з низьким (кременисто-глинистий матеріал) інтерференційним забарвленням. Окремі прошарки аргілітів містять незначну кількість (до 2–5 %) домішки алевроитового матеріалу, представленого кварцом.

Кременисті породи (кремені, силіцити) в бітумінозних барем-альбських відкладах Українських Карпат представлені фтанітами (лідитами), спонголітами, гезами і конкреційними кременями. До контакту верхньо- і нижньошипотської підсвіт приурочений силіцитовий горизонт, складений прошарками фтанітів, які часто є видовженими лінзами довжиною кількисот метрів і потужністю до 10 см. Кількість прошарків фтанітів непостійна: в одних розрізах вони трапляються не часто, в інших їх кількість досягає 35–40. Сумарна їх потужність не перевищує 1,0–1,5 м. Малопотужні прошарки фтанітів наявні також серед чорних скременілих аргілітів верхньоспаської підсвіти. Серед чорних бітумінозних аргілітів шипотської світи часто розвинуті діагенетичні кременисті конкреції неправильної ізометричної форми розміром 5–20 см. Згідно з (Sujkowski, 1938; Габинет, 1985), у скременілих шипотських відкладах зрідка трапляються малопотужні прошарки спонголітів (приблизно 10 см), а до підосви пластів окварцованих склоподібних пісковиків приурочені прошарки гезів потужністю близько 3–6 см.

Нижньокрейдові фтаніти (криптобіогенні яшмоподібні силіцити, темно-сірого до чорного забарвлення, зумовленого підвищеним вмістом PO_4) відрізняються від олігоценних нижчим ступенем структурної впорядкованості породоу-

творюючого кремнезему, переважанням масивних текстур, порівняно вищим вмістом глинистої домішки і меншим – карбонатної. Кількість SiO_2 в них становить 69,70–92,34 %; Al_2O_3 – 0,89–11,49 %; CaO – 0,17–2,82 %; сульфідної сірки – до 0,58 %; $C_{орг}$ – 1–2 %. Серед основної криптокристалічної кварц-халцедонової маси нижньокрейдових фтанітів, середній показник заломлення якої дорівнює 1,536–1,539, значно частіше ніж в олігоценних трапляються численні скелетні рештки радіолярій, складені волокнистим халцедоном. На рентгендіфрактограмах тонкозернистої маси фтанітів чітко виділяються рефлекси кварцу (0,1533; 0,1659; 0,1665; 0,1812; 0,1967; 0,226; 0,244; 0,332; 0,42 нм). Інфрачервоні спектри породотворної речовини фтанітів характеризуються смугами поглинання, властивими кварцу (1170, 1090 дублетом 800–780, 695, 520 і 475 cm^{-1}). Незначна домішка опал-кристобаліту (опалу-СТ) у нижньокрейдових фтанітах встановлюється появою на ІЧ-спектрах слабоінтенсивних смуг 620 і 560 cm^{-1} , притаманних відповідно низькотемпературним α -кристобаліту та α -тридиміту, що характерно для силіцитів, складених халцедоном низької структурної упорядкованості. За даними растрової електронної мікроскопії в них проявляється агрегатно-глобулярна ультрамікроструктура.

В нижньокрейдових відкладах Скибової зони карбонатні породи розвинені в нижній частині нижньоспаської підсвіти, де вони представлені піщаними вапняками, які містять значну кількість черепашкового шламу і цілі органічні рештки (Афанасьєва, 1983). Це щільні, зливні, тонкоплитчасті породи, пронизані кальцитовими прожилками, складені крипто- і мікрокристалічним агрегатом кальциту, який пронизаний кременистою речовиною. Численні фауністичні рештки виповнені зернистим кальцитом, піритом або халцедоном. Кластична домішка (кварц, польові шпати, циркон, глауконіт) складає до 30 %. Піщанисті вапняки перешаровуються з темно-сірими мергелями, які мають реліктову органогенну структуру (черепашки форамініфер та інші фауністичні рештки, виповнені кальцитом і халцедоном). У підпорядкованій кількості в товщі нижньоспаської підсвіти розвинені скременілі вапняки. Породи складені крипто- і мікрозернистим кальцитом. В основній масі трапляються численні черепашки радіолярій, спікули губок та інший черепашковий шлам. В проміжках між скупченнями зерен кальциту

розвинені агрегати вторинного кварцу (близько 20 %). Скременілі вапняки січуться кальцитовими прожилками, більш пізніми по відношенню до вторинного кварцу. Нами досліджувалися карбонатно-кременисті породи з високим вмістом SiO_2 . Їх можна назвати вапняковистими силіцитами. Породоутворювальний кремнезем цих порід має дуже неоднорідну будову і містить численні вclusions криптокристалічного кальциту. Кремнезем нерівномірно розкристалізований до халцедону (кварцу) і знаходиться в породі в таких формах: 1) криптокристалічний SiO_2 – 20 %; 2) мікрোকристалічний – 30 %; 3) вclusions волокнистого халцедону – 30 %. Спостерігаються зерна кварцу, а також поодинокі здвійниковані зерна плагіоклазів. Кальцит переважно прихованокристалічний, трапляються кристалічні вclusions неправильної форми з характерною для карбонатів спайністю. Припускаємо вторинну карбонатизацію кременистих порід (силіцитів). Тріщини виповнені кристалічним кальцитом з характерною спайністю, що, на нашу думку, є ознакою проникнення по тріщинах розчинів, насичених карбонатом, у кременисту породу із сусідніх пластів на стадії катагенезу. У верхній частині розрізу, в товщі верхньоспаської підсвіти, кількість карбонатних порід зменшується. Тут вони представлені поодинокими прошарками скременілих мергелів.

