

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ
Інститут геології і геохімії горючих копалин

**Наталія РАДКОВЕЦЬ, Костянтин ГРИГОРЧУК, Юрій КОЛТУН,
Володимир ГНІДЕЦЬ, Ігор ПОПП, Марта МОРОЗ, Юлія ГАЄВСЬКА,
Галина ГАВРИШКІВ, Оксана КОХАН, Петро МОРОЗ,
Леся КОШІЛЬ, Анастасія РЕВЕР, Ліна БАЛАНДЮК**

ЛІТОГЕНЕЗ НАФТОГАЗОНОСНИХ ТОВЩ ФАНЕРОЗОЮ КАРПАТСЬКОГО ТА ПРИЧОРНОМОРСЬКОГО РЕГІОНІВ УКРАЇНИ



Львів-2026

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ

Інститут геології і геохімії горючих копалин

**ЛІТОГЕНЕЗ НАФТОГАЗОНОСНИХ ТОВЩ ФАНЕРОЗОЮ
КАРПАТСЬКОГО ТА ПРИЧОРНОМОРСЬКОГО
РЕГІОНІВ УКРАЇНИ**

Монографія

Наталія Радковець, Костянтин Григорчук, Юрій Колтун,
Володимир Гнідець, Ігор Попп, Марта Мороз, Юлія Гаєвська,
Галина Гавришків, Оксана Кохан, Петро Мороз,
Леся Кошіль, Анастасія Ревер, Ліна Баландюк

Львів – 2026

NATIONAL ACADEMY OF SCIENCES OF UKRAINE
Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals

**LITHOGENESIS OF OIL AND GAS-BEARING PHANEROZOIC STRATA
OF THE CARPATHIAN AND BLACK SEA REGIONS OF UKRAINE**

Monograph

Natalia Radkovets, Kostyantyn Hryhorchuk, Yuriy Koltun,
Volodymyr Hnidets, Igor Popp, Marta Moroz, Yulia Haevska,
Halyna Havryshkiv, Oksana Kokhan, Petro Moroz,
Lesya Koshil, Anastasia Rever, Lina Balandyuk

Lviv – 2026

УДК 552.14:553.98(477)
ББК 26.3
Р 15

Н. Радковець, К. Григорчук, Ю. Колтун, В. Гнідець, І. Попп, М. Мороз, Ю. Гаєвська, Г. Гавришків, О. Кохан, П. Мороз, Л. Кошіль, А. Ревер, Л. Баландюк Літогенез нафтогазоносних товщ фанерозою Карпатського та Причорноморського регіонів України. – Львів: ІТГГК НАН України, 2026. – 279 с.
ISBN 978-617-14-0585-1 (електронне видання)

Затверджено до друку вченою радою Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України (Протокол № 8 від 17 вересня 2026 р.)

Рецензенти: доктор фіз.-мат. наук, член-кор. НАН України **Ольга Легостаєва**
доктор геол. наук, професор **Сергій Куровець**

Відповідальний редактор: доктор геол. наук, професор, член-кор. НАН України **Наталія Радковець**
Літературні редактори: **Мирослава Козак, Наталія Огрєнда**

Монографія присвячена вивченню седименто- та літогенезу осадових комплексів фанерозою Карпатського та Причорноморського регіонів України й пов'язаних із ними процесів генерації та акумуляції нафти і газу. З'ясовані палеоокеанографічні умови седиментації епі- та мезопелагічних утворень Карпатсько-Чорноморської континентальної околиці Тетису. На основі мінералого-петрографічних досліджень проведена кореляція розрізів фанерозою та встановлені закономірності просторово-вікового розвитку порід-колекторів і флюїдотривів. За даними геохімічних досліджень порід олігоцену Зовнішніх Карпат дана кількісна оцінка їхнього генераційного потенціалу, а на основі ізотопних даних проведена кореляція нафт із різних структурно-фаціальних зон. Отримані результати стануть науковим підґрунтям для встановлення перспектив пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ у Карпатському та Причорноморському регіонах.

Для наукових працівників, геологів-нафтовиків виробничих організацій, викладачів і студентів геологічних спеціальностей.

The monograph represents the study of sedimento- and lithogenesis of Phanerozoic sedimentary complexes of the Carpathian and Black Sea regions of Ukraine and the related processes of oil and gas generation and accumulation. Paleooceanographic depositional environments of epi- and mesopelagic formations of the Carpathian-Black Sea continental margin of Tethys have been clarified. Based on mineralogical and petrographic studies, correlation of Phanerozoic sections has been carried out and regularities of spatial-temporal evolution of reservoir and seal rocks have been established. Using the geochemical studies of Oligocene rocks of the Outer Carpathians, a quantitative assessment of their generation potential has been made, and based on isotopic data, a correlation of oils from different structural and facial zones has been carried out. The results obtained will become a scientific basis for establishing the prospects of oil and gas exploration works in the Carpathian and Black Sea regions.

For scientists, petroleum geologists, teachers and students of geological specialties.

ISBN 978-617-14-0585-1 (електронне видання)

© Н. Радковець, К. Григорчук, Ю. Колтун, В. Гнідець,
І. Попп, М. Мороз, Ю. Гаєвська, Г. Гавришків, О. Кохан,
П. Мороз, Л. Кошіль, А. Ревер, Л. Баландюк

*До 95-річчя від дня народження
видатного вченого-геолога,
доктора геолого-мінералогічних наук,
професора, члена-кореспондента НАН України
Юрія Миколайовича Сеньковського*

ЗМІСТ

Вступ.....	10
1. Літолого-геохімічні особливості нафтогазоносних осадових комплексів фанерозою.....	14
1.1. Внутрішня зона Передкарпатського прогину та Складчасті Карпати.....	17
1.1.1 Літолого-геохімічні особливості нижньокрейдяних відкладів (спаська, шипотська світи).....	17
1.1.2 Літолого-геохімічні особливості верхньокрейдяних відкладів (головнинська, яловецька, стрийська світи).....	32
1.1.3 Літолого-фаціальна мінливість відкладів палеоцену-еоцену...	41
1.1.4. Фаціальна та геохімічна зональність відкладів олігоцену.....	46
1.1.5. Літолого-геохімічні особливості олігоценових відкладів (менілітова, дусинська, кросненська світи).....	52
1.2. Фундамент Зовнішньої зони Передкарпатського прогину.....	62
1.2.1. Літологічні особливості нафтогазоносних верхньоюрських відкладів фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину...	62
1.3. Переддобруджинський прогин та північно-західний шельф Чорного моря.....	71
1.3.1. Середньоюрські відклади Переддобруджинського прогину. Літологічний склад, будова та деякі фаціальні аспекти.....	71
1.3.2. Літофаціальна зональність та типи розрізу палеоценових відкладів західної частини Причорноморського мегапрогину.....	81
1.3.3 Літологічна будова та фаціальні особливості керлеутських відкладів Причорноморського мегапрогину.....	94
2. Умови осадонагромадження та постседиментаційні перетворення кайнозой-палеозойських відкладів Карпатського і Причорноморського регіонів.....	114
2.1. Внутрішня зона Передкарпатського прогину та Складчасті Карпати.....	116
2.1.1 Седименто-літогенез нижньокрейдяних відкладів (спаська, шипотська світи, барем-альб).....	116
2.1.2. Седименто-літогенез верхньокрейдяних відкладів (головнинська, яловецька, стрийська світи).....	120
2.1.3. Палеоокеанографічні умови седиментації нашарувань палеоцену та еоцену.....	124
2.1.4. Геохімічні умови формування збагачених органічною речовиною відкладів олігоцену.....	130
2.2. Фундамент Зовнішньої зони Передкарпатського прогину.....	135
2.2.1. Умови осадонагромадження та постседиментаційні перетворення верхньоюрських відкладів фундаменту Зовнішньої зони	

Передкарпатського прогину.....	135
2.3. Переддобруджинський прогин та північно-західний шельф Чорного моря.....	148
2.3.1. Умови нагромадження відкладів, збагачених органічною речовиною середнього-пізнього девону Переддобруджинського прогину.....	148
2.3.2. Обстановки палеоценового осадоного нагромадження. Західна частина Причорноморського мегапрогину.....	152
3. Аспекти генерації та акумуляції вуглеводнів в межах основних літолого-стратиграфічних комплексів фанерозою.....	157
3.1. Внутрішня зона Передкарпатського прогину та Складчасті Карпати.....	159
3.1.1. Постседиментаційні перетворення крейдяних і олігоценових скременілих бітумінозних порід і акумуляція вуглеводнів.....	159
3.1.2. Вплив особливостей розподілу глинисто-теригенного матеріалу на акумуляцію вуглеводнів у палеоценових та еоценових відкладах.....	167
3.1.3. Закономірності генерації вуглеводнів в олігоценових відкладах.....	175
3.2. Переддобруджинський прогин та північно-західний шельф Чорного моря.....	180
3.2.1. Модель процесів нафтогазоутворення у відкладах девонського комплексу Білоліського блоку Переддобруджинського прогину.....	180
3.2.2. Динаміка катагенезу та нафтогазоутворення у палеоценових відкладах західної частини Причорноморського мегапрогину.....	183
4. Особливості поширення порід-колекторів Карпатського та Причорноморського регіонів.....	191
4.1. Внутрішня зона Передкарпатського прогину та Складчасті Карпати.....	193
4.1.1. Закономірності поширення порід-колекторів різного типу (порових, тріщинних, змішаних) в крейдяних флішових відкладах Українських Карпат.....	193
4.1.2. Характерні особливості порід-колекторів палеоцену та еоцену.....	198
4.1.3. Умови формування та поширення порід-колекторів олігоцену.....	202
4.2. Фундамент Зовнішньої зони Передкарпатського прогину.....	212
4.2.1. Особливості поширення верхньоюрських порід-колекторів.....	212
4.3. Переддобруджинський прогин та північно-західний шельф Чорного моря.....	220
4.3.1. Літофізична будова та перспективні об'єкти у відкладах середнього девону Білоліського блоку Переддобруджинського прогину.....	220
4.3.2. Характер розвитку природних колекторів та флюїдотривів в аспекті формування перспективних об'єктів у палеоценових відкладах західної частини Причорноморського мегапрогину.....	230
5. Оцінка перспектив нафтогазоносності Карпатського та Причорноморського регіонів.....	235

5.1. Перспективи нафтогазоносності Карпатського регіону.....	237
5.1.1. Крейдяні відклади.....	237
5.1.2. Палеоценові та еоценові відклади.....	243
5.1.3. Олігоценові відклади.....	244
5.2. Перспективи нафтогазоносності Причорноморського регіону.....	252
5.2.1. Девонські відклади Переддобруджинського прогину.....	253
5.2.2. Середньоярські відклади Переддобруджинського прогину.....	255
5.2.3. Палеоценові відклади західної частини Причорноморського мегапрогину	255
Висновки.....	257
Список літератури.....	265

Перелік скорочень

ВВ – вуглеводні

ГКК – глибина карбонатної компенсації

КМ – кисневий мінімум

ЛГХТ – літолого-геохімічні типи відкладів

МК – мезокатагенез

НДР – науково-дослідна робота

НІ – водневий індекс

ОАЕ – океанічна безкиснева подія

ОР – органічна речовина

ПК – протокатагенез

pH – водневий показник середовища

РІ – індекс продуктивності

СББС спирто-бензольний бітумоїд

$C_{\text{орг}}$ – вміст органічного карбону в породі

T_{max} – температура піролізу

ТМФ – типової мікрофації шельфу

ТТІ – часово-температурний індекс

ТФП типовий фаціальний пояс

ФЄВ – фільтраційно-ємнісні властивості порід

ХБА – хлороформений бітумоїд

S_2 – нафтовий потенціал

S_1 – кількість вільних вуглеводнів у породі

ВСТУП

Осадова товща Карпатського та Причорноморського регіонів включає низку нафтогазоносних комплексів. Поклади нафти та газу встановлені у відкладах девону (Переддобруджинський прогин), юри (фундамент Зовнішньої зони Передкарпатського прогину), крейди та палеогену (флішові відклади Внутрішньої зони Передкарпатського прогину та Складчастих Карпат, північно-західний шельф Чорного моря).

Вивчення процесів літогенезу осадових товщ нафтогазоносних басейнів є важливим і актуальним напрямом досліджень. Основними завданнями такого аналізу є виокремлення у розрізі фацій, сприятливих для утворення нафто- та газоматеринських відкладів (перспективних в аспекті нагромадження та захоронення органічної речовини); вивчення літологічних та палеогеографічних чинників, що визначають розвиток у розрізі осадового чохла порід-колекторів та порід-флюїдотривів; моделювання просторово-часових закономірностей будови парагенерацій (літмітів) – надпорідних геологічних тіл для прогнозу локалізації природних резервуарів вуглеводнів; вивчення літолого-фаціальних передумов формування пасток неструктурного типу.

Верхньоюрські відклади фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину є одним з основних нафтогазоносних комплексів заходу України. Проведені дослідження дозволили отримати нові результати щодо перспектив пошуків та розвідки покладів вуглеводнів у кімеридж-титонських відкладах.

Флішові відклади крейдово-нижньоміоценового віку Внутрішньої зони Передкарпатського прогину та Складчастих Карпат вміщують більшу частину нафтогазових покладів Карпатської нафтогазоносної області. Основні запаси вуглеводнів сконцентровані у відкладах палеоцену, еоцену та олігоцену. Вивчення питань просторового поширення порід-колекторів, процесів генерації та акумуляції вуглеводнів у розрізі карпатського флішу дозволило

одержати нові дані для оцінки подальших перспектив пошуків та розвідки покладів вуглеводнів у регіоні.

Відклади крейди північного схилу Українських Карпат хоча і не містять промислових покладів вуглеводнів, а лише окремі прояви нафтогазоносності, проте проведені дослідження показали, що вони залишаються перспективним об'єктом для подальших пошуків родовищ нафти і газу.

Мінералого-петрографічні дослідження псамітових товщ палеоцену і еоцену дозволили вивчити особливості їх літолого-фаціальної мінливості та оцінити закономірності поширення цих нашарувань як латерально, так і в розрізі в межах Бориславсько-Покутської та передових скиб Скибової зони Українських Карпат в аспекті перспектив їх нафтогазоносності.

Літолого-геохімічні дослідження олігоценових відкладів дозволили вивчити закономірності їх фаціальної мінливості як щодо поширення псамітових товщ, які є колекторами нафти і газу, так і збагачених розсіяною органічною речовиною відкладів менілітової світи. Як показали дослідження, останні зазнають істотних змін у напрямку від Бориславсько-Покутської і Скибової до Кросненської зон, змінюючи не лише товщину і обсяг нафтогазогенеруючих порід, а й ступінь їх термальної зрілості, а отже, і діапазон глибин поширення зони генерації нафтових і газових вуглеводнів.

У межах Причорноморського регіону були досліджені відклади девону, середньої юри (Переддобруджинський прогин) та палеоцену (західна частина Причорноморського мегапрогину). Ці об'єкти обрані з огляду на те, що на цей час вони вважаються найбільш цікавими в економічному аспекті. Так, у Переддобруджинському прогині у відкладах середнього та верхнього девону відкриті Східносаратське та Жовтоярське нафтові родовища, крім того, отримані припливи нафти на Білоліській, Сариярській та Розівській структурах, та газу – з теригенних порід нижнього девону (св. Жовтоярська-1). Юрські нашарування регіону також є нафтогазоперспективними, оскільки складені утвореннями, які являють собою як природні колектори, так і флюїдотриви. У породах спостерігаються посередні показники

нафтогазоносності (нафтонасиченість керну, тріщини з нафтою, бітумінозний запах, підвищені показники газового каротажу тощо). Відсутність поки що промислових скупчень вуглеводнів у відкладах юри спричинена їх недостатньою вивченістю, що актуалізує проведення літогенетичний аналіз. У межах західної частини Причорноморського мегапрогину відкрито дев'ять родовищ газу та газоконденсату, які приурочені до відкладів палеогену, у зв'язку з чим останні продовжують розглядатися як основний нафтогазоносний комплекс у регіоні.

У Переддобруджинському прогині було схарактеризовано циклічну будову відкладів середнього девону. Аргументовано, що у літофізичному аспекті кожен цикл являє собою продуктивний горизонт, який складений пачками природних колекторів різного типу, що перекриваються мергельно-сульфатними флюїдотривами. Показано, що латеральна мінливість товщини останніх спричинила зміщення склепінь пасток для окремих продуктивних горизонтів; спрогнозовано розвиток перспективних об'єктів, пов'язаних із пастками літогенетичної природи (виклинювання та катагенетичного екранування). Аргументовано ширший (у просторово-віковому аспекті), ніж раніше вважалося, розвиток у Переддобруджинському прогині осадов, збагачених органічною речовиною, що в цілому збільшує перспективи регіону. Розроблено принципову модель динаміки процесів генерації та міграції вуглеводнів на різних етапах катагенезу девонських відкладів.

Встановлено характер літолого-літомологічної мінливості середньоюрських відкладів Переддобруджинського прогину, побудовано літофізичні моделі, з'ясовано особливості розвитку порід-колекторів різного типу та флюїдотривів, локалізовано три нафтогазоперспективні ділянки, асоційовані як з антиклінальними, так і з літологічними пастками.

Для західної частини Причорноморського мегапрогину визначено основні риси літолого-фаціальності зональності палеоценових відкладів. Здійснено реконструкцію обстановок їх осадонагромадження, зокрема з'ясовано просторово-вікові особливості поширення біогенних

аккумулятивних тіл, перспективних в аспекті формування порід-колекторів. На основі генераційно-міграційних моделей аргументовано різночасовість формування покладів на окремих структурах. Створено моделі літофізичної будови відкладів палеоцену, локалізовано перспективні об'єкти (пастки склепінного, літологічно та тектонічно обмеженого типів).

1. ЛІТОЛОГО-ГЕОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ НАФТОГАЗОНОСНИХ ОСАДОВИХ КОМПЛЕКСІВ ФАНЕРОЗОЮ

Карпатський складчасто-насувний пояс складається із серії покривів, насунутих у північно-східному напрямку. Передкарпатський прогин включає три різні за геологічною будовою частини: Бориславсько-Покутську, Самбірську і Більче-Волицьку зони [31, 25]. Перші дві частини містять складчасті міоценові моласи і об'єднуються у Внутрішню зону Передкарпатського прогину. Більче-Волицька зона складається з автохтонних нескладчастих міоценових молас і називається також Зовнішньою зоною Передкарпатського прогину [30]. Бориславсько-Покутський покрив являє собою передову частину Карпатського флішового поясу і є основною нафтоносною зоною регіону. Згідно з існуючими схемами тектонічної зональності, його віднесено до Передкарпатського прогину. Однак, оскільки розріз крейдово-палеогенового флішу Бориславсько-Покутського покриву є аналогічним до розрізу зовнішньої частини Скибової зони, ми розглядатимемо їх спільно як фронтальну частину флішового поясу Українських Карпат. Більше того, вони доповнюють один одного, оскільки в межах Бориславсько-Покутського покриву відклади менілітової світи майже не виходять на денну поверхню, а відклади спаської світи знайдені лише в Скибовому покриві. У підшві розрізу флішу Скибової зони залягають нижньокрейдяні відклади спаської світи. Вони відслонюються вздовж р. Дністер у районі м. Добромиль та вздовж деяких приток р. Стрий. Ці відклади були також розкриті глибокими свердловинами в Скибовій зоні Карпат: св. 1-Лути в інтервалі глибин 5452–5654 м, св. 1-Шевченкове в інтервалі глибин 5320–6240 м та 6940–7520 м, св. 4-Максимівка в інтервалі глибин 4247–4433 м. Відклади спаської світи відповідають віковому діапазону пізній баррем–альб [2]. Вони підрозділяються на нижньоспаську і верхньоспаську підсвіти. Нижньоспаська підсвіта представлена чорними, збагаченими розсіяною органічною речовиною аргілітами з шарами пісковиків та карбонатними конкреціями.

Товщина підсвіти – 80–100 м. У верхньоспаській підсвіті пісковики переважають над чорними аргілітами. Її товщина – 150–200 м. Товщина і поширеність чорносланцевих відкладів спаської світи, тобто об’єми порід, збагачених розсіяною органічною речовиною в межах цієї стратиграфічної одиниці, дозволяють розглядати її як важливу потенційно нафтогазогенеруючу товщу. Віковим і фаціальним аналогом спаської світи є відклади шипотської світи, які широко поширені в Дуклянській, Чорногорській і Кросненській зонах. Вони відслонюються на денній поверхні в ряді місць у межах вищеназваних зон і були розкриті глибокою свердловиною 1-Гринява в Чорногорській зоні в інтервалі глибин 3115–3793 м. Нижньошипотська підсвіта представлена чорними, збагаченими розсіяною органічною речовиною аргілітами з шарами пісковиків (кількість останніх зростає вгору по розрізу), прошарками силіцитів, мергелів, вапняків та карбонатними конкреціями. Товщина підсвіти – близько 250 м. Вік підсвіти – пізній барем–апт [2]. Верхньошипотська підсвіта представлена переважно пісковиками, меншою мірою – темно-сірими і чорними аргілітами. Її товщина – 150–200 м. Відклади верхньої крейди представлені товщею стрийської світи товщиною понад 1000 м, складеною сірим теригенним флішем. Палеоцен включає відклади ямненської світи товщиною до 200 м, представлені потужними пісковиками. Останні є одним із основних колекторів нафти і газу в багатьох покладах регіону. Нижньоеоценові відклади складені строкатим флішем манявської світи потужністю до 250 м. Вигодська світа середнього еоцену складена потужними пісковиками (до 200 м) і також являє собою один із основних продуктивних на нафту і газ горизонтів в регіоні. Бистрицька світа верхнього еоцену складена строкатим флішем. Менілітова світа в межах зовнішніх структурно-тектонічних зон Українських Карпат (Бориславсько-Покутська та зовнішня частина Скибової зони) завершує розріз Карпатського флішу. Вона охоплює віковий інтервал олігоцен–ранній міоцен [40] та незгідно перекривається відкладами міоценових молас. Відклади менілітової світи досягають товщини до 1400 м.

Верхньоюрські відклади фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину є однією з основних нафтогазоносних товщ цієї зони. Ця товща складена карбонатними, сульфатними, сульфатно-карбонатними, теригенно-карбонатними та теригенними породами.

Визначення літологічної будови становить початковий етап дослідження нафтогазоносних і перспективних осадових комплексів. У Переддобруджинському прогині в такому аспекті були вивчені теригенні відклади середньоюрського віку, у межах шельфу Чорного моря – карбонатні утворення палеоцену та теригенні – керлеутського регіоярусу олігоцену. У зв'язку з фрагментарним відбором кернового матеріалу відповідний аналіз ґрунтувався на результатах геофізичних досліджень свердловин, передусім радіоактивних методах.

У підсумку були встановлені літолого-літмологічні особливості, здійснена типізація розрізів середньоюрських відкладів Переддобруджинського прогину, визначена просторово-вікова специфіка будови келовейських та бат-байоських нашарувань. Для території шельфу Чорного моря (західна частина Причорноморського мегапрогину) з'ясовані основні риси літофаціальної зональності окремих ярусів палеоценового відділу, розкриті закономірності просторово-вікового поширення основних літологічних відмін, що проявилось у зростанні (від данських до зеландських відкладів) ролі у розрізі вапняків та домінуванні глинистих утворень у верствах танетського віку. В межах східної частини Причорноморського мегапрогину встановлені особливості латеральної літолого-літмологічної структури середньомайкопської (керлеутської) товщі, виділено чотири основні літологічні комплекси, виокремлено декілька стратиграфічних рівнів розвитку різнорангових кластогенних (алевроліто-піщаних) пачок.

1.1. Внутрішня зона Передкарпатського прогину та Складчасті Карпати

1.1.1 Літолого-геохімічні особливості нижньокрейдяних відкладів (спаська, шипотська світи, баррем-альб)

Крейдяні флішові відклади північного схилу Українських Карпат, на відміну від товщ палеогенового віку, не містять промислових покладів вуглеводнів. У них наявні лише окремі прояви нафтогазоносності. Проте вони залишаються перспективним об'єктом для подальших пошуків родовищ нафти і газу, що зумовлює актуальність їхнього детального літологічного та седиментологічного вивчення [25, 42, 46, 71-73, 74, 75, 99, 103, 111].

Крейдяні відклади встановлені на значній території гірської споруди Українських Карпат [2, 25]. Їхній вік обґрунтовується знахідками амонітів, белемнітів, іноцерамів, а також виявленими під час лабораторних досліджень комплексами форамініфер і вапнякового планктону. Розрізи нижньої крейди (шипотська, спаська світи та ін.) відслонюються переважно на півдні досліджуваного регіону, частково в північно-західній частині Скибової зони. Верхньокрейдяні осадові утворення розвинені ширше (головнінська, яловецька, стрийська світи та ін.). Вони відомі в усіх структурно-фаціальних зонах, за винятком Магурської. На південному схилі Українських Карпат крейдяні відклади представлені у Буркутській зоні – породами буркутської (альб-сеноман), Сухівській – білотисенської (верхній барем–альб), Рахівській – кам'янопотоцької (титон–беріас), рахівської (валанжин–нижній барем) і вовчинської (верхній барем–нижній апт), Мармароській – соймульської (альб-сеноман), Пенінській – сваявської (титон–барем) і тиссальської (альб-сеноман) світ.

Основними об'єктами наших [2, 43, 44, 49-60, 76] досліджень були вуглецевмісні скременілі теригенно-глинисті відклади шипотської і спаської світ (верхній барем–альб) і вапняково-глинисто-теригенний фліш стрийської

світи (верхній турон – нижній палеоцен). Нами проведено седиментологічне, літологічне, мінералого-петрографічне та геохімічне вивчення цих осадових утворень. Під час досліджень використано окремі дані з петрографії, мінералогії та геохімії карпатського флішу М.П. Габінета (1976, 1985) та І.М. Афанасьєвої (1983) [2, 49-60, 76].

Характерною особливістю мезопелагічних верхньобаррем-альбських відкладів шипотської і спаської світ є високий вміст органічної речовини (ОР) і біогенного кремнезему в теригенно-глинистих породах, наявність у товщі прошарків силіцитів (фтанітів, спонголітів, гезів) і діагенетичних карбонатних конкрецій. Ці осадові товщі характеризуються нами як нафтогазоматеринські і потенційно нафтогазоносні. Згідно з [2, 36, 52], нами виокремлено три головні літолого-геохімічні типи (ЛГХТ) осадових утворень у карпатському фліші, що відрізняються вмістом породоутворювальних інгредієнтів біогенного походження (SiO_2 біог, CaCO_3 , Corg): сірі вапняковисті глинисто-теригенні (ЛГХТ I); невапняковисті або слабовапняковисті, часто строкаті глинисто-теригенні (ЛГХТ II); чорні вуглецевмісні окременілі теригенно-глинисті товщі (ЛГХТ III). Седиментація відкладів цих трьох типів відбувалася в різних фізико-хімічних умовах середовища (окисних, відновних), спричинених змінами характеру океанічної циркуляції і, відповідно, газового режиму придонних вод (аеробного, анаеробного).

Барем-альбські відклади шипотської і спаської світ віднесені нами до ЛГХТ III (чорні вуглецевмісні окременілі теригенно-глинисті товщі).

Осадова товща шипотської світ відслонюється в Кросненській, Дуклянській, Чорногорській, Свидовецькій, Красношорській зонах Українських Карпат. На території Румунських Карпат стратиграфічним і літологічним аналогом шипотських відкладів є шари Аудія. У нижньошипотській підсвіті догори за розрізом виділяються дві товщі: глиниста і піщано-глиниста. Нижня частина верхньошипотської підсвіти складена середньо- і грубошаруватими міцними кварцовими, зрідка глауконітовими пісковиками, що перешаровуються з прошарками темно-сірих

із зеленуватим відтінком аргілітів і алевролітів. Породи з підвищеним вмістом розсіяної органічної речовини, біогенного кремнезему, а також парагенетично пов'язані з ними конкреційні утворення карбонатного складу зазвичай приурочені до нижньої і верхньої частин шипотських відкладів. Так, у стратотипічному розрізі, в басейні р. Чорний Черемош, у низах нижньошипотської підсвіти залягає потужна товща (до 300 м), представлена переважно чорними некарбонатними аргілітами (рис. 1.1), у середній частині якої виділяється пачка, збагачена конкреціями розміром до 1,5 м і прошарками (до 45 см) сидеритів. Вище за розрізом відклади набувають характеру ритмічної флішової товщі. У багатьох розрізах (зокрема в басейні Чорного Черемошу) у низах підсвіти зустрічаються поодинокі малопотужні прошарки і лінзочки фтанітів, а вище по розрізу – тонкошаруватих окременілих чорних і темно-сірих із зеленуватим відтінком аргілітів і алевролітів. У верхній частині верхньошипотської підсвіти простежуються прошарки (до 10 см) сірих і світло-сірих, інколи з голубуватим відтінком, часто смугастих силіцитів.



Рисунок 1.1 – Відслонення порід шипотської світи.

Пласт пісковиків серед чорних аргілітів

Відклади спаської світи розвинені у відслоненнях у північно-західній частині Скибової зони, в басейнах рік Дністер і Стрий. На великих глибинах

(близько 4–5 км) вони розкриті свердловинами Луги-1 і Шевченкове-1. Широко розповсюджені спаські відклади в Польських Карпатах. Нижньоспаську підсвіту (100 м) складають чорні бітумінозні аргіліти з тонкими прошарками окремілих пісковиків. Іноді в них зустрічаються лінзоподібні карбонатні конкреції. Догори за розрізом чорні аргіліти переходять у потужну товщу масивних тершівських пісковиків, яка в північно-західному напрямку фаціально заміщується піщано-глинистим флішем (рис. 1.2). Верхня частина (90–105 м) верхньоспаської підсвіти складена чорними окремілими аргілітами з прошарками чорних силіцитів (фтанітів) і темно-сірих окремілих пісковиків.

Породи спаської і шипотської світ дещо подібні за своїми літологічними особливостями. У нижній частині розрізів простежуються лінзоподібні прошарки сидеритів, які в зоні Аудія Румунських Карпат виділяються як окрема верства. Темно-сірі тонко- й середньоритмічні невапняковисті відклади верхньої частини розрізу в покрівлі вміщують горизонт силіцитів, який корелюється з “мікушовецькими роговиками” Польських Карпат. У товщах спаської і шипотської світ виділяються пісковики двох типів – мікрозернисті олігоміктові (так звані “склисті” різновиди) і різнозернисті поліміктові; алевроліти переважно тонкоплитчасті; алевролітам властиве закономірне розміщення в ритмах – чорні та зеленуваті. Різнозернисті грубоверстуваті масивні тершівські пісковики (1,5–25 м) на великих глибинах можуть бути колекторами нафти.

Головними літологічними типами порід вуглецевмісних (“чорносланцевих”) відкладів баррем-альбського віку Українських Карпат, віднесених до шипотської і спаської світ, є пісковики, алевроліти, чорні вуглецевмісні аргіліти, кременисті породи (силіцити), вапняки. Часто трапляються діагенетичні карбонатні, кременисті і сульфідні конкреції. Однією з найважливіших характерних ознак порід шипотської і спаської світ є підвищений вміст розсіяної ОР.



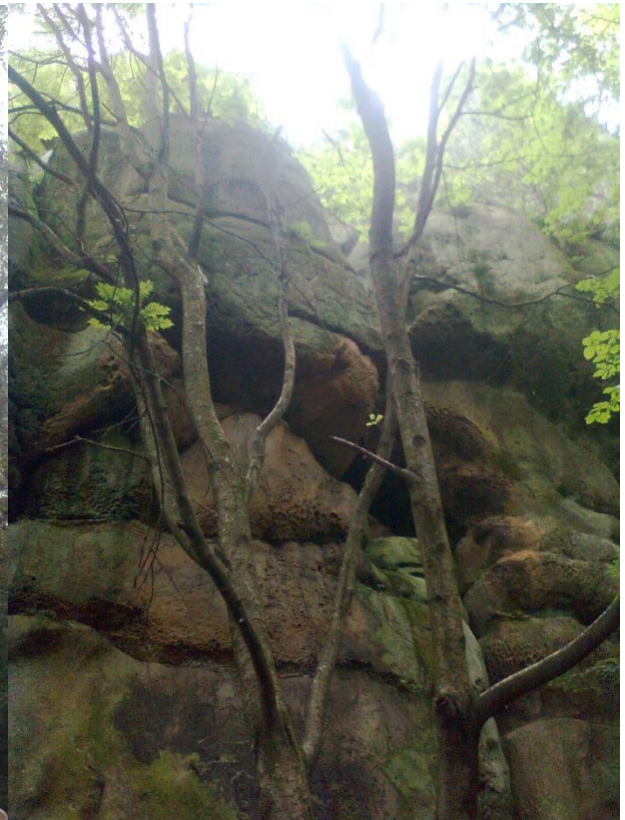
а



б



в



г

Рисунок 1.2 – Відслонення порід спаської світи: а – чорні аргіліти; б – пісковики (р.Дністер, с. Тершів); в, г – пісковики (Спаський (Соколів) камінь, околиці с. Спас)

Вміст Сорг в нижньокрейдових бітумінозних аргілітах коливається від 0,44 до 10,17 %, в алевролітах – 0,13–2,35 %, пісковиках – 0,12–1,99 %. Вміст FeS₂ в середньому становить 1,39–1,74 %. Породи, збагачені розсіяною ОР, набувають коричневого, темно-коричневого або чорного забарвлення.

Залежно від кількості розсіяної органічної речовини під мікроскопом вони мають світло- або темно-коричневий колір. В аргілітах ОР або рівномірно, тонкодисперсно розсіяна по всій породі, або утворює видовжені (від 0,1 до 0,5 мм) за нашаруванням скупчення, а також проявляється у вигляді агрегатів бітумів різноманітної конфігурації. В алевролітах, як і в аргілітах, тонкодисперсна органічна речовина рівномірно розсіяна по всій породі, а також знаходиться у вигляді видовжених за нашаруванням (від 0,05 до 0,5 мм) скупчень. У пісковиках тонкодисперсна ОР також рівномірно розсіяна в породі або у вигляді включень виповнює в ній порожнечу і тріщини.

Потенційними породами-колекторами вуглеводнів у нафтогазоносних відкладах нижньої крейди насамперед є пісковики. Як нетрадиційні колектори тріщинуватого типу можуть виступати бітумінозні відміни глинистих, кременистих, карбонатних порід [54, 56, 53].

Середньо-, дрібнозернисті 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. 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 і її притоках тершівські пісковики зазвичай присутні у всіх розрізах, але на самому північному заході Української частини Скибової зони фаціально переходять у ритмічний піскувато-глинистий фліш, а біля м. Добромиль повністю випадають із розрізу. Нижньошипотська підсвіта вгору по розрізу представлена двома товщами: глинистою і піскувато-глинистою. 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 вгору по розрізу кількість пластів пісвиків зменшується. В середній частині підсвіти виділяється пачка

середньоритмічного піщано-глинистого флішу, а у верхній – тонкоритмічного глинистого флішу.

Пісковики нижньоспаської підсвіти середньо-, дрібнозернисті, алевритові, кварцові. У 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, заповненими 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 (більше 10 %), за рахунок якого іноді розвивається вторинний кальцит. У дрібнозернистих пісковиках спостерігається безцементне з'єднання зерен. У 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 %.

Нижньокрейдяні відклади навіть в умовах земної поверхні (зразки з відслонень) проявляють ознаки порід, які зазнали постседиментаційних перетворень зони глибинного катагенезу [75]. 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 %. У глибоких горизонтах гідрослюда за структурою наближається до гідромусковіту. На глибинах 5,3–7,2 км (свд. Шевченково-1) у пісковиках розвинені конформні, інкорпораційні структури, починається

перекристалізація пелітоморфного карбонатного цементу. Породи тріщинуваті. Багато тріщин заповнені вторинним кристалічним кальцитом, кварцом і халцедоном, а також бітумом. У таких породах слід прогнозувати розвиток колекторів змішаного (порово-тріщинного, тріщинно-порового) і тріщинного типів. Згідно з [71], у зразках тріщинуватих пісковиків спаської світи (інтервал 7014–7022 м) зі свердловини Шевченково-1 у шліфах спостерігаються порові та тріщинно-кавернозно-порові колектори, в порожнинах яких знаходиться нафта.

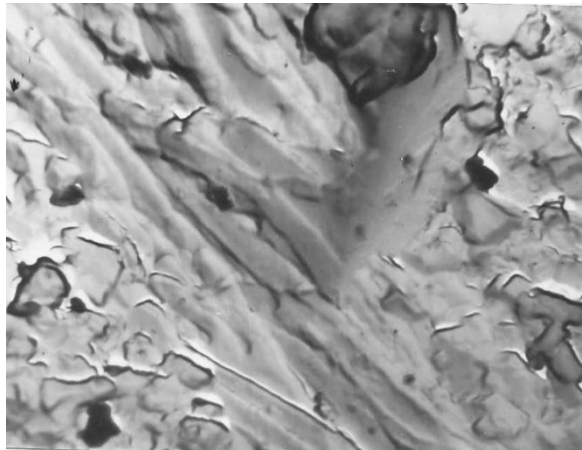
Вуглецевмісні скременілі аргіліти значно поширені в товщах спаської і шипотської світ, залягаючи у вигляді пачок потужністю до 1,5 м. Між пластами кварцитоподібних пісковиків спостерігаються прошарки потужністю 2–4 см кременистих алевритових аргілітів, складених криптозернистим кварцовим агрегатом і глинистою речовиною. Аргіліти мають бурувате, темно-бурувате або чорне забарвлення. Вони складені волокнистими і лускуватими глинистими мінералами зі значною домішкою РОР, а також пелітоморфних карбонатів і аутигенного кремнезему (халцедону, кварцу). Асоціація глинистих мінералів представлена переважно гідрослюдою, хлоритом, меншою мірою монтморилонітом, каолінітом. Іноді відмічається домішка кальциту. У 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 ефузивів. Трапляються рештки кальцитових (форамініфери) і кременистих (радіолярії) організмів, аутигенні пірит і глауконіт, ромбедри вторинного доломіту. В аргілітах, що містять незначну кількість розсіяної ОР, 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 алевритового матеріалу, представленого кварцом. Згідно з результатами геохімічних досліджень [2]

чорні аргіліти барем-альбу містять $\text{Сорг} = 0,40\text{--}5,47\%$; $\text{SiO}_2\text{вільн} = 32,02\text{--}48,39\%$; $\text{FeS}_2 = 1,39\text{--}1,74\%$; $\text{CO}_2 = 0\text{--}0,38\%$. Значення геохімічних коефіцієнтів ($\text{Feсульф}/\text{Feвал} = 0,18\text{--}0,22$; $\text{Mn}/\text{Feсульф} = 0,02\text{--}0,04$; $\text{Mo}/\text{Mn} \times 100 = 6,6\text{--}28,7$) вказують на відновні умови на стадіях седиментогенезу і діагенезу барем-альбських відкладів.

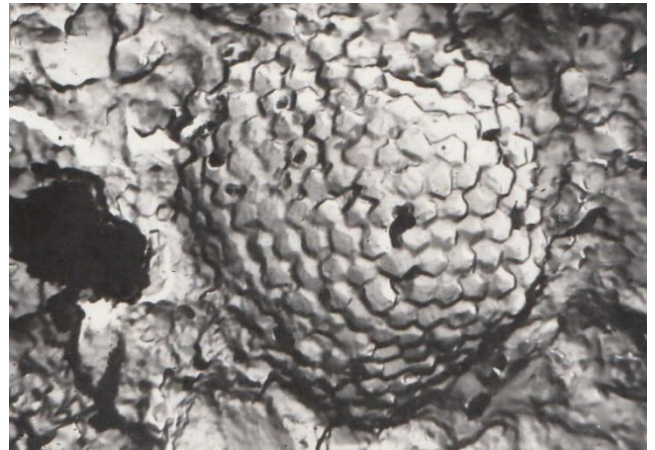
Кременисті породи (кремені, силіцити) в бітумінозних барем-альбських відкладах Українських Карпат представлені фтанітами (лідітами), спонголітами, гезами і конкреційними кременями. Результати мінералого-петрографічних і фізико-мінералогічних досліджень нижньокрейдових силіцитів, а також історія їх вивчення наведені нами в працях [57, 59, 60]. Зокрема, ці породи детально досліджувалися М.П. Габінетом (1985) та І.М. Афанасьєвою (1983). До контакту верхньої і нижньошипотської підсвіт приурочений силіцитовий горизонт, складений прошарками фтанітів, які часто є видовженими лінзами довжиною кількесот метрів і потужністю до 10 см. Кількість прошарків фтанітів непостійна: в одних розрізах вони трапляються рідко, в інших їх кількість сягає 35–40. Сумарна їх потужність не перевищує 1,0–1,5 м. Малопотужні прошарки фтанітів зустрінуті 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 [116] у скременілих шипотських відкладах зрідка трапляються малопотужні прошарки спонголітів (приблизно 10 см), а до підосви пластів окварцованих склистих пісковиків приурочені прошарки гезів потужністю близько 3–6 см.

Нижньокрейдяні фтаніти (криптобіогенні яшмоподібні силіцити, темно-сіре до чорного забарвлення зумовлене підвищеним вмістом ROR) відрізняються від олігоценівих нижчим ступенем структурної впорядкованості породоутворюючого кремнезему, переважанням масивних текстур, порівняно вищим вмістом глинистої домішки і меншим – карбонатної. Кількість SiO_2 в них становить 69,70–92,34%, $\text{Al}_2\text{O}_3 = 0,89\text{--}$

11,49%, СаО – 0,17–2,82%, сульфідної сірки – до 0,58%, Сорг – 1–2%. Серед основної криптокристалічної кварц-халцедонової маси нижньокрейдових фтанітів, середній показник заломлення якої становить 1,536–1,539, значно частіше, ніж в олігоценових, зустрічаються численні скелетні рештки радіолярій, складені волокнистим халцедоном. На рентгендифрактограмах 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 породотвірної речовини фтанітів характеризуються смугами поглинання, властивими кварцу (1170, 1090, дублет 800–780, 695, 520 і 475 см⁻¹). Незначна домішка опал-кристобаліту (опалу-СТ) у нижньокрейдових фтанітах встановлюється появою на ІЧ-спектрах слабоінтенсивних смуг 620 см⁻¹ і 560 см⁻¹, притаманних відповідно низькотемпературним α -кристобаліту і α -тридиміту, що характерно для силіцитів, складених халцедоном низької структурної впорядкованості. За даними растроної електронної мікроскопії в них проявляється агрегатно-глобулярна ультрамікроструктура. На електронно-мікроскопічних фотографіях спостерігаються фрамбоїди діагенетичного піриту (рис. 1.3).



а



б

Рисунок 1.3 – Електронно-мікроскопічні дослідження силіцитів шипотської світи. Фтаніт. Шипотська світа, нижня крейда. Русло р. Чорний Черемош, с. Яворник: а – агрегатно-глобулярна мікроструктура, збільшення 20000; б – агрегати октаедричних кристаликів піриту, збільшення 12000

У нижньокрейдяних 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. 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). В підлеглий 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 включення криптокристалічного кальциту. Кремнезем нерівномірно розкристалізований до халцедону (кварцу) і знаходиться в породі в таких формах: 1) криптокристалічний SiO_2 – 20 %; 2) мікрокристалічний – 30 %; 3) включення волокнистого халцедону – 30 %. Спостерігаються зерна кварцу, а також поодинокі здвійниковані зерна плагіоклазів. Кальцит переважно прихованокристалічний, трапляються кристалічні включення неправильної форми з характерною для карбонатів спайністю. Припускаємо вторинну карбонатизацію кременистих порід (силіцитів). Тріщини, виповнені кристалічним кальцитом з характерною спайністю, 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.

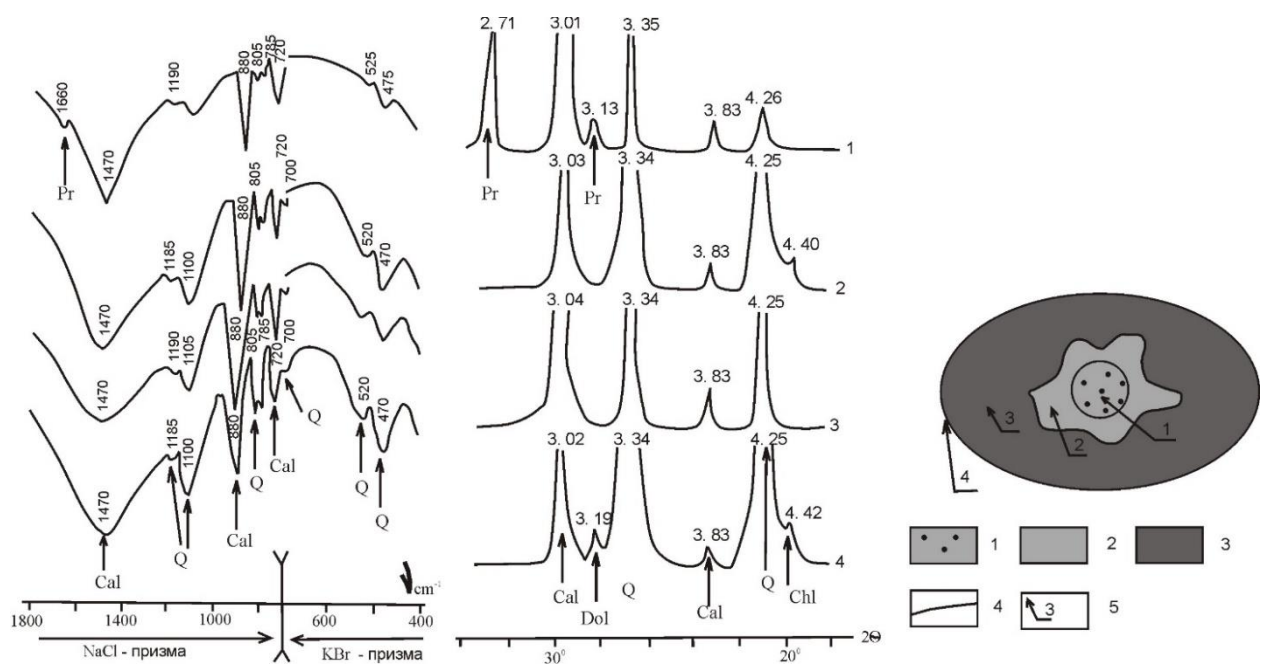
У вуглецемісних відкладах шипотської і спаської світ широко розвинені карбонатні конкреції (рис. 1.4). Зазвичай вони мають лінзоподібну форму і довжину від кількох десятків сантиметрів до кількох метрів. Трапляються також карбонатні конкреції округлої форми діаметром до 1 м. В бітумінозних аргілітах найчастіше трапляються конкреції, складені магнезіальним сидеритом (сидероплезитом). В піскувато-алевритових пластах переважають доломітові і кальцитові стяжіння. У відкладах спаської світи розвинені доломіт-кальцитові 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 змішаносаруваті неупорядковані агрегати гідрослюди і монтморилоніту (1,160 нм). Вміст FeO в конкреціях складає 19,27–33,13%, CaO – 5,91–13,58%, MgO – 5,29–8,02% і Mn – 0,81–1,4%. Марганець і магній входять у склад породоутворювальних карбонатних мінералів досліджених діагенетичних стяжінь як ізоморфні домішки. У праці [43] наведені результати досліджень сидеритових конкрецій, які залягають між пластами чорних бітумінозних аргілітів у відслоненнях шипотських відкладів, поблизу села Шепіт, на правому борті р. Сучава. Зустрічаються два різновиди конкрецій: перший – стяжіння кулеподібної форми з діаметром до 40 см; другий – еліпсоподібні тіла розміром приблизно 60x15 см. Структура породоутворювальної речовини конкрецій прихованокристалічна, текстура масивна. Встановлено, що основним породоутворювальним мінералом конкрецій є сидероплезит, тобто сидерит з підвищеним вмістом магнію.



а



б



В

Рисунок 1.4 – а, б – Карбонатні конкреції в «чорносланцевих» породах шипотської світи, р. Чорний Черемош; в – інфрачервоні спектри і рентгенодифрактограми сульфідно-кременисто-карбонатної конкреції (барем-альб, шипотська світа): 1 – ядро конкреції з включеннями ранньодіагенетичного піриту і підвищеним вмістом CaCO_3 ; 2 – внутрішня оболонка конкреції з підвищеним вмістом SiO_2 ; 3 – зовнішня оболонка конкреції з підвищеним вмістом CaCO_3 ; 4 – кірка вивітрювання з підвищеним вмістом SiO_2 , 5 – місце відбору проби; Q – кварц, Cal – кальцит, Pr – пірит, Dol – доломіт, Chl – хлорит

Це підтверджується наявністю на рентгенодифрактограмах рефлексів, характерних для цього мінералу (0,1713, 0,1953, 0,212, 0,233, 0,278, 0,357 нм). Також в конкреціях фіксуються домішка марганцовистого 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 см^{-1} , 1450 см^{-1}), зокрема, сидериту (415 см^{-1} ; $730\text{--}740\text{ см}^{-1}$; 2620 см^{-1}), а також кварцу (475 см^{-1} ; 800 см^{-1} ; $1095\text{--}1100\text{ см}^{-1}$).

В чорних аргілітах шипотської світи спорадично трапляються сульфідно-кременисто-карбонатні конкреції зональної будови [2, 59, 63]. Вони переважно мають яйцеподібну форму. Їхні розміри становлять від $9,0\times4,8\times3,4$ см до $22,0\times12,0\times8,5$ 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 звітрювання темно-сірого або жовтого кольору. Інші конкреції складені темно-сірою криптокристалічною кременисто-карбонатною речовиною. Кількість мікрровключень 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 ($1470, 880, 720 \text{ см}^{-1}$) і кварцу ($1185, 1105$, дублет $805\text{--}785, 520, 470 \text{ см}^{-1}$). Наявність піриту встановлюється смугою 1660 см^{-1} . Порівняння інтенсивностей рефлексів на рентгенодифрактограмах дало змогу наближено оцінити відносний вміст халцедону (кварцу), кальциту і піриту в породоутворювальній речовині конкрецій. У досліджених діагенетичних стяжіннях 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 кальцитом, фіксується у внутрішній оболонці і в кінці звітрювання конкрецій. Ранньодіагенетичний пірит в центральній частині описаних конкрецій є свідченням відновних умов на самому початковому етапі постседиментаційних перетворень.

Підвищений вміст розсіяної ОР і діагенетичного піриту в нихньокрейдових відкладах є свідченням, що їх седиментогенез і діагенез відбувався в безкисневих відновних умовах. Уверх по розрізу вони змінюються мергелистими породами головнінської світи і строкатими глинистими утвореннями ілемкінської і 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 нижньоаяловецької 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. Вищеописані літологічні особливості зони

стратиграфічного контакту шипотської і яловецької світ підтверджуються даними З. Суйковського [116], який ще в 1938 р. цілком обґрунтовано пов'язував седиментацію чорних вуглецевмісних відкладів з дефіцитом кисню у морських водах басейну седиментації. Слід відзначити, що згідно [106] в Польських Карпатах верхню межу спаських відкладів розміщують там, де зелені аргіліти починають переважати над чорними в стратиграфічній колонії.

Таким чином, мінералого-геохімічні особливості досліджених барем-альбських “чорносланцевих” відкладів свідчать про їх формування в аноксичних відновних умовах.

Під час літогенезу вони зазнали глибоких катагенетичних перетворень. На великих глибинах (близько 4–5 км) ступінь катагенетичних перетворень порід відповідає зоні мезокатагенезу МК₃-МК₅.

Потужні пласти пісковиків приурочені до середньої частини розрізу спаських і шипотських відкладів (тершівські пісковики, нижня пачка верхньошипотської підсвіти). В них можна прогнозувати гранулярні породи-колектори порового і змішаного типу (порово-тріщинні, тріщинно-порові). Вуглецевмісні кременисто-глинисті породи нижньої і верхньої частини розрізу розглядаються як нафтогазоматеринські. З ними можуть бути пов'язані “нетрадиційні” колектори тріщинного типу.

1.1.2 Літолого-геохімічні особливості верхньокрейдяних відкладів (головнинська, яловецька, стрийська світи)

Досліджені відклади головнинської (сеноман – нижній турон) і стрийської (верхи турону – низи палеоцену) світ відносимо до ЛГХТ I (сірі вапняковисто-глинисто-теригенні товщі), строкаті ілемкінські і яловецькі глинисті утворення, які фаціально заміщують головнинську світу до ЛГХТ II (невапняковисті або слабовапняковисті, часто строкаті глинисто-теригенні товщі) [2, 36, 52, 120].

Сеноман-нижньотуронські відклади головнинської світи (до 100 м),

розвинені в північно-західній частині Скибової зони Карпат (басейни річок Дністра і Стрия) і представлені сірими окременілими фукоїдними вапняками та мергелями з прошарками зеленувато-сірих і темно-сірих аргілітів та алевролітів, у південно-східному напрямку фаціально заміщуються строкатою товщею ілемківської світи (до 380–400 м), складеною червоними і сіро-зеленими аргілітами з прошарками вишнево-червоних мергелів. У Кросненській, Дуклянській, Чорногорській, Свидовецькій, Красношорській зонах розвинена строката глиниста товща яловецької світи (сеноман-турон), поділена на дві підсвіти: нижню (20–30 м), представлену червоними і вишнево-червоними невапняковими аргілітами з прошарками зелених аргілітів, та верхню (100–200 м), складену чергуванням пакетів світло-зелених і зелених невапнякових аргілітів з окремими прошарками пісковиків (рис. 1.5). Мергелиста фація яловецької строкатої товщі поширена у Говерлянській підзоні Чорногорської зони, у Кросненській та частково у Свидовецькій зонах; піскувата – в Красношорській зоні. Яловецькі відклади фаціально заміщуються в Сухівській зоні сірими піскуватато-мергелистими утвореннями сухівської світи, а в Буркутській зоні – пісковиками буркутської світи.



а



б

Рисунок 1.5 – а, б. Відслонення строкатих порід яловецької світи (сеноман – сантон), околиці с. Верхній Яловець, перешарування вишнево-червоних і зеленувато-сірих аргілітів

Згідно з [47], верхньокрейдяні аргіліти розглядаються як такі, що належать до геміпелагітів, і містять відомості про умови фоновієї седиментації глибоководного океанічного басейну.

Середньо- і дрібнозернисті пісковики головнінської світи утворюють прошарки 8–25 см серед скременілих мергелів. Рідше вони перешаровуються з алевритовими вапняками і кременистими породами. Пісковики сірого кольору часто вміщують уламки звугленого детриту, по якому розвивається пірит. У дрібнозернистих різновидах спостерігається тонка горизонтальна шаруватість, яка утворилася в результаті пошарового збагачення породи органічними включеннями. Головним породоутворювальним компонентом є кварц, представлений обкатаними і напівобкатаними зернами; вміст його досягає 90–96 % кластичної частини породи. Як домішки відмічені мікроклін, слюди, глауконіт.

Карбонатні породи представлені пластами алевритових вапняків потужністю 10–15 см. Кількість зернистого кальциту, що складає основну масу породи і кородує уламковий кварц, досягає 70 %. Теригенна домішка представлена кварцом, трапляються луски мусковіту. У породі розвивається мікроглобулярний пірит.

Карбонатно-теригенні відклади стрийської світи (1150–1800 м) Скибової зони Карпат і Передкарпатського прогину охоплюють розріз від верхньої частини туронського ярусу до низів палеоцену (рис. 1.6). Вони є потенційно нафтогазоносними. Пісковики і алевроліти можуть бути породами-колекторами вуглеводнів. Стрийські відклади поділяються на три підсвіти та залягають згідно на теригенно-карбонатних утвореннях головнінської світи, з якими пов'язані поступовим переходом. Нижньострийська підсвіта представлена перешаровуванням потужних пластів пісковиків (до 1,5 м) з пачками тонкоритмічного чергування пісковиків, алевролітів і аргілітів та поодинокими прошарками скременілих фукоїдних мергелів, подібних до головнінських.

**а****б****в****г**

Рисунок 1.6 – Ритмічний фліш стрийської світи. Нижньострийська підсвіта: а – р. Східничанка; верхньострийська підсвіта: б – притоки р. Стрий, с. Майдан; в, г– р. Прут, Яремче

В межах досліджуваної території (північний захід Скибової зони) спостерігаються два фаціально-літологічні типи розрізів нижньострийської підсвіти: рибницький (басейни річок Стрий та Опір) і яремчанський (басейн р. Прут). У рибницькому типі розрізу (басейни річок Стрий та Опір) нижньострийська підсвіта складена середньо- і товсторитмічним глинисто-піщаним флішем, у якому зустрічаються прошарки кременистих мергелів. Яремчанський тип розрізу представлений чергуванням пісковиків, алевролітів, аргілітів та мергелів. Середньострийська підсвіта, порівняно з нижньострийською, характеризується ширшим розвитком потужних піщаних

верств і відсутністю мергелистих прошарків. Відклади верхньострийської підсвіти представлені тонкоритмічним чергуванням пісковиків, алевролітів і аргілітів. У крайніх південних скибах (Брустуранки, Синевіра, Славська) окремі відклади стрийської світи представлені нерозчленованим нерівномірноритмічним глинисто-піскуватим флішем, серед якого трапляються окремі пачки товстошаруватих і навіть масивних пісковиків (до 3–4 м). У розрізі скиби Парашки, в долині р. Прут, на різних стратиграфічних рівнях відмічається декілька пачок масивних пісковиків, а також шість строкатих горизонтів потужністю від 2 до 30 м, представлених пачками червоних і зелених аргілітів. Появу цих строкатих горизонтів у відкладах стрийської світи пояснюємо флуктуаціями ГKK.

Стратиграфічними і літологічними аналогами стрийських відкладів є верхньокрейдовий піскувато-глинистий фліш Венгловецької, Кросненської і Магурської зон і темноколірний глинисто-піскуватий фліш березнянської світи (до 800 м) Переддуклянської і Дуклянської зон. Характерною закономірністю поширення верхньокрейдових відкладів південного схилу Українських Карпат є значне зростання ролі піскуватих і грубоуламкових порід у південно-східному напрямку, в Чорногорській, Свидовецькій, Красношорській, Сухівській зонах (чорногорська, красношорська, терешовська світи).

Мінералого-петрографічними і фізико-мінералогічними методами досліджувалися такі літологічні типи порід стрийської світи: уламкові, грубоуламкові, глинисті та карбонатні [62].