У вуглецьмісних відкладах шипотської і спаської світи широко розвинені карбонатні конкреції. Зазвичай вони мають лінзоподібну форму і довжину від кількох десятків сантиметрів до кількох метрів. Трапляються також карбонатні конкреції округлої форми діаметром до 1 м. Згідно з (Габинет, 1985), у бітумінозних аргілітах найчастіше трапляються конкреції, складені магнезіальним сидеритом (сидероплазитом). У піскувато-алевритових пластах переважають доломітові і кальцитові стяжіння. У відкладах спаської світи розвинуті доломіт- і сидерит-кальцитові конкреції. На рентгенодифрактограмах карбонатних стяжінь фіксуються рефлекси сидериту (0,1723; 0,195; 0,233; 0,277–0,279; 0,355–0,356 нм), доломіту (0,1805; 0,201–0,202; 0,217–0,218; 0,288 нм), кальциту (0,206–0,207; 0,226; 0,299–0,301 нм). Як мінерали-домішки в конкреціях присутні кварц (0,332; 0,420 нм), гідрослюда (0,980–1,00 нм), хлорит (0,352–0,356; 0,690, 1,320 нм) і змішаношаруваті неупорядковані агрегати гідрослюди і монтморилоніту (1,160 нм). Вміст у конкреціях

складає (%): FeO – 19,27–33,13; CaO – 5,91–13,58; MgO – 5,29–8,02; Mn – 0,81–1,4. Марганець і магній входять до складу породоутворювальних карбонатних мінералів досліджених діагенетичних стяжінь як ізоморфні домішки. В праці (Мороз та ін., 2007) наведені результати досліджень сидеритових конкрецій, які залягають між пластами чорних бітумінозних аргілітів у відслоненнях шипотських відкладів, поблизу с. Шепіт, на правому борті р. Сучава. Трапляються два різновиди конкрецій: перший – стяжіння кулеподібної форми з діаметром до 40 см; другий – еліпсоподібні тіла, розміром приблизно 60 × 15 см. Структура породоутворювальної речовини конкрецій прихованокристалічна, текстура масивна. Встановлено, що основним породоутворювальним мінералом конкрецій є сидероплезит, тобто сидерит з підвищеним вмістом магнію. Це підтверджується наявністю на рентгенодифрактограмах рефлексів, характерних для цього мінералу (0,1713; 0,1953; 0,212; 0,233; 0,278; 0,357 нм). Також у конкреціях фіксуються домішки марганцевистого кальциту (0,185; 0,189; 0,207; 0,226; 0,246; 0,297 нм), родохрозиту (0,1776; 0,200; 0,217; 0,238; 0,286; 0,364 нм) і в незначній кількості кварцу (0,332; 0,420 нм). Полімінеральний склад конкрецій підтверджують також результати ІЧ-спектроскопії. За характерними смугами поглинання встановлена наявність карбонатів (880, 1450 cm^{-1}), зокрема, сидериту (415, 730–740, 2620 cm^{-1}), а також кварцу (475, 800, 1095–1100 cm^{-1}).

В чорних аргілітах шипотської світи спорадично трапляються сульфідно-кременисто-карбонатні конкреції зональної будови (Попп, Сеньковський, 2003; Сеньковський та ін., 2012). Вони переважно мають яйцеподібну форму. Їхні розміри становлять від 9,0 × 4,8 × 3,4 до 22,0 × 12,0 × 8,5 см. Трапляються два різновиди таких конкрецій. У деяких стяжіннях виділяється зеленувате еліпсоподібне ядро розміром 1–2 см, що облямовується темно-сірою до чорної масою внутрішньої оболонки конкрецій. Її межа із зовнішньою оболонкою має звивисті контури. Остання характеризується світлішим забарвленням і покрита малопотужною (до 0,5 см) кіркою звітрявання темно-сірого або жовтого кольору. Інші конкреції складені темно-сірою криптокристалічною кременисто-карбонатною речовиною. Кількість мікрочлеників піриту в обох різновидах конкрецій поступово зменшується від ядра до їхньої зовнішньої оболонки.

Незважаючи на деякі відмінності у внутрішній будові, описані різновиди конкрецій мають дуже подібний мінеральний склад і характеризуються однаковими закономірностями його зміни від їхнього ядра до зовнішньої оболонки. На рентгенодифрактограмах мінеральної речовини конкрецій фіксуються рефлекси кальциту (0,159; 0,150; 0,144; 0,142; 0,144; 0,150; 0,159; 0,186; 0,190; 0,191; 0,208; 0,227; 0,246; 0,248; 0,303; 0,383 нм), кварцу (0,145; 0,154; 0,166; 0,167; 0,182; 0,198; 0,224; 0,227; 0,246; 0,335; 0,426 нм) і піриту (0,242; 0,271; 0,331 нм). Іноді відзначається присутність незначних домішок доломіту (0,283 нм) і хлориту (0,319; 0,442; 1,018; 1,426; 1,573 нм). Інфрачервоні спектри конкрецій шипотської світи характеризуються смугами карбонатів (1470, 880, 720 cm^{-1}) і кварцу (1185, 1105, дублет 805–785, 520, 470 cm^{-1}). Наявність піриту встановлюється смугою 1660 cm^{-1} . Порівняння інтенсивностей рефлексів на рентгенодифрактограмах дозволило наближено оцінити відносний вміст халцедону (кварцу), кальциту і піриту в породоутворювальній ре-

човині конкрецій. У досліджених діагенетичних стяхіннях шипотської світи домінує кальцит. Усі вони характеризуються високим вмістом піриту в ядрі, який поступово зменшується в напрямку до зовнішньої оболонки конкреції. Підвищений вміст кварцу, порівняно з таким кальциту, фіксується у внутрішній оболонці і в кінці звітрювання конкрецій. Ранньодіагенетичний пірит у центральній частині описаних конкрецій є свідченням відновних умов на самому початковому етапі постседиментаційних перетворень.

Формування вуглецьвмісних товщ верхнього барему-альбу Українських і Польських Карпат (спаська, шипотська світи) пов'язане (Сеньковський та ін., 2004, 2012, 2018; Olszewska, Szydło, 2012, 2016; Sachsenhofera et al., 2012) з фазою океанічних безкисневих подій ОАЕ-1 (див. рис. 4), яка всередині крейдового періоду широко проявила себе у Світовому океані (Shlanger, Jenkyns, 1976; Jenkyns, 1980, 2010). Седиментація цих осадових утворень відбувалася в зоні кисневого мінімуму, переважно нижче, в окремих випадках вище



Рис. 6. Умови седиментації барем-альбських відкладів Українських Карпат: 1 – пісковики; 2 – чорні аргіліти; 3 – прошарки силіцитів; 4 – глинисто-мергелісті відклади; 5 – строкаті теригенно-глинисті відклади

Fig. 6. Conditions of sedimentation of Barremian-Albian sediments of the Ukrainian Carpathians: 1 – sandstones; 2 – black argillites; 3 – silicite intercalations; 4 – clay-marl deposits; 5 – variegated terrigenous-clay deposits

(нижньоспаська підсвіта) глибини карбонатної компенсації (CCD). Поступовий перехід від нижньокрейдових чорносланцевих до верхньокрейдових карбонатних і строкатих (зеленувато-сірих і червоних) відкладів вверх по розрізу є свідченням глобальної зміни клімату від «парникового» до більш холодного (Гнилко та ін., 2023), а також фізико-хімічних умов у придонних водах седиментаційного басейну від анаеробних відновних до аеробних окисних.

Потужні піскуваті товщі в середній частині спаської і шипотської світ утворилися як відклади гравітаційних потоків на другому рівні лавинної седиментації, в підніжжі континентального схилу північної континентальної окраїни океану Тетис (Сеньковський та ін., 2004). Їх формування корелюється з глобальною регресією в аптський час (Golonka, 2000) (рис. 6). Подібні товщі палеогенового віку є основними породами-колекторами нафти і газу в межах Карпатської нафтогазоносної провінції.

На великих глибинах (близько 4–5 км) пісковики спаської світи зазнали глибоких катагенетичних перетворень, що відповідають зоні мезокатагенезу МК₃–МК₅ (хлоритизація і скременіння глинистої речовини основної маси аргілітів і цементу пісковиків та алевролітів, ущільнення і регенерація зерен кварцу, сутуро-стилолітові шви, карбонатний пойкилітовий цемент та ін.). В таких умовах первинна пористість порід зберігалася погано, але відбувалося виникнення вторинного порового простору внаслідок розчинення і виносу сполук, нестійких у конкретних фізико-хімічних умовах, або утворення літогенетичної чи тектонічної тріщинуватості (Попп, 2005). Їх можна охарактеризувати як породиколектори змішаного типу (порово-тріщинні, тріщинно-порові).

Варто згадати також проблему «нетрадиційних» колекторів нафти і газу. В карпатському фліші нами (Сеньковський та ін., 2012, 2018; Попп та ін., 2019) виокремлені три головних літолого-геохімічних типи (ЛГХТ) осадових утворень, що відрізняються вмістом породоутворювальних інгредієнтів біогенного походження (SiO₂^{біоген}, CaCO₃, C_{орг}): сірі вапняковисто-глинисто-теригенні (ЛГХТ I); невапняковисті або слабовапняковисті, часто строкаті глинисто-теригенні (ЛГХТ II); чорні вуглецьвмісні скременілі теригенно-глинисті товщі (ЛГХТ III). Для бітумінозних відкладів (ЛГХТ III) характерними є тонко- і мікрошаруваті текстури глинистих і кременисто-глинистих порід.

Відновні умови седименто-діагенезу вуглецьвмісних відкладів під час фази океанічних безкисневих подій ОАЕ-1 зумовили відсутність біотурбацій, що сприяло кращому збереженню седиментаційної шаруватості, по якій під час постседиментаційних перетворень відбувалося утворення пошарової літогенетичної тріщинуватості (Попп та ін., 2022). Тому формування «нетрадиційних» колекторів у товщах ЛГХТ III є більш ймовірним, ніж у карбонатно-глинистих або строкатих теригенно-глинистих породах (ЛГХТ I, II). Останні могли відігравати роль флюїдотривів у покладах вуглеводнів. Під час літогенетичних процесів у формуванні вторинного порового простору брали участь три основних компоненти відкладів: глинисті мінерали, аутигенний кремнезем, органічна речовина. В зоні мезокатагенезу МК₂–МК₃ відбувалося руйнування органо-мінеральних комплексів, а також гідрослюдидація монтморилоніту, наслідком якої було, по-перше, скременіння порід, що робило їх більш крихкими і здатними до розтріскування в зонах тектонічних напружень; по-друге, вивільнення величезних мас кристалізаційної води, виникнення аномально високих пластових тисків, розущільнення порід та формування катагенетичної тріщинуватості.

Перспективи нафтогазоносності спаської і шипотської світ

Присутність потужних піщаних пачок у складі спаської і шипотської світ дозволяють вважати їх потенційними природними резервуарами для промислових скупчень нафти і газу. На це вказують результати проведених бурових робіт у межах Скибового і Дуклянсько-Чорногорського покривів, а саме: на площах Луги, Шевченкове і Максимівка в першій тектонічній одиниці і на площах Гринява і Семаківська – в другій.

В свердловині 1-Луги за промислово-геофізичними даними у відкладах спаської світи (5489–5654 м) виділені три пачки потужністю (знизу вверх) відповідно 72, 64 і 29 м, з яких у нижній суттєво переважають пісковики. За результатами дослідження шламу визначені чорні аргіліти і мергелі, кременісті породи кварцпольовошпатового складу, сірі кварцитоподібні пісковики (Буров та ін., 1972). При випробуванні IV та V об'єктів з відкладів спаської світи в інтервалах 5625–5600 і 5525–5440 м отримано припливи води відповідно 1,45 і 100 м³/добу, що свідчить про наявність у другому об'єкті задовільних колекторів.

У свердловині 1-Шевченкове спаська світа розкрита у двох лусках в інтервалах 5320–6240 і 6940–7520 м (див. рис. 3). Фізичні параметри пісковиків нижньої крейди із свердловини 1-Шевченкове за даними лабораторних досліджень керна характеризуються такими величинами: відкрита пористість – 0,1–3,5 %; проникність – менше $0,1 \times 10^{-3}$ мкм². За даними інтерпретації кривих бокового каротажного зондування, спонтанної поляризації, бокового та акустичного каротажів величина пористості основної маси колекторів складає 5–7 %, а щільних і ущільнених – менше 5 %. Трапляються і середньопористі різновиди з пористістю 7–10 %. Також в інтервалі 6945–6970 м виділені два пласти з пористістю 11–13 % і товщинами 2–4 м. За результатами промислово-геофізичних досліджень найбільш перспективним щодо нафтогазоносності визнано розріз спаської світи другої луски в інтервалі 6940–7520 м. В інтервалах 7020–7070 і 6945–6985 м виокремлено два перспективних об'єкти з коефіцієнтами нафтогазонасичення 65–70 % (Бандурович и др., 1977).