Крупно-, середньо- та дрібнозернисті пісковики стрийської світи є головними складовими середньоритмічної флішової товщі. Потужність їх коливається від 5 до 30 см, найчастіше вони складають 5–10 см. Пісковики перешаровуються з алевролітами, вапняками, рідше – з малопотужними прошарками аргілітів. Виділяються пісковики з карбонатним та глинисто-карбонатним цементом. Домінують карбонатні пісковики; глинисто-карбонатні залягають у верхній частині розрізу яремчанського типу. У

верхньострийській підсвіті виділяють також «ямнеподібні» пісковики з кременистим цементом. У відкладах стрийської світи пісковикам належить основна роль. Особливо широко вони розвинені в розрізі середньострийської підсвіти. Пісковики сірі з блакитним відтінком, щільні, міцні, масивні, переважно дрібно- та середньозернисті, іноді грубозернисті, з різним ступенем відсортованості матеріалу. На нижній поверхні пластів пісковиків досить часто присутні механогліфи та біогліфи. Текстура порід переважно масивна, проте часто зустрічаються породи з шаруватою текстурою. В пісковиках з відслонень на річках Мізунька, Рибник і Прут досить часто трапляється конволютна та горизонтальна шаруватість, а породи, відібрані в кар'єрі «Святослав», переважно масивної текстури. Присутні тріщини, виповнені кальцитом. Кластичний матеріал складає 65–75 % від загального об'єму породи, представлений зернами кварцу (55–60 %), польовими шпатами (до 0,5 %), спорадично – уламками порід. Зерна кварцу в пісковиках обкатані та напівобкатані, рідко кутуваті (0,1–0,5 мм, подекуди до 1 мм), часто кородовані. Польові шпати сильно вивітрені, серицитизовані, спорадично зустрічаються полісинтетичні двійники плагіоклазів. У незначній кількості присутні лусочки мусковіту та біотиту (світло-бурого кольору), які є сильно витягнутими та деформованими (кількість мусковіту в породах яремчанського типу становить до 1 %, а в породах рибницького типу сягає 7–8 %). Аутигенні мінерали представлені глауконітом яскраво-зеленого, малахітового кольору, який утворює агрегатні структури та виконує роль цементу. Піщано-алевритові відклади стрийської світи майже завжди містять включення алохтонного вугілля округлої форми (від 0,1–0,5 мм до 5 см), які складають 0,1–5 % і не завжди орієнтовані за нашаруванням. Ступінь вуглефікації таких включень, встановлений за показниками заломлення вітриніту, відповідає коксовому вугіллю. Включення лінз та прошарків вугілля біля денної поверхні характеризуються більшою катагенетичною мінливістю, ніж вугілля, яке зустрічається в олігоценових відкладах. Наявність уламків алохтонного вугілля у відкладах стрийської світи пов'язується з розмивом

кам'яновугільних відкладів силезького осадового комплексу під час седиментогенезу осадів у Карпатському басейні. Цемент порово-базальний, рідше базальний, переважно карбонатний. Щодо карбонатів у цементі пісковиків, то в породах яремчанського типу розрізу вони є більш розкристалізованими, ніж у породах рибницького типу. В «ямнеподібних» пісковиках з кременистим цементом, розвинених у верхній частині розрізу, крупно- і мікрозернистий кременистий агрегат утворює контактово-поровий тип цементації. На окремих ділянках (наприклад, у розрізах району с. Делятин) за рахунок цементу і кластичного матеріалу розвивається вторинний кальцит, вміст якого досягає 40 %. Вторинна кальцитизація заліковує первинні пори і знижує колекторські властивості. Акцесорні мінерали представлені поодинокими зернами циркону овальної, рідше біпірамідальної форми. Серед рудних мінералів трапляються вкраплення магнетиту, піриту та лейкоксену, а також згустки або мікроконкреції аморфного гематиту.

Алевроліти макроскопічно дуже важко відрізнити від пісковиків. За мінеральним складом алевроліт кварцовий з глинисто-карбонатним цементом. Кластичний матеріал становить близько 65–70% породи, за мінеральним складом вони повністю ідентичні пісковикам. Цемент порово-базального типу, за мінеральним складом – глинисто-карбонатний. Карбонати в цементі мікрозитової структури, місцями зустрічаються кальцитові зростки. У породі досить часто зустрічаються органічні рештки (форамініфери), виповнені кальцитом.

Грубоуламкові породи представлені гравелітами, які утворюють лінзи у верхній частині розрізу світи (0,4–0,8 м). Це породи світло-сірого кольору, масивні, ущільнені. Кластичний матеріал погано відсортований. Гравійна фракція складає 65–75% загального об'єму породи, представлена здебільшого уламками кварцу округлої форми. Зерна кварцу характеризуються різким блоковим погасанням, що, можливо, вказує на його жильне походження. Трапляється гальковий матеріал, складений уламками кременистих і теригенних порід. Матрикс гравелітів (до 20%) дрібно- і середньозернистий

(0,1–0,5 мм), розподілений у породі досить рівномірно. Представлений напівобкатаними та обкатаними зернами кварцу (85–90%). Трапляються поодинокі зерна польових шпатів, здвійникованих та нерідко сильно пелітизованих, поодинокі зерна біотиту та мусковіту, а також уламки кременистих порід. Серед акцесорних мінералів спорадично зустрічаються зерна циркону округлої форми. Аутигенні мінерали представлені зернами глауконіту округлої форми малахітово-зеленого кольору та дрібними вкрапленнями піриту, подекуди натічної форми. Цемент гравелітів (10–15%) карбонатний порового типу, складений сильно розкристалізованим кальцитом. Зерна кальциту (0,1–0,25 мм) призматичної форми з чітко вираженою спайністю по ромбоєдру.

Глинисті породи в розрізі стрийської світи Скибової зони Українських Карпат представлені кременистими та вапняковистими аргілітами, які перешаровуються з пісковиками та алевролітами. Окрім глинистого матеріалу, порода містить кременисту речовину та карбонати. Глиниста складова представлена асоціацією змішаношаруватих мінералів складу гідрослюда-монтморилоніт + хлорит + каолінит або монтморилоніт + гідрослюда + хлорит. Аргіліти – породи темно-сірого до чорного забарвлення. Інколи трапляються різновиди із зеленкуватим та буруватим відтінком. Текстура порід переважно масивна. Аргіліти мають різну щільність: зустрічаються як міцні та масивні з грубоплитчастою окремістю, так і крихкі їх різновиди. Порода представлена криптокристалічною пелітовою масою, що складена з нерозкристалізованого CaCO_3 (до 15%) та глинистої речовини з незначною домішкою (до 7%) алевроитових зерен кварцу кутуватої форми (0,01–0,03 мм). Подекуди в породі трапляються поодинокі вкраплення піриту та магнетиту. Трапляються різновиди порід, у яких вміст гідроокисів заліза сягає 10%, що надає породі бурого забарвлення.

Найбільш характерним літологічним типом карбонатних порід у досліджуваних відкладах є мергелі. Вони розвинені у вигляді лінз та прошарків у подошві нижньострийської підсвіти як у рибницькому, так і в

яремчанському типі розрізів. Це породи сірого та темно-сірого кольору, масивні, рідше горизонтально-шаруваті. Вміст CaCO_3 у мергелях коливається від 40–50 до 65%. Присутні тонкі, майже голчасті частинки (від 0,01 до 0,001 мм) слюдистих мінералів (20–30%), а також тонкодисперсні карбонати. Уламковий матеріал, вміст якого становить 0,5–2%, представлений загалом обкатаними та напівобкатаними зернами кварцу (0,01 мм). Спорадично трапляються дрібні зерна піриту (до 0,01 мм). За даними рентгенодифрактометричних досліджень, гідрослюди складають основну частину аргілітів, а також входять до складу пелітової фракції мергелів (рефлекси 0,99; 0,45; 0,33 нм). Асиметрія рефлексу 0,99–1,0 нм, відображена з боку малих кутів θ , підтверджує вміст у структурі гідрослюди монтморилонітоподібних шарів. В окремих зразках структура іліту стає впорядкованою, що проявляється у гостроті й формі базальних рефлексів, при цьому монтморилонітові шари зникають. Хлорит у глинистій фракції порід фіксується серією базальних рефлексів, кратних 14 (1,42; 0,7; 0,353 нм).

У результаті проведення аналізу щодо визначення вмісту карбонатної речовини встановлено, що в породах яремчанського типу розрізу він коливається в межах 63,06–2,52%, рибницького – 49,25–0,41%. Карбонати в цементі порід яремчанського типу розрізу є більшою мірою розкristалізовані, ніж у породах рибницького типу розрізу. Вміст карбонатного матеріалу в породах стрийської світи зменшується вгору по розрізу, що можна пояснити підвищенням рівня глибини карбонатної компенсації в Карпатському басейні наприкінці крейдяного періоду або встановленням умов, несприятливих для розвитку організмів з карбонатною функцією. Породи рибницького типу розрізу, порівняно з породами, розвиненими в яремчанському типі розрізу, є більш слюдистими і містять до 10–15% слюд (біотиту та мусковіту).

Породами-колекторами вуглеводнів можуть бути «ямненські» пісковики, широко розповсюджені в розрізі стрийської світи [74]. Особливу увагу при дослідженні колекторських властивостей порід слід звернути на їх карбонатність. Слід відзначити, що карбонатні мінерали є більш здатними до

активного перерозподілу під час постседиментаційних процесів порівняно з глинистими і кремнеземовими. Вторинна кальцитизація заліковує первинні пори і знижує фільтраційно-ємнісні властивості (ФЄВ) порід.

1.1.3 Літолого-фаціальна мінливість відкладів палеоцену-еоцену

Згідно зі стратиграфічною схемою, у межах Скибової зони Українських Карпат палеоцен був виділений за фауною форамініфер *Globorotalia angulata* White, *Nummulites deserti* (de la Harpe та ін.) і представлений ямненською світою в об'ємі ярусів: датського, монтського та танетського (рис. 1.7).

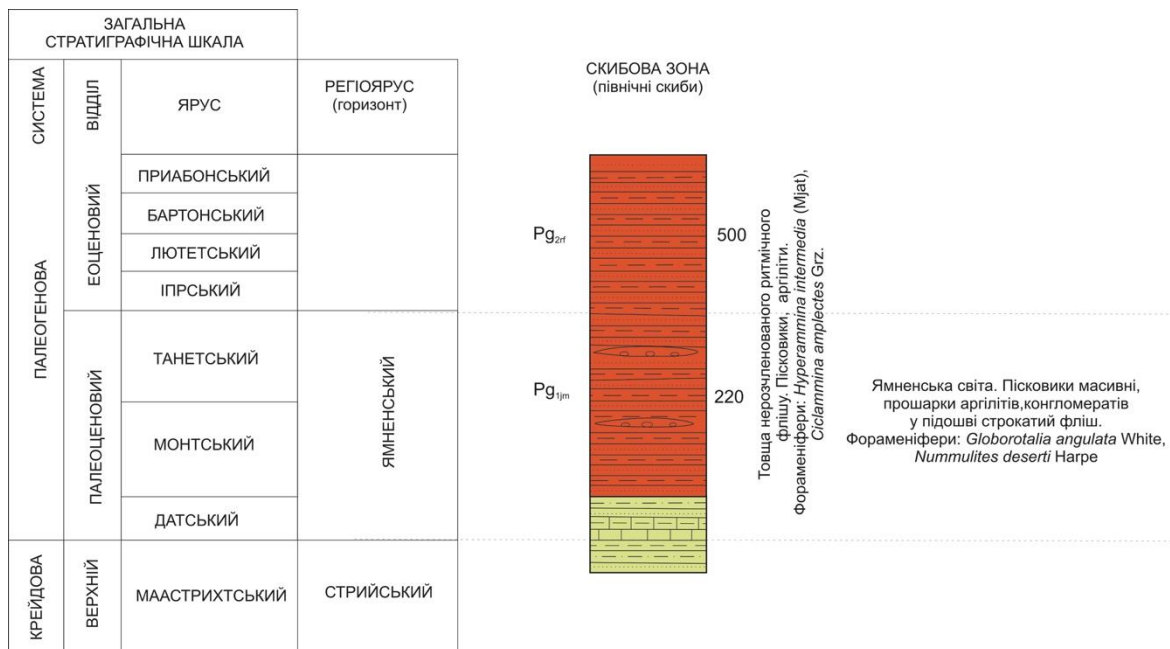


Рисунок 1.7 – Літолого-стратиграфічна схема відкладів палеоцену Скибової зони Українських Карпат [40]

Відклади палеоцену (ямненська світа) поширені в межах усієї Берегової та Орівської скиб Скибової зони, а також у Бориславсько-Покутській зоні. Вони складені так званими ямненськими пісковиками – грубошаруватими кварцовими псамітами з карбонатним та глинисто-кременистим цементом. Серед цих пісковиків залягають лінзи гравелітів, конгломератів та товщі аргілітів. Основа палеоценового розрізу представлена тонкоритмічним строкатоколірним флішем – яремчанським горизонтом.

Для з'ясування літолого-фаціальної мінливості відкладів палеоцену та еоцену були проаналізовані результати досліджень речовинного складу з 18 відслонень та 85 свердловин у межах Бориславсько-Покутської зони та Орівської й Берегової скиб Скибової зони Українських Карпат (рис. 1.8).

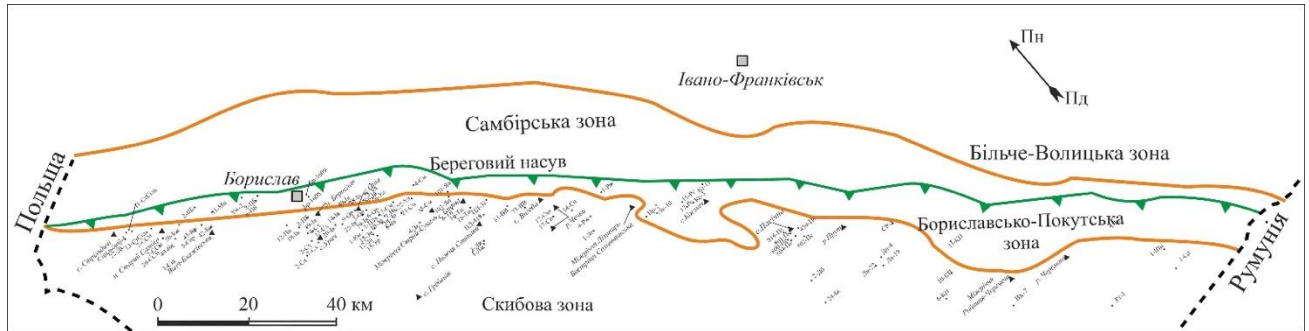


Рисунок 1.8 – Карта фактичного матеріалу: свердловини та відслонення в межах Бориславсько-Покутської та Берегової й Орівської скиб Українських Карпат з яких аналізувалися відклади палеоцену та еоцену.

Геологічна будова [31, 76]

Свердловини: Бж – Блажівська, БМ – Блажів-Монастирецька, Бр – Бориславська, Бг – Бергометська, Бс – Бистрицька, Бск – Бісківська, Бт – Битків-Бабченська, ВБ – Воля Блажівська, ВВ – Вигода Витвицька, Гр – Геринська, Дб – Довбушанська, Дл – Долина, Дн – Делятинська, ДС – Доброміль-Стрільбицька, Зв – Завода, КМ – Космач-Покутська, Кс – Космацька, Лк – Луквинська, Лг – Лугівська, Мн – Монастирецька, Ор – Орівська, ПБ – Північно-Бориславська, ПД – Північно-Долинська, ПДн – Північно-Делятинська, ПМ – Південно-Монастирецька, Пн – Пнівська, Пп – Попельська, Пр – Перегінська, Пс – Пасічниська, Рж – Рожнятівська, Рс – Росільнянська, Рт – Ростокі, Сб – Стрільбицька, Сл – Смільнянська, См – Семигинівська, Сп – Спаська, Спр – Спринська, СР – Слобода-Рунгурська, ССл – Старосільська, ССм – Старосамбірська, Суш – Сушицька, Сх – Східницька, Тн – Тянівська, Ул – Уличнянська, Ур – Урицька, Ян – Янківська, Шп – Шепіт, Ср – Сергії

Дослідженнями встановлено, що конгломерати палеоценового віку поширені у північно-західній частині дослідженої території. Вони зустрічаються лише у відслоненнях передових скиб русел річок Яблуниця, Дністер та Бистриця Підбузька. Водночас у південно-східній частині Скибової зони Українських Карпат зустрічаються лише гравеліти, товщина яких сягає 1-2 м.

Пісковики ямненської світи домінують у розрізі палеоцену в межах усієї території досліджень. Ці породи мають усі характерні ознаки, притаманні відкладам гравітаційних потоків (рис. 1.9). Пісковики невідсортовані, різнозернисті, у яких основним уламковим мінералом є кварц (до 95 %) й домішка польових шпатів (до 15 %). Породам часто притаманне безцементне

з'єднання та стилітові контакти; загалом вони слабозцементовані, оскільки цемент у пісковиках становить не більше 20 %.

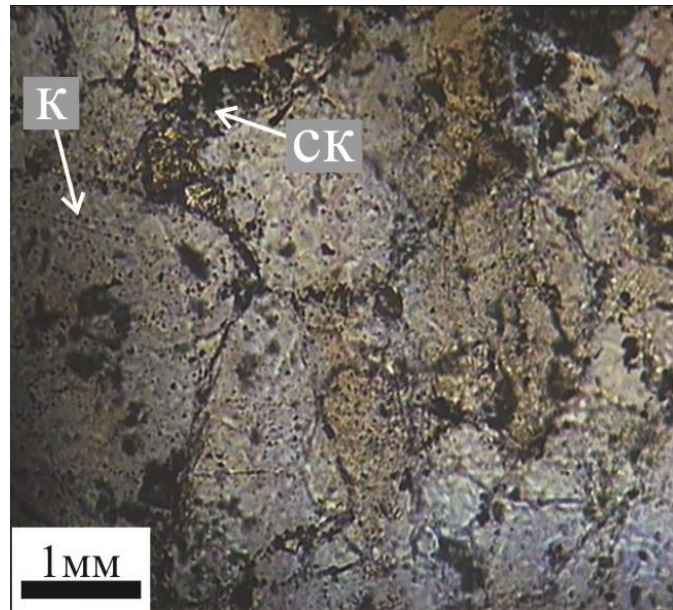


Рисунок 1.9 – Мікрофотографія середньо-грубозернистого пісковику з безцементним зєднанням з утворенням конформних і стилітових контактів. Зони розуцільнення заповнені піритом. Свердловина Нижня Стинава-1, глибина 4219–4224 м. к – кварц, ск – стилітовий контакт

Алевроліти є складовою частиною псамітової товщі в межах Бориславсько-Покутської, Берегової й Орівської скиб Українських Карпат, де вони утворюють тонкі (1–2 см) прошарки між пачками масивних пісковику. За мінеральним складом та співвідношенням мінералів вони цілком закономірно аналогічні до пісковику (рис. 1.10). Вміст кварцу в алевролітах сягає 80 %, а польових шпатів – 15 %. Серед аутигенних мінералів у породах завжди присутні пірит та глауконіт, який іноді виступає в ролі цементу.

Аргіліти, як і алевроліти, є складовою частиною псамітових відкладів у дослідженому регіоні, де вони теж залягають у вигляді прошарків серед товщі пісковику. Однак у центральній частині району досліджень, у відслоненнях на межиріччі Лімниці та Бистриці Солотвинської, у селі Космач та низці свердловин у розрізі палеоцену (площі: Рожнятівська, Перегінська, Луквинська, Росільнянська, Лугівська) істотно (> 50 %) переважають аргіліти.

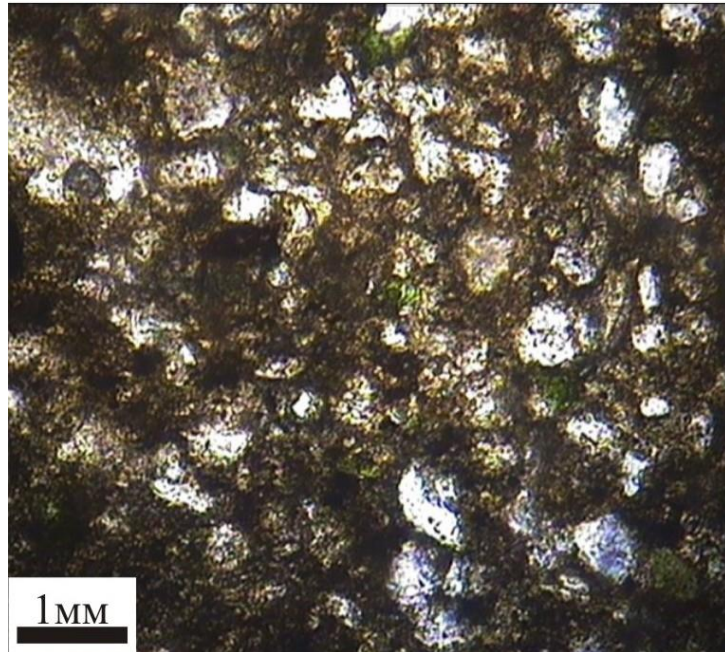


Рисунок 1.10 – Мікрофотографія різнозернистого алевроліту з базально-поровим корозійним гідрослюдястим цементом. Свердловина Блажів-50, глибина 4092–4095 м

Відклади еоцену в межах Бориславсько-Покутської та Скибової зон Українських Карпат поділяються на нижній, середній та верхній відділи. У Бориславсько-Покутській зоні Передкарпатського прогину за літолого-фаціальним типом відкладів та віковим інтервалом виділяють такі світи:

- нижній еоцен – манявська світа, складена ритмічним флішем з горизонтом халцедонолітів у підшві еоценового розрізу;
- верхи нижнього еоцену - середній еоцен – вигодська світа, представлена товщею масивних пісковиків;
- верхній еоцен – бистрицька світа, складена ритмічною зеленоколірною флішевою товщею.

Для відкладів еоцену, як у розрізі, так і по латералі притаманна літолого-фаціальна мінливість. Особливо виразно фаціальні зміни проявились у речовинному складі відкладів вигодської та її вікового аналогу, пасічнянської світ. У південно-східній частині району досліджень типові кварцові пісковики вигодської світи (рис. 1.11) часто заміщуються сильновапнистими пісковиками, піскуватими вапняками, мергелями та алевролітами. У північно-західній частині Скибової зони товщина пісковиків зменшується, натомість

вони заміщуються верствами з ритмічним перешаруванням пісковиків, алевролітів і аргілітів. Ця ритмічна глинисто-псамітова товща в басейні річки Орява як віковий аналог бистрицької світи виділена в орявську світу. Характерною ознакою, зустрінутих тут пісковиків середньоеоценового віку, є наявність численних ієрогліфів на площинах нашарування (так звані “черв’якові пісковики”). Товщина пластів пісковиків становить 10–60 сантиметрів, рідше 1,5–2 метра. Між ними зустрічаються малопотужні проверстки зеленувато-сірих і сірих аргілітів (2–3, рідше 25 сантиметрів). Товщина середньоеоценової товщі орявського типу становить близько 80 метрів [6].



Рисунок 1.11 – Потужна товща пісковиків вигодської світи еоцену. Відслонення в околиці села Верхнє Синьовидне, берег річки Опір

Відклади верхнього еоцену у південно-східній частині дослідженої території представлені ритмічною глинисто-псамітовою товщею бистрицької світи. У північно-західній частині ці нашарування пізньоеоценового віку представлені попельською світою яка складена сірими сильно вапнистими аргілітами і алевролітами з поодинокими проверстками пісковиків. У цій частині прогину у низці свердловин, а також у прилеглих частинах Скибової зони Карпат під утвореннями попельської світи поширені світлі вапняки і мергелі, що корелюються з пасічнянськими верствами.

1.1.4 Фаціальна та геохімічна зональність відкладів олігоцену

Олігоценові відклади Зовнішніх Карпат демонструють значну фаціальну мінливість у напрямку від їхніх зовнішніх структурно-тектонічних зон до внутрішніх. Оскільки менілітова світа є регіонально нафтогазогенеруючою, дослідження її фаціальних особливостей має велике значення з точки зору перспектив нафтогазоносності регіону.

В межах зовнішніх структурно-тектонічних зон Українських Карпат (Бориславсько-Покутська та зовнішня частина Скибової зони) менілітова світа завершує розріз Карпатського флішу. Вона охоплює віковий інтервал олігоцен–ранній міоцен [40]. Вона незгідно перекривається відкладами міоценових молас. Саме в цих структурно-тектонічних зонах відклади менілітової світи досягають найбільшої товщини – до 1400 м.

В основі олігоценових відкладів по всій території їхнього існування знаходиться горизонт пластових силіцитів, так званий роговиковий горизонт, який за віком відповідає межі еоцену і олігоцену [40]. Вище залягає ритмічне чергування чорних, збагачених розсіяною органічною речовиною аргілітів з алевролітами і пісковиками. У зовнішніх структурно-тектонічних зонах відклади представлені нижньо-, середньо- і верхньоменілітовою підсвітами (Чечвинський тип розрізу).

Нижньоменілітова підсвіта має товщину від 250 до 500 м і охоплює ранній олігоцен [40]. Збагаченими розсіяною органічною речовиною є в основному аргіліти. Пісковики здебільшого не мають підвищеного вмісту органічної речовини, однак існують і збагачені органічною речовиною різновиди. Пласти пісковиків часто досягають значної товщини. Зокрема, клівські пісковики, найбільш потужні пісковики в межах нижньоменілітової підсвіти, мають товщини від 50 до 150 м [27]. Цей горизонт пісковиків, поряд із бориславськими та іншими пісковиками, є важливими породами-колекторами на багатьох родовищах вуглеводнів.

Середньоменілітова (лоп'янецька) підсвіта має пізньоолігоценовий вік [30]. Вона представлена перешаруванням сірих карбонатних аргілітів, алевролітів і пісковиків товщиною 200–250 м. Підвищений вміст розсіяної органічної речовини не характерний для порід підсвіти. Вона поширена на обмеженій території в межах зовнішніх структурно-тектонічних зон Українських Карпат.

Основа верхньоменілітової підсвіти відповідає межі олігоцену і міоцену [30]. Підсвіта являє собою товщу чорних, збагачених розсіяною органічною речовиною аргілітів з прошарками алевролітів і пісковиків, яка незгідно перекривається моласовими відкладами поляницької світи. Верхньоменілітова підсвіта має обмежене поширення в межах центральної частини зовнішніх структурно-тектонічних зон Українських Карпат.

Отже, саме нижньоменілітова підсвіта, яка має значну потужність, підвищений вміст розсіяної органічної речовини і, на відміну від середньо- та верхньоменілітової підсвіт, широке площинне поширення, є основною потенційно нафтогазогенеруючою товщею та одним із основних об'єктів даного дослідження. Однак ця підсвіта демонструє значні фаціальні зміни.

Товщина нижньоменілітової підсвіти поступово зменшується в напрямку до більш внутрішніх структурно-тектонічних зон. Суміжна олігоценова фація кросненської світи, яка відрізняється невисокими вмістами розсіяної органічної речовини і вищими вмістами розсіяних карбонатів, починає заміщувати нижньоменілітову підсвіту з її покрівлі вже в середній частині Скибової зони [27]. Таким чином, у південно-західній частині Скибової, а також у Кросненській і Дуклянській зонах (кросненський тип розрізу) збагачені розсіяною органічною речовиною породи менілітової світи займають лише нижню частину олігоцен-ранньоміоценового розрізу і перекриваються сірим флішем кросненської світи. Границя між чорносланцевою товщею менілітової світи і кросненською світою є діахронною [27].

Далі на південний захід, у Поркулецькій зоні, поширений

дусинський тип розрізу. У своїй нижній частині він представлений відкладами дусинської світи, складеної чорними, збагаченими розсіяною органічною речовиною аргілітами, що за віком відповідають нижнім частинам чечвинського і кросненського типів олігоценового розрізу [29].

Не зважаючи на те, що збагачені органічною речовиною фації нижнього олігоцену мають різну товщину, вони все ж поширені на значній частині флішового поясу Карпат – від його зовнішніх до внутрішніх структурно-тектонічних зон. Більше того, завдяки покривно-насувній тектонічній будові вони часто у вертикальному розрізі залягають на кількох глибинних рівнях. Такі особливості геологічної будови підкреслюють важливість чорносланцевих олігоценових відкладів Карпатського флішового поясу як нафтогазогенеруючих порід, тому важливим є вивчення закономірностей зміни їхніх геохімічних параметрів у різних структурно-тектонічних зонах української частини Зовнішніх Карпат.

Олігоценові відклади містять найбільші об'єми порід, збагачених розсіяною органічною речовиною в межах Карпатського і суміжних регіонів. Вони становлять головний об'єкт дослідження з погляду вивчення процесів генерації вуглеводнів. Тому нами були проведені дослідження саме цих відкладів у різних фаціальних зонах. У першу чергу були вивчені олігоценові відклади зовнішніх частин флішового поясу Українських Карпат, тобто Бориславсько-Покутської та зовнішньої частини Скибової зон, де зосереджені найпотужніші товщі менілітової світи (чечвинський тип розрізу). Більш внутрішні частини флішового поясу (кросненський тип розрізу) демонструють не тільки фаціальні зміни олігоценових відкладів, але й суттєві відмінності генераційних властивостей порід, які теж були вивчені в межах даного дослідження.

Бориславсько-Покутська зона і зовнішня частина Скибової зони являють собою основний нафтоносний район Західної України, розбурений густою сіткою глибоких свердловин. Водночас це зона найбільшого поширення чорносланцевих відкладів менілітової світи. В напрямку до

більш внутрішніх частин флішового поясу Карпат суттєво змінюються фаціальні особливості відкладів менілітової світи. Так званий кросненський тип розрізу олігоценових відкладів поширений у внутрішній частині Скибової зони, Кросненській та Дуклянській зонах. Потужність товщі збагачених розсіяною органічною речовиною порід тут суттєво зменшується в порівнянні з Бориславсько-Покутською і зовнішньою частиною Скибової зони. Вони займають нижню частину олігоценового розрізу, будучи діяхронно заміщені у її верхній частині відкладами кросненської світи [28]. Вміст загального органічного вуглецю та генераційні властивості також дещо змінюються, порівняно із розглянутими вище відкладами зовнішніх структурно-тектонічних зон. Крім того, на відміну від Бориславсько-Покутської зони і зовнішньої частини Скибової зони, тут спостерігається значна латеральна мінливість генераційних властивостей порід.

Метою даного дослідження стало вивчення геохімічних параметрів органічної речовини порід менілітової світи із різних фаціальних зон Українських Карпат. Відклади олігоцену зазнають значних фаціальних змін від Бориславсько-Покутської через Скибову до Кросненської структурно-тектонічних одиниць. Істотно змінюються товщини збагачених органічною речовиною товщ порід відповідно від сотень і понад тисячу метрів в Бориславсько-Покутській зоні і зовнішній частині Скибової зони до десятків метрів над горизонтом пластових силіцитів в основі розрізу олігоцену у внутрішній частині Скибової і в Кросненській зоні. Помітно зменшується в цьому ж напрямку і вміст органічного вуглецю в породах. Тому, важливим питанням є можливі зміни геохімічних параметрів органічної речовини по мірі зміни фаціальних особливостей розрізу. Це питання має принципове значення для відкладів менілітової світи, яка є основною нафтогазогенеруючою товщею в межах Зовнішніх Карпат. Такі дослідження дозволяють встановити як генетичну спорідненість порід менілітової світи в різних фаціальних зонах, так і зміни їх генераційних

властивостей.

З метою одержання генетичних показників органічної речовини порід менілітової світи і порівняння їх в породах різних структурно-тектонічних зон Українських Карпат були проведені дослідження складу стабільних ізотопів вуглецю у бітумоїдах, їх фракціях і керогені. Результати цих досліджень показані на рис. 1.12.

Відібрані для дослідження породи із Бориславсько-Покутської, Скибової та Кросненської зон мають високий вміст органічного вуглецю (від 7,8 до 14,1%), що необхідно для надійного порівняння їх геохімічних характеристик. Також досліджені породи є термально незрілими ($T_{\text{макс}}$ від 420 до 422 °C), незважаючи на те, що взірець породи із Бориславсько-Покутської зони (св. Нижні Попелі-1) відібраний із глибини 3360-3366 м, а взірці із внутрішньої частини Скибової і Кросненської зон, райони сіл Кринтяте і Явора відповідно, були відібрані із поверхневих відслонень. Оскільки всі ці породи є термально незрілими, вони зберігають свій первинний генераційний потенціал, а отже їх геохімічні параметри можуть бути коректно порівняними. Як видно з рисунку 1.12, ізотопні криві, які є свого роду «відбитками пальців» для генетичних досліджень, демонструють хорошу кореляцію між собою, як за діапазоном значень $\delta^{13}\text{C}$, так і за формою ізотопних кривих. Це свідчить про генетичну спорідненість бітумоїдів, а саме, про відносну фаціальну стабільність осадонагромадження, зокрема седиментації органічної речовини, в межах Карпатського седиментаційного басейну. Слід відзначити, що така генетична спорідненість спостерігається як в межах окремих структурно-тектонічних зон, так і між різними зонами (Бориславсько-Покутська, Скибова, Кросненська). Розподіл стабільних ізотопів вуглецю у бітумоїдах та їх фракціях є одним із найефективніших генетичних показників для органічної речовини.

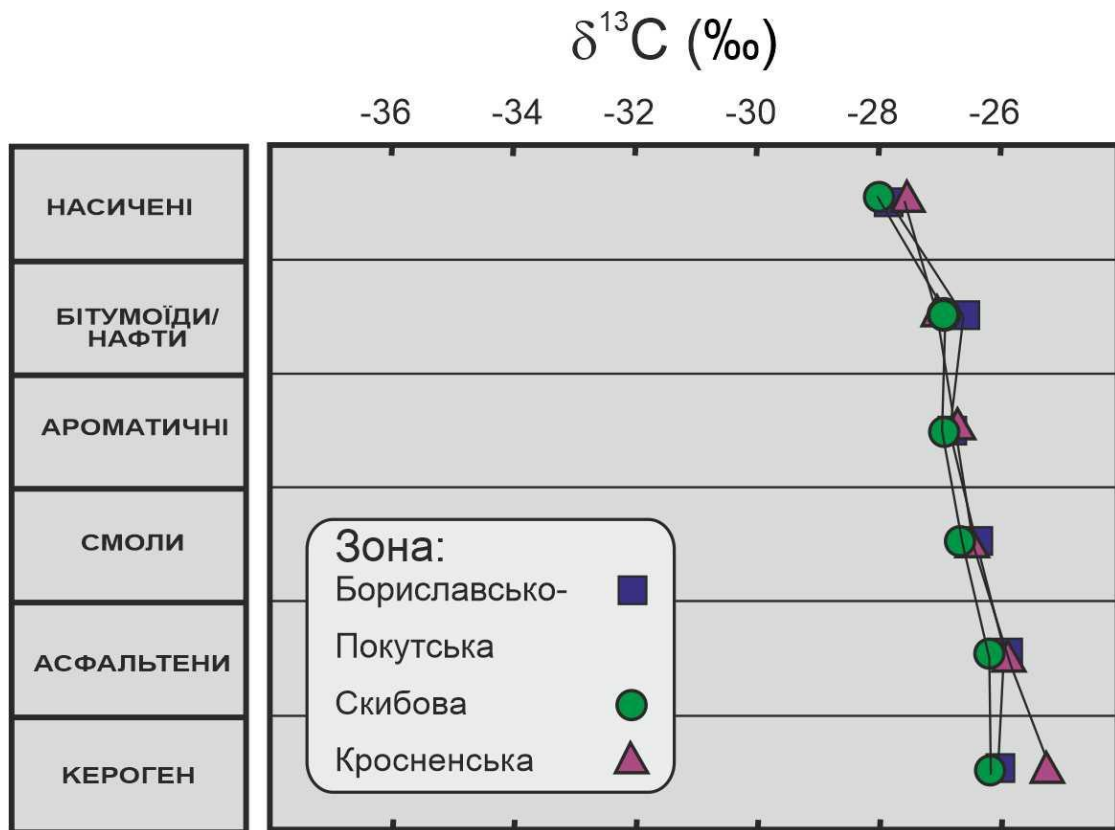


Рисунок 1.12. – Склад стабільних ізотопів вуглецю у бітумоїдах, їх фракціях і керовені для різних фаціальних зон олігоцену Українських Карпат
Структурно-тектонічні зони: Бориславсько-Покутська (св. Нижні Попелі-1, гл. 3360-3366 м), Скибова (відслонення в р-ні с.Кринтяте), Кросненська (відслонення в р-ні с.Явора)

Отже, незважаючи на фаціальні відмінності досліджених відкладів менілітової світи Бориславсько-Покутської, внутрішньої частини Скибової та Кросненської зон, всі три породи демонструють подібні геохімічні параметри, зокрема сумірні значення вмісту бітумоїдів, їхній фракційний склад, бітумоїдне відношення та вуглеводневе відношення. Проте найбільш інформативним є співставлення ізотопного складу вуглецю керовену та фракцій бітумоїдів. Усі три зразки порід демонструють майже досконалу кореляцію. Це означає, що породи менілітової світи всіх трьох досліджених фаціальних зон є генетично спорідненими, мають сумірні геохімічні параметри, а відклади менілітової світи можуть розглядатися як потенційно нафтогазогенеруючі в межах усіх трьох охоплених цим дослідженням структурно-тектонічних зон Українських Карпат.

1.1.5 Літолого-геохімічні особливості олігоценових відкладів (менілітова, дусинська, кросненська світи)

Виділяються [2, 25] три основні літолого-фаціальні типи розрізу олігоцену Українських Карпат, в яких розвинуті бітумінозні окременілі породи: 1) менілітовий або чечвинський (північні скиби Скибової зони), де менілітові відклади (ЛГХТ III) представлені найбільш повно і розділяються на нижню, середню (лоп'янецьку) і верхню підсвіти та перекриваються відкладами поляницької світи; 2) кросненський (південні скиби Скибової зони), де між чорними бітумінозними менілітовими (ЛГХТ III) і сірими карбонатно-глинисто-теригенними кросненськими відкладами (ЛГХТ I) простежується перехідна товща (так звана “верецька світа”), представлена перешаровуванням порід цих двох різних типів; 3) дусинський (Дусинська підзона Дуклянської зони), де бітумінозні окременілі мергелисті відклади дусинської світи (ЛГХТ III) перекриваються маловиженськими сірими слабкокарбонатними пісковиками і аргілітами. Головним літологічним типом порід у відкладах менілітової світи є чорні бітумінозні аргіліти, які часто характеризуються сильною окременілістю. Силіцити утворюють регіонально витримані маркуючі кременисті горизонти. Широко розвинуті також пісковики і алевроліти. Карбонатні утворення поширені рідше і утворюють малопотужні пласти або діагенетичні конкреції [2].

Пісковики є поширеними породами у відкладах менілітової світи. Вони утворюють окремі прошарки і досить потужні пачки серед бітумінозних аргілітів (зокрема, бориславські і клівські пісковики). Потужність горизонтів пісковиків досягає декількох, а іноді й десятків метрів. Найчастіше зустрічаються кварцові пісковики, рідше – поліміктові. Виділяються такі основні їх відміни: 1) сірі і темно-сірі міцні, кварцитоподібні з кременистим і генераційно-кварцовим цементом; 2) ясно-сірі масивні або косошаруваті з глауконітом; 3) чорні крупнозернисті поліміктові, однорідні і косошаруваті; 4) тонкозернисті мікрошаруваті, сірі і темно-сірі.

Горизонти пісковиків у менілітових відкладах Передкарпатського прогину і Складчастих Карпат часто є нафтогазоносними. Встановлено [26, 56], що

найкращі фільтраційно-ємнісні властивості (ФЄВ) (колектор І категорії) мають середньо- та дрібнозернисті пісковики з карбонатно-гідрослюдистим або кременисто-гідрослюдистим поровим, контактово-поровим чи плівковим цементом. Типовим прикладом таких порід-колекторів є пісковики, розкриті свердловинами 3-Новосхідниця і 1-Нижня Стинява на глибині 4–5 км. Це породи сірого з бурим відтінком кольору. Кластичний матеріал (87–90 %) погано відсортований і представлений кварцом; трапляються уламки гірських порід. Зерна кварцу іноді скріплені за рахунок регенерації та ущільнення. Відмічаються вільні пори, часто заповнені бітумінізованою ОР. Порівняно гіршими ФЄВ (колектори 2 і 3 категорії) характеризуються дрібнозернисті алевритисті пісковики з регенераційно-кварцовим, кременистим, карбонатно-глинисто-кременистим, контактово-поровим та поровим (близько 5 %) цементом (площа Заводська). Водонасиченими колекторами або неколекторами є пісковики з карбонатним базальним і порово-базальним цементом.

Глинисті породи менілітової світи представлені чорними і коричнево-чорними окремленими аргілітами (рис. 1.13), які характеризуються як нафтогазоматеринські породи [2, 99, 111]. Встановлено дві основні відміни олігоценівих бітумінозних аргілітів: некарбонатні кременисто-глинисті та карбонатно-глинисті. Перші з них складають глинисті горизонти нижньоменілітової підсвіти і широко розвинені у верхньоменілітовій підсвіті. Карбонатно-глинисті відміни порід мають підпорядковане значення і зустрічаються тільки у верхньоменілітовій підсвіті у вигляді окремих пачок. Бітумінозні аргіліти складені оптично орієнтованою глинистою речовиною, забарвленою в темно-бурий і бурий кольори тонкодисперсною органічною речовиною (ОР). Нерівномірний розподіл домішок дисперсної ОР в аргілітах зумовлює чергування чорних і темно-бурих нитко- і лінзоподібних хвилястих мікросмуг зі світлішими (бурими і ясно-бурими) мікросмугами та прошарками, які не мають чітких меж та орієнтовані в одному напрямі за нашаруванням. В основній глинистій масі аргілітів зустрічаються дрібні сфероліти і віялоподібні агрегати халцедону, а також мікростяжіння криптокристалічного SiO_2 (опалу, халцедону).

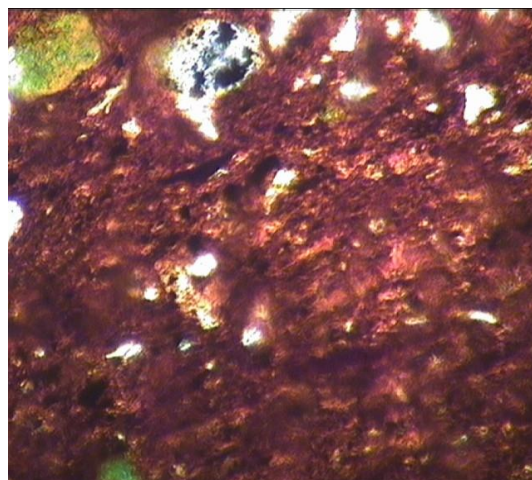
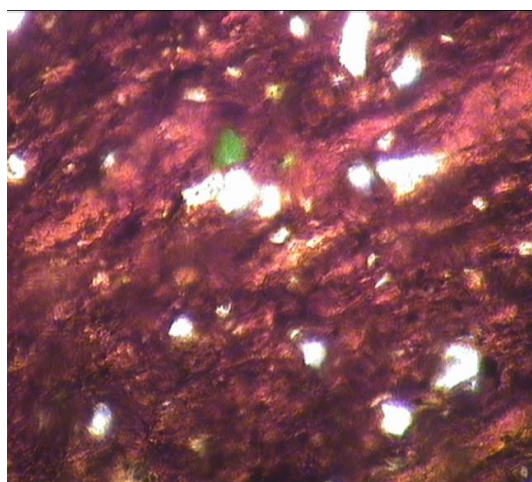
**а****б****в****г****д****е**

Рисунок 1.13. Бітумінозні кременисто-глинисті породи нижньоменілітової підсвіти олігоцену: а, б, в – загальний вигляд відслонень в на р. Рибник біля с. Майдан (а) р. Опір в околицях м. Сколе (б) і с. Верхнього Синьовидного (в); г, д – основна породоутворювальна маса аргілітів складена криптокристалічною кременисто-гідрослюдиною речовиною з домішкою кварцу і глауконіту, без аналізатора, зб. $\times 580$; нижньоменілітова підсвіта, олігоцен; р. Тисмениця, м. Борислав; е – чорні скременілі аргіліти з прошарками пісковиків, с. Верхнє Синьовидне

Рештки організмів з кремнієвою функцією представлені халцедоновими параморфозами по скелетах діатомей, черепашках радіолярій і спікулах губок. Асоціація глинистих мінералів представлена гідрослюдою, шаруватими неупорядкованими агрегатами гідрослюди і монтморилоніту, рідше гідрослюди і гідрохлориту, монтморилонітом, каолінітом і хлоритом. Кластична домішка в аргілітах представлена зернами кварцу, глауконіту, гранату і польового шпату піщаної і алевритової розмірності. Хімічний склад окременілих некарбонатних аргілітів характеризується значним коливанням кількості SiO_2 – від 41,0 до 68,77 %, при вмісті Al_2O_3 – 9,01–16,41 %. Вміст розсіяної ОР у чорних і коричнювато-чорних окременілих аргілітах становить від 3–16 %, іноді досягає 25 %.

Кременисті породи (силіцити) широко розповсюджені серед бітумінозних відкладів нижньоменілітової підсвіти (рис. 1.14). Вони представлені, як правило, фтанітами, іноді вапняковистими силіцитами, діатомітами, спонголітами і гезами. Потужна товща (до 20 м) силіцитів у нижній частині нижньоменілітової підсвіти є одним з основних маркуючих горизонтів флішу Карпат.

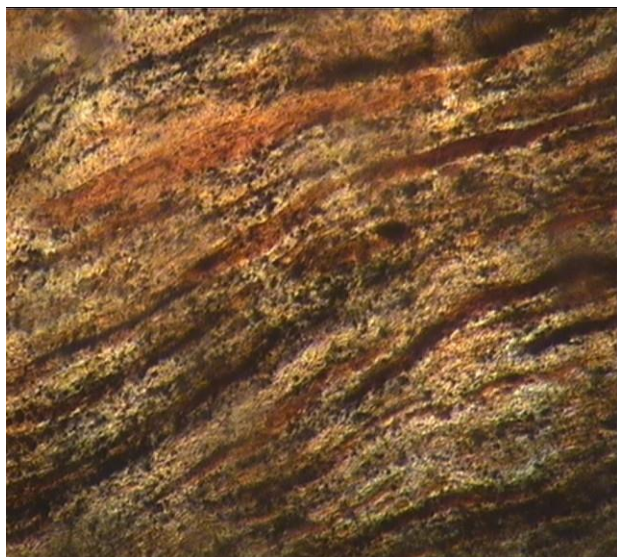
Фтаніти менілітової світи олігоцену мають масивну або нерівномірно-шарувату текстуру. Серед тонкоагрегатної основної маси крипто-, мікрокристалічного халцедону зрідка трапляються сфероліти і віялоподібні агрегати волокнистого халцедону, а також поодинокі кварц-халцедонові параморфози по скелетних рештках організмів з кремнієвою функцією (діатомей, радіолярій, губок). На рентгендифрактограмах фтанітів виділяються рефлекси кварцу (0,332, 0,420 нм), на інфрачервоних спектрах – смуги поглинання 1170, 1090, дублет 800–780, 695, 520 і 475 cm^{-1} (рис. 1.14). Вміст біогенного SiO_2 в породах становить 70–95 %, Al_2O_3 – до 4 %, CaO – до 10 %, Сорг – 0,1–6 %, сульфідної сірки – до 2 %. Розсіяна ОР у фтанітах знаходиться у вигляді тонкодисперсних частинок розміром менше 0,005 мм і крупніших мікрровключень неправильної або лінзоподібної форми.



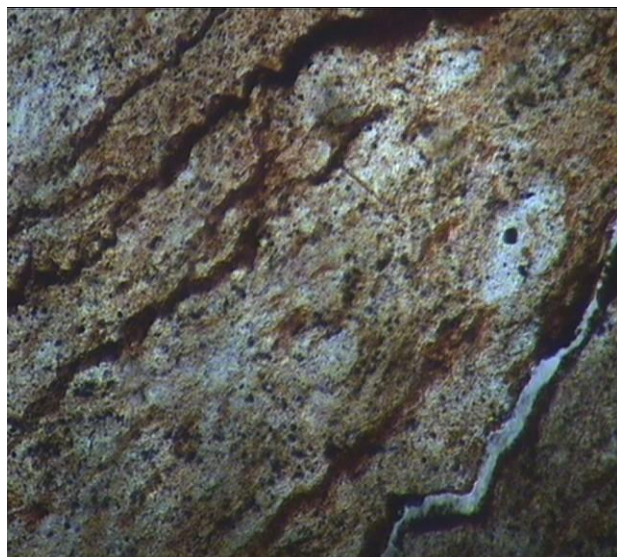
а



б



в



г

Рисунок 1.14 – Фтаніти, нижньоменілітова підсвіта, олігоцен;
 р. Тисмениця, м. Борислав: а – шарувата текстура фтанітів; б – фтаніти
 нижньої частини нижнього кременистого горизонту нижньоменілітової підсвіти
 утворюють по ріці каскад невеликих водоспадів; в, г – основна
 породоутворювальна маса складена мікрокристалічним халцедоном (кварцом);
 шарувата мікротекстура, виражена мікролінзочками і мікропроверстками ОР;
 без аналізатора, збільшення $\times 580$



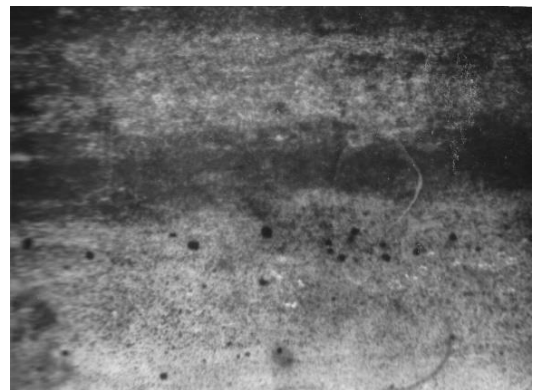
а



б



в



г

Рисунок 1.15 – Вапняковисті силіцити, нижньоменілітова підсвіта, олігоцен. Відслонення на р. Опір в околицях с. Верхнього Синьовидного: а – лінзоподібні стяжіння серед вапняковистих силіцитів б – контакт фтанітів і вапняковистих силіцитів, породи шаруватої текстури; в, г – шарувата мікротекстура вапняковистих силіцитів (г – «ланцюжок» з включень піриту вздовж контакту між проверстками породи з різним співвідношенням карбонатного і кремнеземового компонентів), ніколі схрещені, збільшення $\times 290$; 5б – шарувата мікротекстура вапняковистих силіцитів; ніколі схрещені, збільшення $\times 290$

Верхня, карбонатно-кремениста частина горизонту нижньоменілітової підсвіти складена вапняковистими силіцитами (рис. 1.15) тонкошаруватої і лінзоподібно-плямистої текстури, які за даними мінералогічних досліджень

зумовлені нерівномірним розподілом у породі карбонатного і кременистого компонентів. Реліктова біоморфна структура виявляється в явнобіогенних відмінах силіцитів (діатомітах) (рис. 1.16). Такі породи в нижньоменілітовій підсвіті в Українських Карпатах зустрінуті лише в околицях м. Добромиля, де утворюють глинисто-кременисту товщу (до 20 м). Рисунок 1.16 – Діатоміти, нижньоменілітова підсвіта, олігоцен: а – зразок діатоміта, нерівномірно-вертвувата текстура зумовлена зміною по наверстуванню кількісного вмісту домішок теригенно-глинистого матеріалу і розсіяної ОР; м. Добромиль; б – електронно-мікроскопічні дослідження, коломорфна мікроструктура; свд. Рожнятів-9, гл. 5211–5216; збільшення $\times 16000$. В олігоценових діатомітах вміст Сорг становить 0,5–1,3 %, а в зразках з великої глибини досягає навіть 26,4 %. Діатоміти мають органогенно-детритову і органогенно-пелітову структуру. На рентгенодифрактограмах діатомітів виділяється сильно дисперсний рефлекс (0,340–0,490 нм), що стверджує наявність в породі рентгеноаморфного опалу (опалу-А). Виділяються рефлекси кварцу (0,211, 0,244, 0,332, 0,440 нм), низькотемпературного кристобаліту (0,200; 0,211; 0,247, 0,410 Å). Основні смуги інфрачервоних спектрів поглинання добромільських діатомітів характерні для опалу-А. На них виділяються екстремуми в області 1240–1060, 800 і 475 см^{-1} , слабоінтенсивна смуга α -кристобаліту 620 см^{-1} , смуги коливань ОН-груп 3450, 1640 і 970 см^{-1} (рис. 1.17а). Результати електронно-мікроскопічних досліджень породоутворювальної кременистої речовини силіцитів крейди, еоцену і олігоцену Українських Карпат дозволяють прослідкувати різні стадії постседиментаційних перетворень біогенного кремнезему від коломорфної структури діатомітів до халцедонів різного ступеня структурної впорядкованості (від глобулярної структури через агрегатно-глобулярну і кристаломорфно-глобулярну до кристаломорфної і ознак руйнування останньої інтерстиційними розчинами до субкристаломорфної і субгранулярної) (рис. 1.17б).

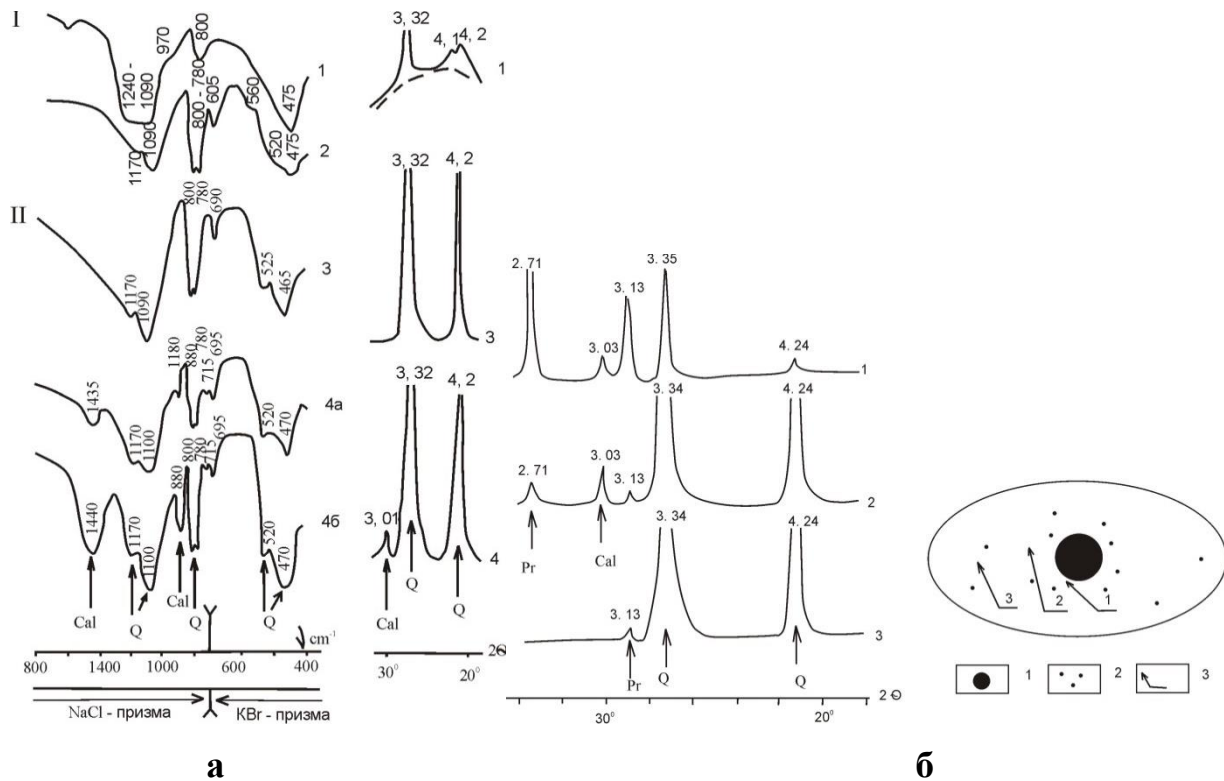


Рисунок 1.17 – Рентгенодифрактометричні та інфрачервоноспектроскопічні дослідження: а – Інфрачервоні спектри і рентгенодифрактограми силіцитів крейдяно-палеогенових відкладів Українських Карпат.

I – вуглецевмісні глинисто-кременисті відклади: 1 – діатоміт (олігоцен, нижньоменілітова підсвіта, м. Добромилів); 2 – фтаніт (баррем-альб, шипотська світа, с. Шипот); II - вуглецевмісні карбонатно-кременисті відклади (олігоцен, нижньоменілітова підсвіта): 3 – фтаніт (м. Борислав); 4 – тонкошаруватий вапнистий силіцит, в якому окремі текстурні елементи збагачені SiO₂ (4a) або CaCO₃ (4б) (с. Шешори); б – рентгенодифрактограми сульфідно-карбонатно-кременистої конкреції (олігоцен, дусинська світа): 1 – ранньодіагенетичне піритове ядро конкреції, 2 – включення піриту; 3 – внутрішня оболонка конкреції з підвищеним вмістом CaCO₃, 4 – зовнішня оболонка конкреції з підвищеним вмістом SiO₂, 5 – місце відбору проби

Кременисті породи типу фтанітів і вапняковистих силіцитів ми вважаємо [2, 49-60, 64] продуктом глибоких діагенетичних та постдіагенетичних перетворень біогенних кременистих осадів переважно діатомового складу та відносимо їх до групи криптобіогенних силіцитів. У них лише спорадично наявні збережені релікти організмів із кремнієвою функцією. Структурна

трансформація біогенного кремнезему проходила за такою схемою: опал-А (скелетні рештки організмів або органогенний гель SiO_2 після їх розчинення) $\rightarrow$ опал-СТ $\rightarrow$ кварц (халцедон низької структурної впорядкованості з домішкою мінеральної фази опалу-СТ) $\rightarrow$ халцедон високої структурної упорядкованості (мінеральні форми кремнезему тут і надалі згідно [95]). Біогенна седиментація кремнезему в олігоцені в Карпатському басейні відбувалася в аноксичному відновному середовищі (фаза океанічних безкисневих подій ОАЕ-4). Такі умови були сприятливі для інтенсивного діагенетичного перетворення біогенного кремнезему у зв'язку з коливаннями рН під час різних реакцій деструкції органічної речовини (сульфат-редукції, метаногенного розкладу). В бітумінозних відкладах широко поширені карбонатні конкреції, які найчастіше утворюють крупні лінзоподібні тіла, іноді стягіння округлої форми. В їх мінеральному складі переважає залізистий доломіт з домішкою кальциту, рідше сидериту. Про існування в олігоценових осадах анаеробного відновного середовища свідчать результати вивчення мінералогічних особливостей сульфідно-карбонатно-кременистих конкрецій дусинської світи. В цих діагенетичних тяжіннях чітко виділяється еліпсоподібне ядро розміром $1 \times 0,7$ см, яке є ранньодіагенетичною піритовою конкрецією. Зовнішня оболонка складена карбонатно-кременистою криптокристалічною масою темно-сірого кольору, що містить численні включення піриту. Кількість їх поступово зменшується від ядра до зовнішньої оболонки (рис. 1.18).

Мінералого-геохімічні особливості досліджених менілітових відкладів є типовими для нафтогазоматеринських відкладів, седиментація яких відбувалася в аноксичному середовищі, пов'язаному з дією апвелінгового ефекту або застійним режимом морських вод. Результати проведених досліджень дозволяють зробити висновок, що структурно-текстурні ознаки і речовинний склад (седиментаційно-діагенетичні текстури, збереженню яких сприяла відсутність бентосної фауни і біотурбацій, підвищений вміст розсіяної органічної речовини, наявність аутигенних мінералів, характерних для відновних мінералого-геохімічних фацій) окремих літологічних типів силіцитів (фтанітів, вапнистих силіцитів та ін.) і діагенетичних конкрецій олігоцену

Українських Карпат свідчать, що їх седиментогенез і діагенез відбувалися в умовах сильного дефіциту кисню.

Отже, досліджені кременисті породи можна вважати індикаторами згаданих океанічних безкисневих подій, під час яких анаеробне відновне середовище сприяло фосилізації величезної кількості розсіяної органічної речовини.

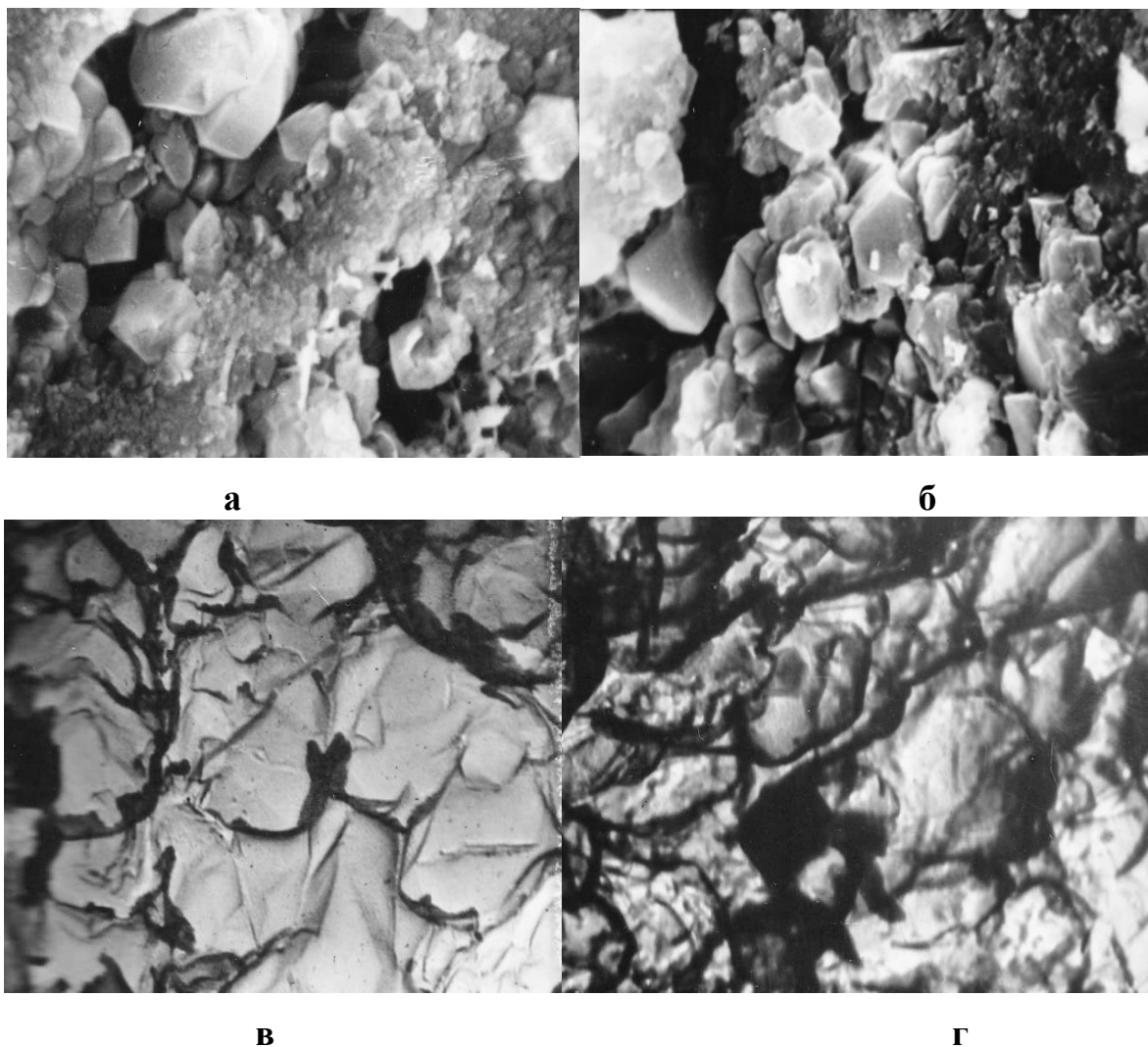


Рисунок 1.18 – Електронно-мікроскопічні дослідження фтанітів менілітової світи олігоцену: а, б – кристаломорфна і глобулярна мікроструктури; м. Борислав, р. Тисмениця; збільшення×30000; в, г – субгранулярна мікроструктура; верхньоменілітова підсвіта; Спас–Струтень, р. Чечва; збільшення×10000

1.2 Фундамент Зовнішньої зони Передкарпатського прогину

1.2.1 Літологічні особливості нафтогазоносних верхньоюрських відкладів фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину

Верхньоюрські відклади фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину (рис. 1.19), за даними мінералого-петрографічних досліджень, представлені: 1) карбонатними, 2) сульфатними, 3) сульфатно-карбонатними та карбонатно-сульфатними, 4) теригенно-карбонатними та 5) теригенними групами порід. На основі детального вивчення мінерального складу, структурно-текстурних особливостей відкладів пізньоюрського віку, а також визначення наявних у них фосилізованих решток флори та фауни автором розроблені літологічні класифікації карбонатних і теригенно-карбонатних порід.

Карбонатні породи. Серед нашарувань пізньоюрського віку фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину домінують карбонатні породи. За речовинним складом серед них встановлені: вапняки, вапняки доломітисті, вапняки доломітові, доломіти вапнисті, доломіти вапняні, доломіти (рис. 1.20).

Вапняки. За генезисом седиментаційного матеріалу виділено: *уламкові, органогенні та біохемогенні* відміни порід. У структурному і генетичному відношенні *уламкові* вапняки представлені вапняковими брекчіями, вапняковими гравеліто-пісковиками та вапняковими пісковиками, які досліджені у відкладах титонського віку центральної частини фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину.

Органогенні вапняки представлені: органогенно-уламковими, детритово-біоморфними, копролітовими, згустковими, грудкуватими відмінами.

Органогенно-уламкові чи *органогенно-детритові* вапняки притаманні переважно відкладам титону, рідше для нашаруванням кімеридського віку.

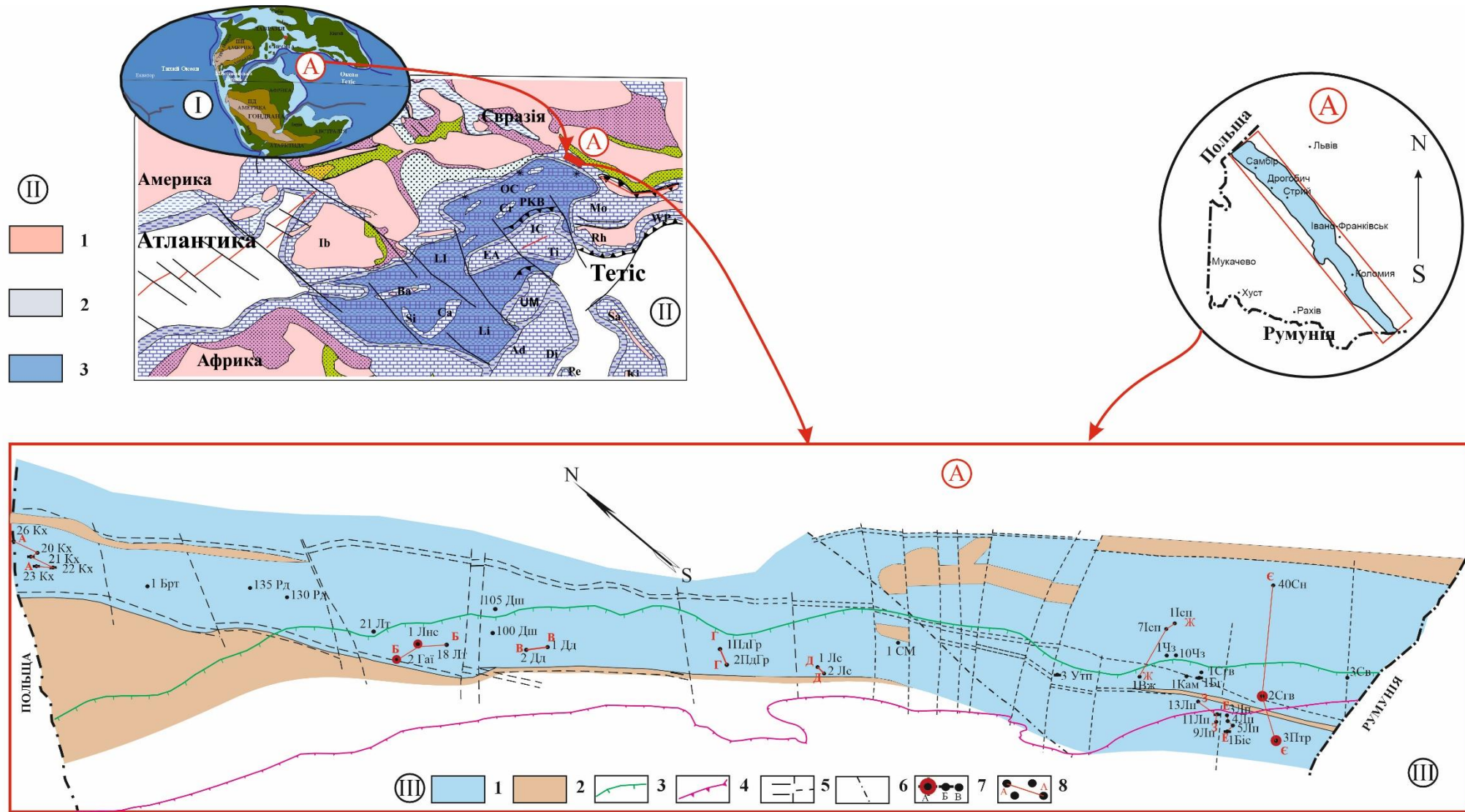


Рисунок 1.19 – Карта фактичного матеріалу району досліджень:

I. Положення континентів у юрському періоді (C. R. Scotese, 2001): А – гіпотетичне знаходження дослідженого регіону на палеоокеанографічній моделі (J₃).

II. Палеоокеанографія і літофації Карпатського сегменту океану Tetic (J₃th–K₁) (J. Golonka etc., 2000): 1 – суходіл; 2 – внутрішній шельф; 3 – глибоководна частина океану; *скорочення*: Ad – Адрія (Апулія), Ba – Балкарія, CA – Калабрія-Кампанія, Cr – Чорштинська гряда, Di – Динариди, EA – Східні Карпати, Ib – Іберія, IC – Внутрішньокарпатський басейн, Ki – Кіршехір, Li – Лігурійський (П'ємонтський океан), OC – Зовнішньокарпатський басейн (Мазурський і Силезький), Pe – Пелагонія, PKB – Пієнінська зона скель, Rh – Родопи, Sa – Сакарія, Si – Сицилія, Ti – Тиса, UM – Умбрія Марше, WP – Західні Понтиди.

III. Схема поширення верхньоярських відкладів. Фундамент Зовнішньої зони Передкарпатського прогину (геологічна основа І. В. Кілін, О. С. Щерба). 1 – верхньоярські відклади, 2 – юрські відклади відсутні, 3 – Стебницький насув, 4 – Береговий насув, 5, 6 – тектонічні порушення, 7 – свердловини, керновий матеріал з яких, охоплений літологічними, геохімічними, палеонтологічними дослідженнями (ІГГГК НАН України, Братиславський університет ім. Я. Коменського), 8 – зіставлення розрізів по геотраверсах А-А (26-Кх -23 Кх), Б-Б (2-Гаї – 18- Лт), В-В (2-Дд -1-Дд), Г-Г(1ПдГр-2 ПдГр), Д-Д (1-Лс-2-Лс), Ж-Ж (1-Вж-1-Ісп), З-З (9-Лп-13-Лп), Е-Е (1Біс- 3-Лп), Є-Є (3-Птр- 40-Сн). Назви свердловин: Біс– Бісківська, Бг – Багнянська, Брт – Борятинська, Вж – Вижицька, Гаї – Гайська, Дд – Дідушицька, Дш – Дашавська, Ісп – Іспаська, Кам – Камінська, Кх – Коханівська, Крл – Каролінська, Лнс – Лановицька, Лп – Лопушнянська, Лс – Ластівецька, Лт – Летнянська, ПдГр – Південногринівська, Птр – Петровецька, Рд – Рудківська, Св – Святославська, Сгв – Сегівська, Слв – Славецька, СМ – Середньомайданська, Утп – Уторопи, Чз – Черногузька

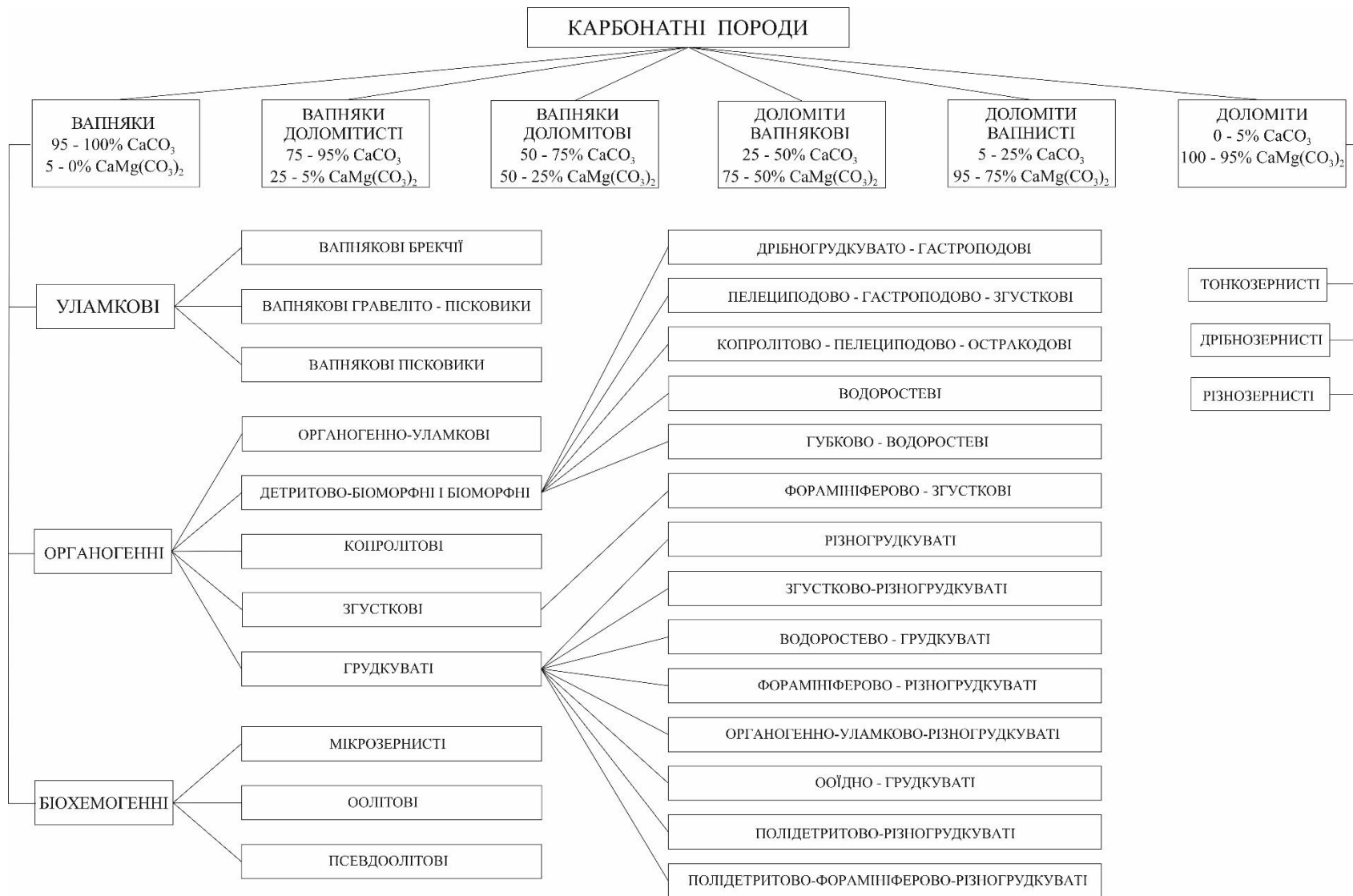


Рисунок 1.20 – Літологічна класифікація верхньоярських карбонатних порід
фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину

Ці літологічні відміни більш поширені у південно-західній частині прогину (опарська світа), а у північно-східній частині (нижнівська світа) – менше.

Детритово-біоморфні й біоморфні вапняки за типами зоо- чи фітодетриту, включають дрібногрудкувато-гастроподові, пелециподово-гастроподово-згусткові, копролітово-пелециподово-остракодові, водоростеві і губково-водоростеві різновиди порід. Ці органогенні вапняки переважно складаються з цілих чи дещо пошкоджених решток морських безхребетних організмів, а також вапняних водоростей. Дрібногрудкувато-гастроподові, пелециподово-гастроподово-згусткові, копролітово-пелециподово-остракодові різновиди вапняків були простежені у нашаруваннях титонського віку.

Водоростеві вапняки. У залежності від типу водоростей і умов їх захоронення, серед верхньоярських водоростевих утворень району досліджень виділено строматолітові (оксфорд) та онколітові вапняки, які є суто фітогенними утвореннями. Особливої уваги в палеоекологічному відношенні заслуговують біогермні вапняки (титон), складені з каркасобудівних зелених водоростей *Bacinella irregularis Radoicic*, *B. crista Eliasova* і *Lithocodium morikawa* [85]. Біогенною складовою цих утворень є рештки скелетів *in situ*, що захоронилися у їх прижиттєвій позиції переважно у рифових фаціях.

Губково-водоростеві вапняки поширені виключно у відкладах оксфордського віку центральної частини фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину.

Копролітові вапняки є типовими біогенними утвореннями кімеридж-титонських нашарувань. Вони простежуються у північно-західній та в центральній частині прогину, подекуди – у його північно-східній частині.

Згусткові вапняки – характерні породи нашарувань пізньоярського віку (оксфорд-титон) фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину.

Форамініферово-згусткові вапняки. Цей різновид згусткових вапняків виявлений у нашаруваннях оксфордського та титонського віку.

Грудкуваті вапняки значно поширені у центральній частині прогину,

рідше в його південно-східній частині. За розмірами формених елементів та типами породоутворюючих організмів з-поміж грудкуватих вапняків вирізняє такі літологічні відміни порід: різногрудкуваті, згустково-різногрудкуваті, водоростево-грудкуваті, форамініферово-різногрудкуваті, органогенно-уламково-різногрудкуваті, ооїдно-грудкуваті, полідетритово-різногрудкуваті, полідетритово-форамініферово-різногрудкуваті.

Біохемогенні вапняки у структурному відношенні представлені мікрозернистими, оолітовими та псевдоолітовими відмінами порід.

Мікрозернисті вапняки встановлені у відкладах всіх трьох ярусів мальму. Вони домінують у південно-східній частині фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину (площа Лопушна та ін.).

Оолітові і псевдоолітові вапняки – характерні для нашарувань титонського віку. За даними поляризаційної мікроскопії виокремлені різновиди вапняків на 50-80% складені з кальцитових уламків криптокристалічного вапняка, органогенного детриту чи формених елементів: копролітів, оолітів, згусків, грудок.

Цемент літологічних відмін вапняків представлений кальцитом, зрідка зернами ангідриту. Типи цементу: базальний, поровий чи плівковий. Переважно він дрібно-крупнозернистий карбонатний крустифікаційного типу, тільки спорадично простежується пелітоморфно-тонкозернистий цемент глинисто-карбонатного складу.

Доломітисті вапняки, доломітові вапняки, вапняні та вапнисті доломіти. В залежності від хімічного складу магнезійних карбонатних порід пізньоюрського віку фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину встановлено доломітисті і доломітові вапняки. Поряд з цими літологічними відмінами порід у нижній частині кімеридзької сульфатно-карбонатної товщі центральної та північно-східної частини регіону, простежено розвиток вапняних та вапнистих доломітів (рис. 1.20).

Доломіти складають, в основному, сульфатно-карбонатну товщу кімеридзького віку, а у північно-східній частині прогину поширені й у нижній

частині відкладів титону. В структурному відношенні доломіти кімеридж-титону представлені тонкозернистими, дрібнозернистими та різнозернистими різновидами.

Сульфатні, карбонатно-сульфатні та сульфатно-карбонатні породи встановлені у відкладах північно-східної і подекуди центральної частини фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину. Вони характерні для відкладів кімеридзького віку (рава-руської світи), проте спорадично зустрічаються в ранньотитонських нашаруваннях (нижнівської світи). За мінеральним складом серед цих утворень вирізняє ангідрити та породи змішаного складу – доломіти з вмістом ангідриту та ангідрити з вмістом доломіту.

Теригенно-карбонатні породи. Група теригенно-карбонатних порід представлена вапняками та доломітами з домішкою силікатного теригенного матеріалу: піску, алевриту та глини. Породи цієї групи спорадично поширені у відкладах кімеридзького й лише зрідка титонського віку (центральна та північно-східна частини фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину). За мінеральним складом, а саме вмістом у породах окремих інгредієнтів – CaCO_3 , $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, теригенного компонента, та за структурно-текстурними особливостями теригенно-карбонатні породи представлені такими літологічними відмінами: вапняки з теригенним компонентом, мергелі, доломіти вапнисті, доломіти вапняні з теригенним компонентом.

Вапняки з теригенним компонентом. За вмістом і складом теригенної частини у вапняках виявлено *алеврито-піскуваті*, *алеврито-піщані*, *піщані* та *глинисті* відміни (рис. 1.21). *Вапняки алеврито-піскуваті* (кварцу до 15%) та *алеврито-піщані* (кварцу до 40%) пелітоморфні досліджені у відкладах кімеридзького віку (площа Дідушичі). *Вапняки піщані* уламково–форамініферово-полідетритової структури простежуються у верхньотитонських нашаруваннях (площа Чорногузи). *Вапняки глинисті* – приурочені до відкладів, головним чином титонського, зрідка кімеридзького віку були встановлені у північно-західній (площа Коханівка, титон) та

центральної частині прогину (площі Гаї, Ластівець, (титон), Південна Гринівка (кімеридж)). Проте ця літологічна відміна порід домінує у південно-східній частині прогину (площі Іспас, Сегівська (титон), Лопушна (кімеридж-титон)).

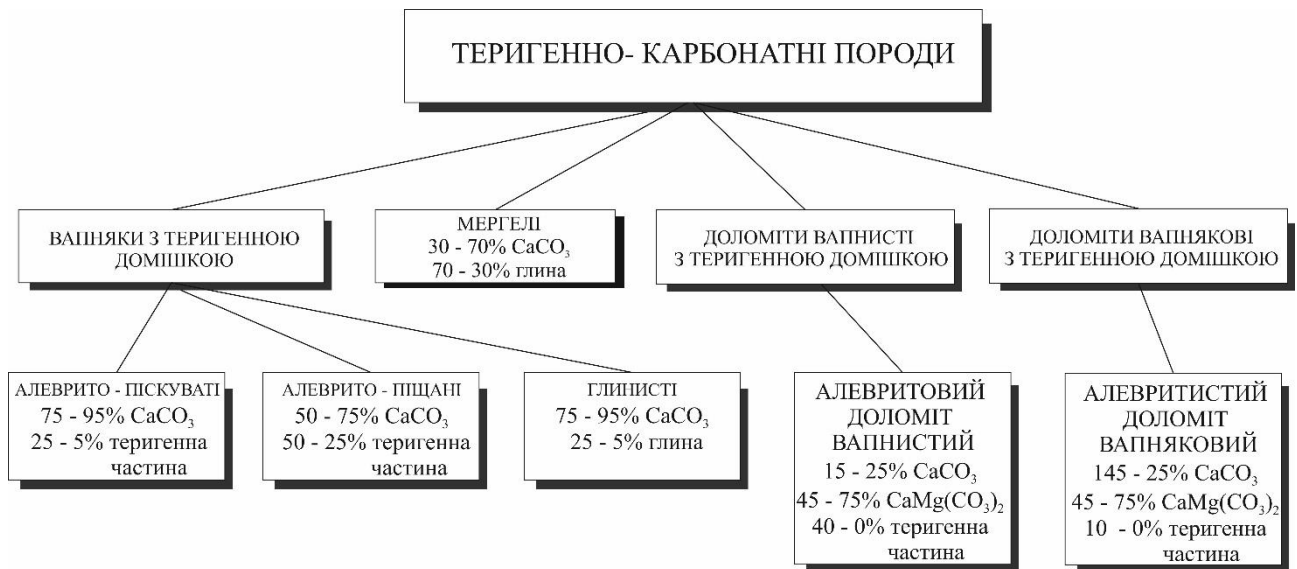


Рисунок 1.21 – Літологічна класифікація верхньоярських теригенно - карбонатних порід фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину

Мергелі. В розрізі верхньоярської осадової товщі регіону мергелі значно менше поширені порівняно з вапняками і простежуються, головним чином, у центральній (площа Південна Гринівка) та південно-східній (площа Лопушна) частинах району досліджень.

Вапнисті та вапняні доломіти з теригенним компонентом. У верхньоярських відкладах, окрім вапняків з теригенним компонентом, наявні теригенно-карбонатні породи змішаного складу, а саме, вапнисті та вапнякові доломіти з теригенним компонентом (рис. 1.21). Ці літологічні відміни спорадично поширені серед нашарувань кімеридзького та нижньотитонського віку. Переважно вони простежуються в південно-східній частині регіону (площі Петровецька та Сегівська).

Серед вапнистих доломітів з теригенним компонентом виокремлено алевритові вапнисті доломіти. Ця характерна літологічна відміна порід була встановлена у товщі кімеридж-нижньотитонського віку (св. 3-Петровецька,

ін.-ли 5287-5290, 5432-5435м). Породи характеризується таким хімічним складом: CaCO_3 – 12,60-12,93%; $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ – 47,51-59,31%; н/з – 25,10-30,56%.

Вапняні доломіти з теригенним компонентом представлені алевритистими різновидами цього типу карбонатних порід. Алевритисті вапняні доломіти спорадично простежуються в нашаруваннях кімериджу (св. 3-Петровецька, ін.-л 5416-5419м) та титону (св. 2-Сегівська, ін.-л 2560-2570м). Їх хімічний склад наступний: CaCO_3 – 35,18-42,68%; $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ – 45,21-48,50%; н/з – 11,22-18,94%.

Теригенні породи. В складі потужної товщі верхньоюрських відкладів теригенні породи характеризуються неоднаковим поширенням. Так, у південно-східній частині фундаменту Зовнішньої зони вони рідко зустрічаються, натомість як у центральній частині прогину – локалізуються спорадично. Вони складають окремі ареали теригенної седиментації на фоні домінуючого карбонатагромадження. За гранулометричним складом виділено типові відміни – пісковиків, алевролітів та аргілітів.

Пісковики приурочені, в основному, до нашарувань оксфордського та титонського віку. У розрізах оксфордської товщі вони складають окремі верстви до 3-5м (площі Дашава, Південна Гринівка). Серед відкладів титону їх товщини сягають (1-8м) (площі Дашава, Дідушичі, Ластівець, Лопушна).

Алевроліти представляють собою досить поширену відміну теригенних порід, які за даними вивчення кернового матеріалу складають окремі верстви та проверстки товщиною від одного до десяти метрів і приурочені, в основному, до нижньої частини кімеридзьких (св.1,2-Південна Гринівка) та титонських (св.2-Дідушичі, 2-Ластівець, 2-Південна Гринівка) відкладів центральної частини фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину. Також вони відомі у верхньооксфордських (св.1-Бісків) та нижньокімеридзьких (св.3-Петровецька) і верхньокімеридзьких (св.11-Лопушна) відкладах південно-східної частини регіону.

Аргіліти характеризуються зовсім незначним поширенням. Їх

встановлено у розрізах порід на північному сході району, де вони приурочені, головним чином, до верхньої частини оксфордських (свердловини: 1-Вижниця, 4, 5-Лопушна, 2-Сегівська) та титонських нашарувань (св.5-Лопушна).

Поява пісковиків, алевролітів та аргілітів у розрізах нашарувань пізньоюрського віку пов'язана з періодами поступових регресій моря [116], які супроводжувалися інтенсифікацією теригенної седиментації. Натомість трансгресії моря сприяли нагромадженню карбонатних осадов. Такі періодичні зміни зумовили циклічність будови розрізів пізньоюрських теригенно-карбонатних шельфових відкладів південно-східної частини фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину.

1.3 Переддобруджинський прогин та північно-західний шельф Чорного моря

1.3.1 Середньоюрські відклади Переддобруджинського прогину. Літологічний склад, будова та деякі фаціальні аспекти

З метою з'ясування просторово-вікових особливостей літологічної структури перспективних відкладів середньої юри здійснені відповідні побудови за перетинами I–I: св. Суворівська-4 – Старотроянівська-1 – Ювілейна-1 – Татарбунарська-1 – Жовтоярська-1 та II–II: св. Червоноармійська-2 – Суворівська-4 – Фурманівська-3 (рис. 1.22).

Літологічна характеристика відкладів

На основі інтерпретації результатів геофізичних досліджень (радіоактивний каротаж) побудовано літологічні розрізи відкладів середньої юри. Нижня частина середньоюрської товщі складена переважно аргілітами, алевролітами та пісковиками, у верхній – зафіксовано також прошарки карбонатних порід. Згідно з [35], останні з'являються тільки у відкладах келовею, отже, їх можна вважати певним стратиграфічним репером.

Враховуючи це, побудовані нами літологічні розрізи дозволили дещо скорегувати наявні (за ВО «Південукргеоцентр») розбивки (рис. 1.22). У подальшому викладі результатів досліджень використовуються саме ці уточнені дані.

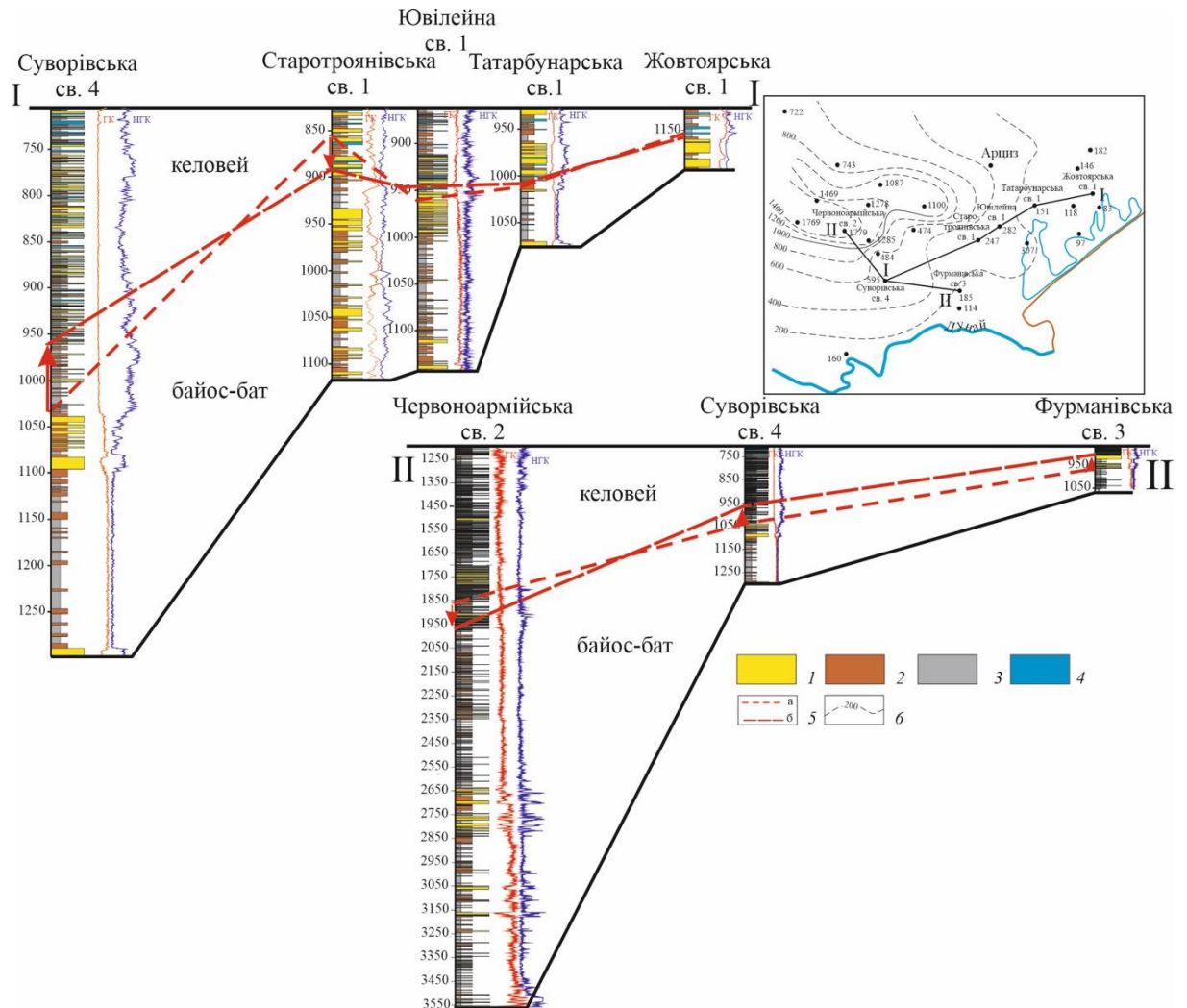


Рисунок 1.22 – Літологічні розрізи відкладів середньої юри та схема розміщення перетинів [21].

1 – пісковики, 2 – алевроліти, 3 – аргіліти, 4 – карбонатні породи, 5 – стратиграфічні границі (а – за ВО «Південькогеоцентр», б – за авторами статті). 6 – ізопахіти

Бат-байоські відклади. Потужність відкладів виразно зменшується як у південно-східному (від 1600 м у св. Червоноармійська-2 до 143 м у св. Фурманівська-3), так і північно-східному (від 340 у св. Суворівська-4 до 35 м у св. Жовтоярська-1) напрямках. Літологічна будова розрізів характеризується відчутною різницею в межах вивчених площ, що проявляється передусім у

характері розвитку пісковиків та алевролітів.

Це дозволило виділити три типи розрізу: піщано–алевроліто–аргілітовий, піщано–аргіліто–алевролітовий та аргіліто–алевроліто–піщаний.

Піщано–алевроліто–аргілітовий тип розрізу, у складі якого переважають аргіліти (св. Суворівська-4, вміст глинистих порід 59 %, Старотроянівська-1 – 41 %, Червоноармійська-2 – 54 % та Татарбунарська-1 – 69 %), характеризується регіональним поширенням та мінливою літологічною будовою (табл. 1.2, рис. 1.22).

Так, у св. Суворівська-4 розріз формують три пачки. Нижня – товщиною 195 м представлена аргілітами з окремими прошарками алевролітів (1–5 м) та (у підшві) – пісковика (9 м). Середня (70 м) є піщано-алевролітовою (пісковики 1–13 м, алевроліти 1–8 м). Верхня пачка (75 м) характеризується частим переверстуванням аргілітів (1–7 м), алевролітів (0,6–1,8 м) та пісковиків (0,5–1,2 м). У розрізі св. Червоноармійська-2 виділяється чотири пачки, границі між якими є менш чіткими ніж у попередньому випадку, а літологічна структура більш тонкошаруватою. Нижня пачка (близько 700 м) складена глинистими породами з прошарками алевролітів (0,8–7 м) та рідше пісковиків (0,6–5 м). Вище залягає піщано-алевролітова пачка (230 м), яка перекривається істотно глинистими утвореннями (290 м). Завершує розріз пачка (товщиною 380 м) перешарування аргілітів (1–5 м), алевролітів (1–6 м) та декількох пластів пісковиків (0,5–2 м). У св. Татарбунарська-1 окремі прошарки алевролітів (0,3–1,5 м) розвинені у середній частині глинистої товщі, а у припокрівельній та припідшовній залягають алевроліто–піщані пачки (6 та 9 м). Відклади св. Старотроянівська-1 складені трьома теригенними пачками (товщиною 47, 31 та 35 м), які розмежовані глинистими нашаруваннями. До цього типу можна віднести і розріз св. Фурманівська-3 (товщиною 143 м), який відрізняється лише деяким переважанням пісковиків над алевролітами (табл. 1.2) за рахунок розвитку у верхах розрізу теригенної пачки (алевроліти 0,5–1 м, пісковики 1–17 м, аргіліти 1–9 м).

Таблиця 1.2 – Товщини та вміст юрських порід у розрізах

Площа, свердловина	Ярус	Товщина, м	Аргіліти, м/%	Пісковики, м/%	Алевроліти, м/%	Карбонатні породи, м/%
Суворівська-4	Келовейський	255	104/41	57/22	60/24	34/13
	Бат-байоський	340	199/59	47/14	94/27	нема
Старотроянівська-1	Келовейський	64	10/15	20/30	26/41	9/14
	Бат-байоський	228	94/41	52/23	82/36	нема
Ювілейна-1	Келовейський	86	18/20	17/20	39/46	12/14
	Бат-байоський	195	78/40	38/19	79/41	нема
Татарбурнарська-1	Келовейський	84	12/18	31/37	33/36	8/9
	Бат-байоський	67	46/69	7/10	14/21	нема
Жовтоярська-1	Келовейський	31	13/44	2/6	11/34	5/16
	Бат-байоський	35	4/11	22/63	9/26	нема
Червоноармійська-2	Келовейський	762	152/20	168/22	351/46	91/12
	Бат-байоський	1600	864/54	144/9	592/37	нема
Фурманівська-3	Келовейський	42	5/11	16/39	12/29	9/21
	Бат-байоський	143	84/59	31/22	27/19	нема

У св. Ювілейна-1 (піщано-аргіліто-алевролітовий тип розрізу) чітко виділяються дві теригенні пачки (38 та 54 м), які характеризуються тонкошаруватою будовою (пісковики 0,4–2 м, алевроліти 0,4–2,2 м). У св. Жовтоярська-1 (аргіліто-алевроліто-піщаний тип розрізу) виділено два алевроліто-піщані горизонти (19 та 11 м), розмежовані глинистими утвореннями (4 м). Цей розріз, найменший за товщиною, водночас є максимально піскуватим (63 %) (табл. 1.2, рис. 1.22).

Келовейські відклади. Товщина відкладів келовею, як і бат-байосу, зменшується у південно-східному (від 762 м у св. Червоноармійська-2 до 42 м у св. Фурманівська-3) та північно-східному (від 255 м у св. Суворівська-4 до 31 м у св. Жовтоярська-1) напрямках. Келовейська товща відрізняється від бат-байоської наявністю прошарків карбонатних порід. Вміст останніх, попри незначні коливання вздовж перетинів, залишається доволі стабільним (9–14 %), з невеликим (до 16–21 %) зростанням у східній частині регіону (табл. 1, рис. 1, 22). Натомість кількість аргілітів, алевролітів та пісковиків варіює доволі суттєво, що дозволило виділити три типи розрізу: піщано-алевроліто-

аргілітовий, аргіліто-піщано-алевролітовий та аргіліто-алевроліто-піщаний.

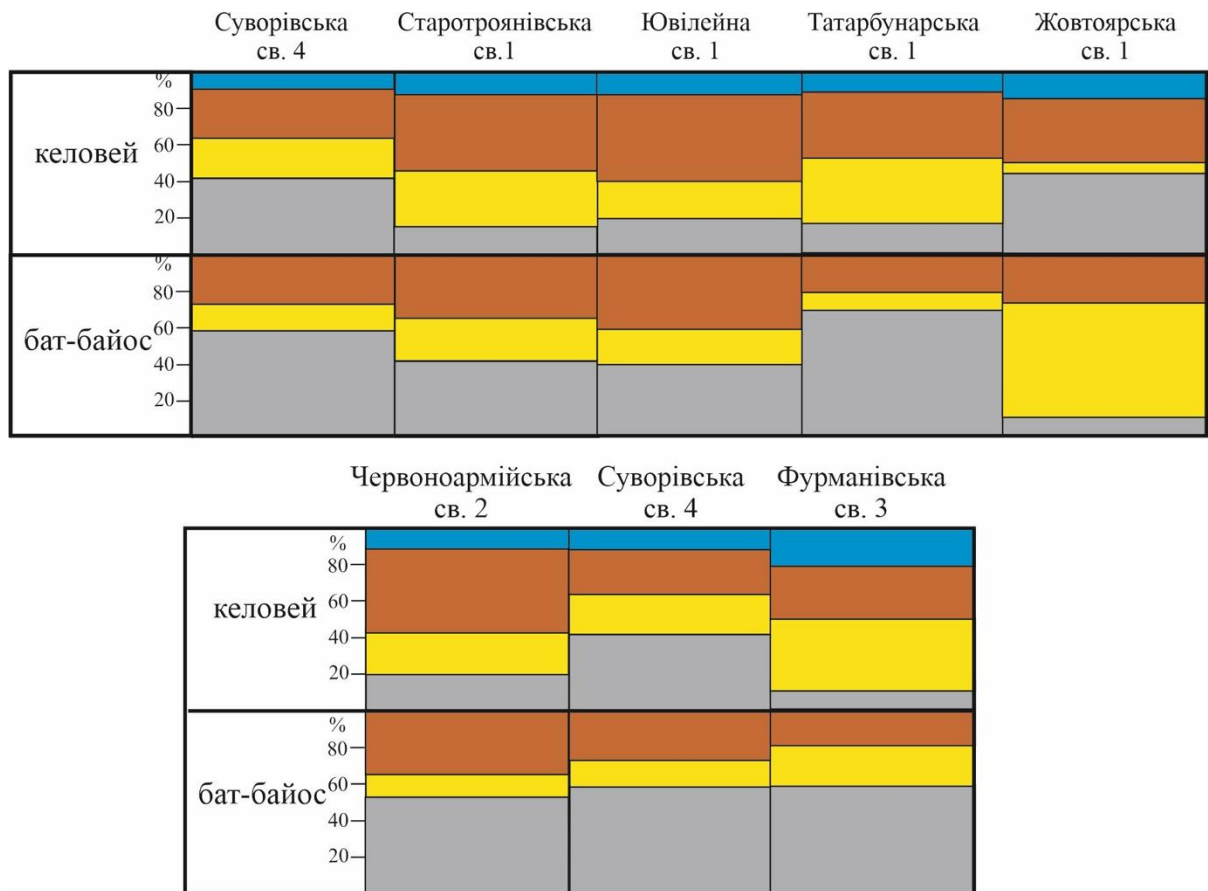


Рисунок 1.23 – Літологічна будова відкладів середньої юри.
Умовні див. на рис.1.22

Перший (рис. 1.23) (*піщано-алевроліто-аргілітовий*) тип розкритий у св. Суворівська-4 та св. Жовтоярська-1. Характерно, що літологічний склад розрізу (товщиною 255 м) у св. Суворівська-1 в цілому (за виключенням домішки карбонатних порід) є подібним до верхньої пачки нижчезалягаючих відкладів і характеризується тонким перешаруванням основних літотипів (аргіліти 0,5–3,5 м, алевроліти 0,4–2,0 м, пісковики 0,4–2,2 м, карбонатні породи 0,5–3,5 м). Відклади, розкриті св. Жовтоярська-1, (товщина 31 м) відрізняються від попереднього зменшеним вмістом пісковиків, збільшеним – алевролітів та карбонатних порід.

Другий (рис. 1.23) (*аргіліто-піщано-алевролітовий*) тип розрізу зафіксовано у св. Старотроянівська-1, Червоноармійська-2 та Ювілейна-1. При цьому літологічна будова розрізу на цих площах істотно відрізняється. Так, у

першому випадку вона характеризується доволі рівномірним поширенням у розрізі літотипів і є доволі грубошаруватою (аргіліти 0,5–2,8 м, алевроліти 0,6–3,0 м, пісковики 1,0–4,2 м, карбонатні породи 1,0–2,8 м). Розріз же св. Ювілейна-1 (завтовшки 86 м) відрізняється наявністю двох пачок. Нижня (40 м) складена перешаруванням карбонатних порід (0,5–1,0 м), алевролітів (0,5–2 м) та пісковиків (0,5–2,6 м), верхня (46 м) – карбонатних порід (0,4–0,8 м), алевролітів (0,5–4 м) та аргілітів (0,7–2,6 м). У св. Червоноармійська-2 фіксується три пачки. Нижня (товщиною 250 м) – характеризується доволі значним вмістом пісковиків (до 54–69 %), більшою потужністю їх прошарків (до 4–5 м) та невеликою кількістю аргілітів (0–25 %). Вище залягає пачка (250 м) глинисто-алевролітових (алевролітів 40 %, аргілітів 25 %) утворень з незначним вмістом карбонатних порід (18 %) та пісковиків (17 %). Товщина прошарків цих літотипів зазвичай не перевищує 1–2 м. Припокрівельна пачка (262 м), порівняно з нижніми, є більш глинистою та карбонатною (аргіліти 40 %, карбонатні породи 26 %, алевроліти 24 %, пісковики 10 %). При цьому карбонатні породи та пісковики формують прошарки товщиною 0,5–1,5 м, а алевроліти та аргіліти – 0,5–7,0 м.

Аргіліто-алевроліто-піщаний розріз розкритий св. Татарбунарська-1 та Фурманівська-3. У першому випадку в розрізі виокремлюються дві пачки: нижня алевроліто-піщана (товщиною 50 м) та верхня (34 м) піщано-аргіліто-алевролітова. Перша представлена чергуванням карбонатних порід (1–2 м), пісковиків (2–6 м) та алевролітів (0,5–3 м); друга – карбонатних порід (0,6–2,3 м), алевролітів (2–5,5 м), пісковика (1 пласт 6 м) та аргілітів (1,5–6,8 м). У другому випадку спостерігається виразне зростання ролі алевроліто-піщаних відмін догори по розрізу.

Проведені дослідження виявили просторово-вікову неоднорідність літологічної структури середньоярської товщі Переддобруджинського прогину, що за умов низького відбору кернового матеріалу істотно ускладнює, як стратиграфічну кореляцію відкладів у різних ділянках осадово-

породного басейну, про що говорилося вище, так і здійснення седиментологічних реконструкцій.

Літмологічна будова

Проведений аналіз літмологічної будови відкладів дозволив з'ясувати особливості розвитку осадових тіл різного складу і ймовірно фаціальної приналежності (рис. 1.24), що сприятиме вирішенню останнього питання. В цілому спостерігається виразна відмінність літмологічної структури келовейських та бат-байоських відкладів. Так, глинисті утворення (поле IV класифікаційного трикутника), а також, другі за поширенням у розрізі, алевроліто-піщані літміти (поле I) у чистому вигляді (без домішки карбонатних порід) наявні лише у складі бат-байосу. У нашаруваннях келовейського віку домінують змішані (поле III) та теригенні з карбонатним компонентом літміти (поля Ia–Iг).

У товщі бат-байосу на декількох рівнях спостерігається розвиток кластогенних літмітів регіонального чи локального поширення (рис. 1.24). Перші фіксуються у припідшовній та середній частинах товщі. При цьому у більшості випадків характерне зростання піскуватості розрізу у східній частині регіону: заміщення літмітів Ib та Iг літмітом Ib.

Так, у підшві відкладів середньої юри простежується регіональна кластогенна пачка. У св. Ювілейна-1 вона досягає товщини 55 м, і представлена двома літмітами (поля Ib та Iг), у складі яких переважають алевроліти (50–75 %). Вбік св. Суворівська-4 відбувається заміщення більш піщаним літмітом поля Ib (вміст пісковиків 50–75 %), а в напрямку депоцентру басейну (св. Червоноармійська-2) знову домінують алевролітові утворення (літміт поля Ib), а товщина пачки досягає 60 м. У районі св. Татарбунарська-1 ця пачка практично виклинюється, і фіксується лише підвищеним вмістом алевроліто-піщаних відмін (12 та 22%, відповідно), що спричинене наявністю у самій підшві пластів пісковика (5,6 м) та алевроліту (3,0 м).

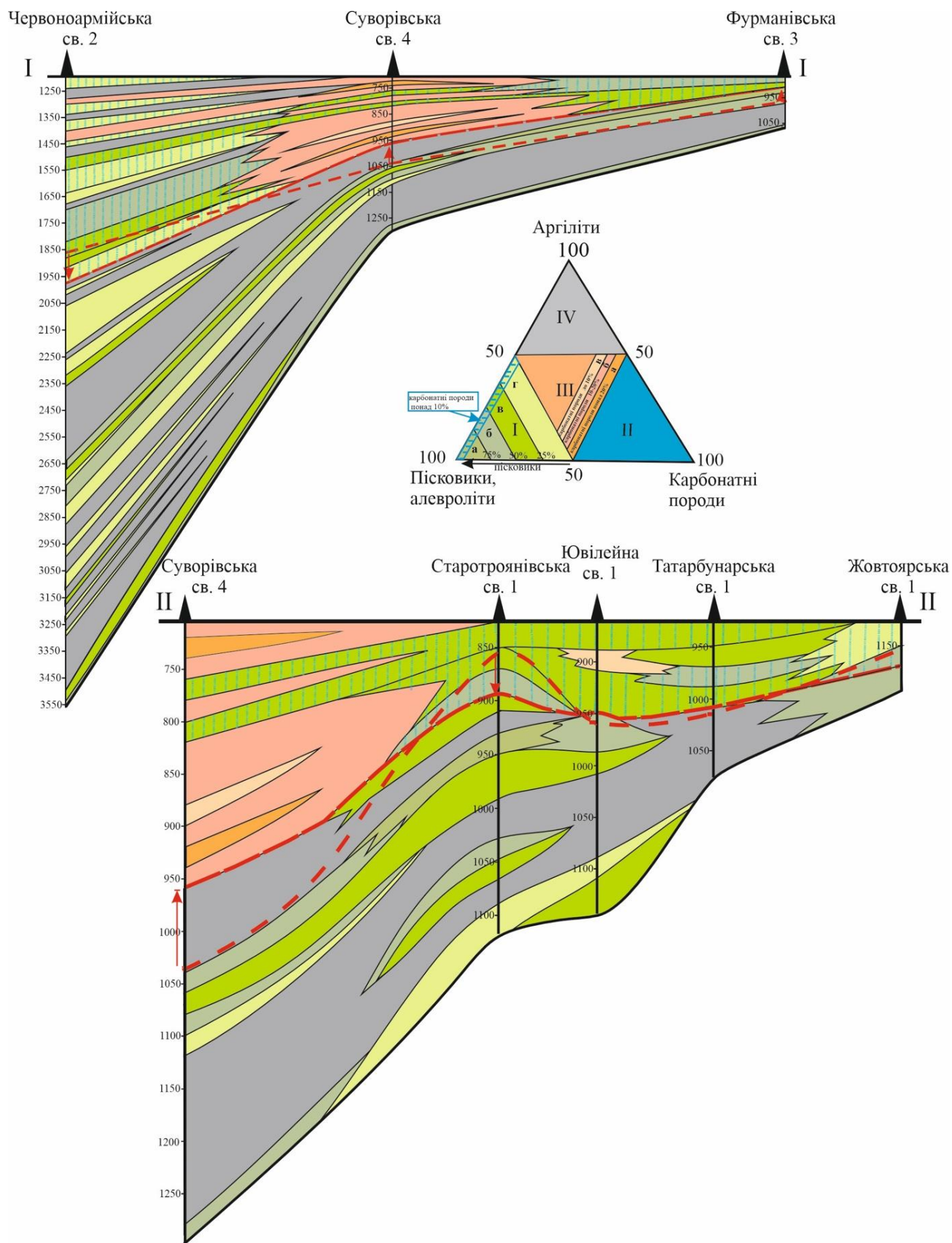


Рисунок 1.24 – Літмологічна будова середньоюрських відкладів та класифікаційна трикутна діаграма [21].
Умовні позначення див. рис. 1.22

Натомість на Жовтоярській площі (св. 1) теригенні утворення розвинені в об'ємі усієї товщі (літміт Іб поля).

У середній частині відкладів фіксується друга регіональна кластогенна пачка, яка складена чотирма підтипами літмітів І класифікаційного поля. При цьому, у свердловинах, які розкрили цю пачку, як на макро (рівні літмітів), так і мезо (на породному рівні) структура є різною.

У св. Суворівська-4 пачка складена перешаруванням літмітів (знизу догори): Іг, Іб, Ів, Іб; що спричинене відповідною зміною співвідношення пісковиків та алевролітів і доволі наочно видно з літологічного розрізу пачки (див.рис.1.22). У св. Червоноармійська-2 спостерігається подібна картина. Натомість у св. Старотроянівська-1 та Ювілейна-1 вміст пісковиків виразно зростає знизу догори по розрізі пачки (зміна літміту Ів літмітом Іа та Іб, відповідно). Це чітко спостерігається на літологічних розрізах (див. рис. 1.22), хоча структура останніх є різною: св. Ювілейна-1 притаманна дуже тонка шаруватість. У св. Татарбунарська-1 кластогенна пачка не виділяється, хоча в цій частині розрізу фіксується зростання вмісту алевролітів (до 34 %). Максимальної товщини (240 м) пачка досягає у депоцентрі (св. Червоноармійська-2), а у периферійних ділянках басейну ці значення не перевищують 50–60 м.

Інтервал розрізу між цими пачками складений глинистими утвореннями з нерівномірним розвитком локальних кластогенних акумулятивних тіл, які фіксуються як у периферійній частині, так і депоцентрі басейну (див. рис. 1.24). Так, у св. Старотроянівська-1 розкрите невелике лінзоподібне тіло (40 м) алевроліто-піщаного складу (поля Іб, Ів), яке швидко виклинюється. Подібні утворення спостерігаються і у св. Червоноармійська-2: п'ять літмітів (поля Ів, Іг) товщиною до 20–60 м, які виклинюються вбік св. Суворівська-4. У цих же двох свердловинах зафіксовані локальні кластогенні утворення і у припокрівельній частині бат-байоської товщі. У першому випадку це літміт Ів (близько 20 м), а в другому

– три літміти Іг потужністю від 20 до 180 м.

Келовейські відклади характеризуються розвитком літмітів у тій чи іншій мірі збагачених карбонатними породами. При цьому, у розрізі св. Суворівська-4 основну роль відіграють утворення поля ІІ б (вміст карбонатних порід 10–20 %) з локальним розвитком літмітів ІІа та ІІв полів. Окремі тіла такого ж типу зафіксовані у св. Ювілейна-1 та Червоноармійська-2. Але в цілому у напрямку як депоцентру, так і периферії басейну ці літміти заміщуються теригенними з незначною домішкою карбонатних порід (поля Іб–Іг).

Встановлена латеральна літологічна та літмологічна неоднорідність відкладів вочевидь вказує, що досліджені профілі перетинають декілька фаціальних зон. Насамперед, виділяється район св. Суворівська-4, де відклади середньої юри характеризуються меншим розвитком алевролітів та пісковиків. Найбільш наочно це фіксується поширенням у келовейських нашаруваннях змішаних літмітів (ІІ поле), які заміщуються як на північний схід, так і північний захід кластогенними з домішкою карбонатних порід утвореннями.

Максимальний вміст алевроліто-піщаних відмін спостерігається у розрізах середньої юри св. Жовтоярська-1, Старотроянівська-1, Червоноармійська-2. Ці кластогенні пачки характеризуються різним генезисом (рис. 1.25): русло, вздовжберегові бари та конуси виносу, відповідно [19].

Наявні матеріали не дозволяють реконструювати седиментаційні обстановки в межах цілого басейну. Можна лише зазначити, що св. Червоноармійська-2 вірогідно розкрила утворення дистальної частини авандельти крупної річкової системи; св. Жовтоярська-1 – проксимальні відклади невеликої річки; а св. Старотроянівська-1 та Суворівська-4 – акумулятивні тіла активного узбережжя. Отже, є підстави припускати, що уламковий матеріал у седиментаційний басейн надходив як з півночі, так і південного заходу.