На підтвердження цього заключення варто зазначити, що під час буріння свердловини 1-Шевченкове з глибини 6900 м до бурового розчину безперервно надходила плівка нафти й газу, від якої він очищувався в дегазаторі циркуляційної системи (Стефурак, Яремійчук, 2021).

Свердловина 4-Максимівська розкрила нижньокрейдіві відклади (спаська світа) у лобовій частині Максимівської складки. При випробуванні інтервалу 4337–4343 м з нижньокрейдівих відкладів отримано приплив слабогазованої соленої води дебітом 7,1 м³/добу за пластового тиску 74,9 МПа, а з інтервалу 4210–4333 м – соленої води з глинистим розчином (Мончак та ін., 2010).

У розрізі свердловини 1-Гринява за результатами інтерпретації матеріалів промислової геофізики виділено потужні нижньокрейдіві пласти пісковиків в інтервалах 3210–3230 і 3115–3165 м з ознаками проникності, про що свідчила товста глиниста кірка (Мончак та ін., 2010). При випробуванні свердловини 1-Семківська випробувачем пластів на трубах з відкладів нижньошипотської підсвіти з газонасиченого пласта пористістю 8–12 % отримано приплив рідини дебітом 36,6 м³/добу і газу дебітом 3,0 тис. м³/добу. До складу газу входили (%): вуглеводневі гази – 93,378; азот – 6,21; двоокис вуглецю – 0,002; кисень – 0,41.

При випробуванні в експлуатаційній колоні ІХ об'єкта в інтервалі 489–483 і 480–473 м разом з І–VIII об'єктами отримано приплив легкої нафти дебітом 2,64 м³/добу, яка надійшла, скоріш за все, з ІХ об'єкта. Свердловина законсервована через відсутність фінансування.

Висновки

Дане дослідження присвячене вивченню перспективності нижньокрейдівих пісковиків спаської і шипотської світ. Вивчено матеріали геологічної зйомки, даних буріння і геофізичних досліджень. Вперше наведено дані про поширення пористих пісковиків у складі шипотської світи в Дуклянсько-Чорногорському покриві в басейні р. Бальзатул (басейн Білої Тиси) – бальзатувських. За матеріалами польових маршрутних спостережень уточнено ареал тершівських пісковиків.

Загалом на підставі наведених матеріалів можна стверджувати таке:

1. Відклади спаської світи Скибового покриву і шипотської світи Дуклянсько-Чорногорського покриву є ізохронними формуваннями барем-альбського віку.
2. У середніх частинах спаської та шипотської світ спорадично з'являються пласти сірих, товстошаруватих, масивних, некарбонатних пісковиків, які є одновіковими утвореннями і складають пачки товщиною до 50–60 м.
3. Формування вуглецьвмісних товщ верхнього барему-альбу Українських і Польських Карпат (спаська, шипотська світи) пов'язане з фазою океанічних безкисневих подій ОАЕ-1.
4. Потужні піскуваті товщі в середній частині спаської і шипотської світ утворилися як відклади гравітаційних потоків на другому рівні лавинної седиментації, в підніжжі континентального схилу північної континентальної окраїни океану Тетіс. Їх формування корелюється з глобальною регресією в аптський час.
5. На великих глибинах (близько 4–5 км) пісковики спаської світи зазнали глибоких катагенетичних перетворень, що відповідають зоні мезокатагенезу МК₃–МК₅. В них можна прогнозувати породи-колектори змішаного типу (порово-тріщинні, тріщинно-порові).
6. Відкрита пористість частини пісковиків-колекторів коливається в межах 8–13 %. Вони можуть бути промисловими резервуарами для нафтових і газових скупчень.

7. З пісковиків шипотської світи у свердловині 1-Семаківська отримано невеликі припливи горючого газу і промислові – легкої нафти.
8. Пропонуємо виконати деталізаційні сейсмо-розвідувальні роботи на Шевченківській і Максимівській площах з метою підготовки об'єктів для пошукового буріння у відкладах шипотської

світи, а також поновити пошукові роботи на нафту і газ на Семаківській структурі (Воляська площа).

Подяки. Автори щиро вдячні рецензентам статті за зауваження і поради, які дали змогу покращити роботу.

Нижньокрейдові відклади поширені в межах Скибового і Дуклянсько-Чорногорського покривів, де відомі як спаська і шипотська світи. В їх розрізі подекуди присутні пісковики, які можуть бути колекторами для промислових скупчень вуглеводнів. Такі пісковики описані на поверхні і встановлені у розрізах глибоких свердловин. Потужні піскуваті товщі в середній частині спаської і шипотської світ утворилися як відклади гравітаційних потоків на другому рівні лавинної седиментації, в підніжжі континентального схилу північної континентальної окраїни океану Тетис. Їх формування корелюється з глобальною регресією в аптський час. Пористі пісковики спаської світи, які виходять на поверхню поблизу сіл Тершів і Бусовисько, утворюють пачки товщиною до 60 м. Вони розкриті в Орівській і Береговій скибах глибокими свердловинами 1-Луки, 1-Шевченкове та 4-Максимівка. Під час буріння свердловини 1-Шевченкове з глибини 6900 м до бурового розчину безперервно надходила плівка нафти та виділявся газ. За результатами промислово-геофізичних досліджень найбільш перспективним щодо нафтогазоносності визнано розріз спаської світи другої луски в інтервалі 6940–7520 м. Виділені два перспективних об'єкти в інтервалах 7020–7070 і 6945–6985 м, коефіцієнти нафтогазонасичення яких становлять 65–70 %. У Говерлянському субпокриві Дуклянсько-Чорногорського покриву у відслоненнях вздовж р. Бальзатул та її приток (басейн р. Біла Тиса) у складі шипотської світи також виявлені подібні пісковики. У розрізах свердловин 1-Гринява і 1-Семаківська у відкладах шипотської світи Скупівського субпокриву за результатами промислово-геофізичних досліджень ідентифіковані пісковики з відкритою пористістю 8–12 %. При їх випробуванні свердловиною 1-Семаківська із загального інтервалу 473–569 м отримано припливи горючого газу і легкої нафти з дебітами відповідно 3 тис. м³/добу і 2,64 м³/добу. Наведені матеріали свідчать про перспективність спаської і шипотської світ стосовно відкриття промислових скупчень вуглеводнів.

Список літератури

- Афанасьєва И.М. Литогенез и геохимия флишевой формации северного склона Советских Карпат. Киев: Наукова думка, 1983. 183 с.
- Бандурович Е.М., Буров В.С., Глагола Д.Д., Гошовский З.М., Гривнак С.И., Дмитрук Л.А., Дубицкий И.М., Дабаган Н.В., Мончак Л.С., Мартинец Ф.М., Мыкита Б.В., Мыслук И.А., Наконечный И.М., Рудько М.И., Федорович Г.П., Хадыкин Ф.Т. Сверхглубокая скважина в Карпатах. Ужгород: Карпаты, 1977. 72 с.
- Буров В.С., Вишняков І.Б., Дабаган Н.В. Нові дані про крейдові відклади Скибової зони Карпат (за матеріалами глибокого буріння). *Геологія і геохімія горючих копалин*. 1972. № 32. С. 3–7.
- Вялов О.С., Гавура С.П., Даныш В.В., Лемішко О.Д., Лещук Р.И., Пономарева Л.Д., Романив А.М., Смирнов С.Е., Смолинская Н.И., Царненко П.Н. Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат. Киев: Наукова думка, 1988. 204 с.
- Габинет М.П. Постседиментационные преобразования флиша Украинских Карпат. Киев: Наукова думка, 1985. 148 с.
- Габинет М.П., Кульчицкий Я.О., Матковский О.И. Геология и полезные ископаемые Украинских Карпат. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1976. Ч. 1. 200 с.
- Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих прогибов. М-6 1:200 000: Шакин В.А. (гл. ред.). Киев: УкрНИГРИ, 1976. 6 л.
- Геологическое строение и горючие ископаемые Советских Карпат. *Тр. УкрНИГРИ*. 1971. Вып. 25. 392 с.
- Глушко В.В., Кузовенко В.В., Шлапінський В.Є. Нові погляди на геологічну будову північно-західної частини Дуклянського покриву Українських Карпат. *Вісн. Львів. ун-ту*. 1999. Вип. 13. С. 94–101.
- Глушко В.В., Кузовенко В.В., Шлапінський В.Є. Схема тектоніки межиріччя Тересва–Чорний Черемош. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 1994. № 1–2. С. 158–163.
- Гнилко О., Гнилко С., Наварівська К. Стратиграфія та умови накопичення чорносланцевих товщ Українських Карпат. *Палеонтол.* зб. 2021. № 53. С. 35–54. <https://doi.org/10.30970/pal.53.03>
- Гнилко С.Р., Гнилко О.М., Супрун І.С., Наварівська К.О., Генералова Л.В. Стратиграфія верхньокрейдових відкладів з океанічними червоноколірними верствами (CORBs), Українські Карпати. *Геол. журн.* 2023. № 3 (384). С. 79–107. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.281067>
- Гуржий Д.В., Габинет М.П., Киселев А.Е., Богаец А.Т., Бойчук Г.В., Бортницкая В.М., Галабуда Н.И., Гнидец В.П., Долленко Г.Н., Индутный В.Ф., Копыстанский Р.С., Кульчицкий Я.О., Лагола П.М., Ладька Ю.Ф., Новосилецкий Р.М., Петкевич Г.И., Поляк Р.Я., Прилуко Г.И., Самарская Е.В., Сухорский Р.Ф., Филяс Ю.И., Ципенюк Т.М., Шеремета О.В. Литология и породы-коллекторы на больших глубинах в нефтегазоносных провинциях. Киев: Наукова думка, 1983. 184 с.
- Колодій В.В., Бойко Г.Ю., Бойчевська Л.Е., Братусь М.Д., Величко Н.С. Карпатська нафтогазоносна провінція. Львів; Київ: ТОВ «Укр. вид. центр», 2004. 390 с.
- Кузовенко В.В., Жигунова З.Ф., Петров В.Г. Отчет о результатах групповой комплексной геологической съемки масштаба 1:50 000, проведенной на площади Климец Львовской и Закарпатской областей УССР в 1973–1976 гг. Трест «Львовнефтегазразведка», КГП. Львов, 1977. 185 с. Фонди ДП «Західукргеологія».
- Кузовенко В.В., Евтушко Т.Л. Изучение опорных разрезов мезокайнозойских отложений юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы, Предкарпатского прогиба и северного склона Украинских Карпат, составление стратиграфической схемы и легенды для крупномасштабных геологосъемочных работ. 1983–1985 гг.: в 3-х т. Т. I (текст). Львов, 1985. 101 с. Т. III. Графические приложения. Львов, 1985. 59 л. Фонди ДП «Західукргеологія».