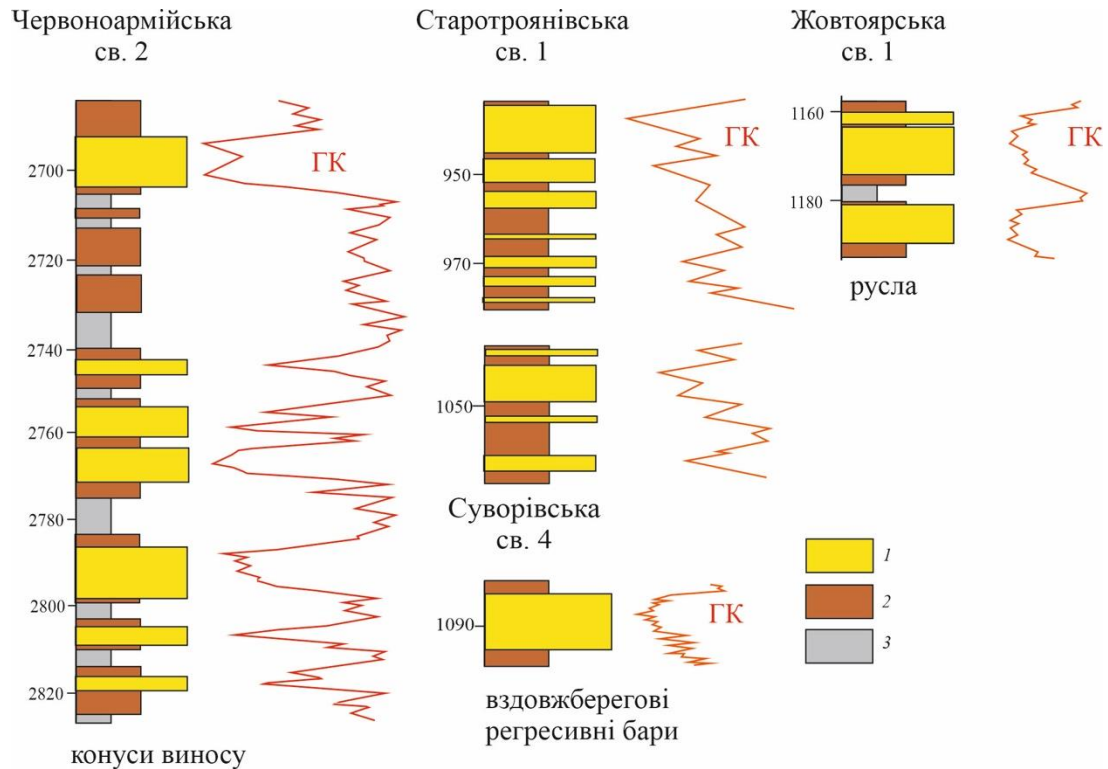


Рисунок 1.25 – Літологічні розрізи різних генетичних типів кластогенних тіл [21].
1 – пісковики, 2 – алевроліти, 3 – аргіліти

1.3.2 Літофаціальна зональність та типи розрізу палеоценових відкладів західної частини Причорноморського мегапрогину

Для з'ясування особливостей будови палеоценових відкладів західної частини Причорноморського мегапрогину були побудовані літофаціальні моделі, та проведено типізацію розрізів.

Літолого-фаціальна характеристика

Данські відклади. Товщина данських відкладів змінюється від 53 м (св.Безименна-2) до 202 м (св. Одеська-2), складаючи у більшості свердловин 100–150 м. При цьому максимальні потужності відмічені у північно-східній та південно-західній частинах дослідженої території (рис. 1.26).

Спостерігається виразна літологічна мінливість по латералі. Так, ареали максимального розвитку вапняків (понад 60 % від загальної товщини розрізу) локалізовані у трьох ділянках (структури: Безименна-Одеська, Голіцина-

Шмідта, Архангельського та Штормова).

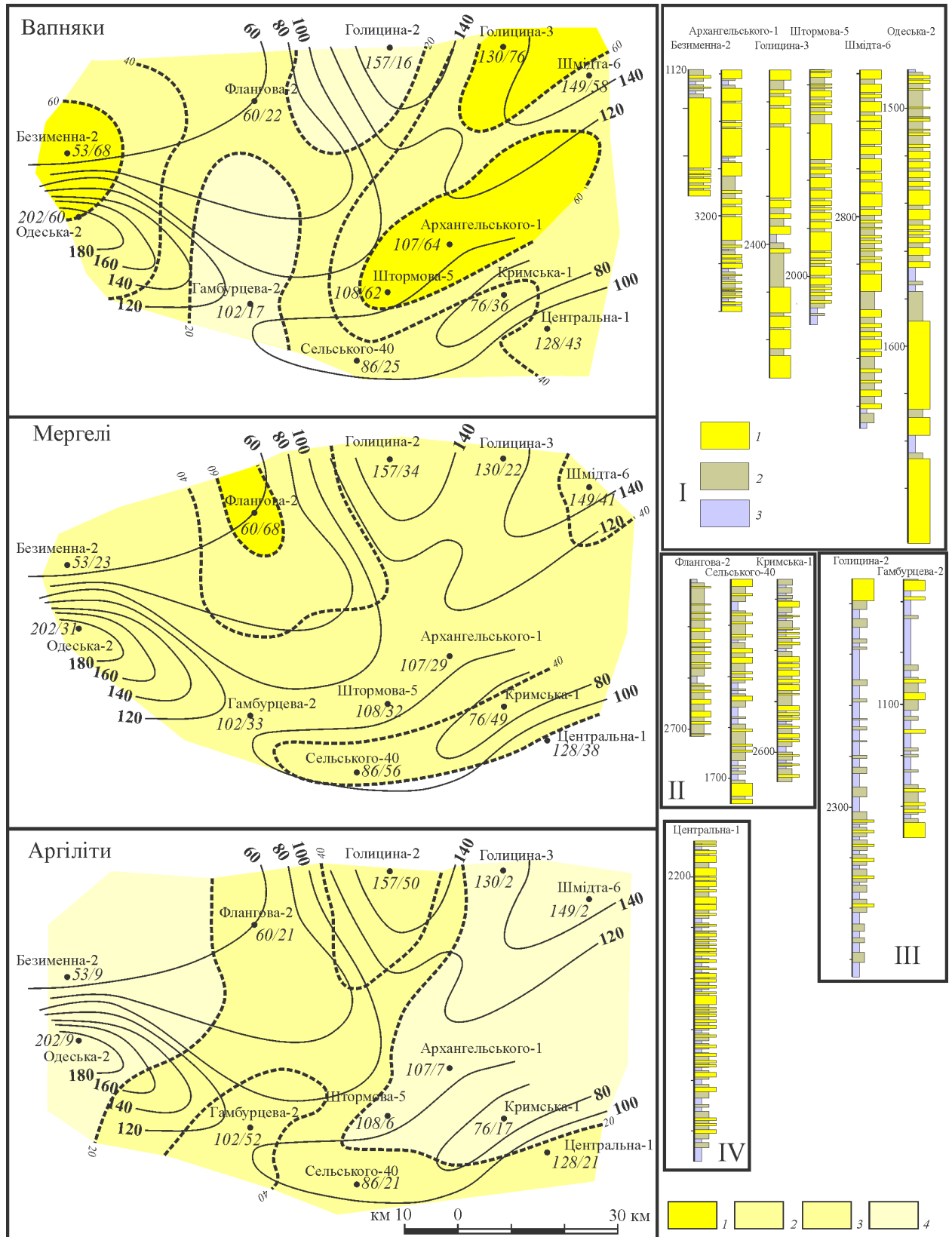


Рисунок 1.26 – Літофаціальна зональність та літологічні розрізи данських відкладів [19]

Вміст літотипа у розрізі: 1 – 0–20 %; 2 – 20–40 %, 3 – 40–60 %; 4 – понад 60 %. Літотипи на розрізі: 1 – вапняки, 2 – мергелі, 3 – аргіліти

Вони розмежовані субмеридіональним полем мінімальних значень «вапняковистості» (менше 20 %), що спостерігаються на структурах Флангова та Гамбурцева. Фактично данські відклади представлені чотирма типами розрізу: вапняковим (I), мергельним (II), аргілітовим (III) та змішаним (IV).

При цьому літологічна будова вапнякових розрізів відрізняється в окремих ділянках. У св. Безименна-2 вапняки (пачка товщиною близько 30 м) тяжіють до середньої частини розрізу. Його низи та верхи складені перешаруванням вапняків та мергелів (1–2 м) з окремими, в останньому випадку, прошарками аргілітів. Подібний характер поширення вапняків притаманний і відкладам, що розкриті св. Штормова-5, хоча середній вміст по розрізу цих літотипів не перевищує 50 %.

У св. Архангельського-1 та Шмідта-6 спостерігається зростання ролі вапняків знизу догори по розрізу. Так, його низи складені перешаруванням вапняків, мергелів та (св. Архангельського-1) аргілітів (0,5–4 м), а горішня частина представлена пачками вапняків (до 12 м), які розмежовані прошарками мергелів (1–4 м). Для св. Одеська-2 характерна зворотна картина: у низах розрізу розвинені потужні (до 30–40 м) пачки вапняків, а у верхній – перешарування вапняків (0,5–6,0 м), мергелів (0,5–8,0 м) та аргілітів (0,5–6,0 м). Відклади данію у св. Голіцина-3 відрізняються від вищеописаних наявністю у середині розрізу вапняково-мергельної пачки, яка розмежовує вапнякові частини (вапняки до 12–30 м, мергелі – до 4 м).

Мергелі домінують у двох ділянках: Флангова (68 %) та Кримська-Сельського (49–56 %). У першому випадку розріз є доволі однорідним: у мергельній товщі відносно рівномірно розвинені прошарки вапняків (0,5–2,0 м). У другому – спостерігається чергування вапняково-мергельних (до 10–15 м), мергельно-вапнякових (до 10–18 м) та аргіліто-мергельних (до 5–8 м) пачок.

Ареал підвищеного вмісту аргілітів тяжіє до центральної частини дослідженої території і простягається у субмеридіональному напрямку: св. Голіцина-2 (50 %) – Гамбурцева-2 (52 %). У цих розрізах на фоні домінування

аргілітів з окремими прошарками (0,5–4,0 м) мергелів, спостерігаються вапняково-аргіліто-мергельні пачки потужністю до 40 м (св. Голіцина-2).

У св. Центральна-1 розкритий змішаний (аргіліто-мергельно-вапняковий) тип розрізу (IV). При цьому у нижній частині це перешарування аргілітів з мергелями та (менше) вапняками, а верхня – представлена мергельно-вапняковими відкладами.

Зеландські відклади.

Потужність зеландських відкладів змінюється від 17 м (св. Безименна-2) до 114–119 м (св. Архангельського-1 та Кримська-1), не перевищуючи у більшості свердловин 40–60 м. Водночас максимальні потужності спостерігаються у південно-східній частині дослідженої території (рис. 1.27).

За характером латерального розвитку порід чітко виділяються східна та західна ділянки. У першій – значну частину (понад 60 %) розрізу складають вапняки, вміст яких у св. Шмідта-6, Голіцина-3 та Архангельського-1 досягає 74–80 %. У другій – домінують мергелі, кількість яких у смузі св. Флангова-2 – Архангельського-1 становить 63–68 %. Вміст аргілітів по всій території рідко перевищує 10 %. Лише у св. Одеська-2, Кримська-1 та Флангова-2 складає 16–22 %.

Отже, відклади зеландського віку фактично представлені двома типами розрізу – вапняковим та мергельним. Вапняковий тип характеризується варіаціями літологічної будови на різних структурах, що відображає певну специфіку умов осадонагромадження у різних частинах території. Виділено чотири відміни літологічної будови. Перша (св. Безименна-2) – характеризується регресивним типом нашарувань: нижня глинисто-мергельна пачка перекривається вапняковою. Друга відміна відрізняється зворотними тенденціями, що проявляється у заміщенні догори за розрізом потужних (3–16 м) пачок вапняків товщею більш тонкого перешарування вапняків (0,5–3 м) та мергелів (2–7 м), зрідка з'являються аргіліти (св. Голіцина-2, Гамбурцева-2, Архангельського-1).

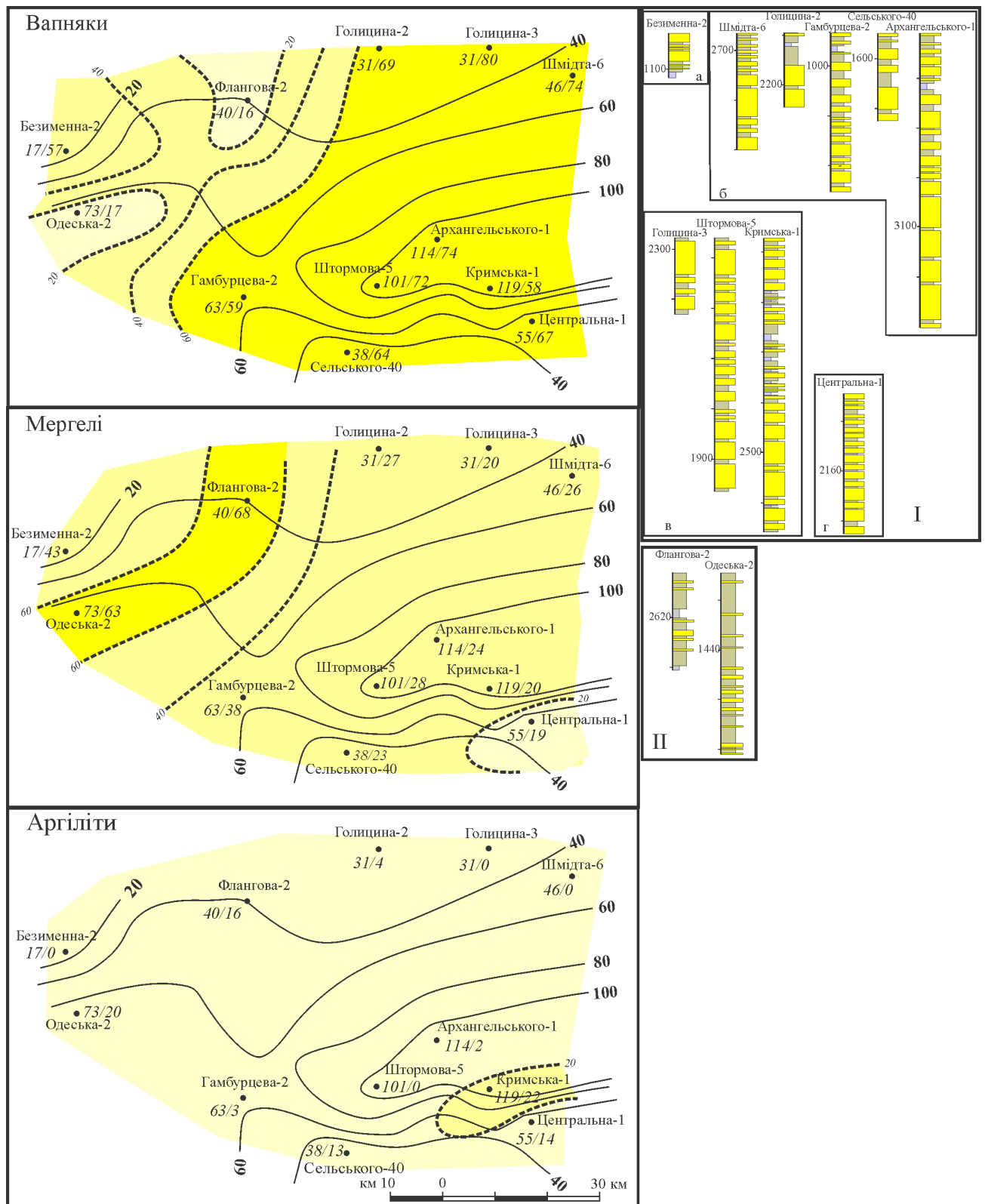


Рисунок 1.27 – Літофаціальна зональність та літологічні розрізи зеландських відкладів [19].

Умовні позначення див. рис.1.26

Третя – характеризується наявністю нижньої та верхньої вапнякових пачок (товщина горизонтів вапняків до 15–16 м), які розмежовані вапняково-

мергельними нашаруваннями (прошарки: 1–4 м) з аргілітами у св. Кримська-1. Четверта – представлена (св. Центральна-1) доволі рівномірним чергуванням у розрізі вапняків (1–5 м) та мергелів (1–2 м).

У мергельному типі розрізу домінують мергелі з прошарками (0,5–2,5 м) вапняків.

Танетські відклади.

Товщина танетських відкладів змінюється від 15 м (св. Одеська-2) до 141–154 м (св. Гамбурцева-2, Архангельського-1 та Кримська-1). Як очевидно, максимальні потужності спостерігаються у межах південного борта Причорноморського прогину (рис 1.28).

У розрізі відкладів танетського віку, на відміну від нижче залягаючих, переважають аргіліти та мергелі. Характерно, що підвищений вміст глинистих порід (до 78 %) тяжіє до ділянок з мінімальними (Одеско–Безименна) та максимальними (Штормова–Архангельського) потужностями відкладів (тип розрізу I). При цьому у першому випадку розріз, розкритий св. Одеська-2 відрізняється істотним розвитком теригенних порід (алевроліти, пісковики). Він складений двома пачками (28–35 м) перешарування алевролітів (0,5–8 м) та пісковиків (0,3–7 м), які розмежовані аргілітовими горизонтами (18–22 м). Спостерігаються поодинокі прошарки мергелів (до 0,5 м). Вміст алевролітів становить 34 %, аргілітів – 33 %, пісковиків – 26 %, мергелів – 7 %.

У решті свердловин цих ділянок розрізи складені головно аргілітами з окремими прошарками (переважно 1–3 м) мергелів рідко вапняків (переважно 0,5–1 м). При цьому спостерігається виразне зменшення ролі карбонатних порід знизу догори.

Підвищений вміст мергелів (48–67%) та вапняків (21–41%) тяжіє до субмеридіональної смуги (св. Флангова-2 – Гамбурцева-2). Відповідно ці розрізи відносяться до вапняково-мергельного типу (тип II). Характерно, що в цілому спостерігається зростання «вапняковистості» знизу догори за розрізами. Це фіксується збільшенням кількості і зростанням потужностей (від 0,5–1 до 3–7 м) прошарків вапняків.

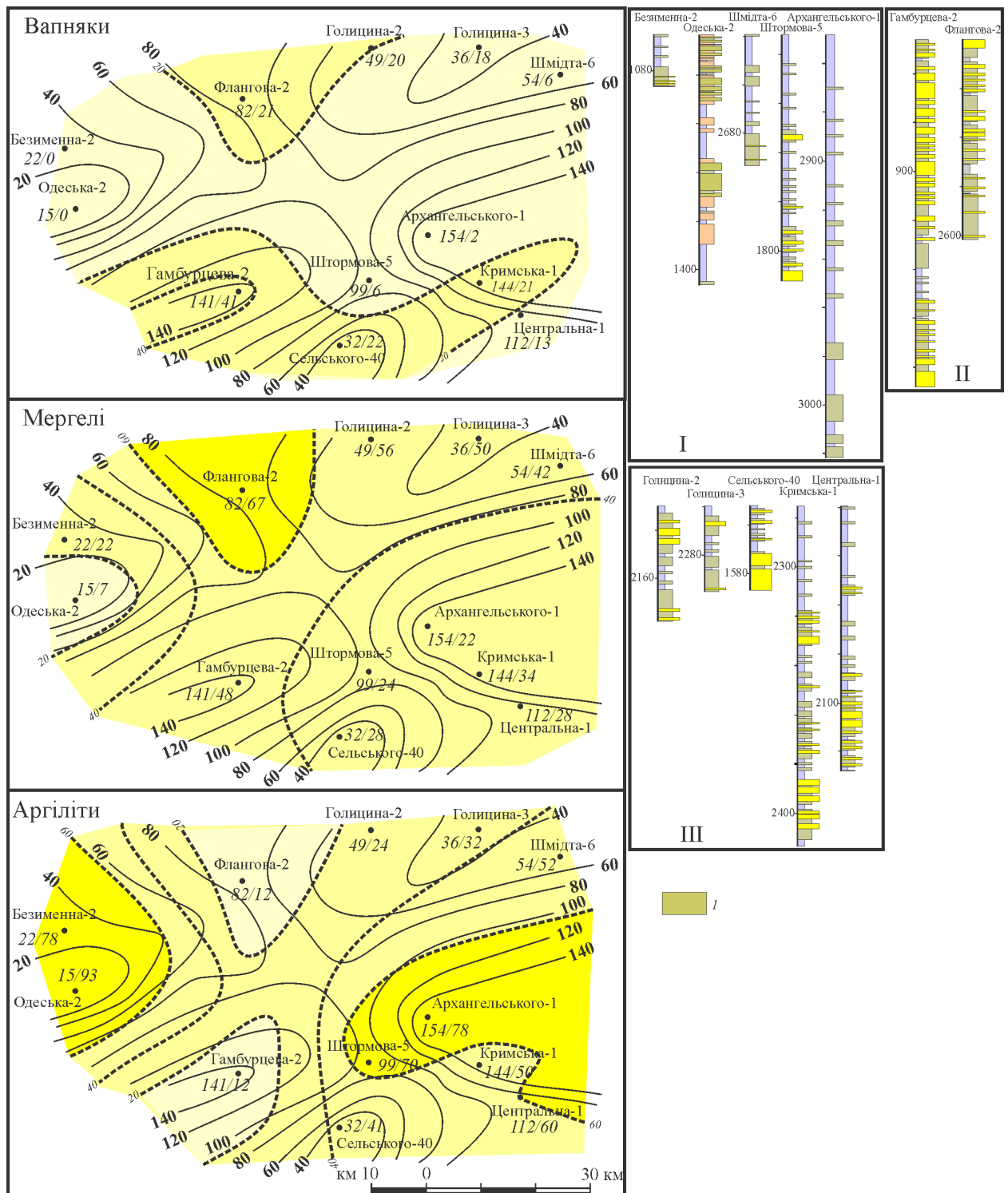


Рисунок 1.28 – Літофаціальна зональність та літологічні розрізи танетських відкладів [19].

1 – пісковики, 2 – алевроліти. Решта умовних позначень див. рис. 1.26

В межах решти території досліджень розвинені вапняково-аргіліто-мергельний (св. Голіцина-2 та 3) та вапняково-мергельно-аргілітовий (св. Сельського-40, Кримська-1, Центральна-1) типи (III) розрізу. Такий характер поширення вказує на певну різницю обстановок седиментації на північному та південному бортах прогину, що підкреслюється і зворотними тенденціями розвитку вапняків у розрізі. У першому випадку їх роль знизу догори зростає, а в другому – зменшується.

Літологічна неоднорідність палеоценової товщі знаходить виразне відображення у її літмологічній будові (рис. 1.29), що проявляється як в цілому у розрізі палеоцену, так і його окремих ярусів.

У відкладах *данського ярусу* потужні (до 70–80 м) тіла вапнякових літмітів розвинені у районах св. Одеська-2 Штормова-5, Флангова-2, Голіцина-3, Шмідта-6 та Архангельського-1 розрізу фіксуються вапнякові літміти (товщиною близько 50 м). Розріз св. Голіцина-2 відрізняється перешаруванням різноманітних літмітів та розвитком у середній та нижній частині відкладів данського віку глинистих утворень товщиною до 60 м.

Зеландський ярус в цілому характеризується підвищеним значенням у розрізі вапняків. При цьому істотно вапнякові літміти локалізовані у ділянках св. Гамбурцева-2, Штормова-5, Голіцина-3 та Архангельського-1. В напрямку св. Одеська-2, Голіцина-2 вони заміщуються мергельними нашаруваннями, а в бік св. Кримська-1 та Центральна-1 – змішаними утвореннями. Відклади *танетського ярусу* істотно відрізняються від нижчезалягаючих. Насамперед це пов'язане з розвитком теригенних утворень на заході (св. Одеська-2) та глинистих на сході (св. Штормова-5, Шмідта-6 та Центральна-1) та в центрі (св. Архангельського-1).

Більш карбонатними є відклади св. Гамбурцева-2, де у верхній частині розрізу фіксуються вапнякові літміти (товщиною близько 50 м).

В цілому, виходячи з характеру літмологічної будови палеоцену, можна стверджувати, що розглянуті профілі перетинають декілька фаціальних зон карбонатного шельфу.

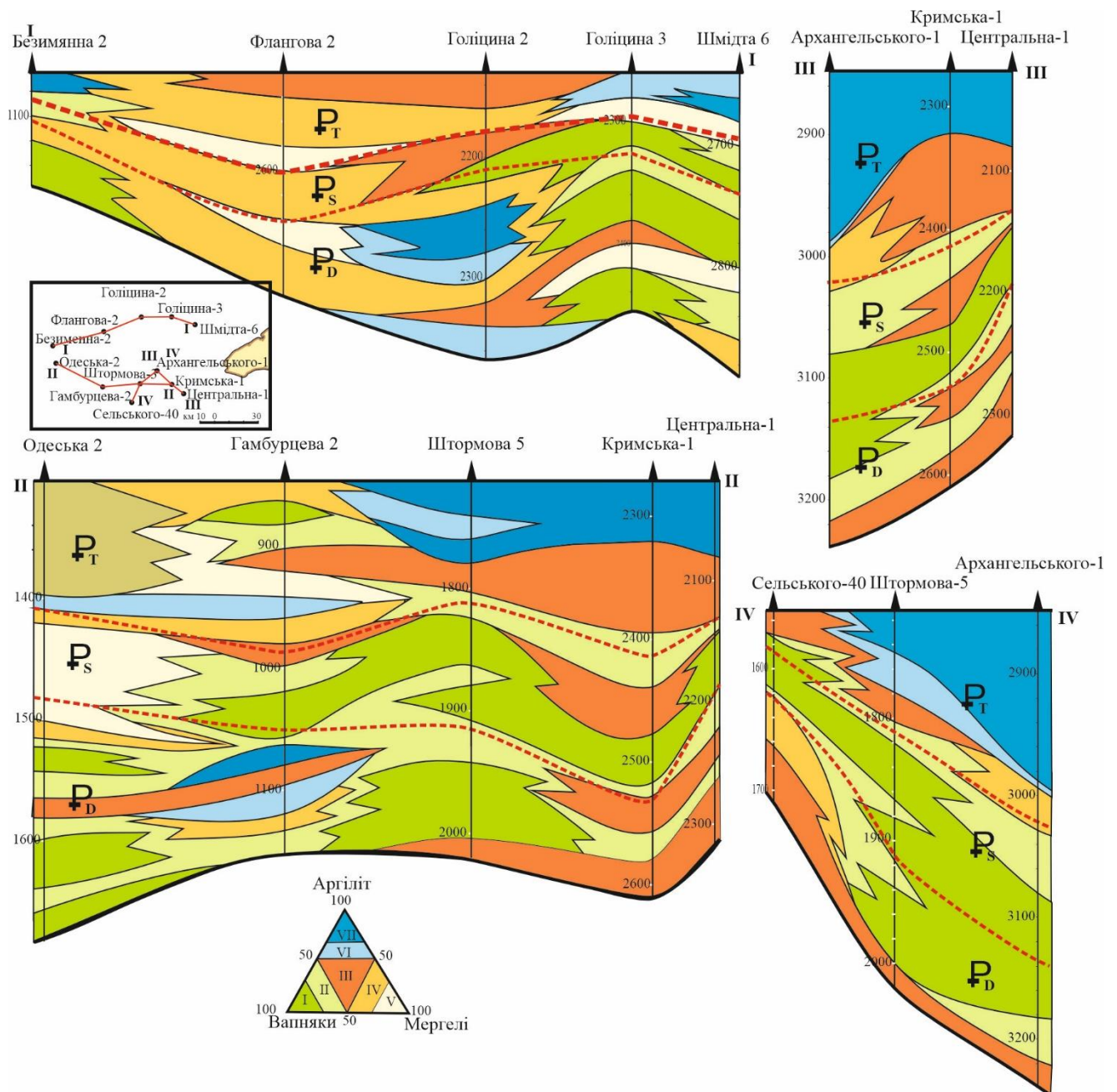


Рисунок 1.29 – Літмологічна будова палеоценових відкладів та класифікаційна трикутна діаграма

Структурно-речовинні особливості порід

Керновим матеріалом відклади палеоцену охарактеризовані дуже фрагментарно, що не дає змогу встановити достатньо цілісну картину розвитку різних петрографічних відмін. При цьому повніше досліджені відклади зеландського ярусу.

Данський ярус.

Мергелі. Структура порід пелітоморфна та органогенно-детритова (рис. 1.30). Основна маса складена пелітоморфною глинисто-карбонатною речовиною, яка містить органогенний детрит (0,02–0,2 мм) та релікти мікрофауни (глобігерини, спікули), вміст якої варіює від 25 % (св. Голіцина-3, інт. 2317–2324 м) до 60 % (св. Голіцина-1, інт. 2305–2315 м).

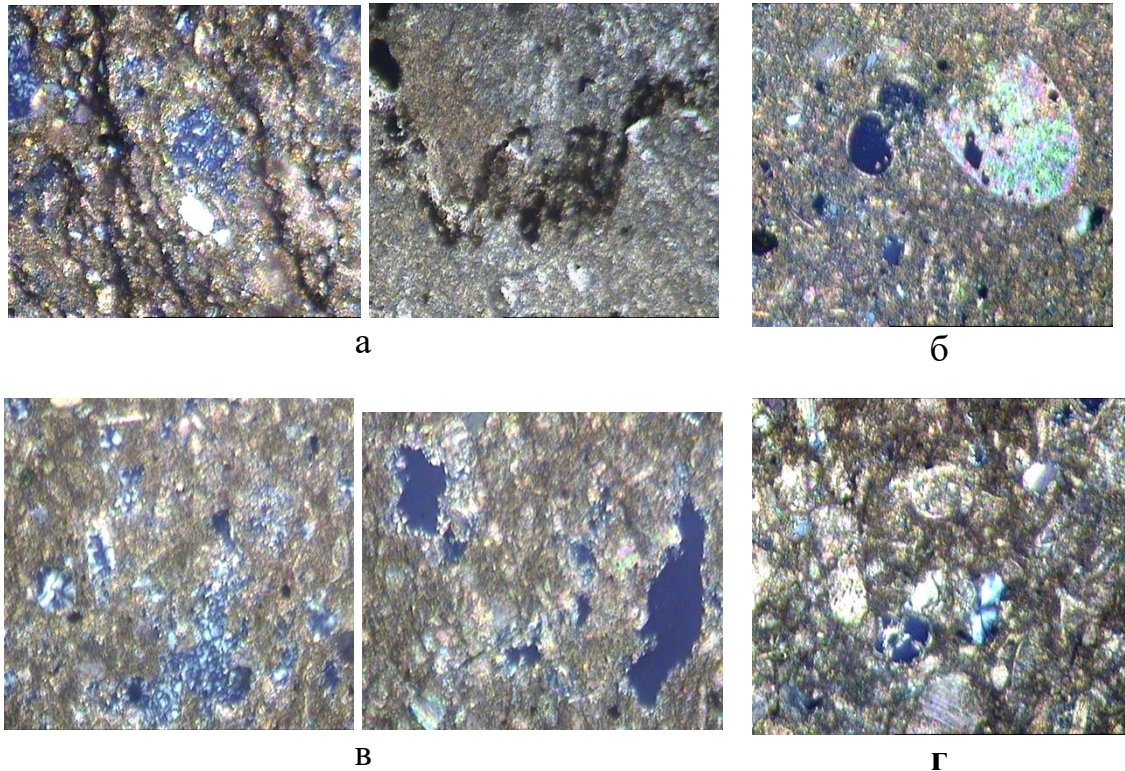


Рисунок 1.30 – Структурно-речовинні особливості відкладів данського ярусу.
 а – Мергель з прожилками чорних бітумів та виділеннями кремнезему. Св. Голіцина-3, інт. 2317–2324 м. зб. 80. нік. X; б – Мергель з вилугуваною форамініферою та фрагментом криноїдеї. Св. Шмідта-12, інт. 2722–2734 м. Зб. 40. Ніколі X; в – Мергель зі спікулами кременевих губок, плямуватим скременінням та кавернами. Св. Голіцина-4, інт. 2161–2163 м. Зб. 40. Ніколі X; г – Вапняк органогенно-детритовий. Св. Шмідта-5, інт. 2851–2854 м. Збільшення 60. Ніколі X.

Спостерігається незначна (до 5–7 %) домішка теригенного матеріалу (зерна кварцу, польових шпатів та стяжіння глауконіту розміром до 0,2 мм). У породах наявні численні прожилки (іноді стилітоподібні) чорних бітумів та дрібні виділення кремнезему (рис.

1.30 а).

Поряд зі скременинням спостерігається розвиток каверн розміром 0,05–0,4 мм (рис. 1.30 в). У св. Шмідта-12 наявні черепашки форамініфер з вилугуваними камерами та крупні фрагменти криноїдей (рис. 1.30 б)

Вапняки органогенно-детритові. Структура органогенно-детритова. Текстура паралельно-орієнтована (св. Голіцина-3, інт. 2324–2332) або масивна (рис. 1.30 г). Породи на 75–80 % складені уламками та цілими черепашками форамініфер (трикамерні глобігерини), рідше спікулами губок. Основна маса – мікрозернистий кальцит. У св. Голіцина-3 порода січеться різноорієнтованими мікротріщинами, які виповнені кальцитом.

Відклади *зеландського* ярусу охарактеризовані дещо більш представницьким матеріалом.

Вапняки органогенно-детритові. Структура пелітоморфна органогенно-детритова. Текстура масивна. Основна маса порід складена дрібними кальцитовими зернами розміром менше 0,01 мм та глинистим матеріалом. Іноді спостерігається перекристалізація (рис. 1.31 а), розсіяні доломітизація (рис. 1.31 г), сульфатизація (рис. 1.31 д, є) та скремениння (рис. 1.31 б) (іноді з формуванням стяжінь). Вміст органогенних решток становить від 20–30 % (св. Шмідта-10, 12) до 75–85 % (св. Голіцина-1, Шмідта-5). Їх розміри варіюють в широких межах (від 0,01 до 0,7 мм). Вони представлені переважно форамініферами (глобігерини, гетерогеліциди) та спікулами губок (рис. 1.31 е). В окремих випадках спостерігаються сфери, болівіни, аномаліни, водорості, а також фрагменти криноїдей, брахіопод, іноцерамів, іжаків.

Місцями по органогенних рештках розвинені кремнезем та фосфатні мінерали, ангідрит, часом спостерігається перекристалізація та вилугування по камерах форамініфер.

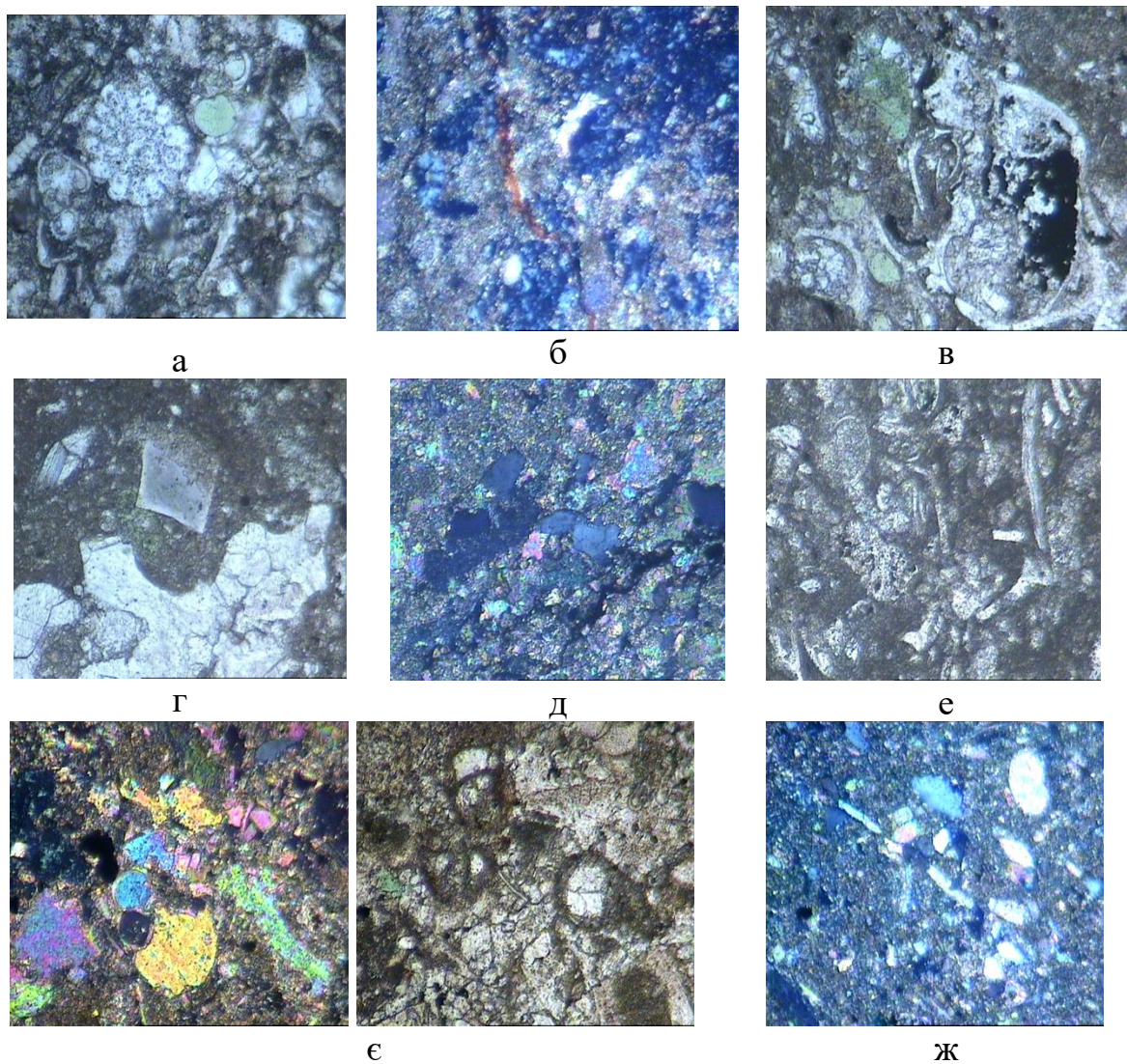


Рисунок 1.31 – Структурно-речовинні особливості відкладів зеландського ярусу.

а – Вапняк органогенно-детритовий з розсіяною перекристалізацією. Св. Голіцина-8, інт. 2428–2433 м. Зб. 60. Ніколі ІІ; б – Вапняк органогенно-детритовий з ділянками скременіння та прожилком світло-бурих бітумів. Св. Голіцина-8, інт. 2455–2459 м. Зб. 50. Ніколі Х; в – Вапняк органогенно-детритовий з піритизацією по форамініфері. Св. Голіцина-25, інт. 2358–2365 м. Зб. 40. Ніколі ІІ; г – Вапняк органогенно-детритовий з плямистою перекристалізацією та розсіяною доломітизацією. Св. Голіцина-25, інт. 2358–2365 м. Зб. 50. Ніколі ІІ; д – Вапняк дрібнодетритовий перекристалізований, слабоангідритизований з прожилком чорних бітумів. Св. Голіцина-2, інт. 2215–2218 м. Зб. 60. Ніколі Х; е – Вапняк органогенно-детритовий. Св. Шмідта-12, інт. 2722–2734 м. Зб. 60. Ніколі ІІ; є – Вапняк криноїдний ангідритизований та перекристалізований. Св. Голіцина-3, інт. 2295–2307 м. Зб. 60. Ніколі Х, ІІ; ж – Мергель. Св. Голіцина-2, інт. 2185–2191 м. Зб. 60. Ніколі Х.

У св. Голіцина-1 (інт. 2258–2285 м) відмічені алевроитові рідше пісамітові уламки пелітоморфного вапняка. Вміст теригенного матеріалу алевроитової розмірності зазвичай не перевищує 2–5 % (іноді до 10–12 %), який представлений кутастими зернами кварцу та глауконітом, іноді польовими

шпатами. В породах часто розсіяні виділення піриту у вигляді дрібних глобул (0,01–0,02 мм), або більш крупних скупчень (до 0,08–0,09 мм). При цьому пірит розвивається як в основній масі, так і всередині органогенних решток (рис. 1.31 в).

У багатьох взірцях розвинені прожилки (часто субпаралельні їх серії), виповнені темно-бурими часом світло-бурими іноді червонуватими бітумами (рис. 1.31 б).

Мергелі. Структура порід пелітоморфна. Текстура масивна іноді лінзоподібна (св. Шмідта-25, інт. 2715–2734 м). Основна маса складена глинисто-карбонатною пелітоморфною речовиною (рис. 1.31 ж). Вміст органогенних решток зазвичай не перевищує 30 %, але часом досягає 60–65 % (св. Голіцина-3, інт. 2295–2307 м). Вони переважно складені глобігеринами та спікулами губок. У взірцях з підвищеним вмістом біоти спостерігаються також аномаліни, болівіни, сфери, уламки призматичного шару іноцерамів, голки їжаків. Органогенні форми іноді скременілі та фосфатизовані. Вміст теригенної домішки (алевритові зерна кварцу, польових шпатів) звичайно не перевищує 5–7 %. Іноді породи збагачені (до 10 %) глауконітом (св. Голіцина-3, інт. 2295–2307 м). В останньому випадку спостерігається і значна кількість (до 7 %) піриту, який розвинений у формі стяжінь, лінзоподібних скупчень та псевдоморфоз по фауні.

У св. Флангова-2 (інт. 2579–2581 м) мергель відрізняється плямистою мікротекстурою за рахунок нерівномірного розподілу глинистої речовини, а також підвищеним вмістом теригенного алевритового матеріалу (до 25–30 %), який складений кутастими зернами кварцу, плагіоклазів та глауконітом. В породі часто зустрічаються лінзочки бітумів з піритом та уривки вуглефікованої рослинності.

У св. Голіцина-3 (інт. 2312–2317 м) описано *кременисто-карбонатну* породу. Основна маса представлена мікро-дрібнозернистим кальцитом, у якому нерівномірно (лінзи, плями) розподілений кременистий матеріал (до 40 %), представлений мікрозернистими мозаїчними агрегатами кварцу.

Зустрічаються релікти спікул, радіолярій, складені кремнеземом, окремі зерна глауконіту та тонкорозсіяний пірит. Субпаралельні розгалужені прожилки виповнені бурими бітумами.

Argilit описано лише у св. Шмідта-5 (інт. 2859–2864 м). Основна тонкопелітова маса містить домішку мікрозернистого кальциту, дрібні виділення кремнезему, рештки коколітофорид, тонкорозсіяний пірит, мікроскупчення темно-бурих бітумів. Вміст теригенної алевроитової домішки (кварц, глауконіт) не перевищує 5 %.

1.3.3 Літологічна будова та фаціальні особливості керлеутських відкладів Причорноморського мегапрогину

У складі майкопського осадового комплексу Причорноморського мегапрогину відклади середнього майкопу є найбільш цікавими в економічному аспекті. Їхня перспективність доведена відкриттям понад десяти родовищ нафти та газу [17] як в межах північно-західного шельфу Чорного моря (Голицинське, Південно-Голицинське, Шмідта, Архангельське, Кримське), так і на теренах Рівнинного Криму та Керченського півострова (Стрілкове, Південно-Сиваське, Владиславівське, Куйбишівське, Мошкарівське, Балочне). Поклади приурочені до верхньої частини верхньокерлеутського підгоризонту і пов'язані з піщано-алевролітовими пачками потужністю 3–20 м. З'ясування просторово-вікових особливостей їх поширення в межах регіону сприятиме більш обґрунтованому визначенню напрямків пошуково-розвідувальних робіт. Власне ця проблема і розглядається у роботі [13].

Середньомайкопські відклади в складі нижньо- та верхньокерлеутського підгоризонтів керлеутського регіоярису зазвичай згідно залягають на нижньомайкопських, а перекриваються без видимої перерви верхньомайкопськими. Від нижчезалягаючих керлеутські відклади відрізняються меншою карбонатністю. Для них характерне зростання

вмісту біогенних решток від нижнього до верхнього підгоризонту. У першому випадку спостерігаються тільки фрагменти риб, радіоларії, спікули губок, а в другому – крім того фіксуються численні черепашки форамініфер [22, 41]

Повнота розрізу середньомайкопських відкладів характеризується значними просторовими варіаціями [41]. Максимальні потужності (понад 2000м) спостерігаються на теренах Керченського півострова та в південно-східних районах Рівнинного Криму (1800 і більше метрів). (рис. 1.32). Натомість на півночі Рівнинного Криму у Присивашші та Північному Причорномор'ї розкриті скорочені розрізи, товщина яких коливається від 200–300 м до 400–500 м. В межах акваторії північно-західного шельфу Чорного моря вона не перевищує 650 м.

Нагромадження відкладів середнього майкопу відбувалося у басейні, який був розташований в межах Кримсько-Кавказського сегменту Паратетису. Останній, згідно палеогеографічних реконструкцій [18, 22] в олігоцені час охоплював західну частину обширної Скіфської епіпелагіалі, що межувала з Фено-Сарматським (Донецьким, північ) та Молдовським (захід) суходолами, а на півдні була облямована Добрудзько-Кримсько-Кавказькою зоною підняття (див. рис. 1.32).

В тектонічному відношенні Причорноморський мегапрогин складається з декількох кулісоподібно зчленованих від'ємних структурних елементів більш високого порядку [41]: Каркінітсько-Північнокримський, Індоло-Кубанський та Південнокерченський прогини (див. рис. 1.32). Останні різняться між собою за товщинами утворень середнього майкопу, що дало підстави нам виокремити два осадово-породні басейни: Причорноморсько-Кримський, що охоплює Каркінітсько-Північнокримський прогин та Українську монокліналь і Азово-Чорноморський, що охоплює Індоло-Кубанський та Південнокерченський прогини з прилеглими підняттями.

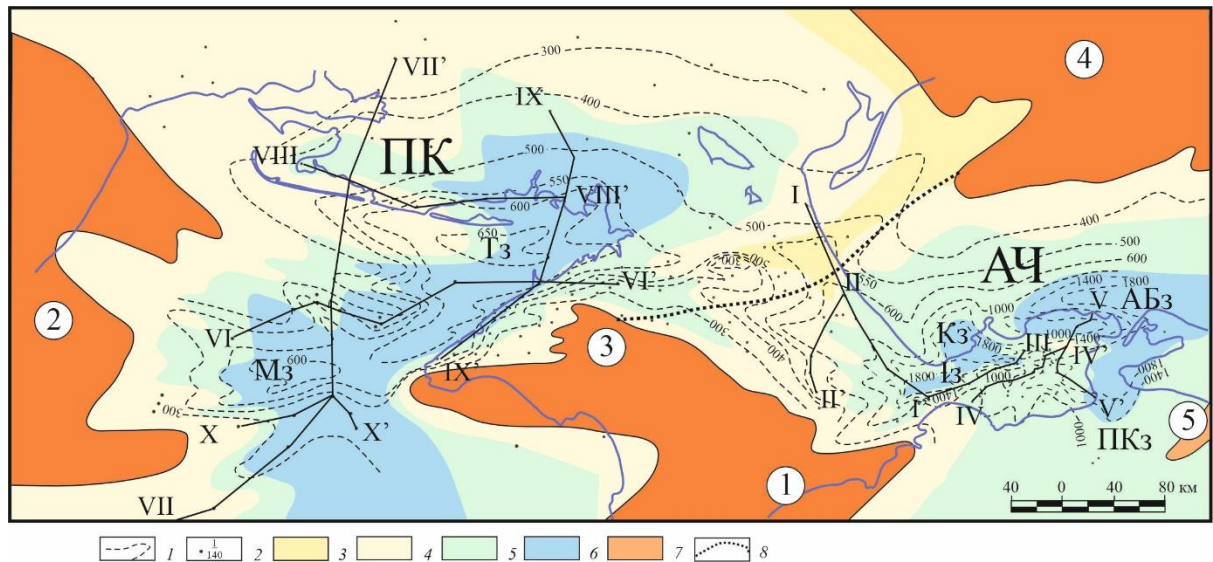


Рисунок 1.32 – Літолого-фаціальна схема середньомайкопських відкладів Причорноморського мегапрогину та положення літологічних профілів [13]

1 – ізопакіти, 2 – свердловина та сумарна товщина прошарків пісковиків та алевролітів. Літологічні комплекси: 3 – піщано-алевролітовий (кластогенів понад 60 %); 4 – алевролітовий (кластогенів 50–60 %); 5 – аргіліто-алевролітовий (кластогенів 40–50 %), 6 – аргілітовий (кластогенів менше 40 %). 7 – відсутність відкладів. 8 – границя осадово-породних басейнів. Осадово-породні басейни: ПК – Причорноморсько-Кримський; АЧ – Азово-Чорноморський. Западини: МЗ – Михайлівська, ТЗ – Таврійська, ІЗ – Індольська, КЗ – Казантипська, АБЗ – Азово-Багерівська, ПкЗ – Південнокерченська. Підняття (в колі): 1 – Гірськокримське, 2 – Молдовське, 3 – Центральнокримське, 4 – Донецьке 5 – Кавказьке. Профілі: I–I'; II–II'; III–III'; IV–IV'; V–V'; VI–VI'; VII–VII'; VIII–VIII'; IX–IX'; X–X'

Особливості поширення та літофації середньомайкопських відкладів. За характером просторового розподілу товщин середньомайкопських відкладів в Азово-Чорноморському осадово-породному басейні виокремлюється низка депресій (Азово-Багерівсько-Південнокерченська, Індольська, Казантипська) та підняття (Краснокутсько-Багерівське, Мошкарівсько-Фонтанівсько-Горностаївське). Значний за площею розвитку Азово-Багерівсько-Південнокерченський депоцентр керлеутського седиментаційного басейну, з ізопакітами понад 2000 м, охоплює центральні ділянки Індоло-Кубанського та Південнокерченського прогину (див. рис. 1.32) і представляє собою субширотну морфоструктуру

«лапатої» форми з пологим північним та більш крутим південним бортами. Із заходу, сходу та півночі він обмежений підняттями: Гірськокримським, Кавказьким (Анапським), Багерівським та Центральнорічковим, а на півдні – зчленовується з трогом Сорокіна. У центральних районах басейну між Краснокутським та Фонтанівсько-Горностаївським підняттями локалізований значно менший за площею, але подібний за товщинами середньомайкопськими відкладами (понад 1800 м) Казантипський депоцентр, який на заході сполучається з Індольським. Обидві структури характеризуються субширотним простяганням, пологими північними та більш крутими південними бортами. Локалізовані в межах басейну підняття (Краснокутське, Багерівське та Мошкарівсько-Фонтанівсько-Горностаївське) обмежені ізопахітами 900–1000 м. У морфологічному відношенні це субшиотно видовжені асиметричні структури з крутими північними та пологими південними схилами. Вони розмежовані вузькими сідловинами, що оконтурені ізопахітою 900 м.

В *Причорноморсько-Кримському осадово-породному басейні* локалізовано два практично ізометричні субширотного простягання депоцентри – Михайлівський (південний) та Таврійський (північний) з товщинами понад 650 м, що субмеридіональною депресійною зоною з'єднані між собою (див. рис. 1.32). У Західному та Північному Причорномор'ї, Рівнинному Криму, на Крайовому уступі розріз керлеуту скорочений (25–300 м).

Літологічний склад середньомайкопської товщі в обох структурно-фаціальних зонах одноманітний і характеризується домінуванням глинистих літотипів (50–75 % розрізу), що різняться за вмістом алевро-псамітової складової. Пласти кластичних різновидів (пісковики 0–10 %, алевроліти 31–59 %), завтовшки 0,05–30 м, характеризуються нерівномірним просторово-віковим поширенням, і концентруються переважно в верхній частині верхньокерлеутського підгоризонту. У депресійних зонах спостерігається підвищений вміст глинистих відмін (понад 70%). Збільшені товщини пластів

пісковиків (до 10–30 м) простежуються в розрізах, локалізованих у північних та східних районах Рівнинного Криму і Північного Причорномор'я. Їхня роль зростає при наближенні до ймовірних джерел зносу уламкового матеріалу або в межах певних структурно-морфологічних форм басейну (схили та склепінні зони піднять).

Усереднений склад середньомайкопської товщі Причорноморсько-Кримського осадово-породного басейну такий: вміст пісковиків у розрізі коливається від 0 до 26 % (середнє 4 %), алевролітів – від 27 до 59 % (43 %), аргіліти – від 28 до 75 % (53 %), а Азово-Чорноморського – пісковиків від 0 до 11 % (середнє 3 %), алевролітів – від 25 до 59 % (42 %), аргілітів – від 36 до 72 % (55 %). Дані значення підтверджують висновок про літологічну однорідність обох осадових басейнів.

За сумарним вмістом кластогенних порід середньомайкопської товщі виокремлюються чотири літологічні комплекси: *піщано-алевролітовий*; *алевролітовий*; *аргіліто-алевролітовий* та *аргілітовий* (див. рис. 1.32), які у такій послідовності зміщують один одного в напрямку від денудаційних областей до депресійних зон.

Піщано-алевролітовий комплекс – піщано-алевролітових відмін понад 60 % розрізу, локалізований в північно-східних районах регіону і формує вузьке тіло (завтовшки до 500 м) з язикоподібними відгалуженнями, що облямовує Донецький суходіл. Південніше дані утворення поступово заміщуються *алевролітовим комплексом* (50–60 %), що локалізований в західній частині регіону і формує поле субмеридіонального простягання завтовшки від декількох метрів до 500 м. Останній, в свою чергу, заміщується відкладами *аргіліто-алевролітового* (40–50 %), а депресійні зони охоплює *аргілітовий комплекс з прошарками алевролітів* (30 до 40 %), товщина якого досягає 2000 м.

Мінералого-петрографічна характеристика. Фактичним (керновим) матеріалом найбільш повно охарактеризовані відклади середнього майкопу східних районів Рівнинного Криму (Стрілкова, Індольська, Джанкойська та ін.

площі) та західних – Керченського півострова (Південносиваська, Андріївська, Красноармійська, Владиславівська площі), дещо слабше північно-західного шельфу Чорного моря (площі Голіцина, Шмідта, Архангельського та інш.). Натомість в межах центральної частини Керченського півострова дані утворення вивчені фрагментарно, що зумовлено точковим (незначним) відбором кернавого матеріалу.

Аргіліти (глини) світло- та темно-сірі з зеленкуватим відтінком, невапнисті, нерівномірно піскувато-алевритисті, щільні, неясно- та лінзоподібношаруватої текстури (рис. 1.33, 1.34).

Основна маса порід хлорит-гідрослюдиного складу з слабо вираженою орієнтованою текстурою, з лінзами, скупченнями, гніздами та міліметровими прошарками алевриту, локально з коричнево-бурими конкреціями сидериту (1–2 см). Відмічається рівномірно розсіяний вуглефікований рослинний детрит, фрагменти мікрофауни (форамініфери) поганої збереженості.

Уламковий матеріал (5–30 %) алевритової розмірності розподілений вкрай нерівномірно, представлений обкатаними зернами кварцу, рідше табличками польових шпатів (плагіоклаз, мікроклін), лусками мусковіту та хлориту, уламками кременистих і ефузивних порід. Спостерігається доволі багато (до 10 %) світло зелених стяжінь аутигенного глауконіту лапатої форми, розміром 0,12–0,5 мм та зерен піриту, які нерівномірно розсіяні у породах. Пірит в асоціації з окисленими бітумами часто заліковує пори та мікротріщинки. Зрідка спостерігаються порожнини, виповнені жовтими фосфатами, та поодинокі дрібні зерна сидериту, вміст якого прошарками зростає до 10–15 %. Акцесорні мінерали представлені зернами епідоту, цоїзиту, циркону, турмаліну, рутилу, гранату та лейкоксену. Алевроліти та пісковики – в своїй більшості це переважно прошарки завтовшки 0,3–1,0 м серед глинистих нашарувань.