- Кузовенко В.В., Тарасенко В.И. Региональные стратиграфические схемы меловых, палеогеновых и неогеновых отложений Украинских Карпат, Предкарпатского и Закарпатского прогибов и юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы и объяснительная записка к ним. Отчет. Львов, 1987. 88 с., 8 схем. Фонди ДП «Західукргеологія».
- Лещух Р.Й. Нижньокрейдові амоніти Українських Карпат. Київ: Наукова думка, 1982. 164 с.
- Мончак Л.С., Маєвський Б.Й., Хомин В.Р., Куровець С.С., Здерка Т.В., Стасик І.М. Перспективи нафтогазоносності нижньокрейдових відкладів Скибових Карпат. *Зб. наук. пр. Ін-ту геол. наук НАН України*. 2010. Вип. 3. С. 312–318.
- Мороз П.В. Особливості розподілу мікроелементів у бітумінозних крейдових відкладах шипотської світи Українських Карпат. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2003. № 3–4. С. 83–89.
- Мороз П.В., Манжар Н.І., Пивовар І.Г. Мінералогія діагенетичних конкрецій шипотської світи Українських Карпат. *Мінерал. зб.* 2007. Вип. 1. С. 102–107.
- Обоснование направлений поисков нефти и газа в глубоко-залегающих горизонтах Украинских Карпат: Глушко В.В., Круглов С.С. (ред.). Киев: Наукова думка, 1977. 175 с.
- Попп І.Т. Окремі аспекти проблеми літогенезу нафтогазоносних відкладів крейдово-палеогенового флішового комплексу Передкарпатського прогину та Українських Карпат. Ч. 1. Седиментогенез і постседиментаційні перетворення. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2005. № 3–4. С. 43–59.
- Попп І.Т., Сеньковський Ю.М. Біогенні вуглецевмісні силіцити баррем-альбу і олігоцену Українських Карпат – свідчення океанічних безкисневих подій. Ч. 1. Петрографія і стадійні перетворення. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2003. № 3–4. С. 65–82.
- Попп І., Мороз П., Шаповалов М. Літолого-геохімічні типи крейдово-палеогенових відкладів Українських Карпат та умови їх формування. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2019. № 4 (181). С. 116–133. <https://doi.org/10.15407/ggcm2019.04.116>
- Попп І., Мороз П., Шаповалов М. Літогеохімія чорних аргілітів фанерозою заходу України – нетрадиційних колекторів вуглеводнів. *Геологія і геохімія горючих копалин*. 2022. № 1–2 (187–188). С. 82–102. <https://doi.org/10.15407/ggcm2022.01-02.082>
- Сеньковський Ю., Григорчук К., Гнідець В., Колтун Ю. Геологічна палеоокеанографія океану Тетіс (Карпато-Чорноморський сегмент). Київ: Наукова думка, 2004. 172 с.
- Сеньковський Ю.М., Колтун Ю.В., Григорчук К.Г., Гнідець В.П., Попп І.Т., Радковець Н.Я. Безкисневі події океану Тетіс. Карпато-Чорноморський сегмент. Київ: Наукова думка, 2012. 184 с.
- 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. Літогенез осадових комплексів океану Тетіс. Карпато-Чорноморський сегмент. Київ: Наукова думка, 2018. 158 с.
- Справа опорної сверловини 1-Луги. Львів, 1974. 232 с. Фонди ДП «Західукргеологія».
- Стефурак Р.І., Яремійчук Р.С. Історичні нариси буріння нафтових і газових свердловин – від проекту до практики (погляд з минулого в майбутнє). *Мінер. ресурси України*. 2021. № 3. С. 24–27. <https://doi.org/10.31996/mru.2021.3.24-27>
- Хомин В.Р. Геологічна будова і перспективи нафтогазоносності центральної та північно-західної частин Бориславсько-Покутської зони Передкарпатського прогину на глибинах 5–8 км. Автореф. дис. ... канд. геол. наук. Івано-Франківськ, 2004. 21 с.
- Царненко П.Н., Лещух Р.Й. Про вік шипотських відкладів Свишовецької підзони в Українських Карпатах. *Доп. АН УРСР. Сер. Б.* 1974. № 2. С. 131–134.
- Шлапінський В.Є., Глушко В.В., Кузовенко В.В., Кульчицький Я.О., Гарашук А.В. Вивчення геологічної будови і перспектив нафтогазоносності зони зчленування Дуклянського, Чорногорського і Кросненського покривів Українських Карпат за 1991–1994 рр. Львів, 1994. 98 с.
- Golonka J. Cambrian-Neogen plate tectonic maps. Kraków: Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego, 2000. 125 p.
- Jenkyns H.C. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *J. geol. Soc. London*. 1980. Vol. 137. P. 171–188.
- Jenkyns H.C. Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2010. Vol. 11, Q03004. 30 p. <https://doi.org/10.1029/2009GC002788>
- Koltun Yu., Espitalié J., Kotarba M., Roure F., Ellouz N., Kosakowski P. Petroleum generation in the Ukrainian Carpathians and the adjacent foreland. *Journal of Petroleum Geol.* 1998. Vol. 21, No. 3. P. 265–288. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1998.tb00782.x>
- Kruczek I. Rozpoznanie ropogazonosności warstw spaskich w rejonie Kuzmina – Slonne – Wara. *Nafta-Gaz*. 1992. No. 1–2. S. 1–14.
- Malata T. Analysis of standard lithostratigraphic nomenclature and proposal of division for Skole unit in the Polish Flysch Carpathians. *Geological Quarterly*. 1996. Vol. 4, No. 40. P. 543–554.
- Olszewska B., Szydto A. Dark deposits of the Polish Outer Carpathians: implications for anoxic events in the Tethys on the basis of micropaleontological data (Cretaceous-Paleogene). *2nd International Conference "Alpine-Petrol". Book of Programme and Abstracts*. Kraków, 2012. P. 91–92.
- Olszewska B., Szydto A. Foraminiferal and geochemical indicators of anoxic events during the Cretaceous-Paleogene: examples from the Polish Outer Carpathians. *17th Czech-Slovak-Polish Palaeontological Conference*, 2016. P. 74.
- Oszczypko N. Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). *Geol. Quart.* 2006. No. 1 (50). P. 169–194.
- Sachsenhofer R.F., Yuriy V., Koltun Y.V. Black shales in Ukraine e A review. *Marine and Petroleum Geology*. 2012. No. 1 (31). P. 125–136. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.08.016>
- Shlanger S.O., Jenkyns H.C. Cretaceous oceanic anoxic events causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*. 1976. Vol. 55. P. 179–184.
- Sujkowski Z. Serie szypotskie na Huculszczyźnie. *Pr. Pol. Inst. Geol.* 1938. 3, z. 2. 90 s.