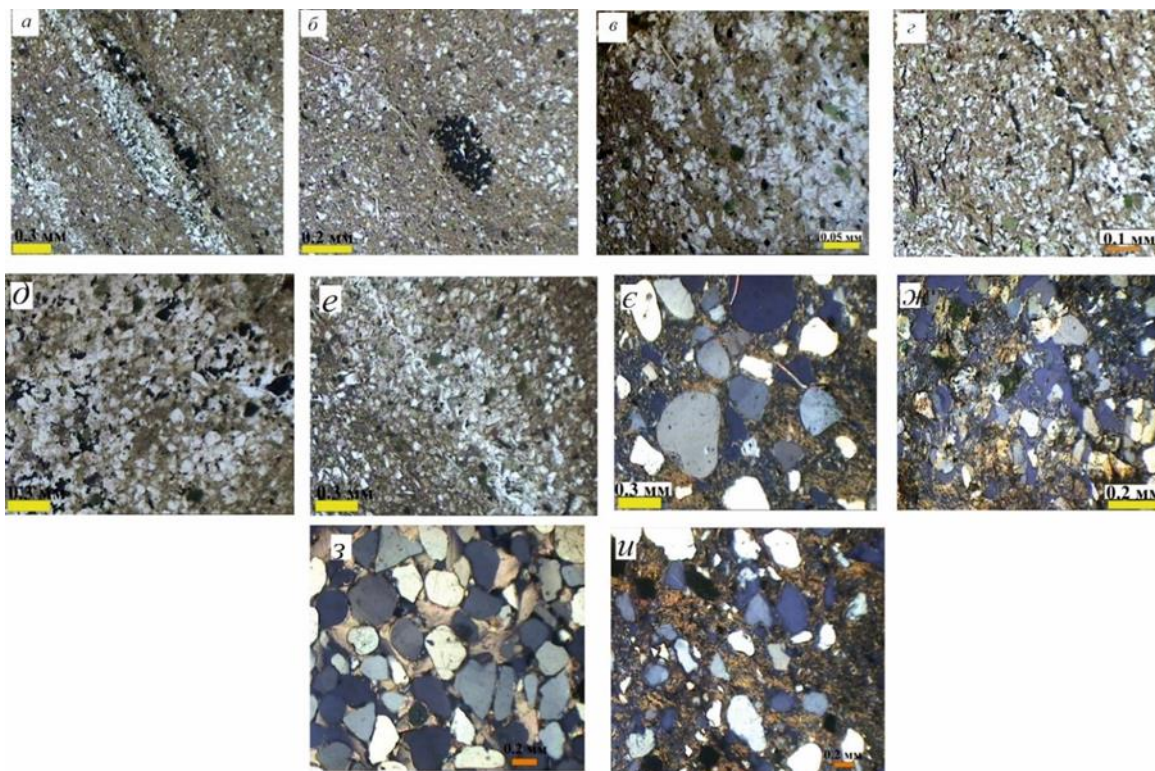


Рисунок 1.33 – Структурно-речовинні особливості середньомайкопських порід
Причорноморсько-Кримського осадово-порідного басейну [14]

а, б – Аргіліт: лінза алевроиту з прожилком піриту (а); стягнення піриту (б) (св. Голицина-1, інт. 620–625 м, ніколі II); в – аргіліт із гніздоподібними (лінзоподібними) скупченнями алевроитового матеріалу (до 12 %) (св. Голицина-1, інт. 585–590 м, ніколі X); г – аргіліт алевроитистий з фрагментами вуглефікованого рослинного детриту (св. Голицина-25, інт. 704–714 м, ніколі II); д, е – алевроліт (із включеннями глауконіту та бітумів) (св. Голицина-1, інт. 590–594 м, ніколі X); є, ж – пісковик алевроитистий з тонкими мікротріщинами та навколозерновими каналами (св. Голицина-2, інт. 485–494 м, ніколі X); з – пісковик із пойкилітовим кальцитовим цементом (св. Таврійська-9, інт. 750–751 м, ніколі X); и – аргіліт алевроито-псамітовий (св. Шмідта-25, інт. 654–661 м, ніколі X)

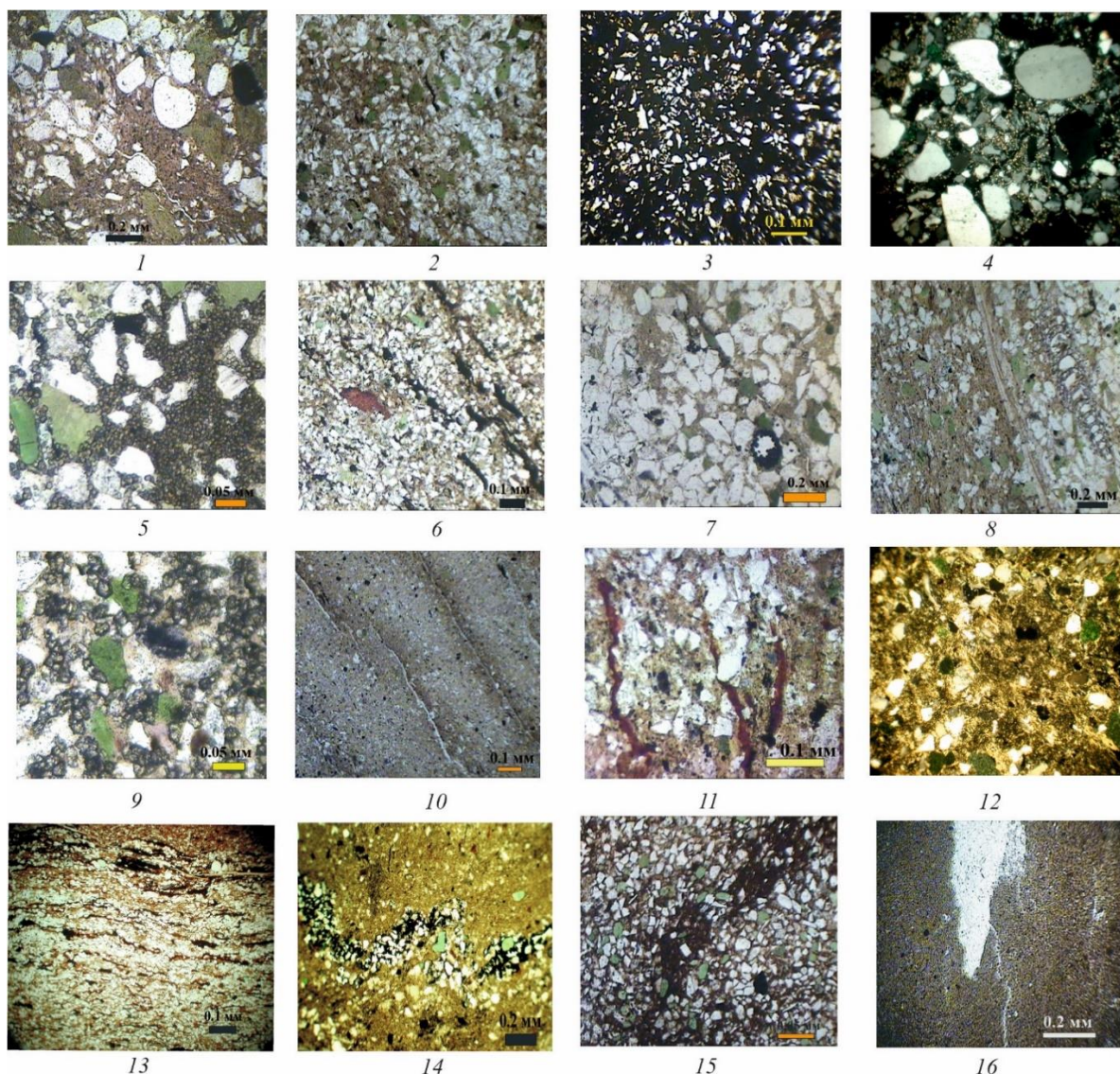


Рисунок 1.34 – Структурно-речовинні особливості середньомайкопських порід
Азово-Чорноморського осадово-порідного басейну [13]

1 – Алевроліт піскуватий глинистий з нерівномірним розподілом теригенного матеріалу. Чорні виділення – бітуми з піритом (св. Андріївська-2, інт. 2063–2069 м, ніколі X); 2 – Алевроліт глауконіт-кварцовий з гідрослюдястим цементом (св. Джанкойська-21, інт. 873–877 м, ніколі X); 3 – Алевроліт бітумінозний (чорне) (св. Півн. Владиславівська-1, інт. 1450–1460 м, ніколі X); 4 – Алевроліт піскуватий з глинисто-сидеритовим цементом, включенням крупних (до 0,4 мм) обкатаних зерен кварцу (св. Стрілкова-20, інт. 657–665 м, Ніколі X); 5 – Алевроліт піскуватий глауконіт-кварцовий з порово-базальним сидеритовим цементом (св. Стрілкова-17, інт. 888–895 м, ніколі X); 6 – Алевроліт з глинистим цементом (до 38 %), видовженими виділеннями чорних та червонуватих бітумів (св. Стрілкова-17, інт. 544–550 м, ніколі X); 7 – Пісковик алевритистий з відкритими порами, які по контуру вкриті піритом (св. Стрілкова-17, інт. 1014–1018 м, ніколі X); 8 – Алевроліт глинистий з біогенними залишками. В середині однієї з форм (Б) світлі бітуми (св. Стрілкова-17, інт. 1085–1091 м, ніколі X); 9 – Алевроліт глауконіт-кварцовий з сидеритовим дрібнокристалічним цементом з виділеннями бурих бітумів (св. Джанкойська-21, інт. 884–887 м, ніколі X); 10 – Аргіліт з оптично орієнтованою мікструктурою з серією субпаралельних мікротріщин, інтенсивною бітумізацією (св. Джанкойська-21, інт. 862–866 м, ніколі X); 11 – Шарувата аргіліт-алевролітова порода з виділеннями червоно-бурих бітумів та мікротріщиною по нашаруванню (св. Андріївська-2, інт. 2300–2306 м, ніколі X); 12 – Аргіліт алевритовий з базальним гідрослюдястим цементом (св. Стрілкова-7, інт. 475–480 м, ніколі X). 13 – Аргіліт алевритистий з тонкошаруватою мікротекстурою. Темно-бурі до чорних бітуми з піритом (св. Слюсарівська-1, інт. 2400–2410 м, Ніколі II); 14 – Аргіліт. Стилолітоподібний прошарок алевриту (з піритом) товщиною близько 0,2 мм. (св. Слюсарівська-2, інт. 2925–2935 м. Ніколі II); 15 – Лінзовидні скупчення глинистого матеріалу в алевроліті (св. Фонтанівська-4 гл. 2318 м. Ніколі II); 16 – Тріщинно-кавернозна зонка в аргіліті. (св. Фонтанівська-11, інт. 2650–2657 м, Ніколі II)

Породи сірого, світло-сірого кольору з зеленкуватим відтінком, щільні з лінзоподібношаруватою, або шаруватою текстурою зумовленою нерівномірним розподілом глинистого матеріалу, переважно дрібнозернисті, олігоміктові з хлорит-гідрослюдистим цементом.

Кластичний матеріал (70–75 %) порівняно добре відсортований. У породах алевритові зерна кутастої та необкатаної форми, а псамітові – кутасто-обкатані, інколи зі звивистими (бухтоподібними) контурами. Він представлений зернами кварцу, у підпорядкованих кількостях присутні таблички польових шпатів, луски мусковіту, рідко спостерігаються уламки кременистих порід. Зерна кварцу переважно безколірні, домінуючий розмір 0,06–0,16 мм, лише поодинокі – досягають 0,6 мм. Польові шпати представлені плагіоклазами з тонкими двійниками. Ізометричні зерна глауконіту (4–5 %) розподілені в породах рівномірно. Рудні мінерали представлені ільменітом, неправильної форми зернами лейкоксену та піритом, який простежується у вигляді окремих зерен та їхніх скупчень. Цемент (до 25–30 %) гідрослюдистого, іноді карбонатно-гідрослюдистого складу. Тип цементу поровий, ділянками контактний.

Спостерігаються відкриті пори та мікротріщинки (до 2 мм), стінки яких вкриті піритом та бітумами.

Сидерит відмічається локальними прошарками (завтовшки до 10 см) переважно в підшовній та покрівельній частинах середньомайкопського розрізу. В основній сидеритовій масі міститься до 10 % кутастих та обкатаних зерен кварцу, які розподілені вельми нерівномірно, спостерігаються поодинокі фрагменти мікрофауни поганої збереженості. Мікропори та мікротріщинки, заліковані кременистим матеріалом.

Літмологічна будова. Літмологічні перетини демонструють принципові особливості структури відкладів середнього майкопу Причорноморського мегапрогину. Назагал, її формують літміти алевролітового (23 %), змішаного (22 %) та глинистого (55 %) полів. І хоча літмологічний склад керлеутського розрізу регіону відносно одноманітний

спостерігаються певні відмінності між Причорноморсько-Кримським та Азово-Чорноморським осадово-породними басейнами.

У межах західних районів Азово-Чорноморської осадово-породного басейну (східні терени Рівнинного Криму) вміст алевролітових (IV–V поля) літмітів варіює від 0 до 65 % (середнє 32 %), а сумарно з утвореннями змішаного (III поле, 9–34 %, середнє 19 %) типу перевищує 52 % (Профілі I–I'; II–II'. рис. 1.35, 1.36).

Доволі чітко у розрізі виділяються чотири кластогенні пачки: – три у верхньо- та одна у нижньокрелеутському: горизонти K₁, K₂, K₃, K₄, [22].

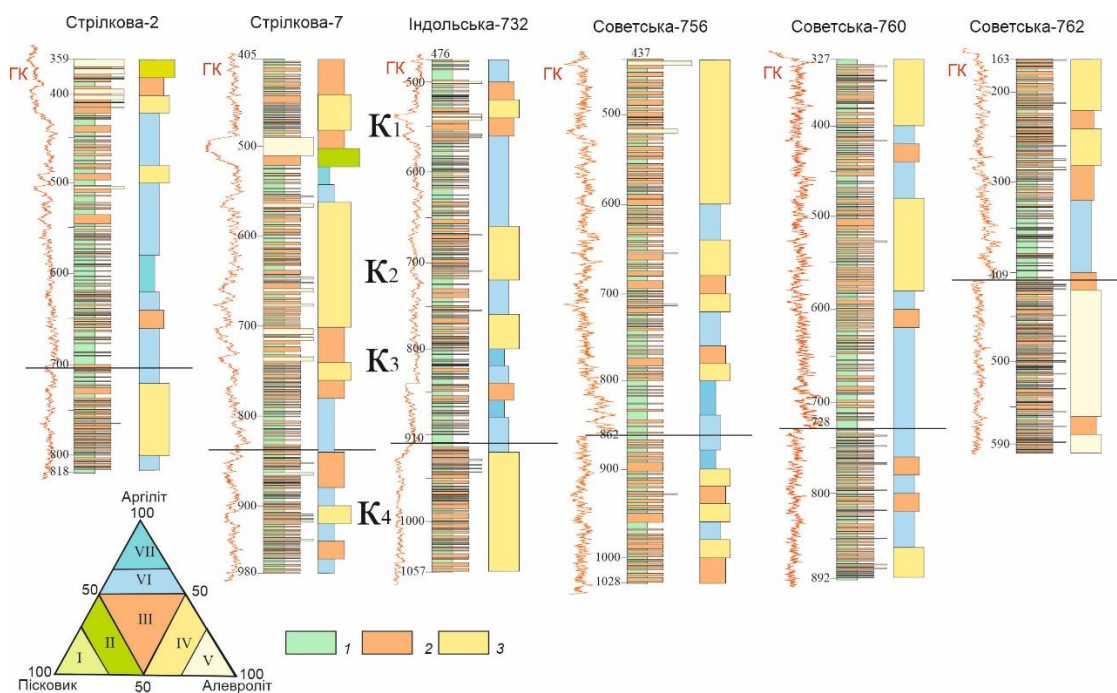


Рисунок 1.35 – Літолого-літмологічна структура розрізів середньомайкопської товщі заходу Азово-Чорноморського осадово-породного басейну (східних районів Рівнинного Криму) та класифікаційна літмологічна трикутна діаграма
1 – аргіліти, 2 – алевроліти, 3 – пісковики. K1-4 – кластогенні пачки [13, 22]

Верхня пачка (K₁) характеризується регіональним поширенням, щоправда її товщина варіює в широких межах від 20 м, в осьовій зоні Центральноазовського підняття до 200 м – на північному, південному та західному бортах Індольської депресії. Пачка складена утвореннями двох полів: змішаного (поле III) та алевролітового (поле IV) типів, з домінуванням останніх на східних схилах Центральнокримського підняття та на північному

і південному бортах Індольської депресії. В центральних районах регіону товщина пачки зменшується за рахунок заміщення кластогенних літмітів (поля III–IV) глинистими відмінами (VI поле). Літологічна структура пачки зазнає відповідних змін: вміст піщаного компонента знижується (з 5–10 % до 2–4 %) натомість алевролітового – зростає (з 47 до 53 %). При цьому товщина прошарків цих літотипів зменшується від 2–15 м на півночі (св. Стрілкова-2, -7) до 0,1–2 м на півдні (св. Советська-760, -762).

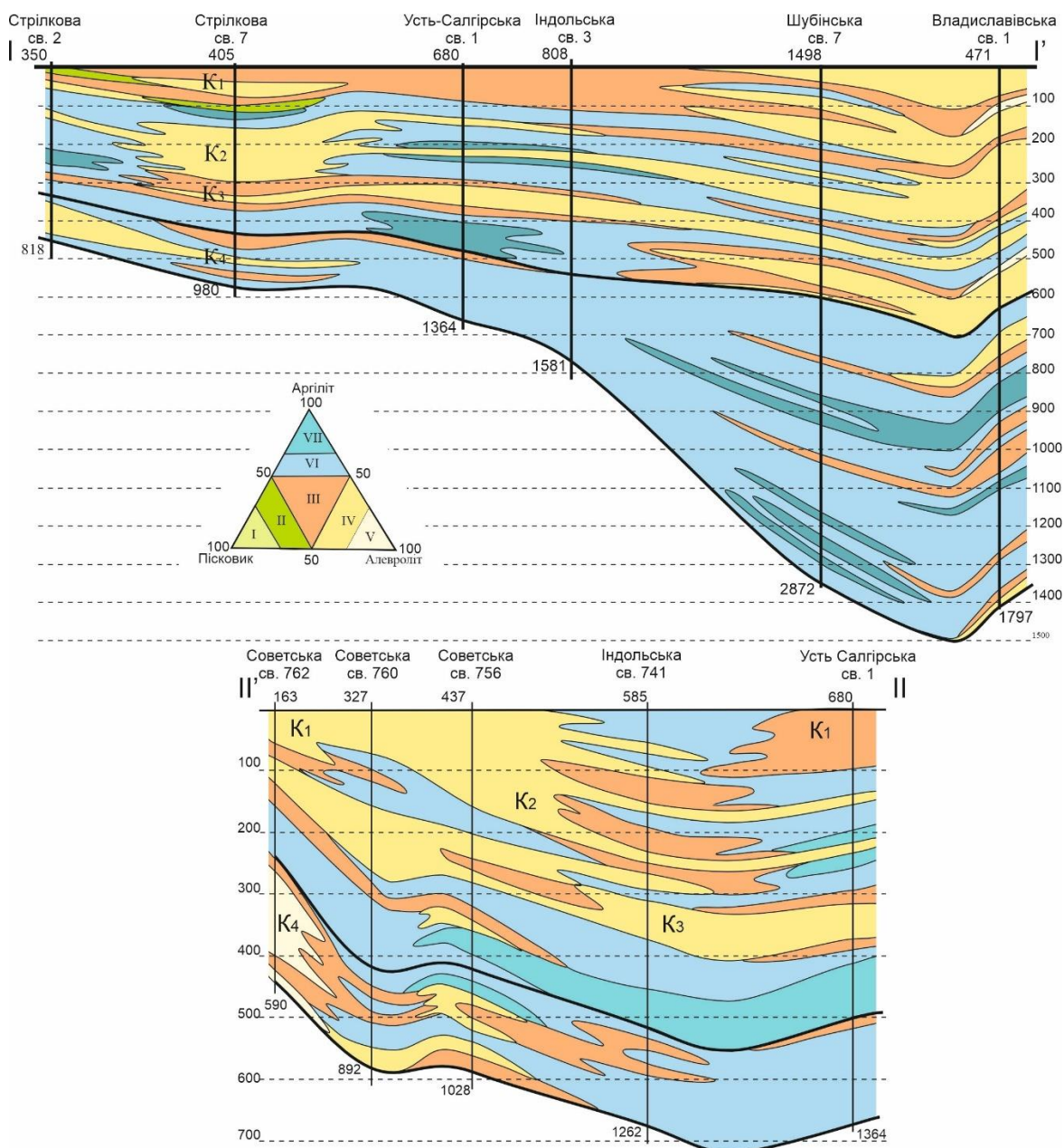


Рисунок 1.36 – Літологічні перетини середньомайкопської товщі Азово-Чорноморського осадово-породного басейну (східні райони Рівнинного Криму) та класифікаційна трикутна діаграма [13]
Просторове положення перетинів див. на рис. 1.32

Кластогенні пачки (K_2 , K_3) характеризуються аналогічними варіаціями товщин: від 20 м в осьовій зоні Центральноазовського підняття до 200 м на бортах Індольської депресії. Складені пачки літмітами змішаного (III поле) та алевролітового (IV поле) типів, які по простяганню часто розщеплені глинистими утвореннями (VI-VII поля, західна перикліналь Центральноазовського підняття, профіль I-I') з формуванням 2–3-х підпачок товщиною 20–50 м. Літологічна структура пачки характеризується чергуванням пластів аргілітів (31–49 %) та алевролітів (50–56 %) з окремими прошарками пісковиків (1–13 %) (св. Стрілкова-7) (див. рис. 1.35, 1.36).

Локально поширена кластогенна підпачка K_{3a} завтовшки 100 м простежується на північному та південному бортах Індольської депресії.

Нижньокерлеутська кластогенна пачка K_4 Рівнинного Криму (товщиною 20–200 м) має локальне просторове поширення, найбільші її товщини простежуються на західному борті Індольської депресії (східний схил Центральнокримського підняття). Складена вона літмітами змішаного та алевролітового типів (поля III та IV відповідно) які в депресійних зонах потоншуються та розщеплюються глинистими (VI–VII поля) утвореннями на окремі підпачки товщиною 20–40 м. У літологічній структурі пачки домінують алевроліти (48–59 %) та аргіліти (38–47 %) з товщиною окремих прошарків 0,5–3 м.

На відміну від східних районів Рівнинного Криму в літмологічній структурі середньомайкопських відкладів *Керченського півострова* не представляється можливим виділення регіонально поширених крупних кластогенних пачок: в цілому структура тонкошарувата (товщина літмітів 20–60 м) з домінуванням глинистих утворень (VI–VII класифікаційні поля, середнє 58 %), що перешаровуються зі змішаними (III поле, середнє 25 %), при локальному поширенні алевролітових літмітів (IV–V поля, середнє 17 %) (рис. 1.37, профілі I'–III; IV–IV'; V–V').

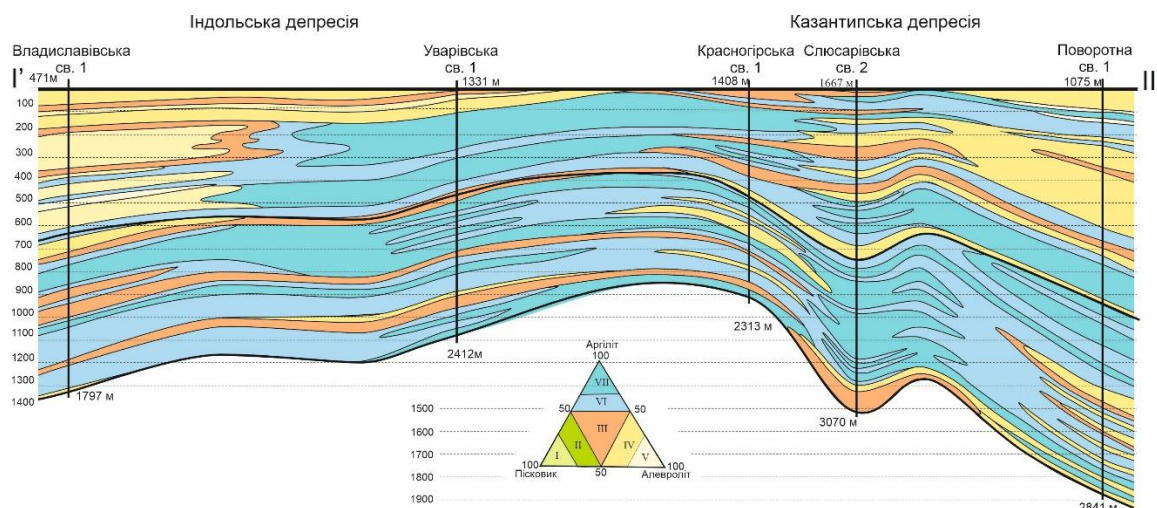
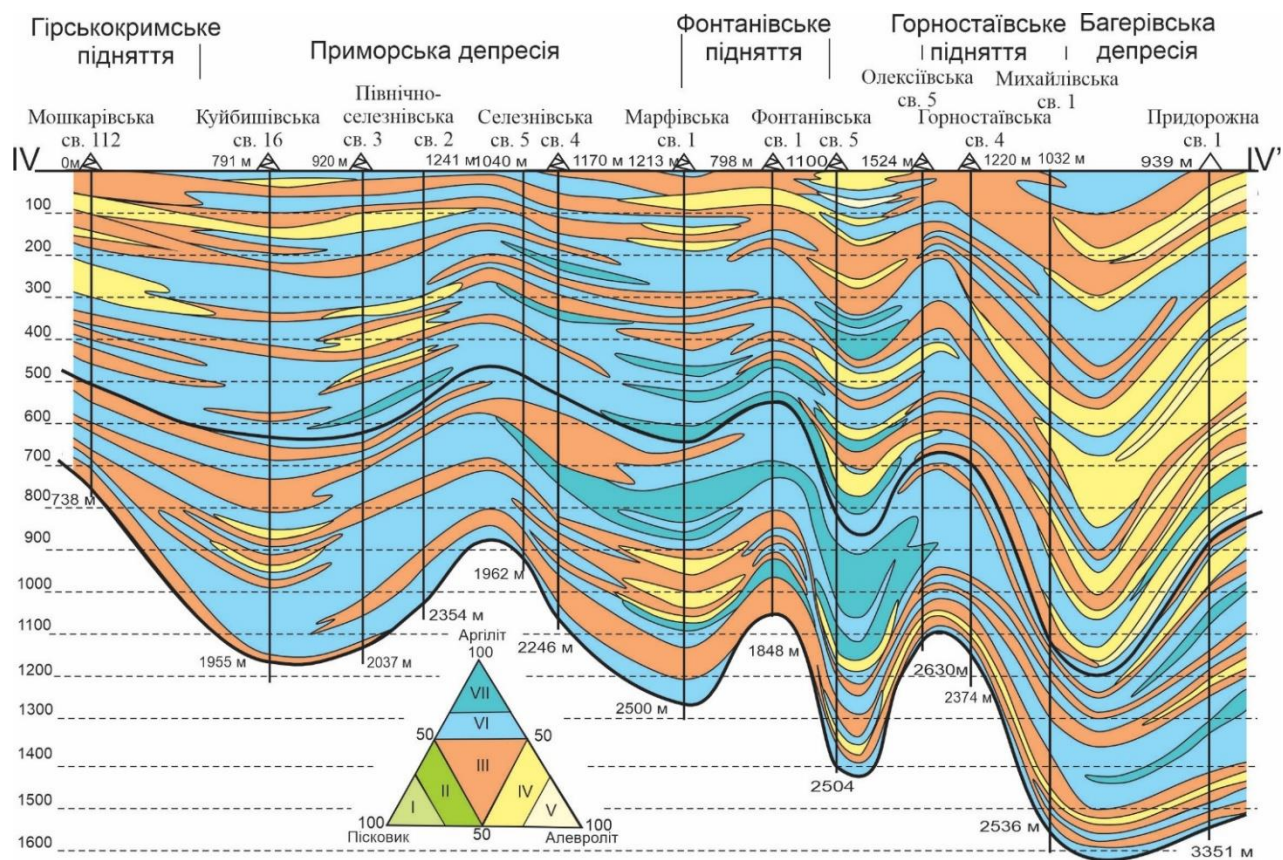


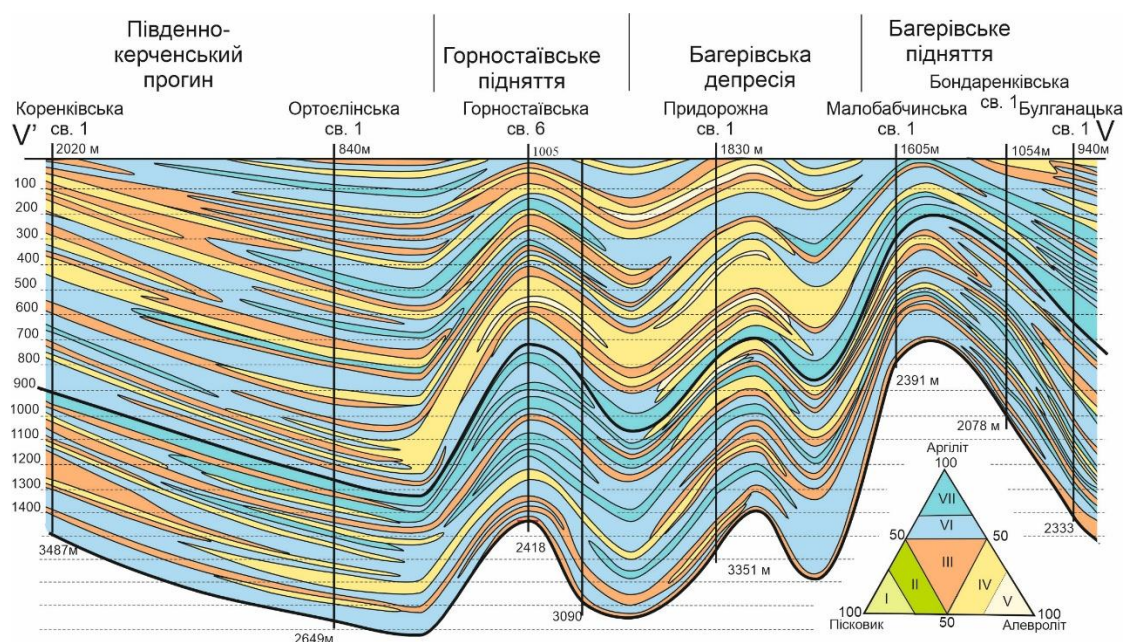
Рисунок 1.37 – Літмологічні перетини середньомайкопської товщі Азово-Чорноморського осадово-породного басейну (Керченський півострів) та класифікаційна трикутна діаграма [13]

Просторове положення перетинів див. на рис. 1.32



В середній частині верхньокерлеутського розрізу Багерівської та Казантипської депресій і Горностаєвського підняття (Поворотна і Прибережна площі) виокремлюються алевролітові літміти (IV–V поля) товщиною 20–200 м, які ймовірно є аналогами пачок К2-3. Локально подібні утворення товщиною 20–40 м розвинені і в межах Фонтанівсько-Горностаївської зони підняття (див. рис. 6). Розвиток незначних за площею та товщиною (20–40 м) алевролітових літмітів (IV–V полів) відмічається також в межах практично всіх депресійних зон керлеутського осадового басейну. Літологічна структура даних літмітів тонкошарувата – чергування алевролітів та аргілітів (товщиною 0,2–5 м) з поодинокими прошарками пісковиків (0,2–0,5 м) (рис. 1.38).

Літміти змішаного типу (III класифікаційного поля, товщиною 20–60 м, локально до 100 м) максимально розвинені в межах східних схилів Гірськокримського (Мошкарівська, Куйбишівська площі), Фонтанівського (Фонтанівська площа) та Горностаєвського (Горностаєвська площа) підняття (див. рис. 1.37, 1.38). Літологічна будова літмітів не виявляє відчутних просторово-вікових варіацій і в цілому є тонкошаруватою, з товщинами окремих прошарків від 0,2 до 3 м (див. рис. 1.38).



Продовження рис. 1.37

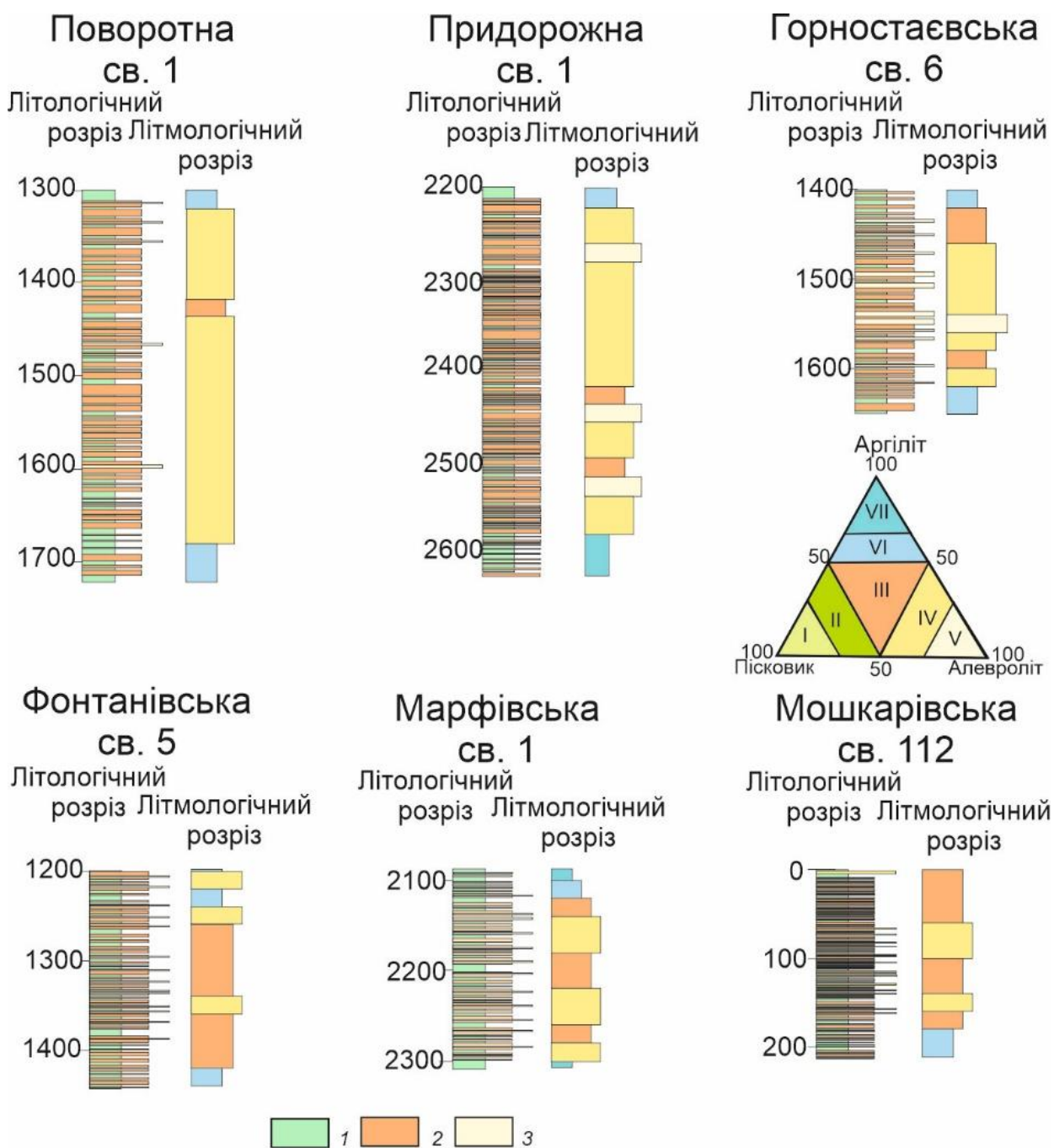


Рисунок 1.38 – Літологічні розрізи алевролітових (поля IV–V) та змішаних (поле III) літмітів середньомайкопської товщі Керченського півострова [13]

1 – аргіліти (глини); 2 – алевроліти; 3 – пісковик

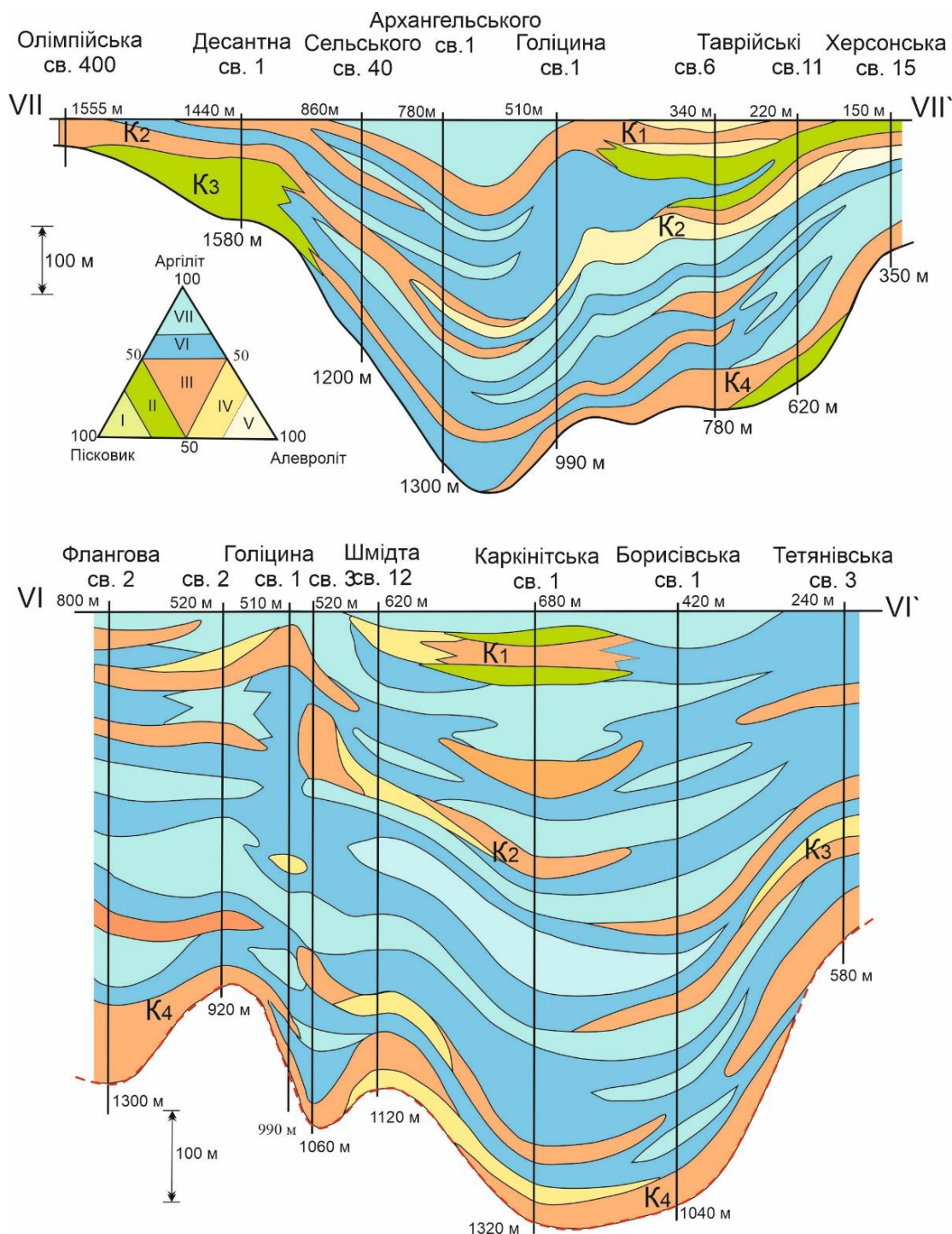
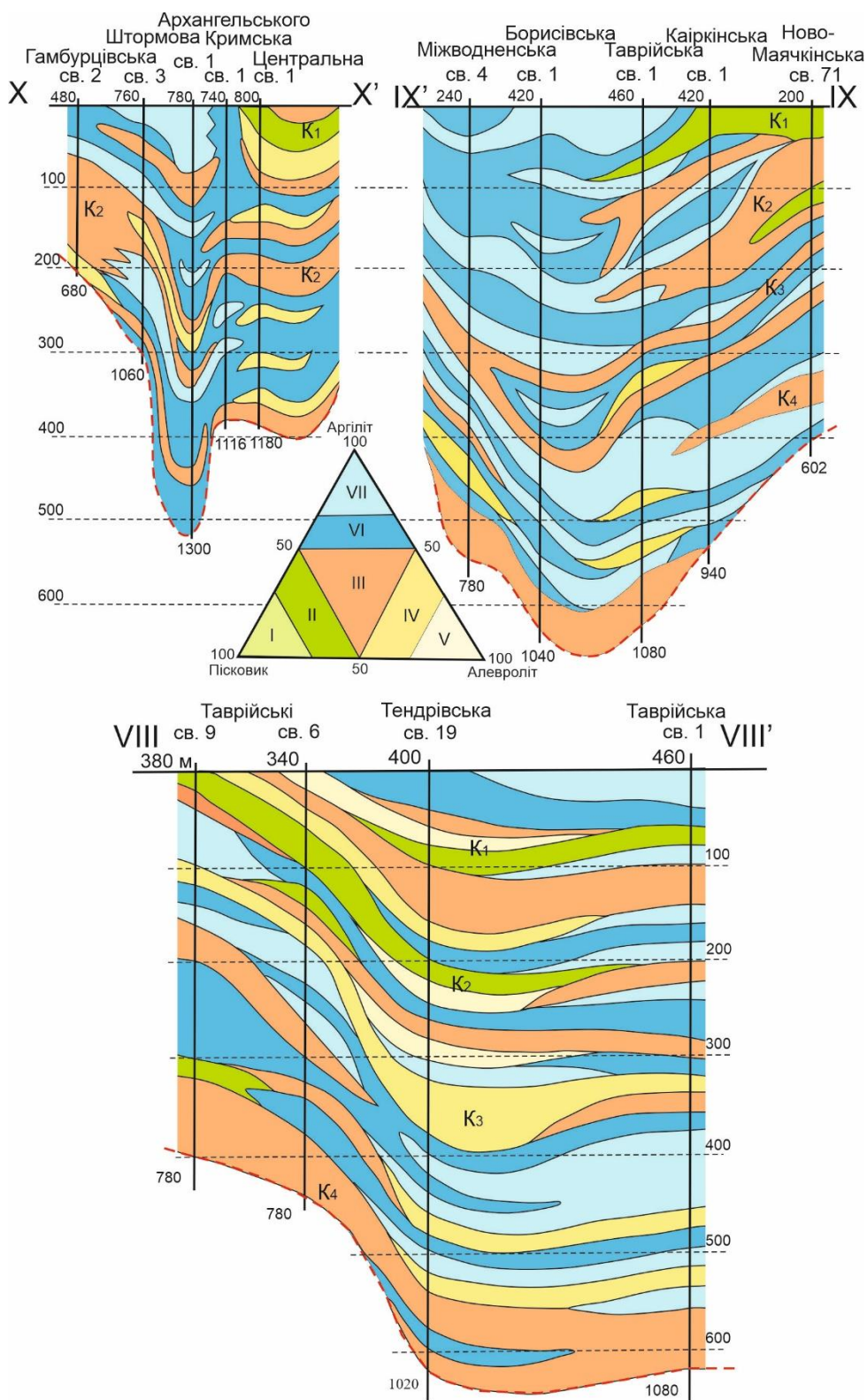


Рисунок 1.39 – Літмологічні перетини середньомайкопської товщі
Причорноморсько-Кримського осадово-породного басейну та класифікаційна
трикутна діаграма [14]

Просторове положення перетинів див. на рис. 1.32



Продовження рис. 1.39

На решті території домінують (понад 50 %) глинисті літміти (VI, VII поля класифікаційного трикутника) (див. рис. 1.37), найбільші товщини яких

(150–200 м), особливо в складі нижньокерлеутського розрізу, простежуються на східному борті Індольської та в межах Казантипської депресій (Уварівська, Красногирська, Слюсарівська площі, профіль І'–ІІІ).

В *Причорноморсько-Кримському осадово-породному басейні* максимальне поширення мають глинисті (поля VI та VII класифікаційного трикутника) літміти, які становлять у середньому 48 % від потужності середньомайкопської товщі: профілі VI–VI'; VII–VII'; VIII–VIII'; IX–XI'; X–X', (рис. 1.39) [14]. Широкий, майже наскрізний розвиток піщано-алевролітових літмітів простежений у південно-західній частині вивченого регіону (площі Олімпійська, Десантна, Гамбурцева) (рис. 1.40). Тут за потужності середньомайкопської товщі 40–200 м у її розрізі домінують утворення змішаного (III, до 100 %) та піщаного (II, до 61 %) класифікаційних полів. Подібна картина і на півночі регіону (Таврійська, Херсонська площі), де потужність середньомайкопської товщі варіює від 60 до 450 м. Тут виділяються літміти всіх шести класифікаційних полів, але при цьому сумарний вміст утворень піщано-алевролітового типу (II–V) становить 45–65 %. На решті території частка піщано-алевролітових літмітів у розрізі керлеутської товщі не перевищує 25 %.

Доволі однозначно в розрізі північних та західних ділянок осадово-породного басейну виділяються субрегіональні кластогенні пачки (K₁, K₂, K₃, K₄, [22] (див. рис. 1.39).

Перша – K₄ (базальна), потужністю 20–80 м, локалізована переважно в склепіннях та на схилах піднять в північних, західних та східних районах регіону (схили Фено-Сарматського та Молдовського піднять). На півдні та в осьових зонах депресій ці утворення не зафіксовані. Пачка складена в основному літмітами змішаного (III поле) з локальним розвитком піщаного (II поле) чи алевролітового (IV поле) типу. Розріз характеризується тонким перешаруванням алевролітів (0,2–1,0 м) та аргілітів (0,5–4,0 м), іноді пісковиків (0,1–0,5 м).

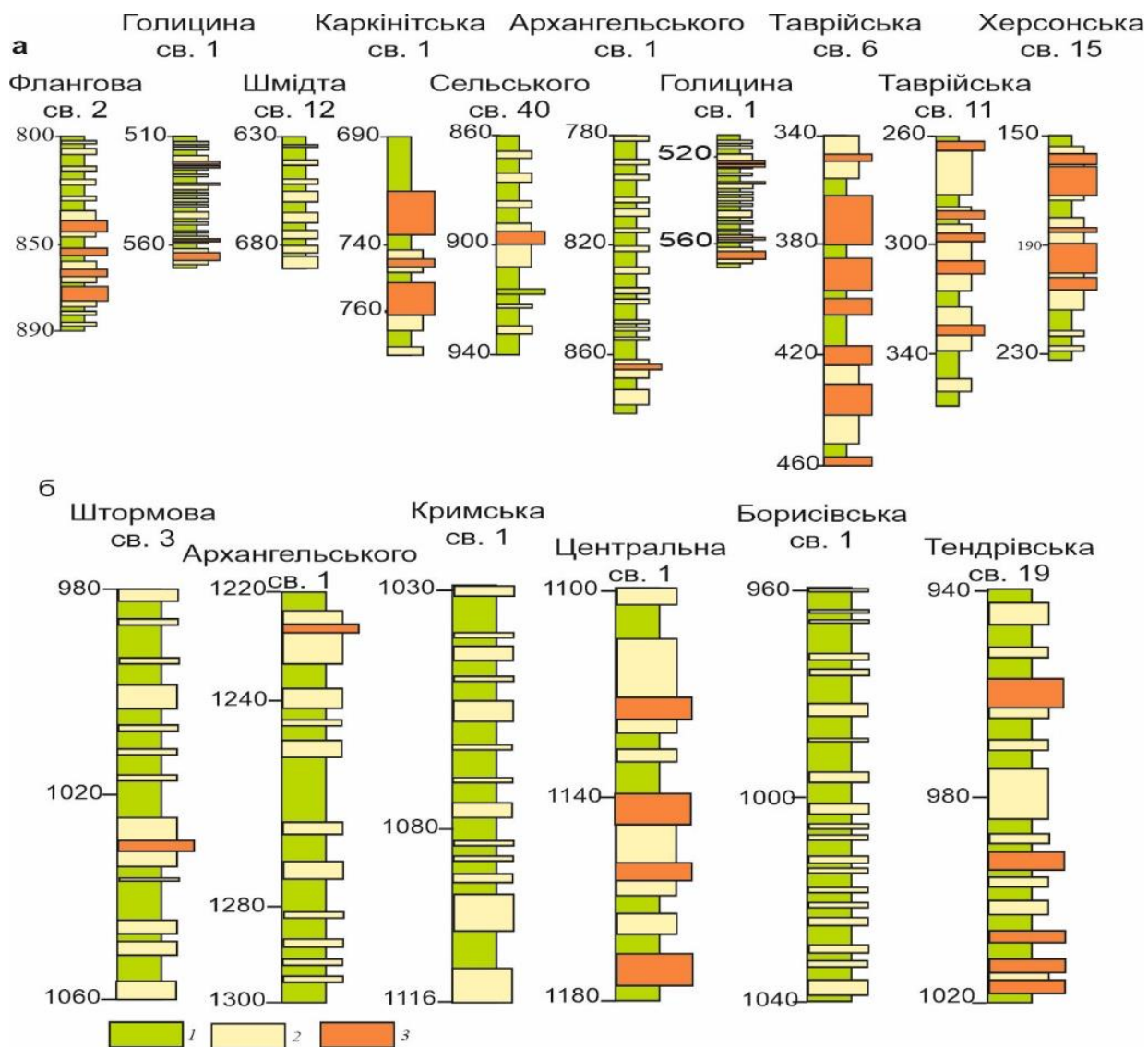


Рисунок 1.40 – Літологічні розрізи літмітів пачки K_1 (а) та K_4 (б) середньомайкопської товщі Причорноморсько-Кримського осадово-породного басейну [14]

1 – аргіліти; 2 – алевроліти; 3 – пісковики

Друга пачка (K_3) тяжіє до середньої частини розрізу середньомайкопської товщі і простежується локальними ділянками в межах майже всієї вивченої території (див. рис. 1.39). Потужність варіює від 20 до 40 м, а формують її переважно утворення змішаного (III поле), місцями (у північних ділянках регіону) піщаного (II поле) та алевролітового (IV поле) типів. Літологічній структурі на південному борті прогину властиве перешарування пластів

пісковиків (30 %, потужністю 0,5–2,0 м) та алевролітів (55 %, потужністю 1,0–5,0 м) з поодинокими прошарками аргілітів (15 %, потужністю до 1,5 м).

Третя пачка (K_{2-1}) відносно добре проявляється лише в розрізах на схилах Української монокліналі, де її потужність перевищує 50 м (див. рис. 1.39). У напрямку депоцентру осадового басейну вона різко виклинюється. Складена пачка кластогенними утвореннями змішаного (III поле), алевролітового (IV поле) та піщаного (II поле) типів, в розрізі, яких перешаровуються пісковики (потужністю до 10 м) та алевроліти (0,5–15,0 м) з поодинокими прошарками аргілітів (1,0–3,0 м).

2. УМОВИ ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ ТА ПОСТСЕДИМЕНТАЦІЙНІ ПЕРЕТВОРЕННЯ ПАЛЕОЗОЙСЬКИХ ТА МЕЗОЗОЙ- КАЙНОЗОЙСЬКИХ ВІДКЛАДІВ ПРИЧОРНОМОРСЬКОГО І КАРПАТСЬКОГО РЕГІОНІВ

Упродовж останніх десятиліть седиментологічні дослідження нафтогазоносних провінцій набули особливої ваги у визначенні напрямів розвитку пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ. Вони є важливими не лише для аналізу нових перспективних регіонів, але й для вивчення давно освоєних басейнів із тривалим періодом видобутку вуглеводнів, зокрема Карпатської провінції – однієї з найстаріших у світі.

Умови седиментації, зокрема фактори, що сприяють ефективній фосилізації органічної речовини в морських осадах, відіграють ключову роль в утворенні чорносланцевих товщ, які є основоположним елементом у формуванні нафтогазових систем. Саме з нагромадження осадів, збагачених розсіяною органічною речовиною починається еволюція нафтогазової системи. Наступні ранньодіагенетичні процеси анаеробної бактеріальної переробки органічної речовини осадів є одним із визначальних факторів формування первинного генераційного потенціалу керогену.

Важливість палеоокеанографічного вивчення нафтогазоносних товщ в аспекті давніх безкисневих подій полягає в тому, що це дає можливість на основі дослідження умов седиментації відкладів зробити висновки про масштаби розвитку в просторі і часі в межах певного седиментаційного басейну потенційно нафтогазоматеринських товщ, на основі геохімічного дослідження умов раннього діягенезу визначити можливість та ефективність збереження і формування нафтогазогенераційного потенціалу осадів, а на основі комплексного вивчення наступних катагенетичних перетворень порід оцінити можливість і масштаби генерації вуглеводнів. Такий підхід був використаний нами при вивченні давньої Карпатської континентальної околиці Тетису.

Створена [36] концепція седиментогенезу в межах давньої Карпато-Подоло-Чорноморської континентальної окраїни океану Тетис дозволила застосувати нові підходи до вивчення процесів осадоагромадження в регіоні, зокрема в межах Карпатського флішового басейну, з точки зору геологічної і хімічної палеоокеанографії.

Об'єктом нашого дослідження є осадові відклади Карпат, Передкарпатського та Переддобруджинського прогинів та північно-західного шельфу Чорного моря, які є основними нафтогазоносними товщами в регіоні. Тому предметом нашого розгляду стали палеоокеанографічні умови в межах Карпатської континентальної окраїни Тетису і Паратетису в ранній крейді, олігоцені і міоцені.

Зокрема, були досліджені головні чорносланцеві товщі Карпат і Внутрішньої зони Передкарпатського прогину. Тому предметом нашого розгляду стали палеоокеанографічні умови в межах Карпатської континентальної окраїни Тетису і Пара-Тетису в крейді та палеогені. Власне відклади цього вікового інтервалу зафіксували в літологічному літописі регіону утворення потужних збагачених розсіяною органічною речовиною товщ, які в процесі постседиментаційних перетворень формували та реалізували свій нафтогазогенераційний потенціал.

Дослідженнями були охоплені також карбонатні утворення платформного фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину, які в пізньоюрську епоху також належали до Карпатського сегмента північної континентальної околиці Мезотетису. У розрізі верхньоярських відкладів численними глибокими свердловинами розкриті нафтогазоносні карбонатні породи. Комплекс мінералого-петрографічних і палеонтологічних досліджень дозволив детально охарактеризувати умови осадоагромадження та визначити фаціальну належність і типові мікрофації шельфових утворень.

Встановлені (розділ 1.3) характерні риси літологічної будови, її просторово-вікової мінливості послугували підґрунтям для реконструкції обстановок осадоагромадження, яка є важливим елементом літогенетичного

аналізу нафтогазоносних комплексів, оскільки дозволяє здійснити прогноз поширення у розрізі як нафтогазоматеринських відкладів, так і порідколекторів та флюїдотривів.

Для Переддобруджинського прогину розроблена модель середньо-пізньодевонської седиментації, що дозволило аргументувати більш широкий віковий діапазон розвитку у депоцентрі Тузлівської депресії обстановок, сприятливих для акумуляції і захоронення органічної речовини.

Для території північно-західного шельфу Чорного моря з'ясована біофаціальна зональність палеоценових відкладів; встановлені просторово-вікові особливості поширення біогермних утворень (потенційних природних колекторів), зокрема спрогнозовано розвиток крупної органогенної споруди у межах південного борту та приосьової зони прогину; показано, що наприкінці палеоцену домінували обстановки зовнішнього шельфу, коли сформувався регіональний мергельно-глинистий флюїдотрив танетського віку.

Створено геолого-палеоокеанографічну модель для раннього олігоцену Кримсько-Кавказького сегмента Паратетису, аргументовано специфіку умов осадонагромадження в Азово-Чорноморському та Причорноморсько-Кримському басейнах, що полягає у різниці провінцій живлення, шляхів надходження уламкового матеріалу та механізму його перерозподілу у кінцевих водоймах.

2.1 Внутрішня зона Передкарпатського прогину та Складчасті Карпати

2.1.1 Седименто-літогенез нижньокрейдяних відкладів (спаська, шипотська світи, барем-альб)

Формування вуглецевмісних товщ верхнього барему-альбу Українських Карпат пов'язане [2, 9, 7, 36, 53, 54] з фазою океанічних безкисневих подій ОАЕ-1, яка в середині крейдяного періоду широко проявила себе у Світовому

океані [94, 96, 112]. Седиментація цих осадових утворень відбувалася в зоні кисневого мінімуму (КМ), переважно нижче глибини карбонатної компенсації (ГКК). Впродовж барему-альбу в багатьох частинах Світового океану існував дефіцит кисню, що було сприятливою умовою для нагромадження і фосилізації в осадах великої кількості ОР. В Карпатському флішовому басейні дія апвелінгового ефекту спричинила бурхливий розвиток організмів із кремнієвою функцією. Наслідком таких обставин було формування чорних вуглецевмісних теригенно-глинистих відкладів шипотської і спаської світ (ЛГХТ III), у яких основними літологічними типами порід є чорні окременілі аргіліти і вуглецевмісні силіцити (фтаніти).

Характерною особливістю верхньобарем-альбського осадового комплексу Українських Карпат є порівняно вирівняні фації, що карпатськими геологами зазвичай пояснюється незначним розчленуванням флішового басейну і слабким розвитком так званих «кордильєр». На нашу думку, фаціальний склад відкладів карпатського флішу зумовлений не тільки розчленованістю басейну, але й характером теригенної седиментації в підніжжі континентального схилу (лавинним під час регресій і сповільненим під час трансгресій) та розподілом фацій у проксимальних і дистальних частинах фенів (конусів виносу). Щодо рельєфу басейну, то на цьому етапі, в умовах тектонічного розтягу, він ще був слабо розчленований, а пізніше, внаслідок процесів насувоутворення в умовах тектонічного стиску, спричиненого колізією літосферних плит, постійно ускладнювався, що разом із евстатичними коливаннями рівня Світового океану також впливало на характер теригенної і біогенної седиментації та літолого-фаціальний склад відкладів.

Потужні піскуваті товщі в середній частині спаської (тершівські пісковики) і шипотської (нижня частина верхньошипотської підсвіти) світ утворилися як відклади гравітаційних потоків на другому рівні лавинної седиментації, в підніжжі континентального схилу північної континентальної окраїни океану Тетіс [7, 36]. Їх формування корелюється з глобальною

регресією в аптський час [89, 96] (рис. 2.1–2.3). Подібні товщі палеогенового віку є основними резервуарами вуглеводнів у межах Карпатської нафтогазоносною провінції. Тому пласти пісковиків спаської і шипотської світ розглядаються нами як потенційні породи-колектори нафти і газу.

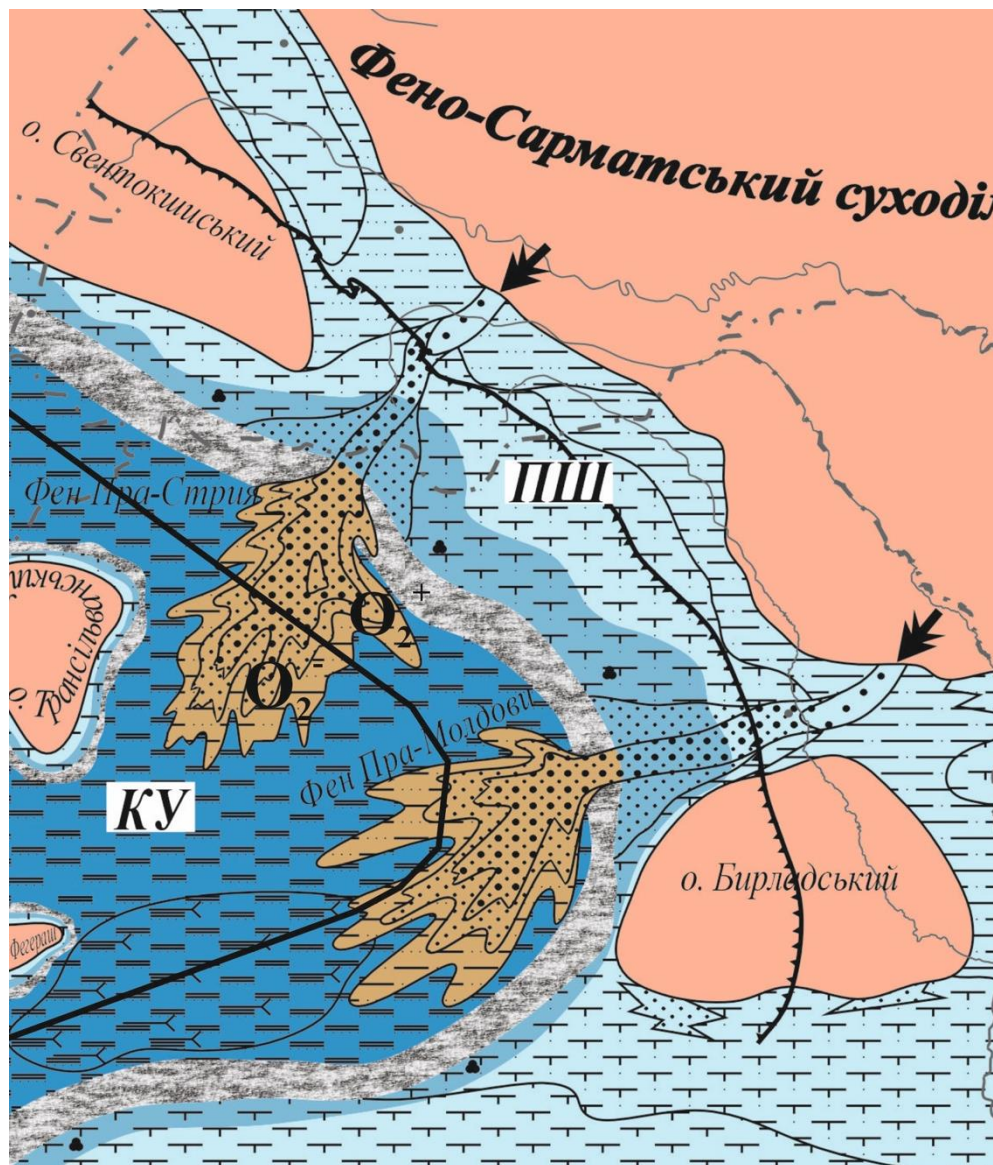


Рисунок 2.1 – Палеоокеанографічна ситуація в Карпатському сегменті океану Тетіс (ранній апт). Умовні позначення до рисунків «Палеоокеанографічна ситуація ...»: O_2^- – безкисневі умови в зоні КМ; O_2^+ – добре аерована частина морського басейну; CCD – глибина карбонатної компенсації (Carbonate Compensation Depth). + – вище CCD; – – нижче CCD. Загальні умовні позначення до палеоокеанографічних карт див. [36]

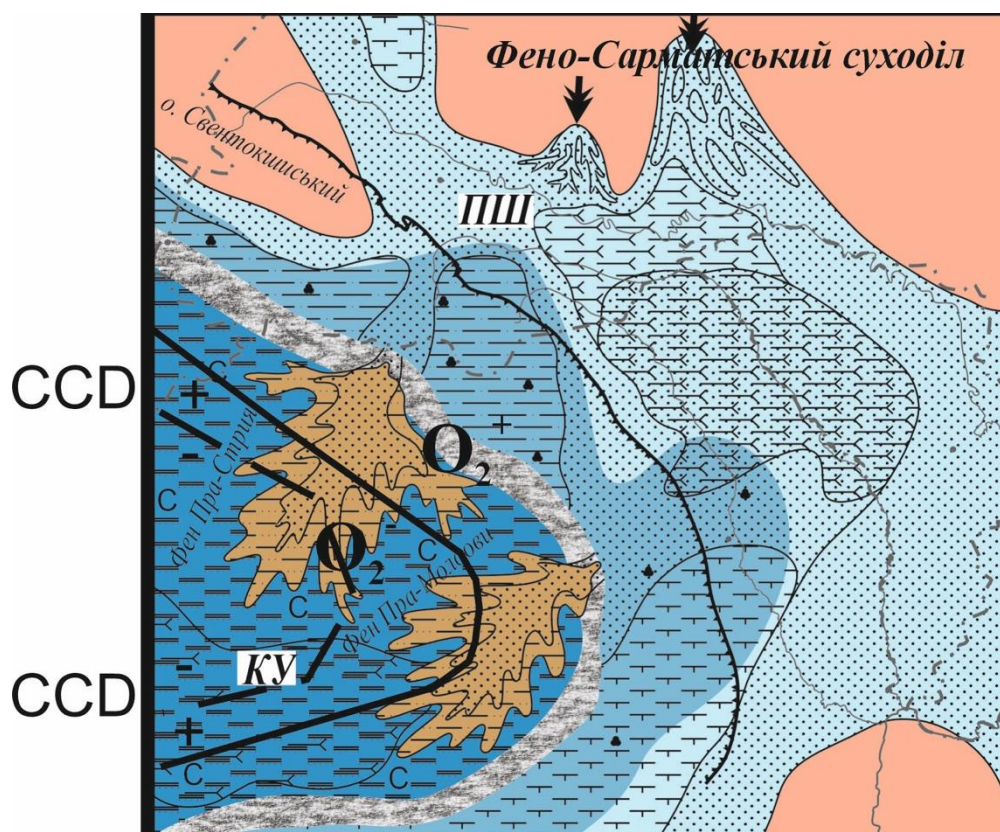


Рисунок 2.2 – Палеоокеанографічна ситуація в Карпатському сегменті океану Тетіс (пізній альб), модифіковано за [36]



Рисунок 2.3 – Умови седиментації барем-альбських відкладів Українських Карпат. 1 – пісковики; 2 – чорні аргіліти; 3 – проверстки силіцитів; 4 – глинисто-мергелісті відклади; 5 – строкаті теригенно-глинисті відклади [75]

2.1.2 Седименто-літогенез верхньокрейдяних відкладів (головнинська, яловецька, стрийська світи)

На межі ранньої і пізньої крейди відбувається зміна тектонічних режимів розвитку Карпатського флішового басейну, тобто перехід від регіонального розтягу до регіонального стиску, який став додатковим чинником, що впливав на процеси теригенної і біогенної седиментації в цьому сегменті океану Тетіс [2, 68]. Сеноман-ранньопалеоценовий етап седиментації в Карпатському басейні приурочений до пізньокрейдяного етапу карбонатагроадження у Світовому океані. Виділяємо [2] два підетапи: сеноман-туронський і пізньотуронський-ранньопалеоценовий.

Важливим чинником седиментації першого з них була велика сеноман-туронська трансгресія (рис. 2.4). Внаслідок значного евстатичного підвищення рівня Світового океану в цей час великі площі континентів були вкриті епіконтинентальними морями, і швидкість процесів теригенної седиментації в підніжжі континентального схилу була максимально сповільнена.

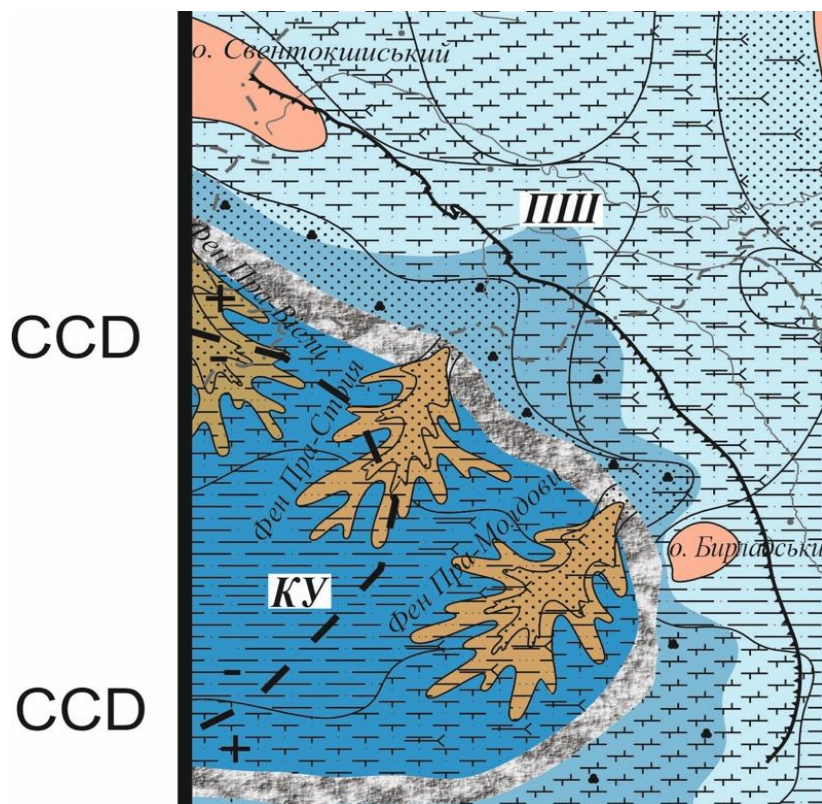


Рисунок 2.4 – Палеоокеанографічна ситуація в Карпатському сегменті океану Тетіс (сеноман), модифіковано за [36]

Такі палеоокеанографічні обставини істотно вплинули на літолого-фаціальний склад сеноман-туронських відкладів Карпат, які можна вважати аналогами сучасних пелагічних глинистих і карбонатно-глинистих мулів. Для них характерні найбільш вирівняні фації порівняно з іншими осадовими комплексами карпатського флішу. Поступовий перехід від нижньокрейдяних чорносланцевих до верхньокрейдяних карбонатних і строкатих (зеленувато-сірих і червоних) відкладів угору по розрізу є свідченням зміни фізико-хімічних умов у придонних водах седиментаційного басейну від анаеробних відновних до аеробних окисних, а також підвищення рівня моря (табл. 2.1).

Таблиця 2.1 – Умови формування крейдяних відкладів Українських Карпат та геохімічна характеристика аргілітів

Вік	ЛГХТ, Світа		Геохімічна характеристика						Океанологічні події
			С _{орг} (в %)	SiO ₂ вільн (в %)	FeS ₂ (в %)	CO ₂ (в %)	$\frac{Fe_{сульф}}{Fe_{вал}}$	$\frac{Mn}{Fe_{сульф}}$	
Пізній турон – палеоцен	ЛГХТ I Стрийська		0,55 – 1,47	28,03– 38,48	0– 0,41	0,25– 6,23	0–0,07	1,02– 1,28	Карбонатно-теригенна седиментація
Сеноман-турон	ЛГХТ I головнінська	ЛГХТ II ілемкінська, яловецька							Сеноман-туронська трансгресія. Глобальна киснева подія CORBs (Cretaceous Oceanic Red Beds), нагромадження пелагічних червоних глин
Пізній барем – альб	ЛГХТ-III шипотська, спаська		0,40 – 5,47	32,02– 48,39	1,39– 1,74	0– 0,38	0,18– 0,22	0,02– 0,04	Аптська регресія. Фаза глобальних океанічних безкисневих подій (oceanic anoxic events) OAE-1 , нагромадження чорних глин
			Коефіцієнт стагнації $Mo/Mn \times 100 = 6,6–28,7$						

Примітка. Літолого-геохімічні типи відкладів (ЛГХТ): ЛГХТ I – сірі вапняковисто-глинисто-теригенні відклади (окисні фації); ЛГХТ II – невапняковисті і слабковапняковисті глинисто-теригенні відклади (окисні фації); ЛГХТ III – чорні вуглецевмісні скременілі теригенно-глинисті відклади (відновні фації)

Червоні глинисті верстви в нижній частині яловецької світи (сеноман) є свідченням глобальної події CORBs (Cretaceous Oceanic Red Beds), коли в пелагіалі океанічних басейнів переважали різкоокиснювальні умови [10, 119]. Окремі прошарки чорних аргілітів у товщах головнінської (сеноман-турон) і березнянської (сантон) світ можна інтерпретувати як ймовірні прояви фаз океанічних безкисневих подій OAE-2 і OAE-3 [2]. Але це питання вимагає детальнішого вивчення.

У крейдяному періоді, починаючи з пізнього турону, в Карпатському седиментаційному басейні почалися процеси, що призвели до потужного флішонагромадження, пов'язаного зі стадією закриття океанічного басейну (рис. 2.1.2.1). В цих умовах седиментація біогенних карбонатів відбувалася паралельно з осадженням великої кількості теригенного матеріалу, що призводило до формування відкладів змішаного складу. Горизонти відносно чистих вапняків і мергелів у товщі флішу трапляються досить рідко. Їх формування можна пов'язувати з епохами сповільненої теригенної седиментації.

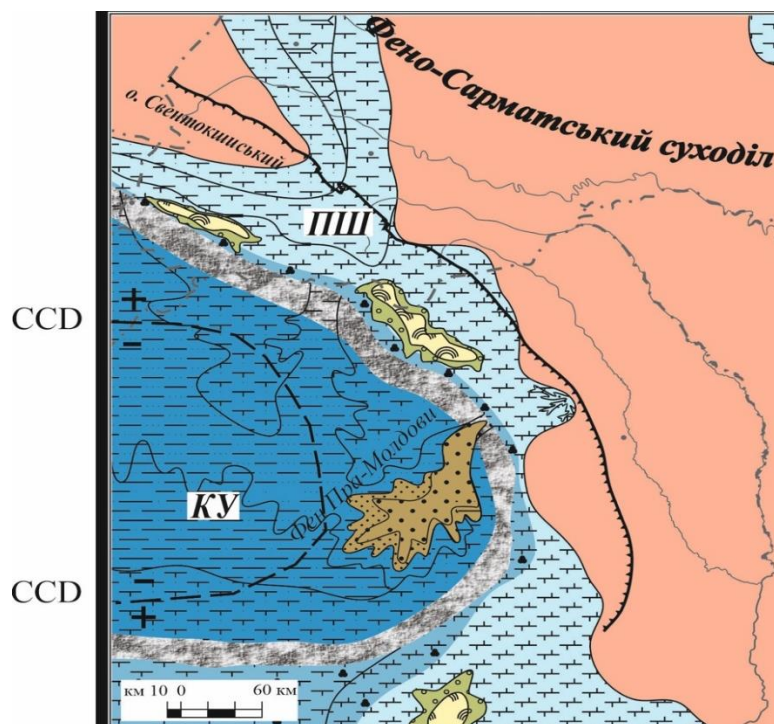


Рисунок 2.5 – Палеоокеанографічна ситуація в Карпатському сегменті океану Тетіс (мастріхт), модифіковано за [36]

Біогенне карбонатагромадження в Карпатському флішовому басейні відбувалося вище рівня ГКК паралельно з нагромадженням великих кількостей уламкового матеріалу в підніжжі континентального схилу (другий рівень лавинної седиментації), що призвело до формування потужної товщі змішаних вапняковисто-глинисто-теригенних відкладів стрийської світи, які часто виступають породами-колекторами нафти і газу. Седиментогенний карбонат, як один з головних породоутворювальних компонентів сірих вапняковисто-глинисто-теригенних відкладів карпатського флішу, в седиментаційний басейн потрапляв двома способами. По-перше, в мезопелагічному басейні відбувалася біогенна карбонатна седиментація вище рівня ГКК. По-друге, біогенні карбонати спочатку відкладалися на шельфі, а потім зносилися в підніжжя континентального схилу, тобто на другий рівень лавинної седиментації, разом з великою кількістю теригенного матеріалу. Коли темпи теригенної седиментації різко сповільнювалися у зв'язку з трансгресіями моря, утворювалися вапняковисті або мергелисті відклади.

Співвідношення теригенного і карбонатного матеріалу у відкладах пізньокрейдяного віку визначалося евстатичними коливаннями рівня моря. Істотно мергелисті осади формувалися під час сеноман-туронської трансгресії. В інтервалі від пізнього турону до раннього палеоцену під час короткочасних понижень рівня моря відбувалося скидування теригенного матеріалу з першого на другий рівень лавинної седиментації і формування ритмічних флішових верств з окремими пластами піскуватих і, меншою мірою, грубоуламкових відкладів.

Згідно з [7], теригенний та біогенний матеріал осідав у Карпатський седиментаційний басейн на другому рівні лавинної седиментації, тобто у підніжжі континентального схилу, де утворювалися потужні підводні конуси виносу – фени. До найпотужніших фенів Карпатського басейну відносять фени річок пра-Вісли, пра-Стрия. Наявність потужних верхньокрейдових піскуватих товщ на південному схилі Українських Карпат дозволяє припускати існування ще одного гіпотетичного фену зі сходу на захід (пра-

Молдови?). На межі крейди і палеоцену інтенсивність карбонатагромадження помітно зменшується, що виражено появою в розрізі так званих “ямнеподібних” пісковиків [74], які мають кращі колекторські властивості порівняно з карбонатно-теригенними породами.

2.1.3 Палеоокеанографічні умови седиментації нашарувань палеоцену та еоцену

Детальний аналіз фактичного матеріалу, отриманого під час дослідження речовинного складу палеоценових відкладів ямненської світи та нашарувань еоцену Українських Карпат, а також даних із геологічної палеоокеанографії північного сегмента океану Тетис, дозволив простежити розвиток седиментаційних процесів, що проходили в межах дослідженої території, та їхній вплив на формування нафтогазоносних товщ. Історія формування палеоценових та еоценових відкладів Зовнішніх Карпат невіддільно пов'язана з усією крейдово-палеогеновою епохою флішеутворення в Карпатському седиментаційному басейні. Акумуляція осадів палеоцену та еоцену була результатом взаємодії багатьох факторів як глобального (зміни рівня Світового океану), регіонального (розвиток Карпатського басейну), так і локального (склад уламкової частини порід) масштабів. Тому при спробі відновити умови їхньої седиментації необхідно проаналізувати складну взаємодію тектонічних, палеогеографічних, біохімічних та інших подій, що мали вплив на розвиток цього регіону в палеоценовий та еоценовий час.

Карпатський седиментаційний басейн був частиною субширотного океану Тетис, який розділяв у мезозої і ранньому кайнозої Євразійський та Африканський континенти і зник у пізньому кайнозої [7]. Флішевий басейн Карпат входив у систему тиллових басейнів північної окраїни Тетису (рис. 2.6). Розвиток басейну відбувався між тріасом і пізньою юрою в результаті рифтогенезу європейської частини Пангеї і розділення Європейської та Африканської літосферних плит [80, 90, 91].

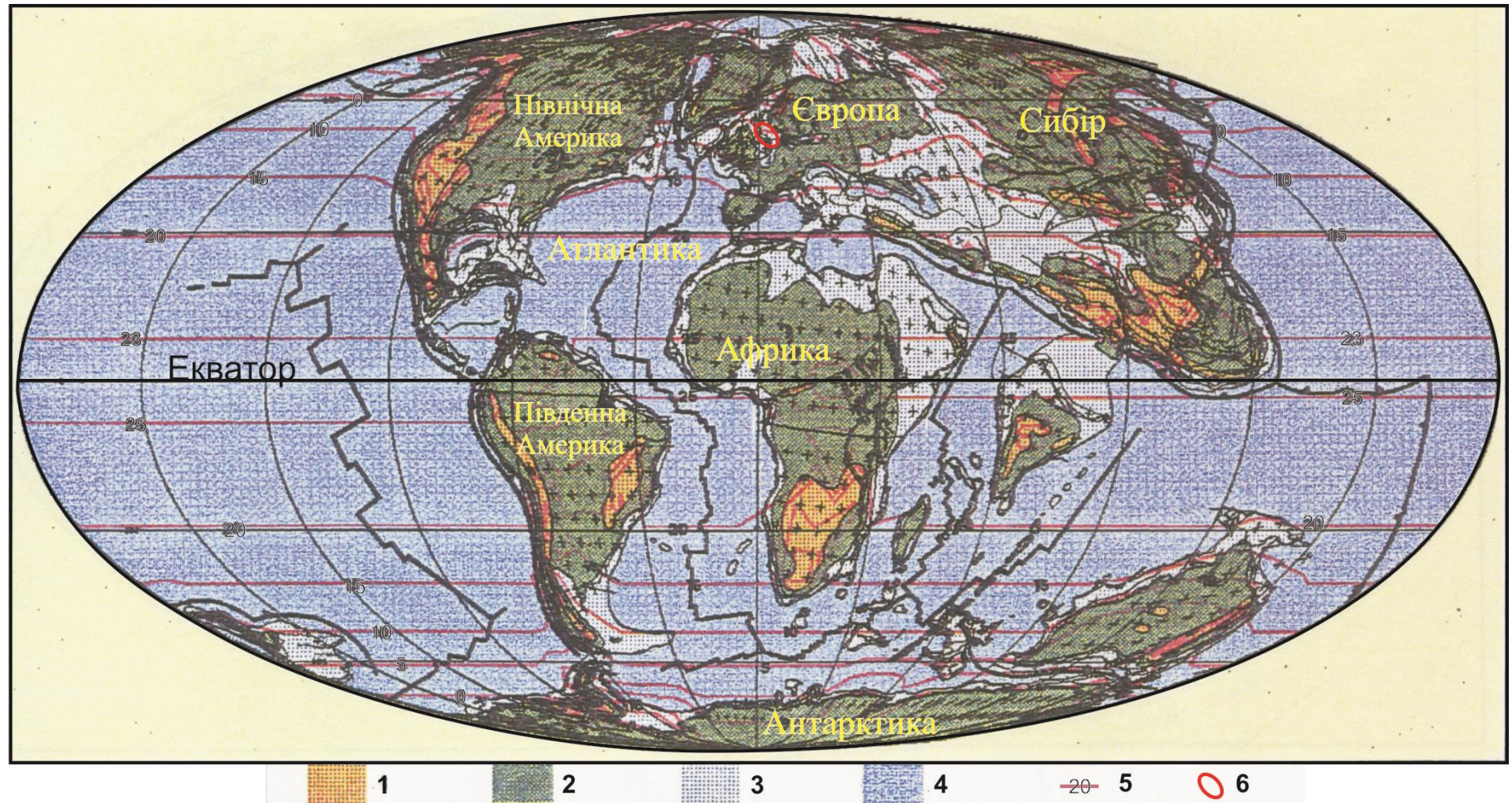


Рисунок 2.6 – Палеогеографічна карта пізнього палеоцену-раннього еоцену [90]

1 – гірські масиви, 2 – суша, 3 – континентальна окраїна, 4 – глибоководна частина басейну,
5 – палеотемператури, 6 – район досліджень

Впродовж крейди і палеогену відбувалося інтенсивне нагромадження флішових відкладів, після чого в процесі колізії Східноєвропейської плити під блоки Алькапа та Тиса-Дакія сформувалася акреаційна призма Карпат [11, 3].

Аналіз мінералого-петрографічних даних та їх генетична інтерпретація показали, що формування палеоценових та еоценових теригенних флішових відкладів Карпатської нафтогазоносною області відбувалося в умовах другого глобального рівня лавинної седиментації, на етапі еволюції океану Тетис, який оцінюється провідними дослідниками в галузі палеоокеанології [7] як стадія закриття його океанічного ложа внаслідок зіткнення континентальних плит. Циклічність нагромадження піщаних, алевритових і глинистих осадків контролювалося евстатичними коливаннями рівня Світового океану.

Питання тектонічної позиції області нагромадження Зовнішньокарпатського флішу має принципове значення тому, що для різних типів континентальних околиць характерні різні умови седиментації, що контролюють кількість, склад, умови залягання відкладів, а також тепловий режим, що визначає характер постседиментаційних перетворень відкладів.

Флішові товщі, зокрема карпатські, є відкладами гравітаційних потоків. Останні характерні для різних типів континентальних околиць і можуть нагромаджуватися як на другому (в підніжжі континентального схилу), так і на третьому (глибоководні жолоби) глобальних рівнях лавинної седиментації.

На активних околицях лавинна седиментація ефемерна: проходить перехід значної частини відкладів в глибини кори і потужні осадові тіла не зберігаються. Іншу будову мають відклади у підніжжі континентального схилу пасивних окраїн, що відповідають другому глобальному рівню лавинної седиментації. Саме тут, в геологічному минулому концентрувалось більше 70% осадових відкладів Землі. Для таких районів у сучасному Світовому океані характерні утворення осадових тіл потужністю 8–10 км, що облямовують пасивні окраїни материків. Вся історія існування седиментаційного басейну Карпат характеризується нагромадженням відкладів флішової формації. За проміжок

часу від ранньої крейди до раннього міоцену тут безперервно формувалася товща порід, яка досягла потужності до 8 км і представлена ритмічним чергуванням пісковиків, алевролітів і аргілітів. У відслоненнях карпатського флішу можна спостерігати розрізи із згідним заляганням порід протягом всього названого вікового діапазону. Значні потужності і безперервне нагромадження флішової формації Зовнішніх Карпат, свідчать про те, що її формування проходило на пасивній континентальній окраїні Карпатського седиментаційного басейну, тобто вздовж північної його частини. Адже саме для пасивних окраїн континентів характерні численні особливості, які ми спостерігаємо в розрізах Карпатського флішу.

У Карпатському палеобасейні більшість осадових нашарувань формувалася у мезопелагічній зоні седиментації. У цьому контексті найбільшу зацікавленість викликають осадові нашарування другого рівня лавинної седиментації. В межах підводних континентальних окраїн океанів і морів, котрі, як відомо, складаються з шельфу, континентального схилу та континентального підніжжя, відбувається активне нагромадження осадових товщ великої потужності. Седиментація характеризується лавинними швидкостями, при цьому в осадах захоронюється значна кількість органічної речовини, що зумовлює великі перспективи виявлення покладів вуглеводнів, що підтверджено у багатьох районах Світового океану та внутрішньоконтинентальних палеобасейнах. Великі об'єми утворень такого типу формуються не тільки на відкритих до океану континентальних окраїнах. Вони нагромаджуються також і у внутрішньоконтинентальних, повністю чи частково замкнених водоймах.

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

периферійних ділянках.

Високі перспективи нафтогазоносності зон розвантаження в акваторіях крупних каналів транспортування уламкового матеріалу підтверджуються виявленням численних комерційно значущих скупчень вуглеводнів [36]. Протягом останніх років найсуттєвіші відкриття здійснені на північно-західній околиці Європи (Північне, Норвезьке, Баренцове моря); в Мексиканській затоці, на континентальних околицях Бразилії (басейни Сантос, Кампос та ін.) та Західної Африки (Гвінейська затока, Кванза-Камерунський басейн), куди розвантажуються досить довго функціонуючі крупні річкові системи, такі як Міссісіпі у Мексиканській затоці, Нігер та Конго у Гвінейській затоці та Кванза-Камерунському басейні, Амазонка в басейнах Бразильського шельфа та інші або їхні палеоаналоги. При цьому більшість родовищ вуглеводнів пов'язана з пісковиками та алевролітами дельтового або турбідитового походження. Такі нашарування виявлені в розрізах мезозой-кайнозою Чорного та Азовського морів (палеodelьтові комплекси Дніпра, Доно-Кубані та деяких давніх долин північно-західного Кавказу). Продуктивні розрізи Південно-Каспійської западини також у значній мірі пов'язані з продуктами річкового скиду з південного сходу Східноєвропейської платформи та Туранської плити [36].

Отже, седиментаційні утворення Карпатського палеобасейну, зокрема сформовані в палеоценовий та еоценовий час, можуть розглядатися як істотний резерв для пошуку вуглеводневої сировини в межах давніх континентальних околиць. Пошуки вуглеводнів у цих типах осадових нашарувань потребують комплексного вивчення як структури зон, перехідних від континентів до океанів, так і динаміки їхнього розвитку, геологічної та, передусім, седиментаційної історії.

Евстатичні зміни рівня Світового океану, що відбулися протягом крейди-палеогену, обумовили розвиток низки трансгресій і регресій, різних за своїми масштабами. Ці події спричинили проходження певного типу морської седиментації на Європейському блоці та його континентальному підніжжі. Чільне місце в розвитку цих океанологічних процесів, їхнього впливу на

швидкість (лавинна седиментація) і величину потужності нагромадження чи рецесії осадів відводиться таким явищам, як трансгресії чи регресії Світового океану [2, 36]. Інтенсивність регресій у межах Центральноєвропейського сегмента океану Тетис пояснюється тим, що окремі блоки пасивної континентальної околиці північної частини Тетису не встигали опускатися зі швидкістю зниження рівня Світового океану. У Карпатському седиментаційному басейні взаємовідношення регресій і трансгресій були функцією складного поєднання глобальних і локальних змін рівня Світового океану. Величина зниження рівня океану на межі маастрихт-дат сягнула приблизно 150 м, а в пізньому палеогені – до 400 м. Внаслідок цих подій у дат-монті та на окремих етапах палеогену потужні товщі пізньокрейдових і палеогенових нелітифікованих епіпелагічних (шельфових) осадів інтенсивно розмивалися і континентальним стоком скидалися в Карпатський мезопелагіальний басейн. Ці нелітифіковані або слаболітифіковані седименти разом з едафогенними відкладами були задіяні у формуванні карпатського флішу. Слід відзначити, що терміном “едафогенні відклади” в сучасній геологічній літературі називають теригенні породи, в яких весь осадовий цикл – від мобілізації осадового матеріалу (руйнування материнських порід) до кінцевої седиментації і сам процес захоронення – проходить у підводних умовах без зв’язку із субаеральними процесами денудації і змиву.

У районах впадання річкових артерій у морську водойму формувалися субмаринні конуси виносу як на першому, так і на другому глобальних рівнях седиментації. На підніжжі континентального схилу вони лавинно нагромаджувалися і, залежно від структури субстрату, їхні осади, просуваючись по дну басейну, утворювали різнофаціальні частини фену (верхній, середній та нижній фен). Осадові модулі-лопаті звивисто простягалися на значні віддалі у бік глибоководної (абісальної) частини водойми. У верхній частині фену, як правило, нагромаджувалися грубоуламкові осади (скупчення глибових валунів, рінню та іншого псефіто-псамітового матеріалу, що вміщують едафогенні породи). Під дією геострофічних та донних течій пульповидні мулові потоки

пелітового та псамітового матеріалу пересувалися переважно в напрямку на південь та південний схід Карпатського седиментаційного басейну, формуючи піскувато-глинисті та глинисті фації (середній та нижній фен).

Встановлено, що формування палеоценових та еоценових теригенних флішових відкладів Карпатської нафтогазоносної області відбувалося в умовах другого глобального рівня лавинної седиментації (в підніжжі континентального схилу), на стадії закриття океанічного ложа океану Тетис, внаслідок зіткнення континентальних плит.

Дані мінерало-петрографічних досліджень показали, що псамітоліти флішової формації палеоцену та еоцену Карпат формувалися на пасивній континентальній окраїні або у внутрішніх і крайових морях, і їхній генезис здебільшого відповідає лише платформному джерелу зносу матеріалу.

2.1.4 Геохімічні умови формування збагачених органічною речовиною відкладів олігоцену

Відтворення та моделювання умов седиментації осадових товщ нафтогазоносних басейнів мають велике значення для визначення подальших напрямків пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ. Вони важливі не лише при дослідженні нових перспективних територій, а й під час вивчення зрілих нафтогазоносних басейнів, де інтенсивна розвідка і видобуток вуглеводнів тривають протягом тривалого часу, до яких належить одна з найстаріших нафтогазоносних провінцій світу – Карпатська.

Умови седиментації, зокрема фактори, що сприяють ефективній фосилізації органічної речовини в морських осадах, відіграють ключову роль в утворенні чорносланцевих товщ, які є основоположним елементом нафтогазових систем. Саме з нагромадження осадів, збагачених розсіяною органічною речовиною, починається еволюція нафтогазової системи. Наступні ранньодіагенетичні процеси анаеробної бактеріальної переробки

органічної речовини є одним із визначальних чинників формування первинного генераційного потенціалу керогену.

Важливість палеоокеанографічного вивчення нафтогазоносних товщ в аспекті давніх безкисневих подій полягає в тому, що це дає можливість на основі дослідження умов седиментації зробити висновки про просторово-часові масштаби розвитку потенційно нафтогазоматеринських товщ, на основі геохімічного дослідження раннього діагенезу – визначити можливість та ефективність збереження і формування нафтогазогенераційного потенціалу осадів, а на основі комплексного вивчення подальших катагенетичних перетворень порід – оцінити масштаби генерації вуглеводнів.

Менілітова світа Зовнішніх Карпат являє собою масштабне осадове утворення, що містить значний об'єм порід, суттєво збагачених розсіяною органічною речовиною. Її генераційні властивості описували низка дослідників, наприклад [98–102]. Відклади менілітової світи визнані нафтогенераційною товщею світового класу [110].

Як відомо [83, 112], основними факторами збагачення осадів розсіяною органічною речовиною в морських басейнах є її інтенсивне постачання та ефективне захоронення в товщі осадів. Як зазначається [83], у випадках, коли внаслідок постачання на дно великої кількості органічної речовини споживання кисню переважає над його надходженням, створюються безкисневі умови, сприятливі для збагачення осадів органікою. Саме такі умови сформувалися в олігоцені на північній континентальній околиці Тетису. Внаслідок накладання зони кисневого мінімуму на континентальну околицю відкладалися збагачені органічною речовиною мули менілітової світи; цей процес ритмічно переривався надходженням піщаних осадів внаслідок дії гравітаційних потоків.

Збагачені розсіяною органічною речовиною відклади менілітової світи та їх вікові аналоги поширені на значних територіях, що свідчить про існування широкомасштабної регіональної безкисневої події в Нео- і Пара-

Тетисі (рис. 2.7).

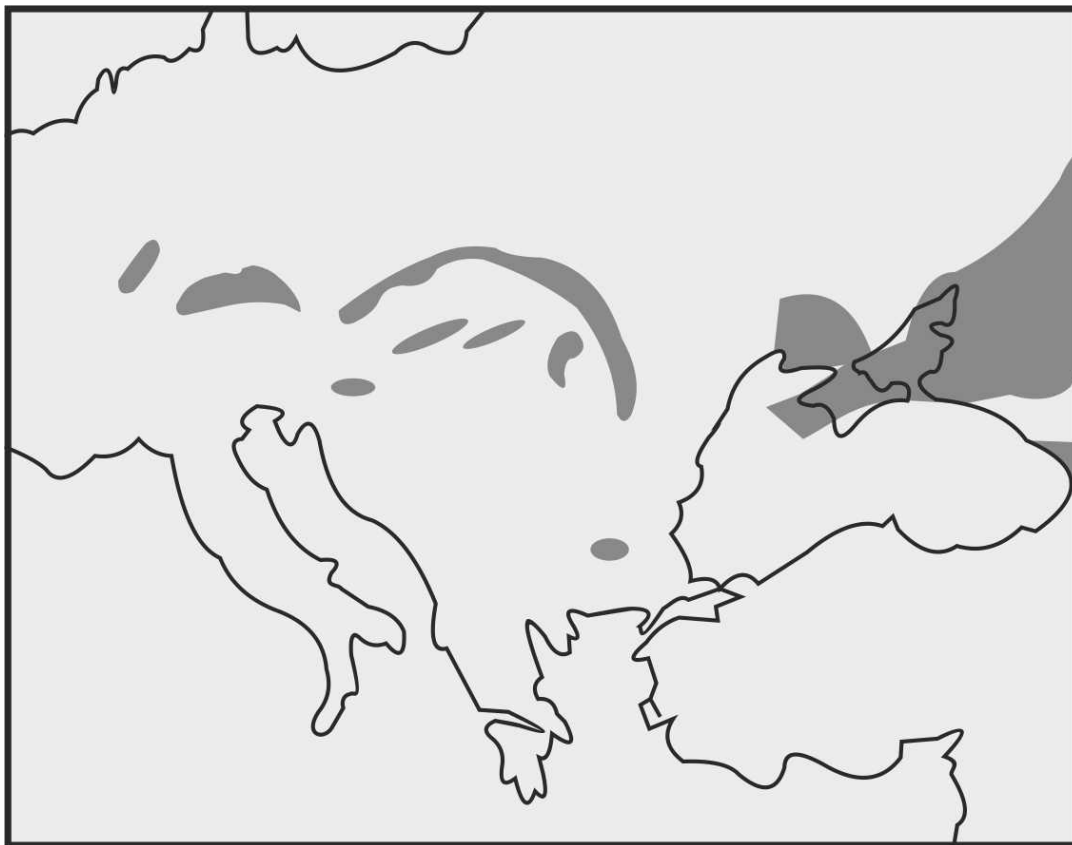


Рисунок 2.7 – Схема поширення олігоценових чорносланцевих відкладів в межах північної континентальної околиці Паратетису [119]

Фаціальні особливості відкладів олігоцену Української частини Зовнішніх Карпат дозволяють припустити, що шар кисневого мінімуму на початку олігоцену охоплював більшу частину континентальної окраїни, а з часом перетворився на середньоглибинний, забезпечуючи нагромадження збагачених розсіяною органічною речовиною осадів менілітової світи в периферійній частині басейну і сірих мулів кросненської світи в більш внутрішніх його частинах. Аналіз розподілу вмісту органічного вуглецю в породах нижньоменілітової підсвіти вздовж Внутрішньої зони Передкарпатського прогину показав певне збільшення цього параметру в середній частині підсвіти.

На стадії раннього діагенезу під впливом активних мікробіологічних процесів у товщі осадів менілітової світи відбувалось подальше формування хімічного складу, а отже і первинного генераційного потенціалу відкладів. Карбонатні конкреції широко поширені в товщі олігоцен-ранньміоценових

відкладів, є типово діагенетичними утвореннями і несуть в своєму складі важливу інформацію про геохімічні умови перетворення осаdів на початку їх постседиментаційної еволюції.

Ізотопні дослідження цих порід показали збагачення діагенетичних карбонатних конкрецій важким ізотопом вуглецю, що вказує на інтенсивність біохімічних процесів при діагенетичній трансформації органічної речовини на стадії бактеріальної ферментації. Геохімічними дослідженнями [101] встановлена присутність діагенетичної бактеріальної складової у деяких газах із нафтових родовищ Внутрішньої зони Передкарпатського прогину. Органічна речовина порід характеризується легким ізотопним складом і подібними діапазонами значень $\delta^{13}\text{C}$ для керогену і бітумоїдів, що свідчить про те, що вона значною мірою складається з продуктів перетворення морського планктону з домішкою залишків наземної рослинності. Діагенетичні перетворення органічної речовини відбуваються в основному завдяки бактеріальним біохімічним процесам, і саме на цій стадії формується вихідний нафтогенераційний потенціал порід. Анаеробні бактеріальні процеси контролювали геохімічну трансформацію осаdів Карпатського басейну на етапі раннього діагенезу.

На рисунку 2.8 показані приклади хроматограм бітумоїдів із порід менілітової світи. Одержані дані щодо розподілу н-алканів та ізопреноїдів і співвідношення н-алканів дозволяють одержати генетичну інформацію про умови седиментації та постседиментаційну еволюцію органічної речовини порід. Коефіцієнт непарності є суттєво вищим за 1, що свідчить про істотний вміст у породах, на фоні основної маси морської органічної речовини, складової наземного походження. Значення ж, близькі до одиниці, свідчать про мінімальний вміст наземної органічної речовини. Співвідношення прістан/фітан більше 1,0 [84] свідчить про безкисневі умови седиментації осаdів.

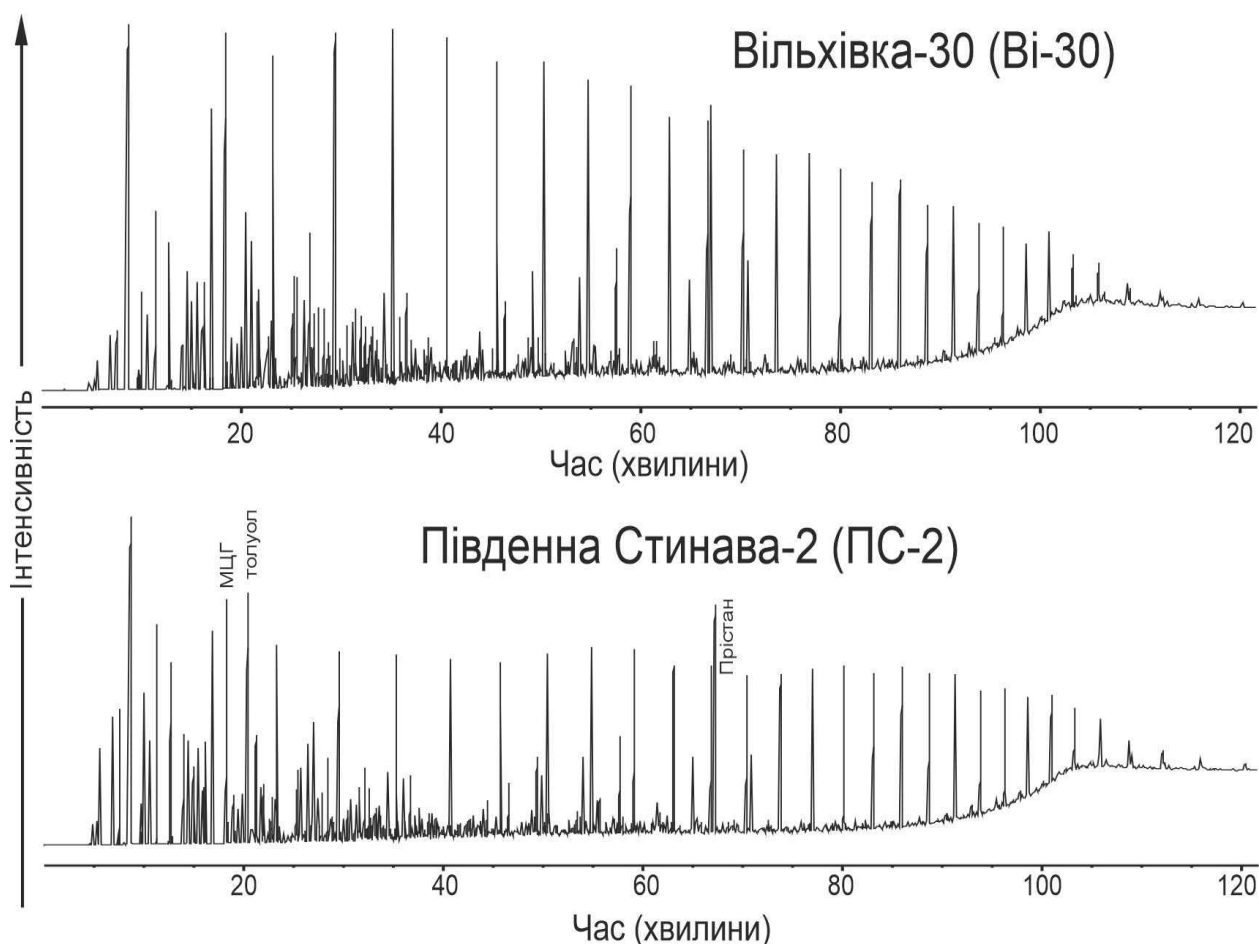


Рисунок 2.8 – Хроматограми бітумоїдів порід менілітової світи із свердловин Вільхівка-30 (гл. 968-972 м) і Південня Стинава-2 (гл. 4520-4525 м)

У переважній кількості досліджених зразків це відношення є суттєво вищим за 1. Це підтверджується також кореляцією між співвідношеннями прістан/ n -C17 та фітан/ n -C18. Значні кількості прістану і фітану в багатьох із досліджених зразків свідчать про суттєву участь водоростевих компонентів у формуванні органічної речовини порід менілітової світи [78]. У досліджених зразках бітумоїдів присутній ізоренієратен. Згідно з [100, 117], він є продуктом життєдіяльності зелених сірчаних бактерій і свідченням седиментації осадів менілітової світи в олігоценівому басейні в безкисневих умовах.

Проведені дослідження показали, що седиментація збагачених розсіяною органічною речовиною відкладів менілітової світи відбувалась у безкисневих умовах під впливом шару кисневого мінімуму. До складу відкладів менілітової світи, поряд із основною масою морської органічної речовини, входить кероген

наземного походження. На стадії раннього діагенезу під впливом бактеріальних процесів у безкисневих умовах відбулося формування високого первинного нафтогенераційного потенціалу відкладів менілітової світи.

2.2 Фундамент Зовнішньої зони Передкарпатського прогину

2.1.2 Умови осадоагромадження та постседиментаційні перетворення верхньоюрських відкладів фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину

У пізньоюрську епоху юрського періоду терени сучасного Передкарпатського прогину (див. рис. 1.2) та прилеглої частини Східноєвропейської платформи належали до Карпатського сегмента північної континентальної окраїни Мезотетису [2, 7, 36]. В його межах, у розрізі верхньоюрських відкладів численними глибокими свердловинами розкриті карбонатні породи – колектори нафти і газу. Проведення комплексу мінералого-петрографічних і палеонтологічних досліджень верхньоюрських відкладів фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину дало можливість охарактеризувати умови осадоагромадження кожного представленого у розрізах літологічного типу порід і на основі цього встановити належність породи до типового фаціального поясу (ТФП) та типової мікрофації шельфу (ТМФ) [122].

Відклади пізньоюрського віку фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину згідно з [122] – представлені такими типовими фаціальними поясами (ТФП) карбонатного шельфу (табл. 2.2):

- передовий схил карбонатної платформи * (ТФП-IV);
- органогенний риф краю платформи (ТФП-V);
- хвилеві піски краю платформи (ТФП-VI);
- морські платформові фації (ТФП-VII);
- фації обмеженої циркуляції (ТФП-VIII);
- платформові евапоритові фації (ТФП-IX).

Таблиця 2.2 – Послідовність типових фаціальних поясів (ТФП) верхньоярських відкладів фундаменту Зовнішньої зони
Передкарпатського прогину [122]

Схематичний профіль									
№ ТФП	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Типові фаціальні пояси (ТФП)	Западина	Відкритий шельф – неритові умови відкритого моря	Підніжжя схилу, що складений карбонатними осадами	Передовий схил карбонатної платформи	Органогенний риф краю платформи (біогерм)	Піски на краю карбонатної платформи	Відкрита платформа (нормальні морські умови з вільним водо-обміном)	Ділянки платформи з обмеженою циркуляцією вод	Евапорити платформи
Умови осадко-нагромадження	Відкритого басейну	Зовнішнього шельфу	Підводного схилу		Органогенних побудов	Обмілин хвильової зони	Внутрішнього шельфу (напівізолювані морські лагуни)		
							Напівізолюваних обмілин. Ізолюваних морських лагун шельфу		

Типові мікрофації (ТМФ)	За межами району досліджень. Не розкриті бурінням.	За межами району досліджень.	Вапняки губково-водоростеві (ТМФ-1)	Вапняки біогермні (ТМФ-7).	Вапняки органогенно-уламкові та органогенно-полідетритові з уламками кодіацій та дазиклада-цей (ТМФ-12). Вапняки онколітові (ТМФ-13). Вапнякові пісковики (ТМФ-14). Вапняки органогенно-полідетритові (ТМФ-14). Вапняки оолітові та псевдооолітові (ТМФ-15).	Вапняки органогенно-уламкові з водоростями <i>Thaumatorocella</i> , пов'язані з локальними рифами (ТМФ-9). Вапняки форамініферово-згусткові з дазикладацями (ТМФ-18). Вапняки водоростево-грудкуваті, водоростево-копролітові (ТМФ-19).	Брекчії, гравеліто-пісковики, вапнякові пісковики. Вапняки дрібно-грудкуватого-гастроподові; вапняки пеліциподово-гастроподово-згусткові; вапняки копролітово-пеліциподово-гастроподово-згусткові, вапняки копролітово-пеліциподово-остракодові (ТМФ-16). Вапняки копролітові з <i>Coprolitus salevensis</i> Parejas (ТМФ-16). Вапняки різнозгусткові з <i>Tybiiphytes</i> (ТМФ-16). Вапняки мікрозернисті (ТМФ-19) Вапняки строматолітові. (ТМФ-20). Доломіти та доломітизовані вапняки (ТМФ-20-24).	Ангідрити (ТМФ-20) та ангідрито-доломітові породи (ТМФ-22).
-------------------------	---	------------------------------	-------------------------------------	----------------------------	--	---	---	---

Цим стандартним фаціальним поясам відповідають наступні умови осадонагромадження:

- органогенних побудов;
- обмілин хвильової зони;
- внутрішнього шельфу з вільним водообміном (напівізольованих морських обмілин й напівізольованих морських лагун шельфу);
- напівізольованих морських обмілин та ізольованих морських лагун шельфу;
- себхи.

Розглянемо прояви процесів діагенезу та катагенезу та їх вплив на формування колекторських властивостей верхньоюрських карбонатних порід фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину.

Діагенез

Петрографічне вивчення згаданих порід показало, що процеси *раннього діагенезу* відобразилися у *перекристалізації* і та *мікритизації* уламків органогенного детриту у органогенно-детритових вапняках. Поверхня багатьох з них пошкоджена, ймовірно, внаслідок життєдіяльності водоростей-бурильників.

У геологічному літописі верхньоюрських карбонатних порід процеси *пізнього діагенезу* проявилися у формуванні цементу двох генерацій: 1) агрегати дрібних зерен кальциту, які інкрустують поверхні копролітів, оолітів, згустків, грудок та органогенних уламків у відповідних відмінах вапняків; 2) агрегати середніх і крупних зерен кальциту, що виповнюють простір між інкрустаційними каймами (рис. 2.2).

Під час мікроскопічного вивчення верхньоюрських вапняків спостерігаються прояви процесу неоморфізму, за якого первинно-волокнисті арагонітові уламки черепашок педетипод на стадії пізнього діагенезу були поліморфно заміщені мозаїчним агрегатом кристалічного кальциту (рис. 2.3)

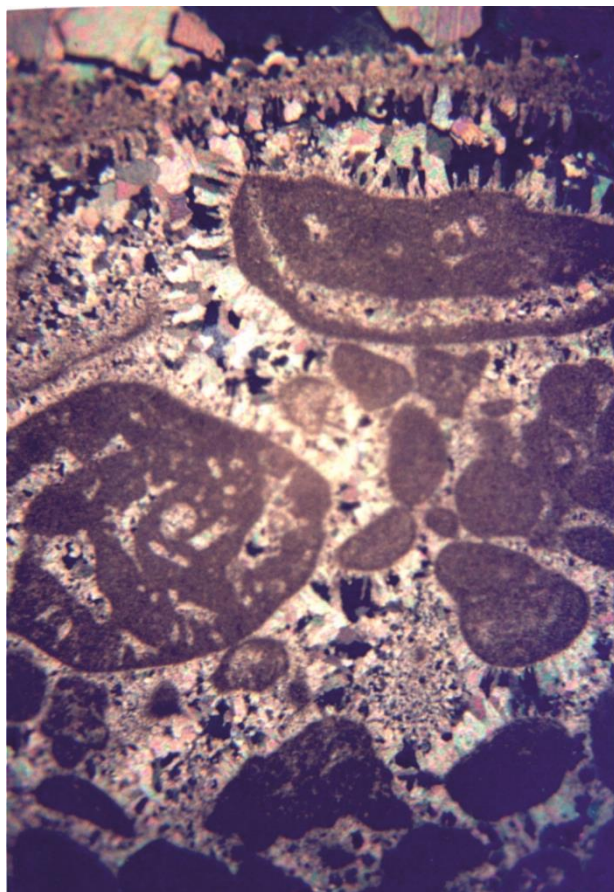


Рисунок 2.9 – Вапняк органогенно-уламковий із зернистим цементом двох генерацій, титон (св. Дідушичі-2, інт. 2118-2126 м. Нік. X. 3б. 40)



Рисунок 2.10 – Уламки призматичного шару пелеципод в уламково-полідетритовому вапняку, титон (св. Гаї-2, інт. 1932-1940 м. Нік. ||. 3б. 40)

У генетичному відношенні цікавою є наявність в органогенно-полідетритових вапняках (площа Гаї) так званих геопетальних структур (рис. 2.11). Їх формування пов'язане з діагенетичними процесами цементації, внаслідок яких великі порожнини у рифових побудовах заповнювалися впродовж декількох етапів. Спочатку у нижній частині каверн відкладався мул, а верхня їх частина згодом була заповнена зернистими агрегатами кальциту (кальцитовий цемент).

Доломітизація. На основі петрографічного вивчення верхньояорських карбонатних порід виявлено селективний характер процесу доломітизації. Найширше нею охоплені органогенно-уламкові, копролітові (рис. 2.12) та оолітові вапняки (рис. 2.13). Ромбоєдри доломіту карбонатних порід трапляються у цементі, також він заміщує органогенні рештки, а нерідко й ооліти.

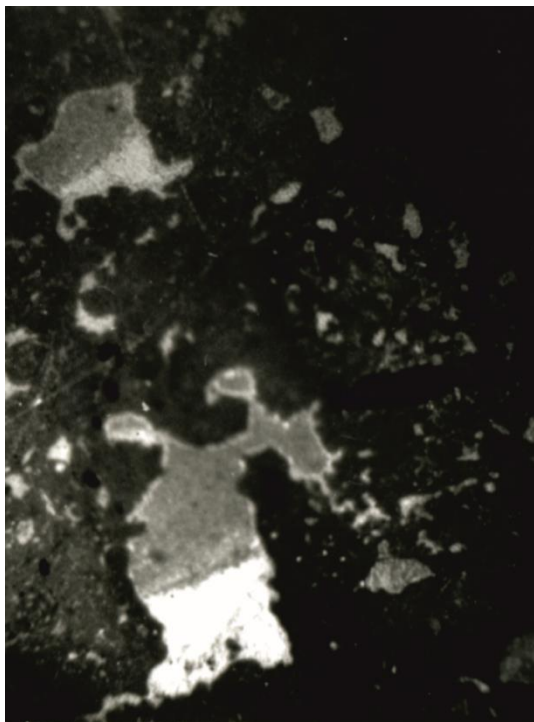


Рисунок 2.11 – Фрагменти геопетальної структури у органогенно-полідетритовому вапняку, титон (св. Гаї-2, інт. 1898-1906 м. Нік. ||. 36. 27)

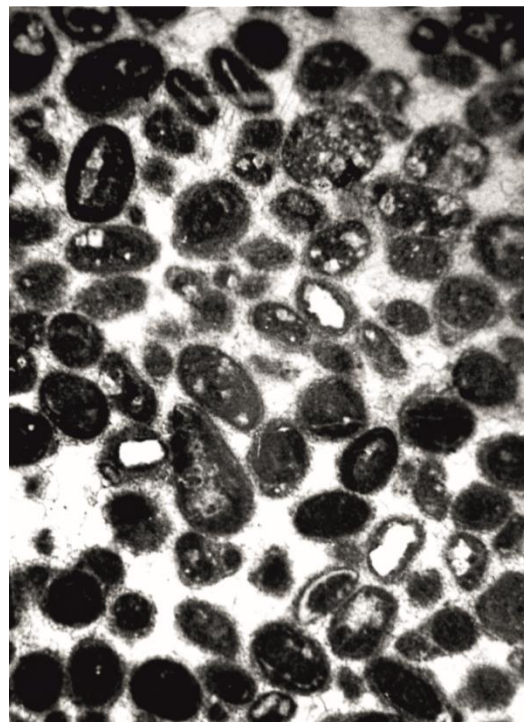


Рисунок 2.12 – Копролітовий вапняк із ромбедрами доломіту в центрі копролітів, титон (св. Коханівка-22, інт. 1322-1325 м. Нік. ||. 36. 46)

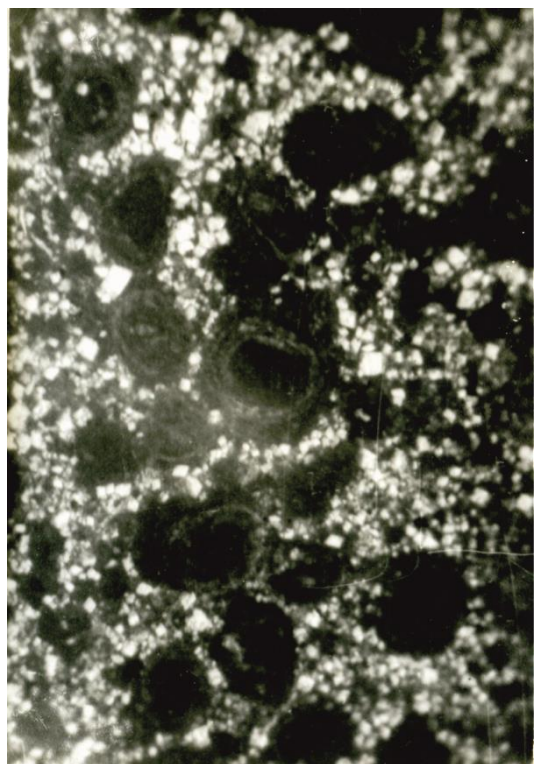


Рисунок 2.13 – Оолітовий вапняк доломітизований, титон (св.Бісків-1, інт. 4969-4975 м. Нік. ||. 36.83)

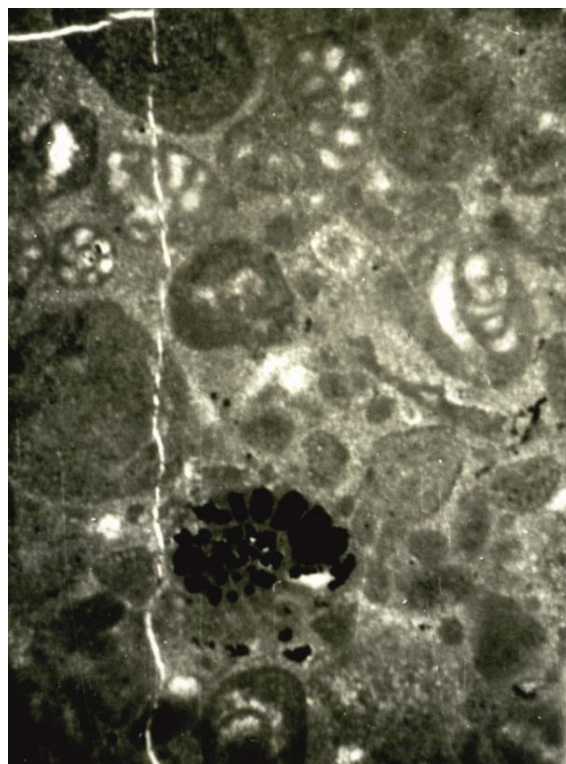


Рисунок 2.14 – Виповнення піритом камер черепашки мезоендотіри у форамініферово-грудкуватому вапняку, титон (св. Лопушна-4, глибина 4293-4299 м. Нік. ||. 36.89)

Доломітизовані оолітові, копролітові та водоростеві вапняки виявляють неоднорідну будову. На фоні пелітоморфної карбонатної маси часто спостерігаються невідпорядковані, неправильної форми скупчення зерен доломіту, які розміщуються у вигляді ромбоєдрів на місці згустків чи решток організмів.

Перекристалізація та озалізнєння. Мікроскопічне вивчення губково-водоростевих вапняків (площа Летня) показало, що вони інтенсивно перекристалізовані та озалізнєні. Перекристалізація має селективний характер і охоплює органогенні рештки, окрім ціанофітових водоростей та уламків стулок брахіопод. Процеси перекристалізації та озалізнєння проявилися у двох-трьох генераціях у вигляді світлої і темної кайми обростання на уламках організмів. Гідрокиси заліза облямовують рештки органогенного детриту та локалізуються по мікротріщинах.

Різнотернисті доломіти у відкладах кімеридського віку на площі Рудки (св.130, інтервал глибин 1620-1624м; св.135, інтервали 1418-1427м, 1495-1505м) складаються з пелітоморфного, мікро- і тонкотернистого доломіту, в масі якого виділяються численні крупні ромбоєдричні і неправильно-ромбоєдричні порфіробласти цього мінералу (0,012-0,06мм). Окремі порфіробластові зерна доломіту проявляють зональну будову. Можливо, вони виникли в процесі перекристалізації основної мінеральної маси породи. Для досліджених порід властивий плямистий морфологічний тип перекристалізації.

Скременіння. Вторинні процеси мінералоутворення позначилися формуванням у різнотернистих доломітах аутигенного кварцу. Останній спорадично спостерігається у вигляді ідіоморфних ромбоєдричних кристалів виступає на фоні карбонатної маси. Очевидно, це – псевдоморфози кварцу по порфіробластах доломіту. Окрім того, кремнезем (кварц і халцедон) селективно заміщує скелетні рештки організмів, виповнює пори й тріщини. Вивчення структури карбонатних порід показало, що скременіння є результатом метасоматичного заміщення карбонатної речовини силікатною,

що зумовлено зниженням рН, і відбувається після доломітизації.

До аутигенних мінеральних новоутворень Зовнішньої зони Передкарпатського прогину, що сформувались на стадії діагенезу, належать мінерали заліза – глауконіт і пірит.

Глауконіт – мало поширений мінерал верхньоярських карбонатних порід. Він найчастіше виповнює органічні рештки чи спостерігається у вигляді окремих самостійних зерен овальної чи неправильно-овальної форми. Глауконіт – найраніший мінерал, що сформувався в осадах на етапі окиснювального мінералоутворення.