References

- Afanasieva I.M. 1983. Lithogenesis and geochemistry of the flysch formation of the northern slope of the Soviet Carpathians. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Bandurovich Ye.M., Burov V.S., Glagola D.D., Goshovsky Z.M., Grivnak S.I., Dmitruk L.A., Dubitsky I.M., Dabagyan N.V., Monchak L.S., Martinets F.M., Mykita B.V., Myslyuk I.A., Nakonechny I.M., Rudko M.I., Fedorovich G.P., Khadykin F.T. 1977. Superdeep well in the Carpathians. Uzhgorod: Karpaty (in Russian).
- Burov V.S., Vyshnyakov I.B., Dabahyan N.V. 1972. New data on the Cretaceous deposits of the Skiba zone of the Carpathians (based on deep drilling materials). *Heolohiya i heokhimiya horyuchykh kopalyn*, No. 32: 3–7 (in Ukrainian).
- Gabinet M.P. 1985. Postsedimentary transformations of the flysch of the Ukrainian Carpathians. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Gabinet M.P., Kulchitsky Ya.O., Matkovsky O.I. 1976. Geology and minerals of the Ukrainian Carpathians. Lvov: Publishing House Lvov University. Part 1 (in Russian).

- Gurzhiy D.V., Gabinet M.P., Kiselev A.Ye., Bogaets A.T., Boychuk G.V., Bortnitskaya V.M., Galabuda N.I., Gnidets V.P., Dolenko G.N., Indutny V.F., Kopystyansky R.S., Kulchitsky Ya.O., Lagola P.M., Ladyka Yu.F., Novosiletsky R.M., Petkevich G.I., Polyak R.Ya., Pritulko G.I., Samarskaya E.V., Sukhorsky R.F., Filyas Yu.I., Tsipenyuk T.M., Sheremeta O.V. 1983. Lithology and reservoir rocks at great depths in oil and gas provinces. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Hlushko V.V., Kuzovenko V.V., Shlapinsky V.Ye. 1994. Scheme of tectonics of the Teresva–Chorny Cheremosh interfluve. *Heolohiya i heokhimiya horyuchykh kopalyn*, No. 1–2: 158–163 (in Ukrainian).
- Hlushko V.V., Kuzovenko V.V., Shlapinsky V.Ye. 1999. New perspectives on the geological structure of the northwestern part of the Dukla cover of the Ukrainian Carpathians. *Visnyk Lvivskoho universytetu*, 13: 94–101 (in Ukrainian).
- Hnylko O., Hnylko S., Navarivska K. 2021. Stratigraphy and conditions of accumulation of black shale strata of the Ukrainian Carpathians. *Paleontolohichnyy zbirnyk*, 53: 35–54. <https://doi.org/10.30970/pal.53.03> (in Ukrainian).
- Hnylko S.R., Hnylko O.M., Suprun I.S., Navarivska K.O., Heneralova L.V. 2023. Stratigraphy of the Upper Cretaceous sediments with oceanic red beds (CORBs), Ukrainian Carpathian. *Geologichnij zhurnal*, 3 (384): 79–107. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2023.3.281067> (in Ukrainian).
- Khomin V.R. 2004. Geological structure and oil and gas potential prospects of the central and northwestern parts of the Boryslav-Pokut zone of the Precarpathian depression at depths of 5–8 km. Manuscript. Ivano-Frankivsk (in Ukrainian).
- Kolodiy V.V., Boyko H.Yu., Boychevska L.E., Bratus M.D., Velichko N.S. 2004. Carpathian oil and gas province. Lviv; Kyiv: TOV “Ukrayinskyi Vydavnychyy tsentr” (in Ukrainian).
- Monchak L.S., Mayevky B.Y., Khomyn V.R., Kurovets S.S., Zderka T.V., Stasyk I.M. 2010. Prospects of the oil and gas potential of the Lower Cretaceous deposits of the Skiba Carpathians. *Zbirnyk naukovykh prats Instytutu heolohichnykh nauk NAN Ukrayiny*, 3: 312–318 (in Ukrainian).
- Moroz P.V. 2003. Peculiarities of the distribution of trace elements in bituminous chalk deposits of the Shipot Formation of the Ukrainian Carpathians. *Heolohiya i heokhimiya horyuchykh kopalyn*, 3–4: 83–89 (in Ukrainian).
- Moroz P.V., Manzhar N.I., Pivovar I.G. 2007. Mineralogy of diagenetic nodules of the Shipot Formation of the Ukrainian Carpathians. *Mineralohichnyy zbirnyk*, 1: 102–107 (in Ukrainian).
- Popp I.T. 2005. Some aspects of the problem of lithogenesis of oil and gas-bearing deposits of the Cretaceous-Paleogene flysch complex of the Precarpathian depression and the Ukrainian Carpathians. Part 1. Sedimentogenesis and post-sedimentary transformations. *Heolohiya i heokhimiya horyuchykh kopalyn*, 3–4: 43–59 (in Ukrainian).
- Popp I.T., Senkovskiy Y.M. 2003. Biogenic carbonaceous silicites of the Barremian-Albian and Oligocene of the Ukrainian Carpathians – evidence of oceanic anoxic events. Part 1. Petrography and stage transformations. *Heolohiya i heokhimiya horyuchykh kopalyn*, 3–4: 65–82 (in Ukrainian).
- Popp I., Moroz P., Shapovalov M. 2019. Lithological-geochemical types of Cretaceous-Paleogene sediments of the Ukrainian Carpathians and conditions of their formation. *Heolohiya i heokhimiya horyuchykh kopalyn*, 4, 181: 116–133. <https://doi.org/10.15407/ggcm2019.04.116> (in Ukrainian).
- Popp I., Moroz P., Shapovalov M. 2022. Litho-geochemistry of Phanerozoic black shales of western Ukraine – unconventional reservoirs of hydrocarbons. *Heolohiya i heokhimiya horyuchykh kopalyn*, 1–2: 187–188; 82–102. <https://doi.org/10.15407/ggcm2022.01-02.082> (in Ukrainian).
- Senkovskiy Y., Hryhorchuk K., Hnidec V., Koltun Y. 2004. Geological paleoceanography of the Tethys Ocean (Carpatho-Black Sea segment). Kyiv: Naukova Dumka (in Ukrainian).
- Senkovskiy Yu.M., Koltun Yu.V., Grigorchuk K.G., Hnidets V.P., Popp I.T., Radkovets N.Ya. 2012. Anoxic events in the Tethys Ocean. Carpatho-Black Sea segment. Kyiv: Naukova Dumka (in Ukrainian).
- Senkovskiy Y.M., Hryhorchuk K.G., Koltun Y.V., Hnidets V.P., Radkovets N.Ya., Popp I.T., Moroz M.V., Moroz P.V., Rever A.O., Gaevska Y.P., Havryshkiv G.Ya., Kokhan O.M., Koshil L.B. 2019. Lithogenesis of sedimentary complexes of the Tethys Ocean. Carpatho-Black Sea segment. Kyiv: Naukova Dumka (in Ukrainian).
- Shlapinsky V.Ye., Hlushko V.V., Kuzovenko V.V., Kulchitsky Ya.O., Garashchuk A.V. 1994. Study of the geological structure and oil and gas potential of the junction zone of the Duklyan, Chornogorsk, and Krosne covers of the Ukrainian Carpathians for 1991–1994. Lviv (in Ukrainian).
- Stefurak R.I., Yaremiychuk R.S. 2021. Historical sketches of drilling oil and gas wells – from project to practice (view from the past to the future). *Mineralni resursy Ukrayiny*, 3: 24–27. <https://doi.org/10.31996/mru.2021.3.24-27> (in Ukrainian).
- The case of the support borehole 1-Luga. 1974. Lviv, 232 p. Fondy DP “Zakhidukrheolohiyi” (in Ukrainian).
- Tsarnenko P.N., Leshchukh R.Y. 1974. About the age of the Shipot deposits of the Svydovets subzone in the Ukrainian Carpathians. *Dop. AN URSR. Ser. B*, 2: 131–133 (in Ukrainian).
- Vyalov O.S., Gavura S.P., Danysh V.V., Lemishko O.D., Leshchukh R.I., Ponomareva L.D., Romaniv A.M., Smirnov S.Ye., Smolinska Ya N.I., Tsarnenko P.N. 1988. Stratotypes of the Cretaceous and Paleogene deposits of the Ukrainian Carpathians. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Geological structure and combustible fossils of the Soviet Carpathians. 1971. *Tr. UkrNYHRY. Iss. 25*. 392 p. (in Russian).
- Glushko V.V., Kruglov S.S. (Eds.). 1977. Substantiation of the directions of oil and gas prospecting in the deep-lying horizons of the Ukrainian Carpathians. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Golonka J. 2000. Cambrian-Neogen plate tectonic maps. Kraków: Wydawnictwo Uniwersytetu Jagiellońskiego.
- Jenkyns H.C. 1980. Cretaceous anoxic events: from continents to oceans. *J. geol. Soc. London*, 137: 171–188.
- Jenkyns H.C. 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11, Q03004. 30 p. <https://doi.org/10.1029/2009GC002788>
- Koltun Yu., Espitalié J., Kotarba M., Roure F., Ellouz N., Kosakowski P. 1998. Petroleum generation in the Ukrainian Carpathians and the adjacent foreland. *Journal of Petroleum Geology*, 21, 3: 265–288. <https://doi.org/10.1111/j.1747-5457.1998.tb00782.x>
- Kruczek I. 1992. Rozpoznanie ropogazonosnosci warstw spaskich w rejonie Kuzmina – Slonne – Wara. *Nafta-Gaz*. 1–2: 1–14 (in Polish).
- Kuzovenko V.V., Zhigunova Z.F., Petrov V.G. 1977. Report on the results of a group complex geological survey at a scale of 1:50,000, carried out on the Klimets area of the Lviv and Transcarpathian regions of the Ukrainian SSR in 1973–1976. Trest “Lvovneftegazrazvedka”, KGP. Lvov, 185 p. Fondi DP “Zakhidukrgeologiya” (in Russian).
- Kuzovenko V.V., Tarasenko V.I. Regional stratigraphic diagrams of the Cretaceous, Paleogene and Neogene deposits of the Ukrainian Carpathians, the Pre-Carpathian and Transcarpathian troughs and the southwestern margin of the East European Platform and an explanatory note to them. Report. Lvov, 1987. 88 p., 8 schemes. Fondi DP “Zakhidukrgeologiya”.
- Kuzovenko V.V., Yevtushko T.L. 1985. Study of reference sections of Meso-Cenozoic deposits of the southwestern margin of the East European Platform, the Pre-Carpathian depression and the northern slope of the Ukrainian Carpathians, drawing up a stratigraphic diagram and legend for large-scale geological survey work. 1983–1985: in 3 Vol. I (text). Lvov, 1985. 101 p. Vol. III. Graphic applications. Lvov, 1985. 59 l. Fondi DP “Zakhidukrgeologiya” (in Russian).
- Leshchukh R.Y. 1982. Lower Cretaceous ammonites of the Ukrainian Carpathians. Kyiv: Naukova Dumka (in Ukrainian).
- Malata T. 1996. Analysis of standard lithostratigraphic nomenclature and proposal of division for Skole unit in the Polish Flysch Carpathians. *Geological Quarterly*, 4, 40: 543–554.