Пірит наявний у вапняках, доломітах, а також в карбонатних породах змішаного складу. Форми знаходження піриту у карбонатних породах дослідженого регіону контролюються вмістом у мулах органічної речовини. У вапняках і доломітах спостерігаються три форми знаходження зерен аутигенного піриту: 1) виповнення камер черепашок форамініфер (рис. 2.14), пор і мікротріщин (рис. 2.15); 2) плямоподібні виділення; 3) поодинокі кубічні зерна.

Характерним постседиментаційним компонентом тонкозернистих доломітів є бітумна речовина, яка спорадично заповнює окремі пори вилуговування. У дрібнозернистих доломітах з площ Вижниця, Лопушна спостерігаються паралельно орієнтовані примазки піритвмісної органічної речовини чи гідроокисів заліза (рис. 2.16). Припускається, що піритизація передувала доломітизації і відбувалася на етапі відновного мінералоутворення з окисного заліза у мулах, багатих ОР.

Катагенез

У геологічному літописі верхньоярських карбонатних порід катагенетичні перетворення проявились у розчиненні решток організмів, зерен карбонатного цементу та пізній цементації пор і мікротріщин у породах. Процеси вилуговування позначилися у форамініферово-згусткових вапняках розчиненням черепашок форамініфер та зерен доломіту, що зумовило формування пористості цих порід. Досліджені породи значною мірою

перекристалізовані з елементами грануляції. Серед морфологічних типів перекристалізації виокремлено розсіяний, агрегатно-розсіяний та прожилковий типи.



Рисунок 2.15 – Доломіт тонкозернистий з піритом у порах та мікротріщинах, кімеридж (св. Південна Гринівка -1, інт. 2547-2548 м. Нік. ||. 36.30)

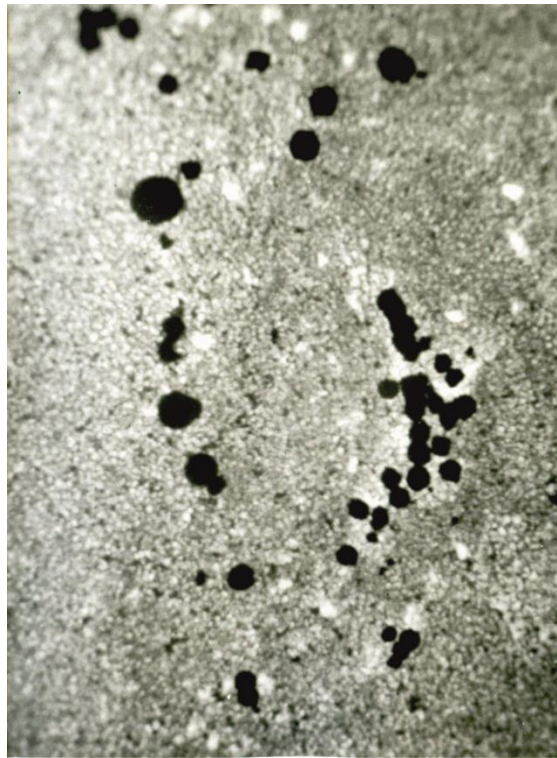


Рисунок 2.16 – Доломіт дрібнозернистий з порами заповненими піритом, титон (св.Вижниця-1, інт. 2541-2549 м. Нік. ||. 36.45)

Інколи у форамініферово-різногрудкуватих вапняках наявні пори вилугування зерен карбонатного цементу. Окремі з них вторинно заліковані кальцитом (площа Південна Гринівка), ангідритом, зрідка дисульфідами заліза (площа Лопушна) (рис. 2.17).

Зміна первинної текстури копролітових вапняків під впливом постдіагенетичних процесів проявилася у вилугуванні зерен доломіту в окремих копролітах (площа Коханівка) (див. рис. 2.12) та у заповненні мікротріщин гідроксидами заліза (площа Іспас).

Петрографічними дослідженнями у дрібнозернистих доломітах встановлено розвиток вторинних процесів на стадії раннього(?) катагенезу,

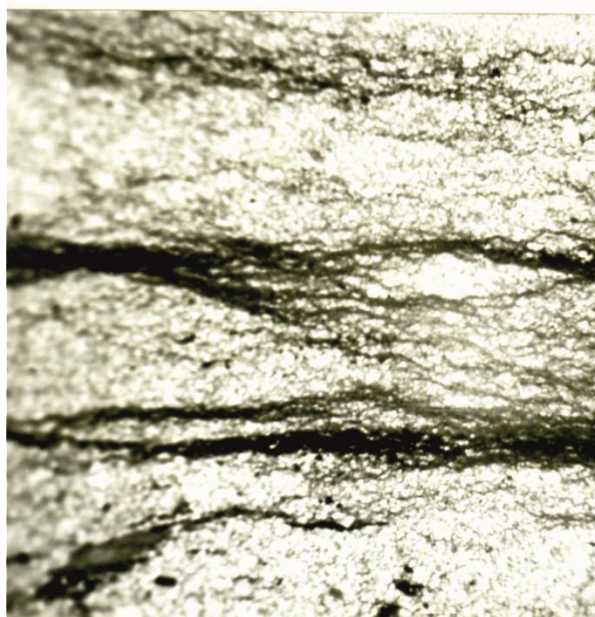


Рисунок 2.17 – Доломіт тонкодрібнозернистий з мікротріщинами, заповненими піритизованою органічною речовиною, подекуди збагаченою гідроокислами заліза., титон (св. Лопушна-11, інт. 4290-4295 м. Нік. ||. 36.32)

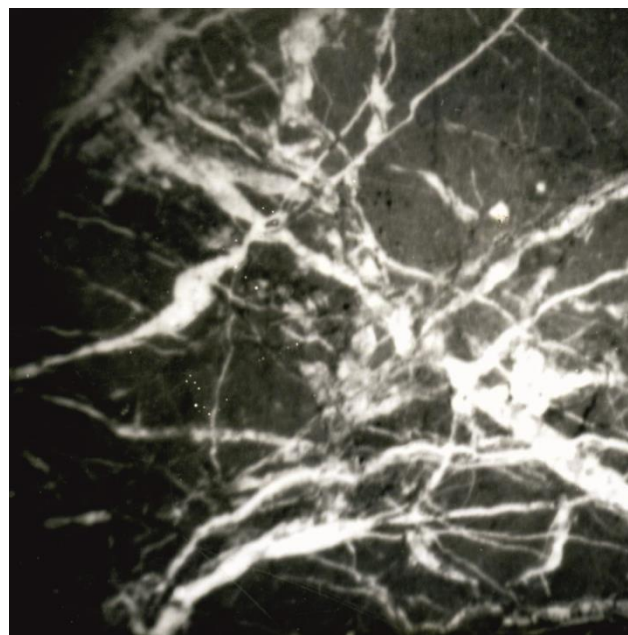


Рисунок 2.18 – Мікрозернистий вапняк з "сітчастими" мікротріщинами, заповненими кальцитом, Оксфорд (св. Лановичі-1, інт. 2232-2237 м. Нік. ||. 36. 54)

що зумовило формування численних пор вилуговування зерен доломіту, які надали породі "губчастої" текстури. Інколи пори заповнені зернами піриту розміром 0,024-0,12 мм (площа Вижниця) (див. рис. 2.16) або бітумоподібною оптично анізотропною речовиною (площі Вижниця, Славецька). Спорадично внаслідок вилуговування значної кількості зерен доломіту виникали вторинні округлі пори діаметром до 0,26 мм (площі Вижниця, Лопушна).

У різнозернистих доломітових породах кімеридського віку (площа Рудки) розвиток доломіту по порах та мікротріщинах, а також заповнення бітумом пор вилуговування зерен доломіту підтверджують концепцію глибокого розвитку вторинних метасоматичних процесів, що проходили на стадії катагенезу (перерозподіл карбонатів кальцію та магнію у літифікованій породі, кальцій-магнієвий метасоматоз інших мінеральних фаз).

У результаті пізньої цементації тріщини у літифікованій породі заповнені і заліковані кальцитовими агрегатами різної зернистості. Значна тріщинуватість – характерна особливість мікрозернистих вапняків. Породи

розбиті субпаралельними мікротріщинами (0,031 мм), які виповнені агрегатами зерен кальциту, зрідка ангідриту. Вторинні процеси призвели до розтріскування порід, що проявилось в утворенні мереживоподібної текстури (рис. 2.18).

Іноді мікротріщини ускладнені наявністю горбкувато-стовбчастих парастилолітів, по ходу розвитку яких виникли каверни. Окремі з них, як і самі парастилоліти, заповнені світло-бурым бітумом чи зернами кальциту, зрідка ангідриту.

У мінералогічному відношенні катагенетичні зміни карбонатних порід дослідженого регіону були пов'язані головним чином з привнесенням речовин у осад (сульфатизація, целестинізація) чи винесенням їх (дедоломітизація, децементация). З мінеральних новоутворень стадії катагенезу у карбонатних породах Зовнішньої зони Передкарпатського прогину слід відзначити ангідрит та целестин.

Сульфатизація. Ангідрит поширений у вапняках та доломітах. Він трапляється у вигляді дрібних зерен, які помітні лише в шліфах, утворює химерні голубуваті включення та прожилки (рис. 2.19), заміщує органічні рештки (рис. 2.20) і цемент карбонатних порід (рис. 2.21).

У крупних включеннях ангідрит представлений радіально-променистими чи волокнистими мінеральними агрегатами, в масі яких спостерігаються залишки карбонатної породи у вигляді щільних, чітко оконтурених ділянок або прожилків. Дрібні включення ангідриту найчастіше утворені крупними кристалами. Вони зустрічаються у відносно крупнокристалічних та мікрозернистих доломітах.

Целестинізація. Целестин – менш поширений мінерал у досліджених верхньоюрських породах, ніж ангідрит. Переважно він входить до складу порід, які містять ангідрит. Целестин спостерігається у вигляді неправильних включень, приурочених до решток організмів. Іноді целестин виповнює мікротріщини у карбонатних породах (рис. 2.22).

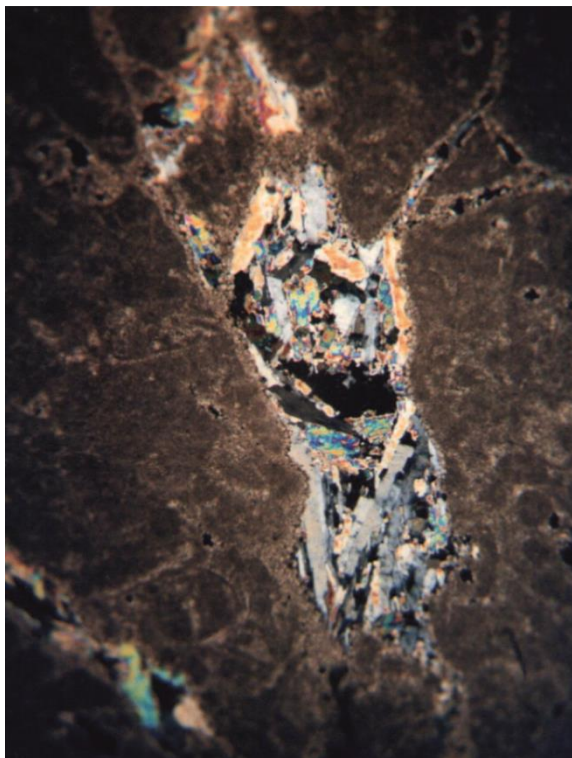


Рисунок 2.19 – Таблитчасто-волокнисті зерна ангідриту по мікротріщині у різногустковому вапняку, титон (св. Дідушичі-2, інт. 1975,8- 1983,7 м. Нік. X. 36. 53

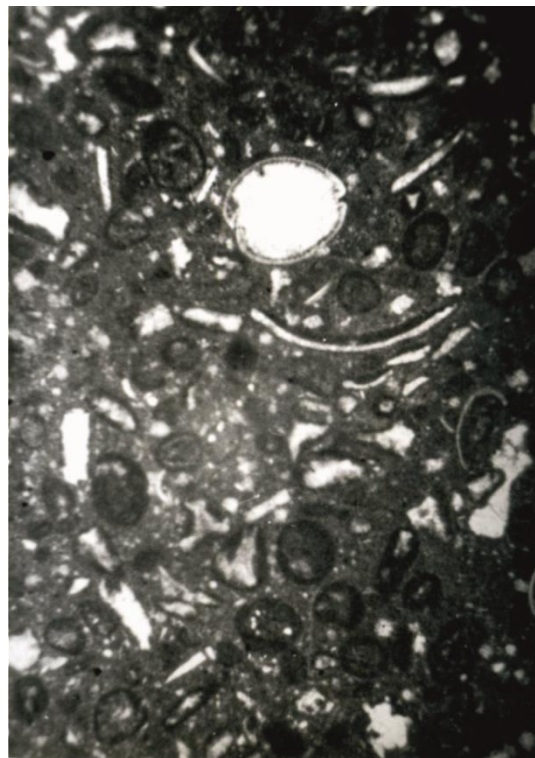


Рисунок 2.20 – Ангідрит виповнює панцир остракоди, замістивши кальцит у копролітово-пелециподово-остракодовому вапняку, титон (св. Коханівка-26, інт. 1193-1201м. Нік. ||. 36.68)

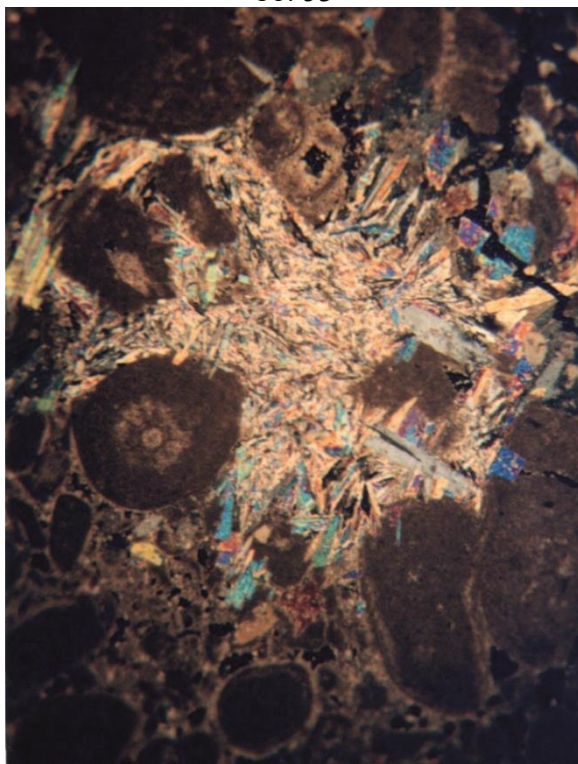


Рисунок 2.21 – Ангідрит заміщує кальцитовий цемент у органогенно-уламково-різногрудкуватому вапняку, титон. (св. Дідушичі-2, інт. 2001-2008м. Нік. X. 36.36)

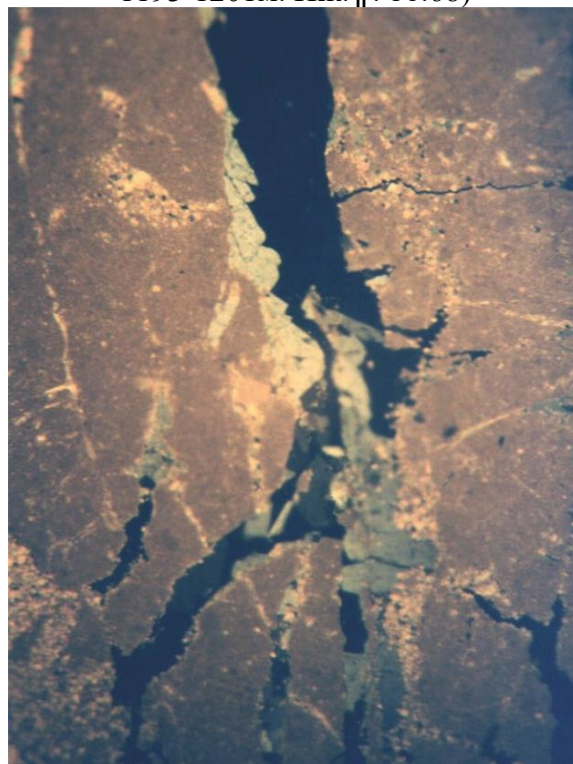


Рисунок 2.22 – Мікротріщина частково виповнена целестином, титон (св. Лопушна-11, інт. 4290-4295м. Нік. X. 36.36)

Тісний зв'язок целестину з сульфатами кальцію наводить на думку, що вони сформувалися за однакових умов. Процеси сульфатизації і целестинізації проходили під дією засолонених підземних вод на стадії катагенезу і відбувалися після доломітизації.

Дедоломітизація. У зоні поверхневого вивітрювання доломітів і порід змішаного складу (доломітових вапняків і вапнякових доломітів) розвивалися процеси дедоломітизації, що призвело до кальцитизації порід. При мікроскопічному вивченні це проявилось у появі в ромбоедрах доломіту неправильних включень мікрозернистого кальциту (площі Коханівка, Південна Гринівка) (рис. 2.23).



Рисунок 2.23 – Дедоломітизація породи, титон (св.Коханівка-23, інт. 1339,4-1350,7м. Нік. Х. 36.50)

З процесами діагенезу і катагенезу пов'язане розчинення карбонатного матеріалу, яке по різному впливає на колекторські властивості відкладів. Аутигенне мінералоутворення, за винятком доломітизації, погіршує, а перекристалізація покращує колекторські властивості верхньоярських карбонатних порід.

Захоронення карбонатних порід на глибині сприяє збереженню і навіть покращенню їх колекторських властивостей унаслідок як розчинення, так і

текстурної неоднорідності на межах елементів якої розвивається тріщинуватість. За спостереженнями найсприятливішими в цьому відношенні є органогенні та уламкові відміни карбонатних порід. За наявності глинистих мінералів у складі їх цементу підвищується текстурна неоднорідність, а отже, і здатність до утворення тріщин.

Поєднання таких особливостей карбонатних порід, як рання літифікація, неоднорідність первинної структури порового простору, хімічна нестійкість породоутворювальних мінералів, а також здатність до формування тріщин, зумовлюють велику різноманітність морфології та генезису пустот у верхньоярських карбонатних породах Зовнішньої зони Передкарпатського прогину. Переважання одного з типів пустот визначає тип колекторів: поровий, порово-каверновий, тріщинно-каверновий.

2.3 Переддобруджинський прогин та північно-західний шельф Чорного моря

2.3.1 Умови нагромадження відкладів середнього-пізнього девону, збагачених органічною речовиною. Переддобруджинський прогин

При вивченні динаміки процесів вуглеводнеутворення важливим є з'ясування характеру просторово-вікового поширення нафтогазоматеринських відкладів, оскільки власне вони визначають ефективність роботи системи в цілому.

Як відомо, в якості *нафтогазоматеринських* виступають відклади безкисневого седиментогенезу, збагачені органічною речовиною (ОР), які за Parrish, 1980, називаються «біопродуктитами». У Переддобруджинському прогині до такого («чорносланцевого») типу відкладів або «вуглецево-глинистої формації» [7] віднесено утворення розівської та кочулійської світ нижнього девону. Породи розівської світи (потужність близько 135 м) представлені чорними горизонтальношаруватими вапнистими аргілітами з

проверстками вапняків та мергелів. Кочулійська світа (до 550 м) складена чорними некарбонатними слабослюдистими аргілітами з тонкими (1–2 см) прошарками темно-сірих пелітоморфних вапняків. Основна маса порід представлена тонкодисперсним оптично орієнтованим глинистим матеріалом з поодинокими зернами кварцу та лусками слюди. Ділянками аргіліти збагачені органічною речовиною. Згідно з даними С. Мачуліної (2021), вміст C_{org} у породах становить 0,3–4,2 %. Формування цих вуглецевмісних глинистих верств пов'язують [7] з діяльністю у ранньому девоні приберегового апвелінгу.

У біогенно-евапоритовій сульфатно-карбонатній формації середнього та верхнього девону також встановлені шари чорних збагачених органічною речовиною аргілітів та мергелів, але дотепер відсутні аргументовані моделі їх формування. Так, за даними С. Мачуліної (2021), такі утворення розвинені у відкладах живетського та на межі франського і фаменського ярусів. Вони формують пласти потужністю 8–10 м, які у св. Східносаратська-3 представлені чорними бітумінозними кременистими аргілітами, іноді з уламками карбонатно-глинистих порід і гідрослюдистими аргілітами з тонкорозсіяним піритом. У св. Сариярська-1 в живетській товщі встановлено (за даними С. Мачуліної, 2021) до 9 пачок з чорними піритизованими аргілітами і бітумінозними мергелями, прошарками глинистих органогенно-детритових вапняків з обмеженим видовим складом органічних залишків (15–20 % на породу). Пірит тонкорозсіяний в основній масі породи, а також утворює стяжіння і виповнює внутрішні ділянки органогенного детриту, який представлений фрагментами остракод, пелеципод, спікулами губок, рідко форамініферами та водоростями. Згідно з [14] у нижніх частинах циклітів як живетських, так і ейфельських нашарувань розвинені горизонти подібних літотипів потужністю до 3–10 м.

Для того, щоб визначити наскільки важливу роль можуть відігравати ці утворення у формуванні вуглеводневих покладів в регіоні, були розглянуті питання їх седименто-літогенетичної природи [16].

Парагенез «чорносланцевих» та евапоритових відкладів є доволі відомим. У палеогеографічному плані ці утворення характеризуються певними закономірностями просторового розвитку. Останнє проявляється у послідовній зміні відкладів прибережної частини шельфу з підвищеною солоністю глинистими та карбонатно-глинистими осадами, збагаченими ОР, більш глибоководного басейну. Ці області найчастіше розділяються зоною карбонатного осадонагромадження, в межах якої можуть формуватися різноманітні органогенні споруди (біогерми, рифи). Водночас у цій зоні періодично відкладаються і карбонатно-глинисті осади з підвищеним вмістом ОР. Це спричиняє поліциклічний характер розвитку карбонатних, сульфатних та «чорносланцевих» утворень. Такі взаємовідносини літогенетичних типів встановлені у девонських (формація Дюпероу) та нижньокам'яновугільних відкладах басейну Віллістон (Канада), крейдових відкладах Нижньоконголезької западини та ін., де циклічність проявляється у розвитку чорних бітумінозних глинистих порід у низах циклів та переході догори в евапоритові нашарування.

Досліджувані середньо-верхньодевонські відклади Переддобруджинського прогину можна віднести до утворень подібного типу. При цьому слід зазначити, що на цей час вони вивчені лише у периферійних ділянках депресій (Тузлівської, Алібейської) і головню на конседиментаційних підняттях. А отже, враховуючи вищезгадані приклади, є підстави прогнозувати розвиток потужніших горизонтів «чорносланцевих» відкладів у депоцентрах цих депресій. Така модель фаціальної зональності була запропонована [17], де прогнозувалося заміщення сульфатно-карбонатних осадів карбонатно-глинистими в напрямку приосьової частини Тузлівської депресії. У роботах [17, 18] показано, що область прибережної евапоритової седиментації відокремлюється від депресійних утворень зоною верхньої субліторалі, де домінувало карбонатонагромадження з формуванням органогенних біостромових тіл.

Таким чином, виходячи з вищевикладеного, є підстави передбачати, що

у середньо-пізньодевонський час у межах досліджуваної території панували седиментаційні обстановки т. зв. компенсаційної водної циркуляції. При цьому поверхневі води відкритої частини водойми надходили у мілководну область підвищеної солоності, а сильно мінералізовані стікали у більш глибоководну частину басейну. Засолені ділянки в цілому були малосприятливими для розвитку життя та нагромадження сапропелевої органіки. Натомість у відкритій частині водойми інтенсивно розвивався органічний світ завдяки надходженню поживних речовин постійними течіями, спрямованими в бік евапоритового басейну. На мілководді у ділянках інтенсивного промивання масово розвивалися колоніальні організми з формуванням різнорангових біогенних споруд. При цьому надлишковий органогенний матеріал скидався у занурені ділянки дна, що слугувало додатковим джерелом збагачення карбонатно-глинистих мулів ОР. Більш глибоководна частина системи поряд із підвищеною біопродуктивністю характеризувалася сприятливими для збереження і захоронення ОР умовами. Це спричинялося надходженням щільних осолонених вод, які займали спочатку найбільш занурені частини рельєфу морського дна, а надалі охоплювали більшу площу, знижуючи рівень трофічної переробки ОР.

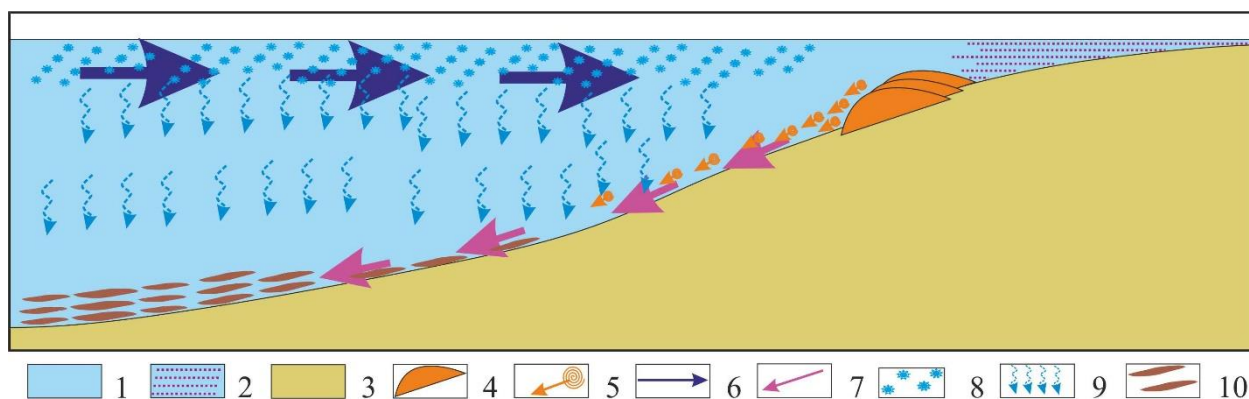


Рисунок 2.24 – Модель формування осадів, збагачених ОР в Переддобруджинському середньо-пізньодевонському седиментаційному басейні [12].

1 – водна товща нормальної солоності, 2 – засолені ділянки водойми, 3 – породи ложа седиментаційного басейну, 4 – біогенні споруди, 5 – продукти руйнування біогенних споруд; течії: 6 – поверхневі, 7 – придонні мінералізовані; 8 – зона масового розвитку фіто-зоопланктону, 9 – випадіння біомаси, 10 – область ефективного захоронення ОР

Враховуючи вищенаведені дані, побудовано принципову модель осадоагромадження в межах Білоліського блоку Переддобруджинського прогину (рис. 2.24), яка демонструє, що депоцентри Тузлівської та Алібейської депресій могли бути областями розвитку доволі потужних відкладів середньо-пізньодевонського аноксичного седиментогенезу. Вони, поряд із подібними відкладами нижнього девону, являли собою достатньо ефективні нафтогазоматеринські утворення. Останні є складовою нафтогазових систем, що, у ряду інших елементів (динаміка розвитку осередків генерації, шляхи міграції та зони акумуляції вуглеводнів), визначає головні особливості формування їх покладів.

2.3.2 Обстановки палеоценового осадоагромадження. Західна частина Причорноморського Мегапрогину

У зв'язку з недостатністю інформації про породи, що складають розріз (низький відбір керну), побудова седиментаційних моделей ґрунтувалася на результатах літогенетичної інтерпретації результатів геофізичного дослідження свердловин, згідно підходів [19], з урахуванням фрагментарних літолого-петрографічних даних.

На цій основі було виділено чотири біофації: 1) біогерми; 2) внутрішньобіогермні лагуни; 3) шлейфи руйнування біогермів; 4) зовнішній шельф (басейнові рівнини).

На північному борті Каркінітського прогину (рис. 2.25, перетин I–I) максимальний розвиток біогермних утворень спостерігається у відкладах данського та зеландського ярусів. Вони локалізовані у Голіцино–Шмідтівській та Безименній ділянках і заміщуються шлейфами руйнування та депресійними відкладами зовнішнього шельфу в напрямку Флангової структури. Внаслідок чергування у розрізі біогермних та міжбіогермних утворень формується т. зв. «рифова шаруватість». Відклади тенетського ярусу складені виключно утвореннями зовнішнього шельфу з розвитком декількох горизонтів шлейфів

руйнування біогермних масивів у районі св. Флангова-2 та Голіцина-2.

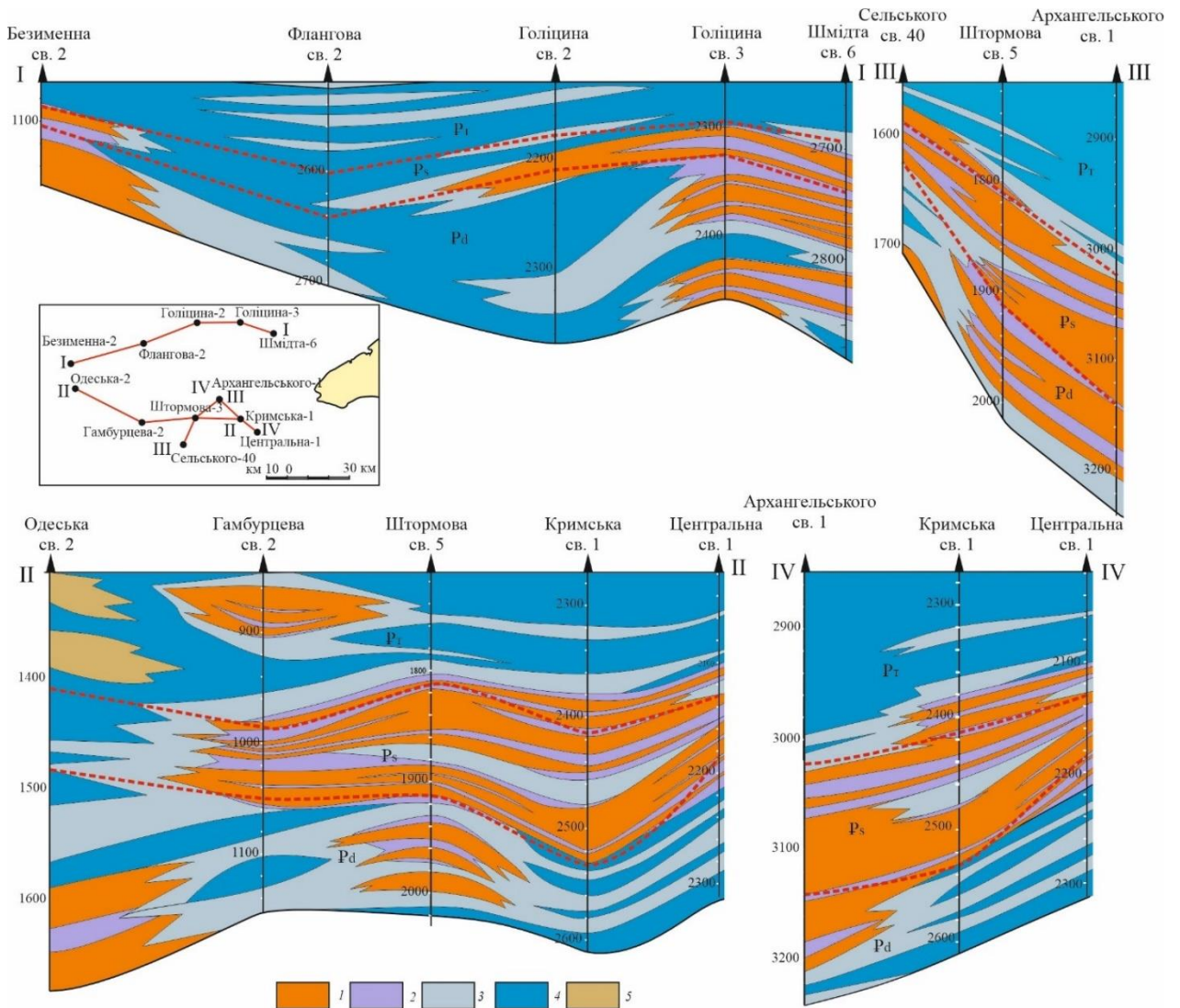


Рисунок 2.25 – Седиментаційні моделі палеоценових відкладів [19]

1 – біогерми, 2 – внутрішньобіогермні лагуни, 3 – шлейфи руйнування біогермів, 4 – зовнішній шельф (басейнові рівнини), 5 – теригенні бари

В межах південного борта біогермні тіла також тяжіють переважно до данських та зеландських нашарувань. Так, на перетині II–II у данських відкладах вони зафіксовані на Штормовій та Одеській структурах. Максимально біогерми (потужність до 40 м) розвинені у східній частині перетину (від св. Гамбурцева-2 до св. Центральна-1), де вони перешаровуються з осадами внутрішньобіогермних лагун (5–10 м) та заміщуються вбік Одеської структури шлейфами руйнування та відкладами басейнових рівнин. У відкладах танетського віку на структурі Гамбурцева

локалізоване біогенне тіло товщиною близько 45 м.

На перетинах III–III та IV–IV встановлена цікава особливість – суттєве збільшення потужності біогермних утворень (данський, зеландський яруси) в напрямку приосьової частини Каркінітського прогину (св. Архангельського-1) (див. рис. 2.24). Хоча традиційно у цьому депоцентрі фіксувалися відклади зовнішнього шельфу [8]. Така фаціальна картина дає підстави припустити можливість конседиментаційного прояву Центрально-Михайлівського підняття.

Виходячи з цих міркувань та враховуючи трансгресивні тенденції палеоценового періоду, для окремих його епох побудовані моделі фаціальної зональності, які демонструють її еволюцію в часі (рис. 2.26).

У данський час біогермні масиви були локалізовані у чотирьох ділянках. На заході ці утворення охоплювали структури Безименну та Одеську. На південному сході біогенні акумулятивні тіла локалізовані в межах структур Штормова та Архангельського. В останньому випадку, враховуючи встановлені на перетинах тенденції розвитку біофаціальних зон, прогнозується поширення цього комплексу у північному напрямку (Центрально-Михайлівське підняття). На північному сході розвинений Голіцино-Шмідтівський масив. Виходячи з наявності у розрізі св. Флангова-2 та Голіцина-2 шлейфів руйнування, прогнозується існування біогермних утворень на північ від них.

Ці біогенні тіла облямовувалися відкладами уламкових шлейфів (продуктів їх руйнування), ареали яких у більшості випадків мають прогнозний характер. Зона зовнішнього шельфу простягалася у субширотному напрямку вузькою смугою, значно розширюючись у західній частині території.

Зеландській епосі, як вже зазначалося, був притаманний максимальний розвиток біогенних тіл. Насамперед, це фіксується формуванням на південному борті прогину крупного біогермного масиву, який охоплював структури: Гамбурцева, Штормову, Сельського, Центральну, Кримську,

Архангельського і, вірогідно, простягався на північ від останньої.

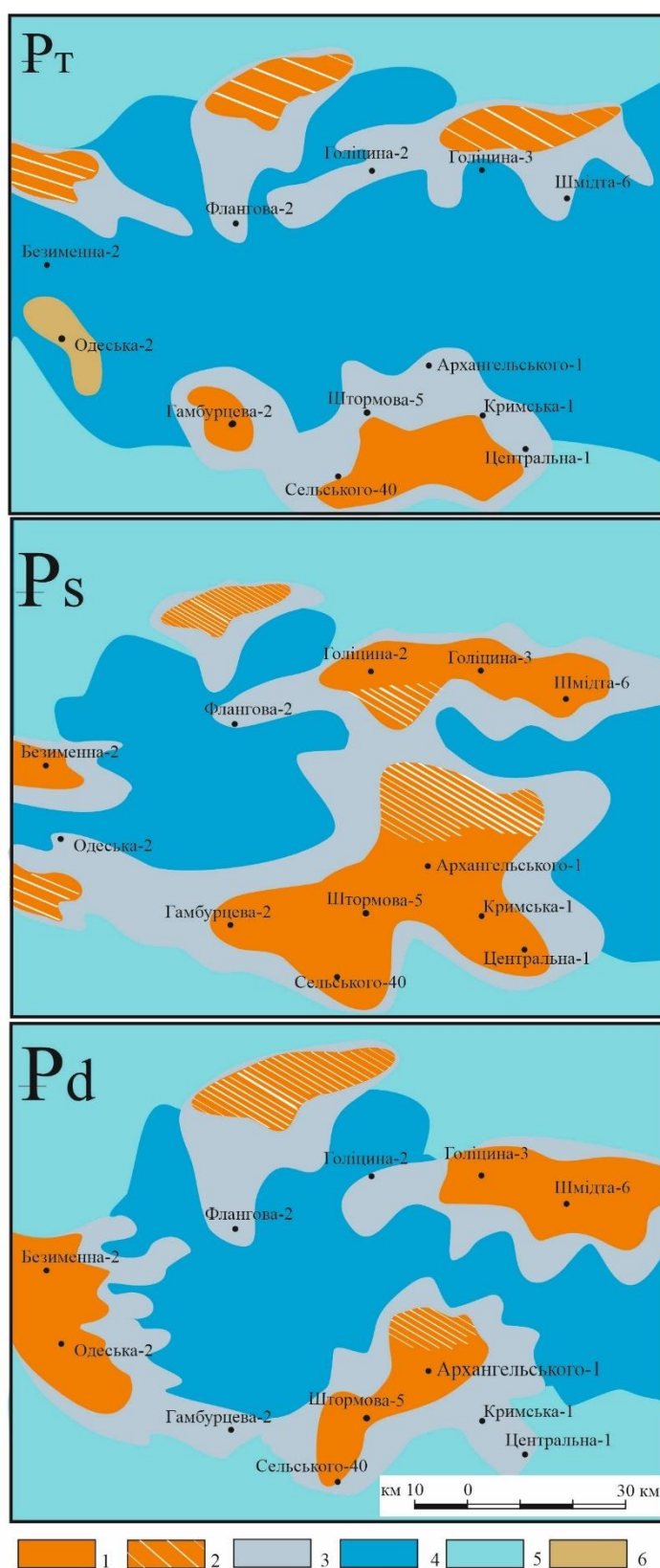


Рисунок 2.26 – Модель еволюції біофасіальної структури палеоценових відкладів [19].

Біогерми: 1 – встановлені, 2 – прогнозні, 3 – шлейфи руйнування біогермів, 4 – зовнішній шельф (басейнові рівнини), 5 – внутрішній шельф, 6 – вздовжберегові бари

На протилежному борті прогину продовжував існувати у дещо іншій конфігурації Голіцино-Шмідтівський масив із прогнозним поширенням біогермних фацій у південному напрямку. У західній частині території невелике біогенне тіло зафіксоване на Безіменній структурі. Такі утворення прогнозуються у ділянках на південь від св. Одеська-2 та на північ від св. Флангова-2. У зв'язку з розширенням ареалів розвитку біогермних фацій можна передбачати з'єднання у центральній частині прогину шлейфів руйнування північного та південного біогермних масивів, що мало призвести до відокремлення західної та східної зон зовнішнього шельфу.

Трансгресивні тенденції розвитку палеогенового басейну реалізувалися у танетський час. Це проявилось насамперед у значному розширенні області зовнішнього шельфу, у зменшенні розмірів біогермних утворень та їх віддаленні від приосьової зони басейну. Найбільш виразно останнє фіксується в межах північного схилу, де за непрямыми даними прогнозується існування трьох невеликих біогермів. Водночас привертає увагу успадкований розвиток (попри трансгресію) біогермних тіл на структурах Гамбурцева, Сельського, Центральна. Це, вочевидь, могло бути спричинене конседиментаційними висхідними рухами в межах Чорноморсько-Каламітського підняття, на чому наголошувалося і в роботах [18, 19]. У північно-західній частині дослідженого району (структура Одеська) розвинені теригенні утворення вздовжберегових барів, які продовжували формуватися тут і упродовж еоцену [61].

3. АСПЕКТИ ГЕНЕРАЦІЇ ТА АКУМУЛЯЦІЇ ВУГЛЕВОДНІВ В МЕЖАХ ОСНОВНИХ ЛІТОЛОГО-СТРАТИГРАФІЧНИХ КОМПЛЕКСІВ ФАНЕРОЗОЮ

У межах західного регіону України існують нафтогазоносні осадові комплекси порід, які відрізняються за віком, геологічною будовою, фазовим станом вуглеводнів та іншими ознаками. Зокрема, основні нафтові родовища регіону розміщені в межах Бориславсько-Покутського покриву Внутрішньої зони Передкарпатського прогину вздовж насуву Карпат, а основні газові поклади розташовані паралельно їм у межах Зовнішньої зони прогину. У мезозойських відкладах фундаменту Передкарпатського прогину знайдені поклади вуглеводнів, які територіально збігаються з міоценовими покладами прогину. Сучасні методи геохімічних досліджень дозволяють визначити, чи існує генетична спорідненість між цими зближеними у просторі, але різними за геологічною будовою нафтогазоносними осадовими комплексами, а отже – краще зрозуміти особливості просторового поширення перспективних відкладів як за глибиною, так і латерально.

Такі дослідження передбачають комплексну оцінку всього спектра процесів, результатом яких є формування нафтогазоносних провінцій: від умов осадонагромадження в седиментаційному басейні аж до акумуляції вуглеводнів у пастках. Якщо вивчення останньої ланки цього ланцюга, тобто порід-колекторів і пасток вуглеводнів, на сьогодні достатньо широко висвітлене в науковій літературі, то всі інші аспекти потребують глибшого вивчення. Саме з цієї позиції нами зроблено спробу розглянути нафтогазоносні осадові комплекси регіону.

Зважаючи на всі описані вище особливості, завданням цієї роботи є дослідження нафтогазоносних комплексів Українських Карпат, Передкарпатського прогину та його фундаменту, які включають родовища, що різняться не лише стратиграфічно та структурно, а й за фазовим складом вуглеводнів.

Геохімічна характеристика і генетична ідентифікація органічної речовини потенційно нафтогазоматеринських порід є фундаментальним аспектом вивчення процесів генерації та акумуляції вуглеводнів у досліджуваному регіоні. Визначення генетичного типу органічної речовини, кількості загального органічного вуглецю в породі та ступеня термальної зрілості керогену є основними параметрами, необхідними для оцінки потенційних нафтогазогенераційних властивостей досліджуваних порід. Такий комплекс робіт із використанням сучасних геохімічних методів був проведений для вивчення нафтогазоматеринських товщ Українських Карпат і Передкарпатського прогину.

З метою визначення особливостей процесів генерації та акумуляції вуглеводнів здійснено моделювання динаміки катагенезу та нафтогазоутворення у відкладах девону Переддобруджинського прогину та палеоцену північно-західного шельфу Чорного моря.

У Переддобруджинському прогині основний етап міграції вуглеводневих флюїдів відбувався наприкінці першого циклу катагенезу (середній карбон – рання юра). При цьому на різних глибинних рівнях формувалися потоки вуглеводнів різного фазового складу. Джерелом газу слугували відклади нижнього девону, а основний об'єм нафти генерувався у нашаруваннях ейфельського віку. Упродовж другого циклу катагенезу у зв'язку зі зниженням пластових температур та певним вичерпанням потенціалу органічної речовини прогнозується можливість лише процесів руйнування та (або) переформування раніше утворених вуглеводневих скупчень.

Для палеоценових відкладів Причорноморського мегапрогину встановлено латеральну неоднорідність режиму катагенезу, що зумовило різночасовість формування покладів Одеського, Голіцинського та Штормового родовищ (олігоцен та міоцен). Показано можливість перманентного поповнення їхніх запасів за рахунок надходження вуглеводнів із проміжних резервуарів.

3.1 Внутрішня зона Передкарпатського прогину та Складчасті Карпати

3.1.1 Постседиментаційні перетворення крейдяних і олігоценових скременилих бітумінозних порід і акумуляція вуглеводнів

Родовища нафти і газу на малих і помірних глибинах значною мірою вже розвідані. Зараз інтенсивно проводяться пошуки вуглеводневих покладів на великих глибинах (понад 4–4,5 км) [23, 24, 25, 31, 46]. Тому актуальним напрямком літолого-генетичних досліджень є вивчення впливу процесів катагенезу на еволюцію фільтраційно-ємнісних властивостей (ФЄВ) порід, а також на акумуляцію вуглеводнів у породах-колекторах.

Нами [5, 6, 26, 56, 58] проведено літолого-петрографічні дослідження порід-колекторів та флюїдоупорів палеогенового нафтогазоносного комплексу Передкарпатського прогину і Скибової зони (вигодська світа, середній еоцен; менілітова світа, олігоцен). Цей розділ присвячений літогенетичним особливостям крейдових (спаська, шипотська, стрийська світи) та олігоценових (менілітова світа) відкладів у контексті їхньої нафтогазоносності.

Під час катагенезу крейдово-палеогенового флішу Карпат діяла низка чинників. Одні з них погіршували колекторські властивості нафтогазоносних порід, інші – сприяли їхньому збереженню на глибинах або були причиною виникнення вторинного порового простору. Погіршення пористості та проникності теригенних відкладів зумовлювалося не тільки ущільненням порід, а й заповненням міжзернового простору і тріщин карбонатами, сульфатами, кремнеземом, явищем регенерації кварцу, розчиненням уламків кварцу на контакті з виникненням конформних, інкорпораційних, мікростилітових структур. Збереження породами-колекторами високих ФЄВ на великих глибинах залежало від їхніх структурно-текстурних ознак, потужності верств та місця в розрізі. Виникнення вторинного порового

простору відбувалося внаслідок розчинення і виносу сполук, нестійких у конкретних фізико-хімічних умовах, або утворення літогенетичної чи тектонічної тріщинуватості.

Відмічається зв'язок між колекторськими властивостями теригенних порід і характером їхньої цементації. Встановлено, що найкращі ФЄВ у флішових відкладах досліджуваних нафтогазоносних областей мають породи-колектори з поровим, контактово-поровим, плівково-поровим цементом, а порівняно гірші – з порово-базальним або базальним типом цементації. Зокрема, у палеогенових відкладах Бориславського нафтопромислового району (НПР) така залежність чітко проявляється на прикладі порівняння менілітових нафтонасичених пісковиків другого структурного поверху, розкритих свердловиною № 1-Нижньостинавська (інт. 4625–4640 м) у межах нафтового покладу, з одновіковими породами, що зустрічаються в розрізі свердловини № 3-Нижньостинавська, з якими пов'язані лише незначні припливи нафти. Перші мають низький вміст цементу і високі колекторські властивості (нафтовий поклад). У других найчастіше спостерігається базальний або порово-базальний карбонатний цемент. Подібні петрографічні особливості мають і пісковики менілітових відкладів другого структурного поверху, розкритих свердловиною № 49-Іванківська у непродуктивному горизонті.

Переважає більшість досліджених різновидів пісковиків і алевролітів має структуру, яка сформувалася під час седиментогенезу кластичних порід. Проте іноді в них проявляються ознаки порід, що зазнали глибоких катагенетичних перетворень, а саме: регенераційно-кварцовий, пойкилокластичний типи цементації, конформні та інкорпораційні зчленування зерен, орієнтоване розміщення кварцових зерен. Спостерігаються кварцові зерна, розбиті мікротріщинами, подекуди залікованими кальцитом. Найчастіше подібні структури властиві породам нижчих структурних поверхів, глибше 4–4,5 км у Бориславському і Долинському НПР і глибше 2,5–3 км – у Надвірнянському. Утворення регенераційно-кварцових, конформних

та інкорпораційних структур призводило до зниження пористості і проникності порід, а отже, до погіршення їхніх колекторських властивостей. Регенерація кварцу відбувалася шляхом розчинення уламкових зерен і корозії останніх карбонатним цементом та подальшого осадження кремнезему на ділянках породи, де середовище характеризувалося низькими значеннями рН. Це, зокрема, підтверджується прямоподібним розподілом регенераційно-кварцового цементу в основній масі деяких різновидів порід, наприклад, у пісковиках менілітової світи, розкритих св. 1-Північнозаводівська.

Особливу увагу слід звернути на залежність колекторських властивостей порід від мінерального складу цементів (кремнезему, глинистих мінералів, карбонатів), який визначався геохімічними умовами седиментогенезу відкладів. Вище відзначалося, що в карпатському фліші нами [2, 36, 52, 56] виокремлено три головні літолого-геохімічні типи (ЛГХТ) осадових утворень, що відрізняються вмістом породоутворювальних інгредієнтів біогенного походження (SiO_2 біог, CaCO_3 , Сорг): сірі вапняковисто-глинисто-теригенні (ЛГХТ I); невапняковисті або слабовапняковисті, часто строкаті глинисто-теригенні (ЛГХТ II); чорні вуглецевмісні скременілі теригенно-глинисті товщі (ЛГХТ III). Седиментація відкладів цих трьох типів відбувалася в різних фізико-хімічних умовах середовища (окисних, відновних), зумовлених змінами характеру океанічної циркуляції і, відповідно, газового режиму придонних вод (аеробного, анаеробного), що вплинуло на подальший хід постседиментаційних процесів і формування їхніх ФЄВ.

До типових відкладів ЛГХТ I (сірих вапняковисто-глинисто-теригенних) у Внутрішній зоні Передкарпатського прогину і Скибовій зоні Українських Карпат відносимо осадові утворення стрийської світи (верхній турон – нижній палеоцен), які є об'єктом наших досліджень з точки зору перспектив їхньої нафтогазоносності. Характерними їхніми ознаками є сіре і ясно-сіре забарвлення, пов'язане з високим вмістом карбонатної складової, яка в теригенних породах досягає 40–50 %. У розрізах верхньої крейди присутні

прошарки вапняків і мергелів. Вміст Сорг і SiO_2 біог в цих відкладах зазвичай дуже незначний.

Порівняно з палеогеновими відкладами (ЛГХТ II — ямненська світа, палеоцен; вигодська світа, середній еоцен; ЛГХТ III — менілітова світа, олігоцен), з якими пов'язана основна частина покладів вуглеводнів Карпатської нафтогазоносною провінції, у верхньокрейдових сірих вапняковисто-глинисто-теригенних відкладах (ЛГХТ I) стрийської світи прояви нафтогазоносності значно слабші. Постає питання: у чому причина? Можливо, у їхній підвищеній карбонатності?

Слід відзначити, що вплив карбонатності на ФЄВ порід-колекторів є досить неоднозначним. Зокрема, у праці [24] вторинна кальцитизація розглядається серед чинників, які в окремих випадках могли як поліпшувати, так і погіршувати колекторські властивості. Окремі дослідники [66, 67, 69, 77] на прикладі порід-колекторів Дніпровсько-Донецької западини показують зворотну залежність відкритої пористості порід від вмісту аутигенного карбонату в цементі пісковиків; інші [48], навпаки, вважають, що вміст карбонату в цементах пісковиків зі значних глибин досить великий, щоб його переміщення могло спричинити утворення вторинної пористості в промислово значущих масштабах. У формуванні вторинного порового простору карбонатних порід або пісковиків з карбонатним цементом велику роль відіграє процес доломітизації [37], яка призводить до зменшення об'єму мінеральної фази та виникнення каверн, міжзернових пор, літогенетичних тріщин. Але цього явища в значних масштабах у карпатських флішових відкладах не спостерігається.

Для порівняння можна відзначити вищенаведені результати вивчення теригенних порід-колекторів олігоценового (ЛГХТ III) віку (св. 1, 3-Нижньостинавська, 49-Іваниківська) [26, 56, 58]. Найкращі колекторські властивості в цих осадових утвореннях зазвичай мають нафтонасичені пісковики з поровим гідрослюдистим або кременисто-гідрослюдистим цементом. Пісковики з базальним або порово-базальним карбонатним

цементом характеризуються як неколектори або водонасичені колектори. Погіршення ФЄВ останніх спричинене активним перерозподілом карбонатів в умовах мінливого кислотного-лужного режиму, які є більш здатними до міграції, ніж глинисті і кремнеземові компоненти породи. При цьому на ділянках породи з вищими значеннями рН відбувається заповнення пор вторинним кальцитом. У пісковиках з гідрослюдистим або кременисто-гідрослюдистим цементом, навпаки, може відбуватися зменшення об'єму порового простору внаслідок окреміння і гідрослюдизації монтморилоніту. Проте питання встановлення причинно-наслідкових зв'язків між карбонатизацією порід і їхніми колекторськими властивостями у відкладах карпатського флішу вимагає додаткового вивчення.

Що стосується чорних вуглецевмісних окременілих теригенно-глинистих відкладів (ЛГХТ III) спаської, шипотської (барем-альб) і менілітової (олігоцен) світ, то важливою особливістю їхніх постседиментаційних перетворень є взаємодія мінеральної та органічної речовини, яка істотно вплинула на еволюцію їхніх ФЄВ, зокрема і на формування “нетрадиційних” кременисто-глинистих порід-колекторів тріщинного типу.

Характерною особливістю відкладів ЛГХТ III є присутність у їхньому складі чорних бітумінозних аргілітів, а також кременистих порід (фтанітів, вапняковистих силіцитів), які часто утворюють регіонально витримані маркувальні кременисті горизонти. Найбільш потужний з них (до 20 м) розвинений у нижній частині нижньоменілітової підсвіти. Присутні кременисті горизонти також у верхньоменілітовій підсвіті і серед чорних аргілітів шипотської і спаської світ. Основним літологічним типом силіцитів є фтаніти, тобто кременисті породи, збагачені органічною домішкою. Вміст розсіяної Сорґ в них досягає 6 %, сульфідної сірки – 2 %. Силіцити характеризуються текстурними неоднорідностями, що зумовлює їхні колекторські властивості та ймовірне накопичення в сприятливих геологічних умовах у них підземних вод або вуглеводнів. У кременистих і окременілих

породах часто спостерігається розвиток тріщинуватості (рис. 3.1).



Рисунок 3.1 – Тріщинуваті зони в породах нижньоменілової підсвіти. а – вапняковисті силіцити, р. Тисмениця, м. Борислав; б – перешарування пісковиків і чорних скременілих аргілітів, р. Опір, с. Верхнє Синьовидне

Під мікроскопом спостерігається шарувата мікротекстура силіцитів (фтанітів), виражена ниткоподібними включення розсіяної ОР. Тріщини в цих породах виповнені епігенетичною ОР (рис. 3.2). Численні включення розсіяної ОР трапляються в кременисто-глинистих прошарках в уламкових породах менілової світи (рис. 3.3).

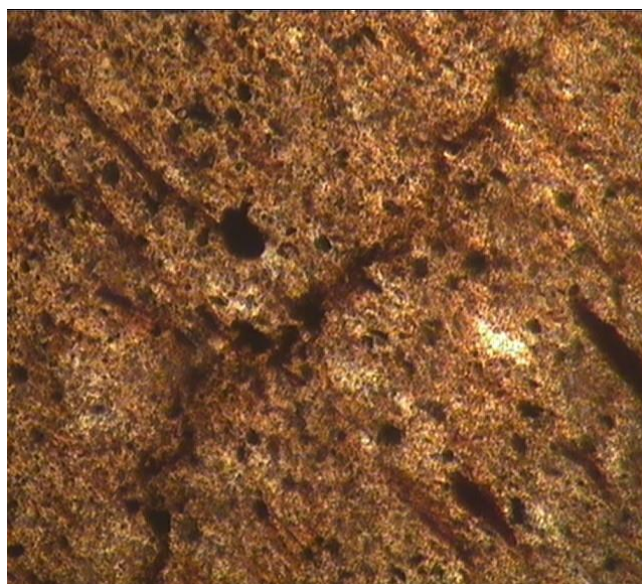


Рисунок 3.2 – Численні мікролінзочки і мікровключення неправильної форми ОР у фтанітах нижньоменілової підсвіти; тріщина, заповнена епігенетичною ОР, р. Ясениця, с. Ясениця-Замкова, без аналізатора, збільшення $\times 290$

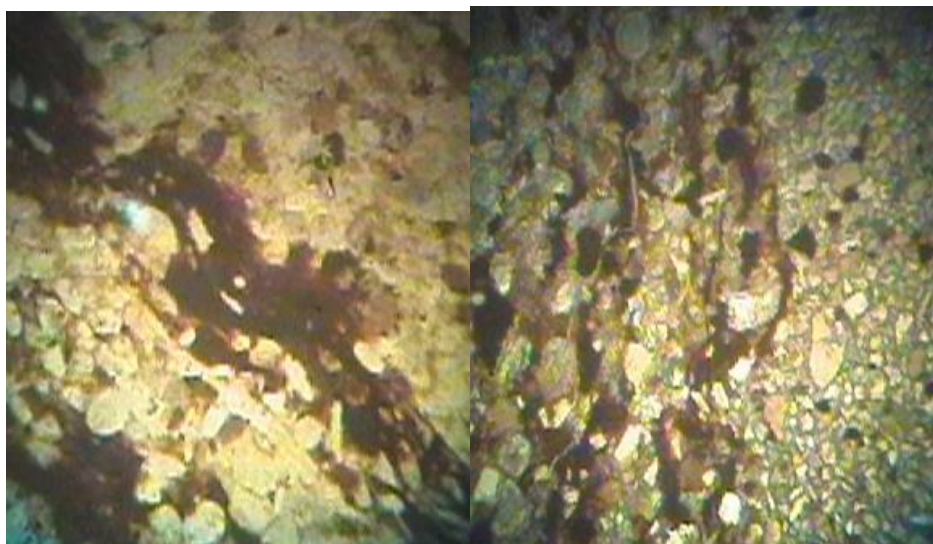


Рисунок 3.3 – Кременисто-глинисті прошарки, збагачені розсіяною ОР, в алевроліті, с. Східниця, без аналізатора, збільшення $\times 100$

В окремих випадках, за сприятливих геологічних умов, скременілі глинисті або алевро-глинисті породи в нафтогазоносних товщах карпатського флішу можуть бути нетрадиційними колекторами нафти тріщинного типу [26, 56, 55]. Зокрема, у Бориславському нафтопромисловому районі, у свердловинах 28-Орів, 9-Іваники, 2-Нижня Стинава отримано припливи нафти з інтервалів, де в розрізі переважають тріщинуваті аргіліти або ущільнені пісковики манявської і менілітової світ. У Долинському нафтопромисловому районі прояви нафтогазоносності часто приурочені до горизонтів, складених перешаруванням алевролітів і аргілітів (св. 80-Вигода-Витвицька). У фільтраційних властивостях кременисто-глинистих порід-колекторів менілітової світи значна роль належить субгоризонтальній літогенетичній тріщинуватості. Тонко- і мікрошаруваті текстури цих порід сприяли розвитку в них субгоризонтальної пошарової літогенетичної тріщинуватості, і тому з такими осадовими утвореннями можуть бути пов'язані зони поширення колекторів змішаного типу (порово-тріщинних, тріщинно-порових). Краще збереження седиментаційної шаруватості у вуглецевмісних товщах (ЛГХТ III) ми

пояснюємо тим, що ці відклади нагромаджувалися у відновних умовах, де відсутні біотурбації. Слід відзначити, що тріщинуваті породи менілітової світи, зокрема силіцити нижнього кременистого горизонту, на невеликих глибинах можуть бути колекторами не тільки вуглеводнів, а й мінеральних вод типу “Нафтуся” [55].