- Olszewska B., Szydło A. 2012. Dark deposits of the Polish Outer Carpathians: implications for anoxic events in the Tethys on the basis of micropaleontological data (Cretaceous-Paleogene). 2nd *International Conference "Alpine-Petrol". Book of Programme and Abstracts*. Kraków, p. 91–92.
- Olszewska B., Szydło A. 2016. Foraminiferal and geochemical indicators of anoxic events during the Cretaceous-Paleogene: examples from the Polish Outer Carpathians. *17th Czech-Slovak-Polish Palaeontological Conference*: 74.
- Oszczypko N. 2006. Late Jurassic-Miocene evolution of the Outer Carpathian fold-and-thrust belt and its foredeep basin (Western Carpathians, Poland). *Geol. Quart.*, 1, 50: 169–194.
- Sachsenhofer R.F., Yuriy V., Koltun Y.V. 2012. Black shales in Ukraine: a review. *Marine and Petroleum Geology*, 1, 31: 125–136. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.08.016>
- Shakin V.A (Ed.). 1976. Geological map of the Ukrainian Carpathians and adjacent depressions Scale 1:200,000. Kyiv. UkrNYHR. 6 l. (in Russian).
- Shlanger S.O., Jenkyns H.C. 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55: 179–184.
- Sujkowski Z. 1938. Serie szypotskie na Huculszczyźnie. *Pr. Pol. Inst. Geol.*, 3, z. 2: 90 s. (in Polish).