Формуванню літогенетичної тріщинуватості найбільше сприяє шарувата текстура збагачених ОР порід, седиментація яких відбувалася в безкисневих умовах, де була відсутня бентосна фауна і, відповідно, не відбувалися біотурбації. В Карпатському седиментаційному басейні такі умови існували в баррем-альбі і олігоцені (фази океанічних безкисневих подій ОАЕ-1 і ОАЕ-4 відповідно). Під час літогенетичних процесів у формуванні вторинного порового простору брали участь три основні компоненти відкладів: глинисті мінерали, аутигенний кремнезем, органічна речовина (ОР). Важливою особливістю таких порід є їхня гідрофобність, коли мінеральні частинки обволікаються плівкою ОР, що робить їх колекторами нафти, а не води. Значну роль у формуванні колекторських властивостей бітумінозних глинистих і кременисто-глинистих порід відіграла катагенетична трансформація породоутворювальних мінералів, а також гідрофобізація порового простору. Внаслідок гідрослюдизації монтморилоніту у вуглецевмісних відкладах Карпат (ЛГХТ III) відбувалося, 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. Порівняно з товщами ЛГХТ I і ЛГХТ II, у бітумінозних відкладах (ЛГХТ III) ці процеси проходили в зоні мезокатагенезу МК2–МК3, що збігається з головною фазою нафтоутворення.

Проблема «нетрадиційних колекторів» тісно пов’язана з проблемою «сланцевого газу», яка широко висвітлюється в геологічній літературі [46, 82,

107]. У цьому контексті нами [55] було порівняно літологічні, геохімічні та мінералогічні особливості вуглецевмісних глинистих і кременисто-глинистих порід крейдово-палеогенового флішу Українських Карпат і перспективних на «сланцевий газ» чорних аргілітів нижнього силуру Волино-Подільської окраїни Східно-Європейської платформи. Зроблено наступні висновки.

Нижньосилурійські глинисті відклади південного заходу Східно-Європейської платформи зазнали катагенетичних перетворень впродовж довгого проміжку геологічного часу, тому їх можна розглядати як «перезрілі» нафтоматеринські товщі, перспективні на пошуки «сланцевого газу». Що стосується крейдово-палеогенових флішових відкладів Карпат, то вони на різних структурних поверхах перебувають у різних зонах катагенезу. Відповідно, бітумінозні товщі нижньої крейди та олігоцену містять ОР (кероген) різного ступеня зрілості і мають значний нафтогазоматеринський потенціал. Карпатська провінція – традиційний нафтогазоносний регіон, який характеризується складною складчасто-насувною будовою, де нафтогазові поклади зазвичай приурочені до структурних пасток. Типовими породами-колекторами порового типу тут є пласти пісковиків і алевролітів. Під «нетрадиційними колекторами» в цих товщах ми розуміємо теригенно-глинисті або кременисто-глинисті породи зі сланцюватою і шаруватою текстурою чи ущільнені пісковики, які зазнали глибоких катагенетичних перетворень і можуть бути колекторами тріщинного або змішаного (порово-тріщинного і тріщинно-порового) типу, що містять у поровому просторі скупчення нафти, газу або конденсату, але локалізовані у звичайних родовищах.

3.1.2. Вплив особливостей розподілу глинисто-теригенного матеріалу на акумуляцію вуглеводнів у палеоценових та еоценових відкладах

Детальне геологічне, літолого-генетичне, мінералого-петрографічне та палеогеографічне вивчення нафтогазоносних осадових утворень і

встановлення на цій основі закономірностей розповсюдження потенційних зон порід-колекторів різного типу (порового, змішаного, тріщинного) є однією з актуальних проблем нафтогазової геології, яка має як теоретичне, так і практичне значення.

Територія дослідження – Бориславсько-Покутська зона Передкарпатського прогину та передові скиби Скибової зони Українських Карпат – характеризується складною складчасто-насувною будовою. Катагенез осадових товщ таких областей відбувався під впливом не лише геостатичного, а й геодинамічного чинника. Тому зіставлення структурно-геологічних, літологічних і мінералого-петрографічних даних разом із локалізацією алевритово-піщаних тіл як по латералі, так і по вертикалі дозволяє оцінити масштаби поширення потенційних порід-колекторів. При вивченні флішових відкладів Карпат та нашарувань суміжних регіонів у межах Більче-Волицької зони було встановлено дві давні ерозійні долини: Ходорівську і Коломийську, що відповідають, ймовірно, палеоруслам рік, які знаходять своє продовження в піщаних фаціях палеоценового флішу.

Карпатські фени в крейді–палеогені під дією гідродинамічно скерованих донних течій спрямовували ареал нижньої частини своїх модулів переважно на південний схід [36]. Їхні осади сформували тіло потужної флішової формації Східних Карпат. Уся історія існування седиментаційного басейну Карпат характеризується нагромадженням осадів головним чином флішової формації. Від ранньої крейди до раннього міоцену тут формувалася теригенна товща порід потужністю до 8 км, представлена, як правило, ритмічним чергуванням пісковиків, алевролітів і аргілітів. Осади цієї товщі нагромаджувалися безперервно. У відслоненнях карпатського флішу можна спостерігати розрізи зі згідним заляганням порід протягом усього названого вікового діапазону. Значні потужності й безперервне нагромадження відкладів флішової формації зовнішніх Карпат, а також мінімальний внесок вулканічної

седиментації свідчать про те, що формування цієї товщі проходило на пасивній континентальній окраїні Карпатського седиментаційного басейну, тобто вздовж його північної частини.

Як видно з рисунка 3.4, у палеоцені-еоцені континентальне підніжжя дослідженої частини Карпатського басейну містило два конуси виносу:

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

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

Ці два конуси виносу є різними за своєю будовою. У першому – в руслі верхньої частини конусу збільшується товщина і зернистість осадів, а далі, в середній і нижній частинах конусу, зменшується розмір уламкового матеріалу; у другому – центральному – спостерігаємо зворотну картину: у верхній частині дрібнозернисті осади, а далі – грубозернистіші.

Отже, наші реконструкції осадонагромадження флішових відкладів палеоцену та еоцену показали, що теригенний матеріал в досліджений басейн седиментації надходив із двох джерел: одне з яких було на північному заході дослідженої території і характеризувалося переважанням грубозернистих піщаних осадів, у той час як уламковий матеріал, що надходив із джерела зносу, яке знаходилося в центральній частині дослідженого басейну, характеризувався переважанням глинистих мулів та дрібнозернистого псамітового матеріалу. Такий характер розподілу теригенного матеріалу мав визначальний вплив на подальше формування осадових товщ палеоцену та еоцену в процесі седиментогенезу і постседиментаційних перетворень відкладів, а також на формування порід-колекторів та порід із потенційними колекторськими властивостями для пошуку вуглеводнів.

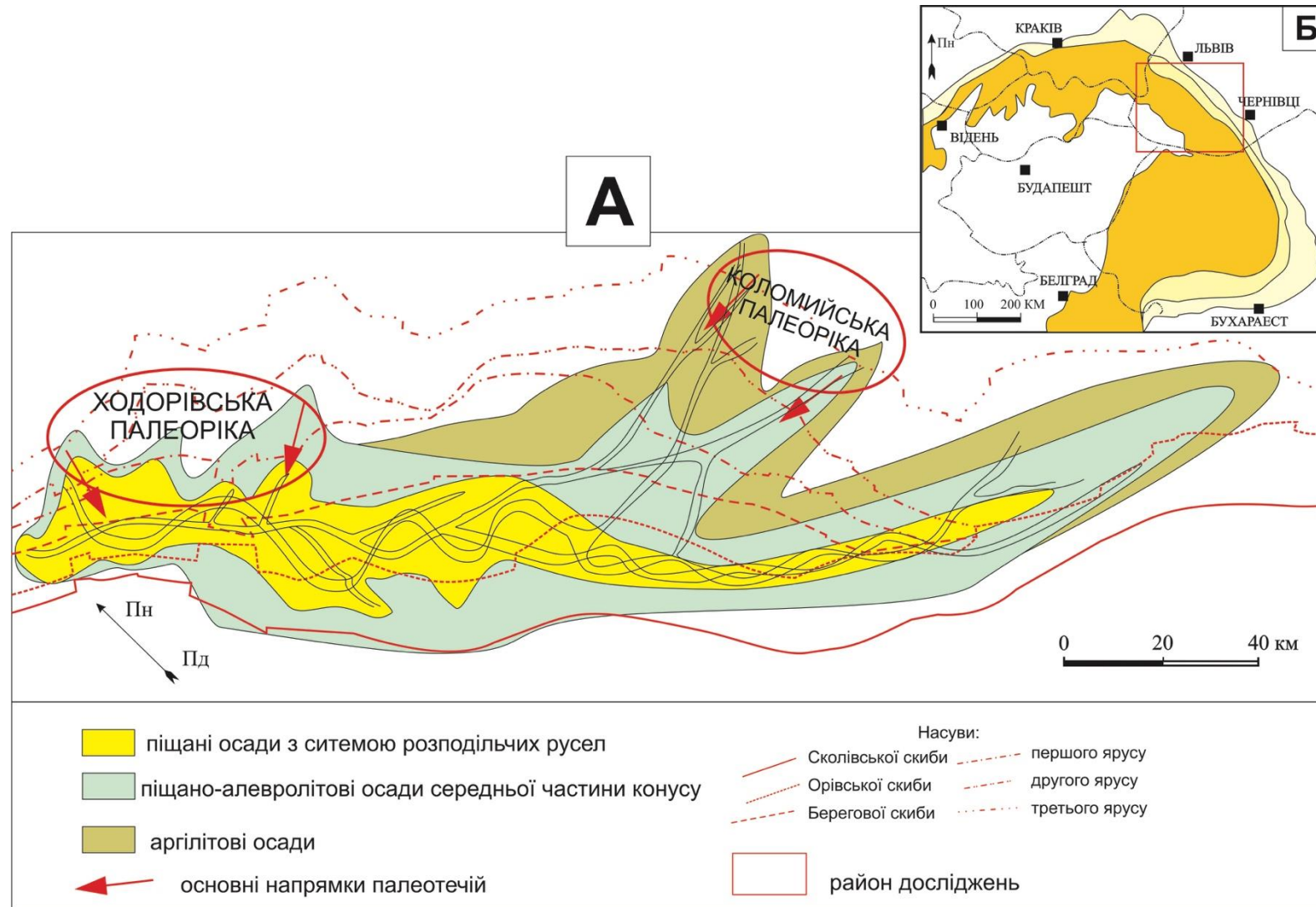


Рисунок 3.4 – **А** – Палеогеографічна карта-схема на палінспастичній основі, яка демонструє формування флішових осадів у палеоценовий та еоценовий час у північно-східному сегменті Карпатського басейну та ареали поширення піщано-алевролітових нашарувань, як потенційних порід-колекторів палеоцену-еоцену, **Б** – карта-схема Карпат із локалізацією району досліджень

В палеоцені континентальне підніжжя дослідженої частини Карпатського басейну містило два конуси виносу: перший у північно-західній частині, який сформувався внаслідок скиду теригенного матеріалу, транспортованого Ходорівською палеорікою, та другий у центральній частині, що виник завдяки акумуляції теригенного матеріалу, привнесеного Коломийською палеорікою.

Наші реконструкції підтверджують (рис. 3.5, 3.6, 3.7), що на північно-заході дослідженої території переважала акумуляція грубозернистих піщаних осадів.

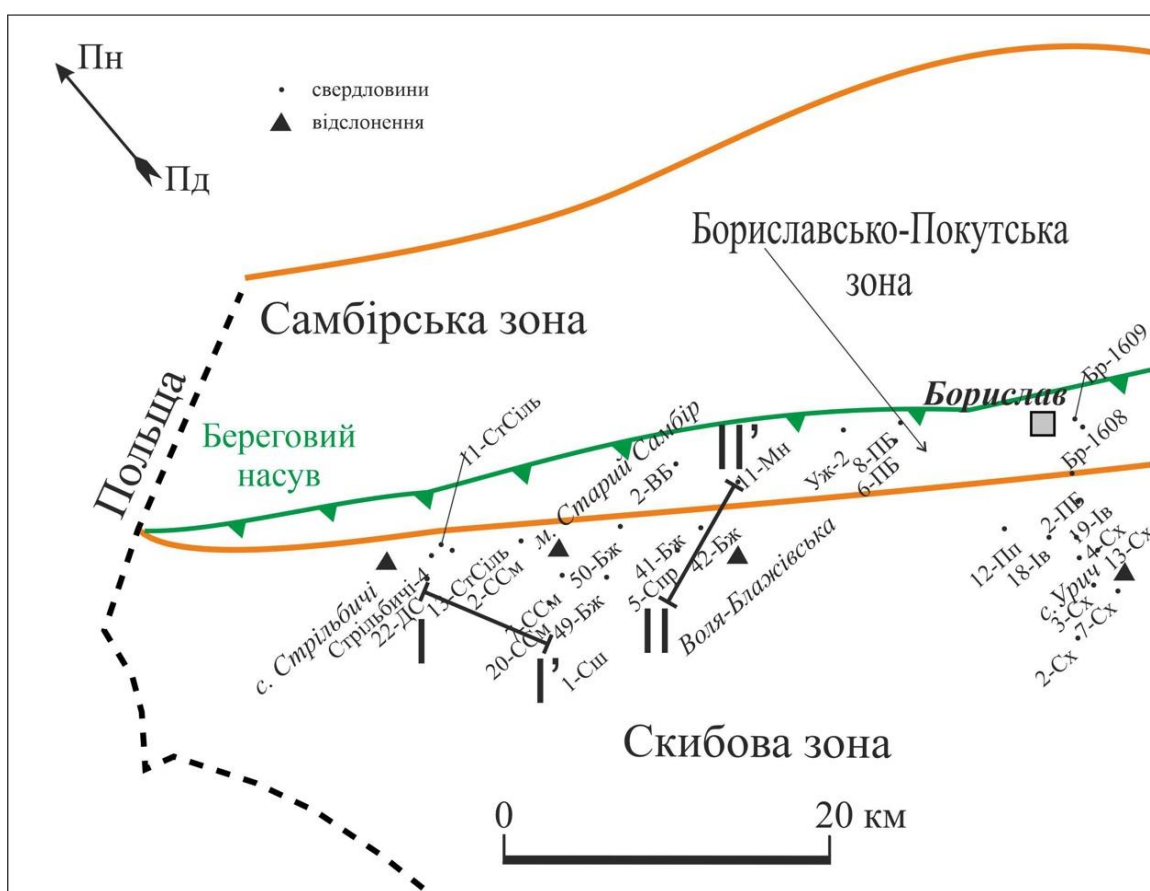


Рисунок 3.5 – Карта-схема району досліджень з локалізацією перетинів I-I' та II-II' (умовні позначення до назви свердловин див. рис. 1.8)

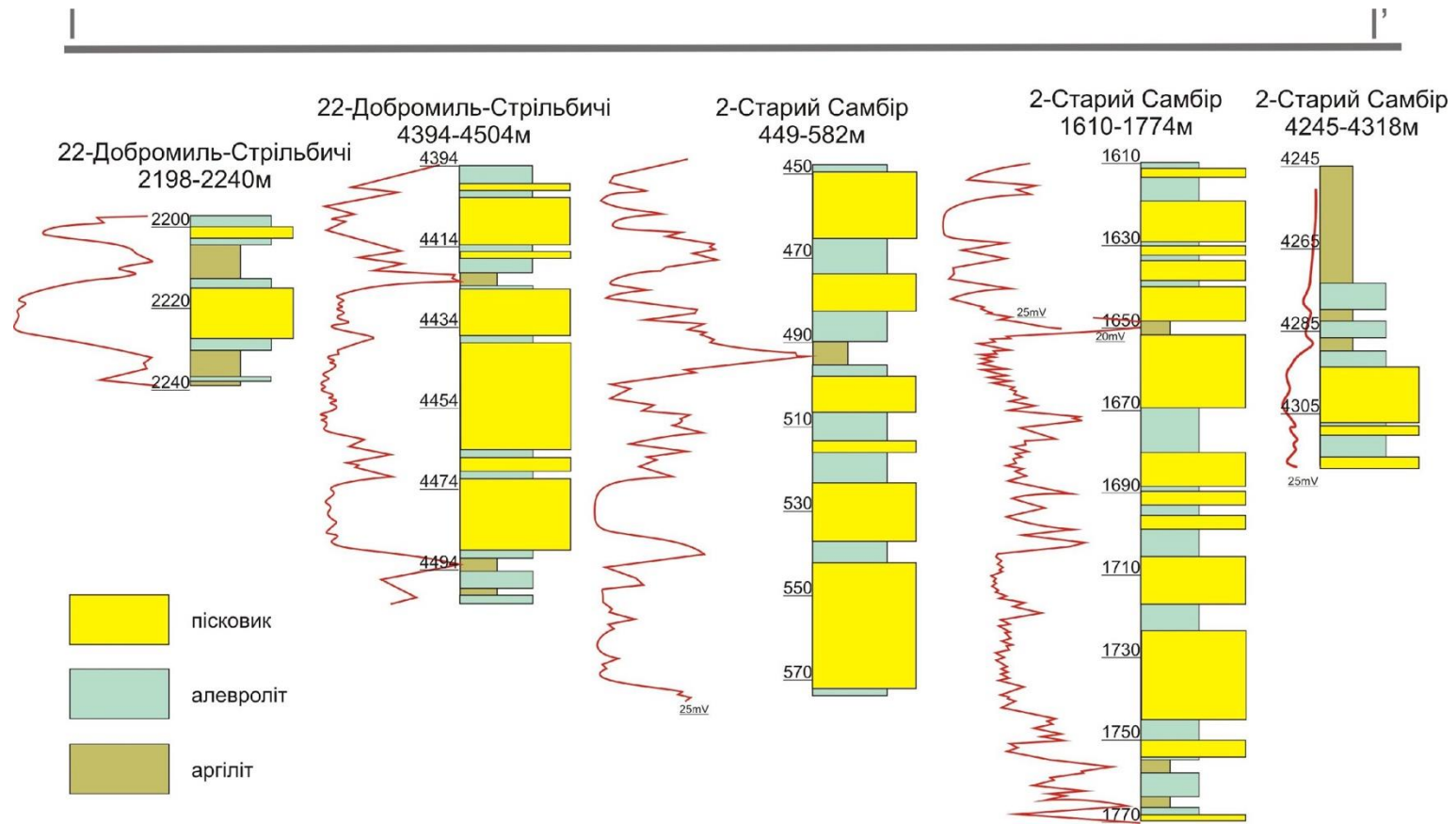


Рисунок 3.6 – Літологічний перетин через крайові скиби Скибової зони по лінії I-I' (лінія перетину I-I' показана на рис.3.4)

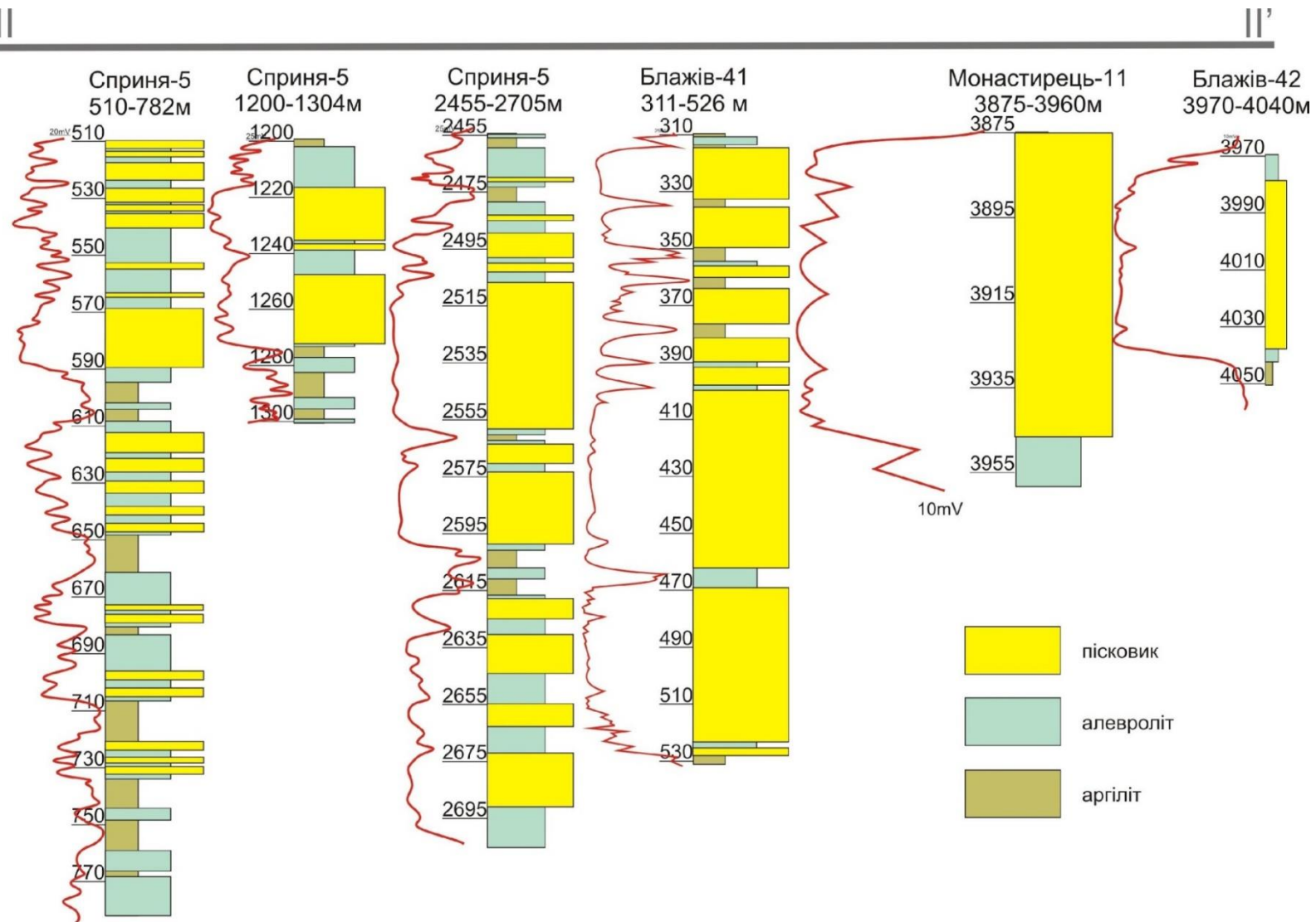


Рисунок 3.7 – Літологічний перетин через крайові скиби Скибової зони по лінії II-II' (лінія перетину II-II' показана на рис.3.4)

У той час як уламковий матеріал, що надходив із джерела зносу, яке знаходилося у центральній частині дослідженого басейну, характеризувався переважанням глинистих мулів та дрібнозернистого псамітового матеріалу, що мало визначальний вплив на подальше формування осадових товщ палеоцену та еоцену в процесі седиментогенезу, постседиментаційних перетворень відкладів та їхніх потенційних колекторських властивостей.

В контексті регіонального прогнозу нафтогазоносності нами проведено порівняння структурно-текстурних ознак і речовинного складу потенційних порід-колекторів палеоцен-еоценового віку, приурочених до різних частин дослідженої території: північно-західної, центральної та південно-східної, які відрізняються за своєю тектонічною будовою, що дозволило оцінити роль геодинамічного фактора в еволюції їхніх колекторських властивостей упродовж стадії катагенезу.

Встановлено, що в північно-західній та центральній частинах дослідженої території як пісковики, так і алевроліти є потенційними породами-колекторами тріщинного і змішаного (тріщинно-порового або порово-тріщинного) типів. Проте окремі відміни порід, в яких відбулися процеси утворення вторинного порового простору внаслідок формування літогенетичної і тектонічної тріщинуватості, а також декарбонатації цементу пісковиків і алевролітів на глибинах до 4–5 км, становлять потенційні колектори порового типу.

Що стосується палеоцен-еоценових відкладів південно-східної частини, нами встановлено, що породи зазнали значних постседиментаційних змін вже на глибинах більше 2,5 км. Це проявляється у хлоритизації і окременінні глинистої речовини аргілітів та цементувальної маси пісковиків і алевролітів, ущільненні та регенерації зерен кварцу, наявності мікрозернистого піриту. Окрім того, нами не встановлено чіткої залежності між колекторськими властивостями порід та їхніми структурно-текстурними особливостями і типом цементзації. Найкращими колекторськими властивостями відзначаються породи, поровий простір яких має вторинне походження за рахунок порвилюговування, літогенетичних і тектонічних тріщин.

3.1.3 Закономірності генерації вуглеводнів в олігоценових відкладах

При вивченні генераційних властивостей порід принципове значення має дослідження порід, які зберегли свій первинний генераційний потенціал, тобто за ступенем своєї термальної зрілості ще не вступили в зону утворення нафти, і процеси генерації рідких вуглеводнів у них ще не розпочалися.

Тому дослідження генераційних властивостей збагачених розсіяною органічною речовиною порід менілітової світи Українських Карпат слід проводити на зразках порід із поверхневих відслонень, оскільки такі породи є термально незрілими, а отже, зберігають свій первинний вміст органічного вуглецю, вуглеводні, успадковані від вихідних рослин та організмів як морського, так і наземного походження, а також первинний нафтогазогенераційний потенціал.

Основні відслонення повного стратиграфічного розрізу менілітової світи знаходяться в зовнішній частині Скибової зони (Берегова і Орівська скиби). Для проведення даного дослідження нами було вивчено породи менілітової світи із відслонень у районі сіл Верхнє Синьовидне і Нижнє Синьовидне. Ці відслонення є одними з основних стратотипів менілітової світи зовнішньої частини Скибової зони Українських Карпат і є репрезентативними не лише в геологічному і стратиграфічному, але, як показали наведені нижче наші дослідження, і в геохімічному відношенні.

Відслонення вздовж р. Прут, розташовані в районі сіл Верхнє і Нижнє Синьовидне, вважаються представницькими для відкладів менілітової світи. Зразки збагачених розсіяною органічною речовиною аргілітів відбиралися по можливості рівномірно, охоплюючи весь відслонений розріз менілітової світи.

Вміст загального органічного вуглецю в породах менілітової світи у відслоненні біля с. Верхнє Синьовидне змінюється від 2,97 до 20,9%. У відслоненні біля с. Нижнє Синьовидне величина цього параметра становить від 2,30 до 14,42%. Вміст органічного вуглецю в породах з обох відслонень є

сумірним і охоплює широкий діапазон значень від мінімальних до близьких до максимальних, відомих для відкладів цієї стратиграфічної одиниці, що дозволяє достовірно оцінити генераційні властивості порід менілітової світи за допомогою піролізу Rock-Eval. Значення вмісту загального органічного вуглецю 20,9% у породах менілітової світи у відслоненні біля с. Верхнє Синьовидне є близьким до рекордних значень, зафіксованих для цих відкладів, а отже, дозволяє дати оцінку максимальних величин генераційного потенціалу для них.

Величина нафтового потенціалу S2 коливається від 5,8 до 68,3 мг ВВ/г породи для порід з відслонення біля с. Верхнє Синьовидне і від 11,6 до 76,5 мг ВВ/г породи для порід з відслонення біля с. Нижнє Синьовидне, відповідаючи в переважній більшості зразків рівню хорошого і дуже хорошого. Значення параметра S1 охоплюють діапазон від 0,33 до 2,56 мг ВВ/г породи для порід з відслонення біля с. Верхнє Синьовидне і від 0,33 до 2,1 мг ВВ/г породи для порід з відслонення біля с. Нижнє Синьовидне. Такі невисокі значення параметра S1 відображають мінімальний розвиток процесів генерації рідких вуглеводнів породами менілітової світи в умовах малих глибин (у відслоненні). Параметр T_{max} змінюється у вузьких межах – від 411 до 423 °С для порід з відслонення біля с. Верхнє Синьовидне і від 423 до 435 °С для порід з відслонення біля с. Нижнє Синьовидне. Ці величини параметра T_{max} свідчать про те, що відклади знаходяться в зоні незрілих порід. Значення індексу продуктивності PI, змінюючись від 0,01 до 0,04 для порід з відслонення біля с. Верхнє Синьовидне і від 0,02 до 0,04 для порід з відслонення біля с. Нижнє Синьовидне, демонструють, що досліджені породи не досягли порогу інтенсивної генерації рідких вуглеводнів. Діапазон водневого індексу HI охоплює значення від 206 до 397 мг ВВ/г Сорг для порід з відслонення біля с. Верхнє Синьовидне і від 473 до 638 мг ВВ/г Сорг для порід з відслонення біля с. Нижнє Синьовидне. На рис. 3.8 показана діаграма «водневий індекс (HI) – кисневий індекс (OI)», на якій представлені результати дослідження зразків порід менілітової світи із відслонень біля сіл Верхнє та Нижнє Синьовидне, розташованих у зовнішній частині Скибової зони Українських Карпат.

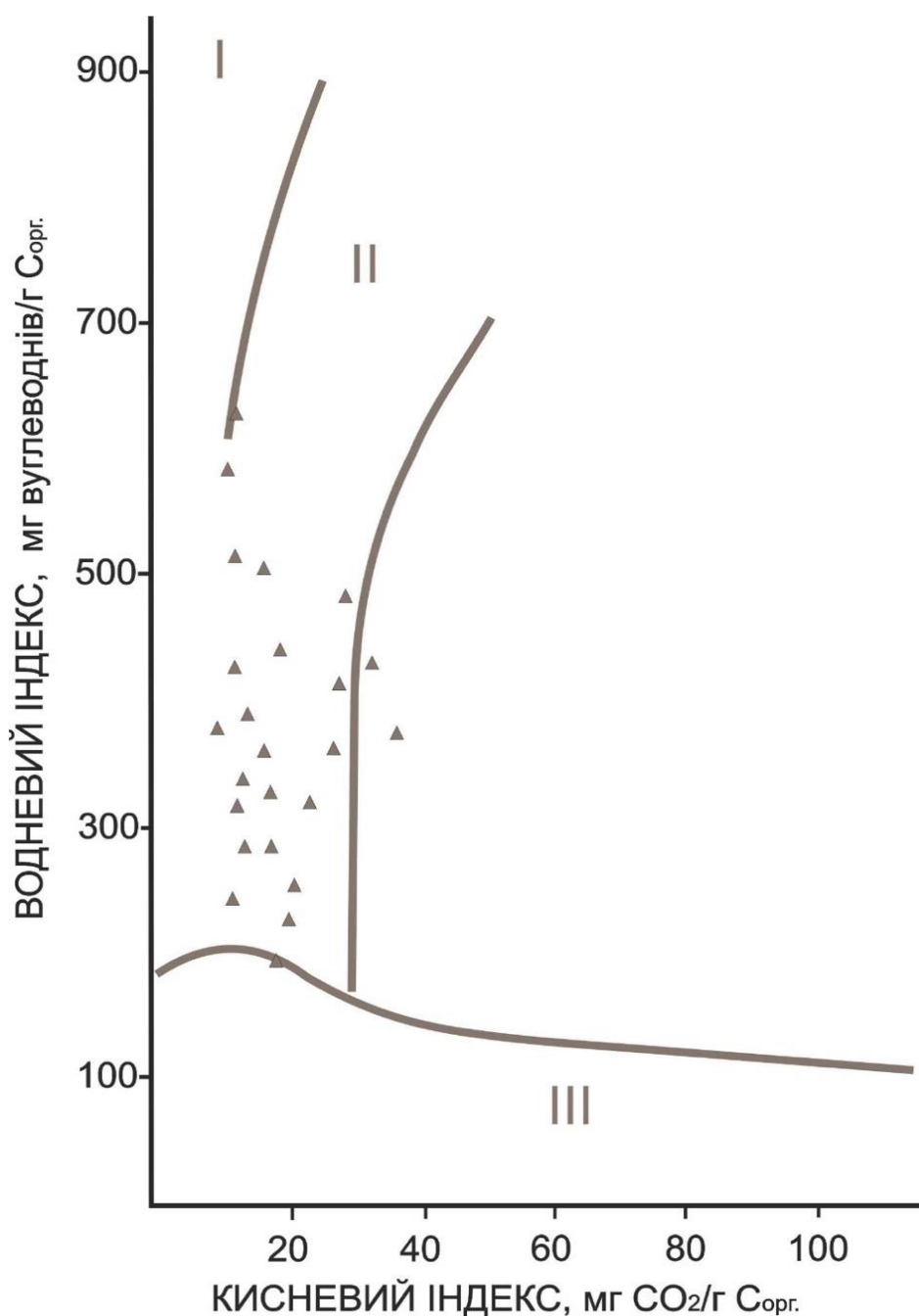


Рисунок 3.8 – Діаграма водневий індекс (HI) – кисневий індекс (OI) для порід менілітової світи Українських Карпат із відслонень в районі сіл Верхнє і Нижнє Синьовидне

Вона дозволяє визначити генетичний тип керогену. Дана діаграма демонструє, що, незважаючи на широкий спектр величин водневого індексу, всі досліджені зразки порід менілітової світи містять кероген типу II, тобто кероген морського походження, який є потенційно

нафтогенеруючим.

На рис. 3.9 показана діаграма «водневий індекс (НІ) – температура піролізу при максимальному виході продуктів крекінгу керогену (Т_{max})», на якій нанесені результати дослідження зразків порід менілітової світи різних нафтогазоносних районів Внутрішньої зони Передкарпатського прогину та зовнішньої частини Скибової зони, досліджених у межах даної роботи.

Ця діаграма дозволяє визначити дві фундаментальні характеристики цих відкладів, збагачених розсіяною органічною речовиною, які є визначальними для оцінки їхніх потенційних генераційних властивостей – генетичний тип керогену і ступінь його термальної зрілості. Переважна кількість досліджуваних зразків порід менілітової світи містить кероген типу II згідно з класифікацією [87]. Органічна речовина типу II нагромаджується в морських осадах. Вихідним матеріалом для неї є фітопланктон і біомаса мікроорганізмів, часто з домішкою залишків вищої наземної рослинності.

Фосилізація органічної речовини відбувається у відновному середовищі. Органічна речовина типу II є потенційно нафтогенеруючою і характерною для більшості нафтоматеринських порід світу. Діаграма також показує, що термальна зрілість досліджуваних зразків змінюється в широкому діапазоні – від незрілих порід до верхньої межі зони утворення нафти.

Як видно на рисунку, досліджені зразки досить рівномірно розподіляються в межах полів незрілих порід, демонструючи широкий спектр генераційних властивостей порід, що визначається мінливістю умов седиментації відкладів, зокрема інтенсивністю аноксії, а також вузький спектр ступеня термальної зрілості керогену порід, що визначається ідентичною історією їхнього занурення та термального дозрівання.

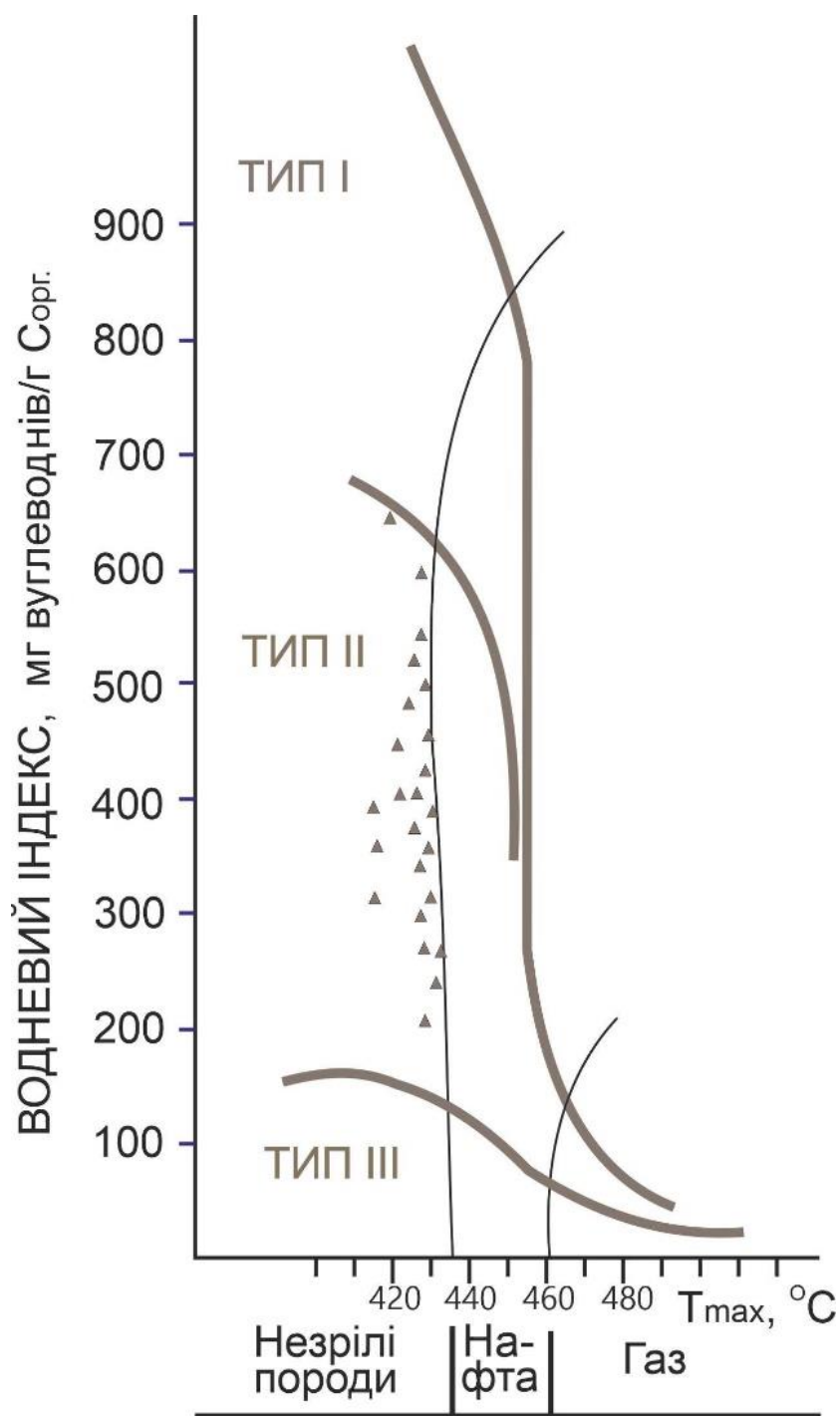


Рисунок 3.9 – Діаграма Водневий індекс (HI) – Температура $T_{\text{макс}}$ для порід менілітової світи Українських Карпат із відслонень в районі сіл Верхнє і Нижнє Синьовидне

Надзвичайно високі показники водневого індексу деяких зразків порід (понад 600 мг ВВ/г Сорг) демонструють надвисокі генераційні властивості порід і дозволяють віднести товщу менілітової світи Українських Карпат до категорії нафтоматеринських відкладів світового значення.

3.2 Переддобруджинський прогин та північно-західний шельф Чорного моря

3.2.1 Модель процесів нафтогазоутворення у відкладах девонського комплексу Білоліського блоку Переддобруджинського прогину

Для з'ясування принципів рис нафтогазоутворення розглянуто динаміку катагенезу в контексті реконструкції процесів генерації, міграції та акумуляції вуглеводнів [12]. Важливим для просторово-вікової локалізації осередків генерації, окрім загальногеологічних та літологічних особливостей відкладів, слугує реконструкція теплової історії басейну. Було враховано, що в ранньому карбоні геотермічний градієнт досягав $75\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$, наприкінці мезозою становив $40\text{--}45\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$, а в кайнозої – $20\text{--}25\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$.

Встановлення особливостей динаміки розвитку процесів нафтогазоутворення було здійснено на основі флюїдодинамічної концепції катагенезу [18], яка обґрунтовує циклічну природу катагенезу. Цикли розпочинаються інфільтраційним або ексфільтраційним пасивним підетапом (домінування низхідних рухів) і завершуються ексфільтраційним активним підетапом (висхідні рухи), коли відбувається масштабна еміграція ВВ-флюїдів з осередку генерації (т. зв. «критичний момент» за [105]). Періодизація катагенезу базується на моделюванні історії занурення осадового комплексу.

Відклади девону зазнали впливу декількох циклів катагенезу, основними серед яких були два [16]. Пасивний підетап першого продовжувався до кінця раннього карбону, коли відклади досягли максимальних температур; пізніше розпочався активний підетап, який тривав до ранньої юри. Другий був короткочасним (пасивний підетап – середня, пізня юра; активний – рання крейда). Ця модель історії занурення та періодизації катагенезу була створена для Східносаратської структури, яка знаходиться за межами області поширення потужніших

«чорносланцевих» нашарувань.

Отже, було здійснено подібну реконструкцію для приосьової зони Тузлівської депресії (рис. 3.10), де товщина літостратиграфічних комплексів зростає [46, 16]. Відповідно, більшою була і інтенсивність занурення та прогріву (до 200 °С у підшві середнього девону). Враховуючи це, депоцентри Тузлівської та Алібейської депресій можна вважати осередками генерації ВВ.

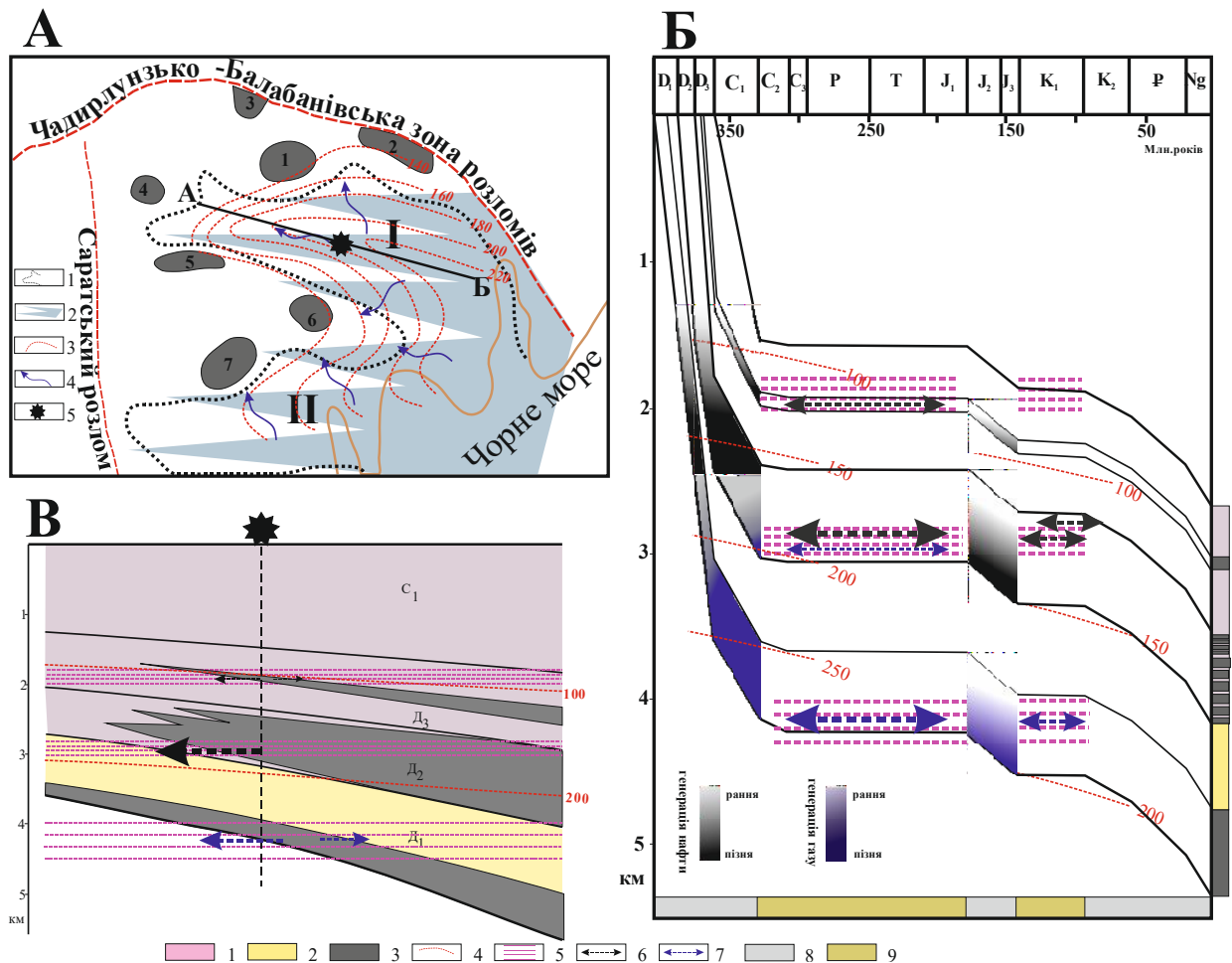


Рисунок 3.10 – Схема поширення нафтогазоматеринських відкладів, палеотемператури (А); моделі: історії занурення та періодизації катагенезу девонських відкладів (Б); літофлюїдодинаміки на активному підетапі першого циклу катагенезу (В) [12].

А: 1 – контури депресій [65]; 2 – нафтогазоматеринські відклади, 3 – температури у підшві середнього девону, 4 – напрямки міграції ВВ, 5 – псевдосвердловина для моделювання історії занурення; локальні структури: 1 – Східносаратська, 2 – Балабанівська, 3 – Ярославська, 4 – Григорівська, 5 – Сариярська, 6 – Жовтоярська, 7 – Зарічненська; Б, В: Осадкові комплекси: 1 – сульфатно-карбонатний, 2 – теригенний, 3 – глинистий, збагачений ОР; 4 – палеотемператури; 5 – регіональні зони розущільнення; масштабна міграція ВВ: 6 – нафти, 7 – газу; підетапи катагенезу: 8 – пасивний, 9 – активний.

Час прояву активного підетапу першого циклу катагенезу (середній–пізній карбон) розглядаємо як основний етап міграції вуглеводневих флюїдів, яка відбувалася на трьох гіпсометричних рівнях по зонах регіонального розушільнення. Оскільки останні дренивали осередки генерації, що відрізнялися за температурними умовами, формувалися потоки ВВ різного фазового складу. Джерелом газу слугували відклади нижнього девону (градації МК).

Основний об'єм нафти генерувався у нашаруваннях ейфельського віку (градація катагенезу МК₃–МК₄). Певна кількість нафтових ВВ утворювалася у «чорносланцевих» горизонтах, розвинених поблизу межі франу та фамену (градація катагенезу МК₁–МК₂).

Флюїдопровідні зони охоплювали нижні частини нафтогазоматеринських товщ (рис. 3.10). Втім, очевидно, це стосується лише початкових моментів активного підетапу катагенезу. Значна тривалість останнього (середній карбон – рання юра) не виключає можливості певних тектонічних перебудов (чергування висхідних та низхідних рухів) з відповідними вертикальними переміщеннями регіональних флюїдопровідних зон. Отже, можна передбачати, що дефлюїдизацією нафтогазоматеринські товщі були охоплені на повну потужність.

У зв'язку з тим, що осередки генерації приурочені до відкладів різного віку, відрізняються температурним режимом, шляхами міграції флюїдів та відокремлені один від одного, є підстави говорити про існування трьох нафтогазових систем.

Міграція флюїдів відбувалася головню вбік (рис. 3.10В) зниження термобаричних параметрів (периферичні частини депресій). По нижній зоні тріщинуватості газ транспортувався у відклади силуру; втім, певні його порції могли переміщуватися і в теригенну товщу нижнього девону приосьової зони депресії. По середній – нафтові ВВ надходили у нашарування нижнього девону та припідшовну частину ейфельських відкладів. Верхня зона відрізнялася, в цілому, незначними масштабами

міграції як у напрямку крайових ділянок, так і центральної частини басейну. Цікавим в аспекті акумуляції ВВ виглядає район Жовтоярської структури, куди флюїди могли надходити з трьох напрямків (рис. 3.10А). Для з'ясування ролі в акумуляції ВВ другого циклу катагенезу (середня юра – рання крейда) важливо розглянути питання стосовно рівня перетворення ОР, зокрема ступеня збереження її потенціалу після завершення першого циклу. Як зазначено, [12], залишкова ОР у материнських відкладах нижнього девону мала становити 40 %, середнього – 55 %, верхнього – близько 90 %. Втім, зважаючи на значну тривалість активного підетапу катагенезу, а також акселерацію трансформації ОР у зонах регіонального розущільнення [18], цифри повинні бути меншими, особливо для відкладів нижнього та середнього девону. Це дозволяє констатувати, що основна акумуляція ВВ у Переддобруджинському прогині відбулася протягом середнього карбону – ранньої юри, надалі ймовірно проходили головно процеси трансформації та переформування утворених раніше скупчень ВВ.

3.2.2 Динаміка катагенезу та нафтогазоутворення у палеоценових відкладах західної частини Причорноморського мегапрогину

З метою реконструкції динаміки процесів нафтогазонагромадження у палеоценових відкладах дослідженого району розглянуто їхнє положення в регіональній нафтогазовій системі. Ці побудови ґрунтувалися на концепції про вирішальну роль літофлюїдодинамічного режиму надр у реалізації генераційного потенціалу материнських відкладів. Ключовим моментом при цьому, згідно з [18], є циклічність ексфільтраційного катагенезу (чергування активних та пасивних його етапів), який визначає реалізацію процесів утворення вуглеводнів, шляхи їхньої міграції та зони акумуляції.

Як нафтогазоматеринські виступають відклади безкисневого седиментогенезу, збагачені органічною речовиною, які називаються

«біопродуктитами». В межах регіону, згідно з [2, 7], до таких утворень віднесені відклади апт-альбу, сеноман-турону, сантону-кампану, еоцену та олігоцену. Генераційно-міграційно-аккумуляційні процеси відбувалися головню протягом трьох циклів катагенезу. При цьому, як було показано [18], формувалися різні типи резервуарів та дискретно розвивалися регіональні флюїдопровідні зони.

Встановлено певну відмінність режиму катагенезу на різних структурах (рис. 3.11, 3.12). Загалом виділено п'ять типів режиму катагенезу. I тип характеризується проявом трьох повних циклів катагенезу: перший завершувався у кампані, другий – у палеоцені, третій – у міоцені. II тип відрізняється проявом двох циклів катагенезу (їхнє закінчення припадає на кампан та міоцен). III типу теж притаманний розвиток двох циклів (кампан та еоцен). IV тип також є двоциклічним, але цикли завершувалися у палеоцені та еоцені. V тип складався з трьох циклів: турон, палеоцен, олігоцен (св. Безименна-2) та міоцен (св. Флангова-2). Отже, доволі виразною є різниця режиму на північному та південному бортах мегапрогину, а найбільша різноманітність спостерігається у західній частині досліджуваної ділянки.

Важливим фактором ефективної діяльності нафтогазової системи є достатня інтенсивність занурення та прогріву материнських товщ, коли утворюються осередки генерації ВВ (ділянки консервації літогенезу, за [18]). В межах дослідженої території це осьова частина мегапрогину, де материнські товщі крейдяного віку на міоценовий час досягли градацій катагенезу МК₃–МК₅ (палеотемператури 150–210 °С) (рис. 3.12А).

Для формування покладів ВВ у відкладах палеоцену важливим був останній цикл катагенезу, який на більшості досліджених структур (за винятком Одеської, Безименної, Гамбурцева та Сельського) завершився у міоцені. На моделях продемонстровано стан літофлюїдної нафтогазової системи на момент прояву активного підетапу останнього циклу катагенезу (рис. 3.13).

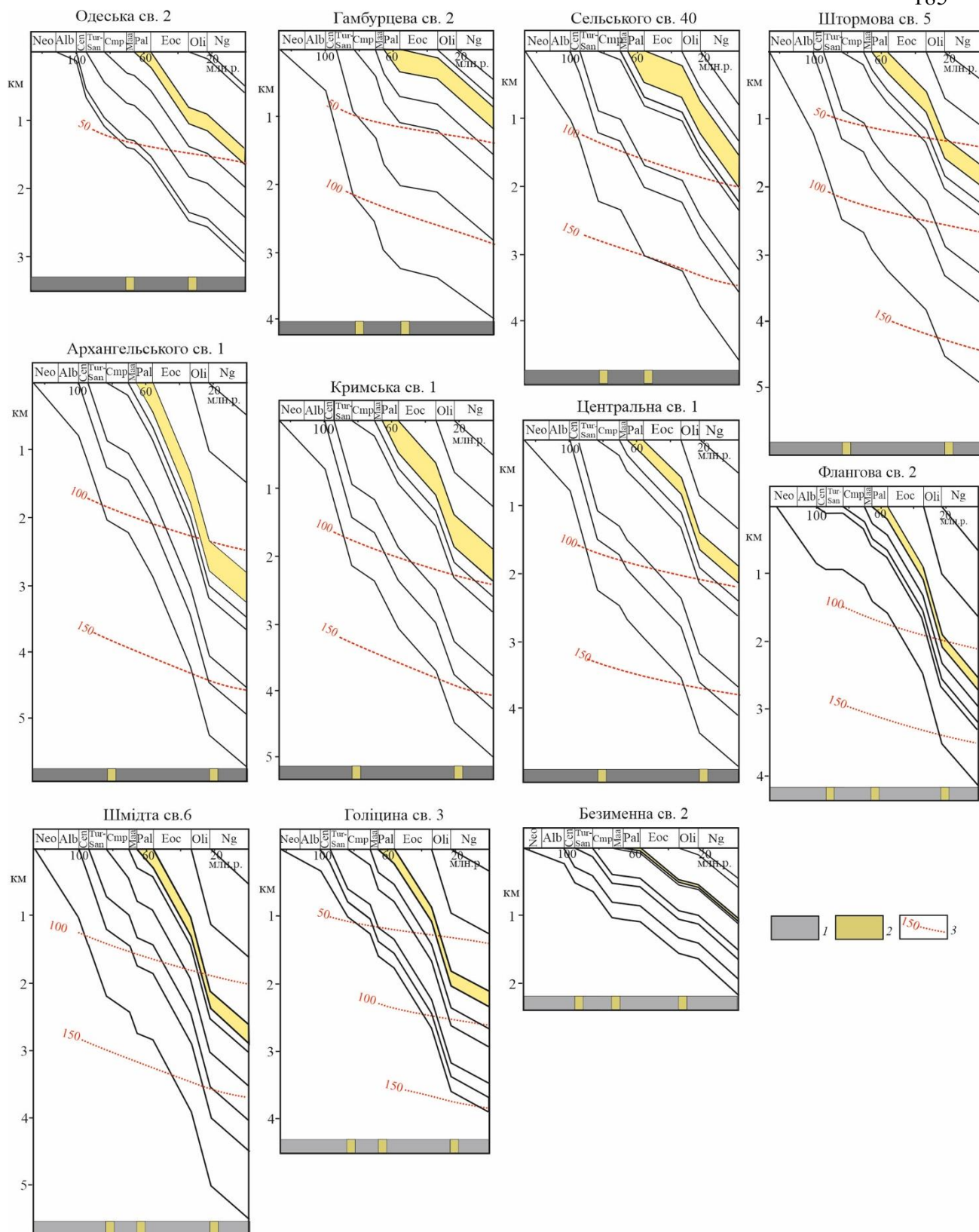


Рисунок 3.11 – Історія занурення та періодизація катагенезу відкладів мезо-кайнозою [19].

Експільтаційний етап катагенезу: 1 – пасивний підетап, 2 – активний підетап; 3 – палеотемпература

Neo	Alb	Tur-San	Cmp	Pal	Eoc	Oli	Ng	Свердловина	Тип режиму
100			60				20млн.р.		
								Голіцина св. 3	I
								Шмідта св. 6	
								Штормова св. 5	II
								Архангельського св. 1	
								Кримська св. 1	
								Центральна св. 1	
								Гамбурцева св. 2	III
								Сельського-40	
								Одеська св. 2	IV
								Безименна св. 2	V
								Флангова св. 2	

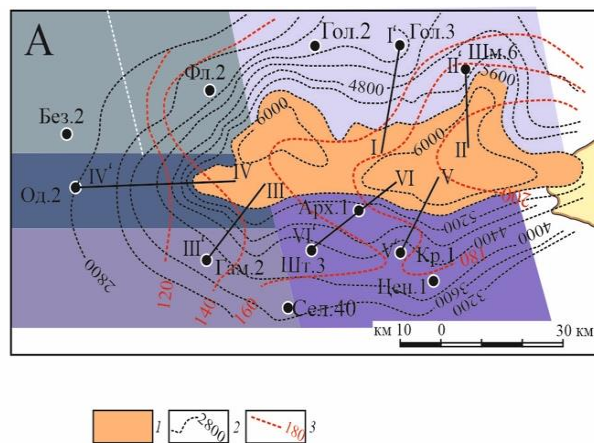


Рисунок – 3.12 Основні типи режиму катагенезу мезо-кайнозойських відкладів, латеральна зональність (А) їх прояву та положення перетинів [19].

А – умови залягання та температури у підосві нижньої крейди. 1 – осередок генерації ВВ, 2 – ізогіпси підосви нижньої крейди, 3 – температури у підосві нижньої крейди на міоценовий час

На перетинах I–I та II–II показано динаміку міграції та акумуляції ВВ у ділянці структур Голіцина та Шмідта під час прояву активного підетапу ексфільтраційного катагенезу в міоцені.

В осередку генерації протягом палеогену (пасивний підетап ексфільтраційного катагенезу) була сформована ділянка консервації процесів літогенезу, яка охоплювала істотно глинисті утворення верхнього альбу–еоцену. При цьому у західній частині (перетин I–I) ступінь катагенезу змінювався від МК₁ (відклади еоцену) до МК₃ (відклади верхнього альбу, сеноману), а у східній (перетин II–II) – від МК₂ до МК₅ (відповідно). Це дає підстави припускати, що в останньому випадку утворилася більш високоенергоємна флюїдна система, чому сприяла і більша товщина генеруючих відкладів, залучених до масообміну.

Під час висхідних порухів у міоцені на трьох гіпсометричних рівнях утворилися регіональні зони розущільнення. Середня і нижня відігравали важливу роль, оскільки дренивали згадану ділянку консервації літогенетичних процесів (осередок генерації). Верхня ж зачепила лише її горішню частину.

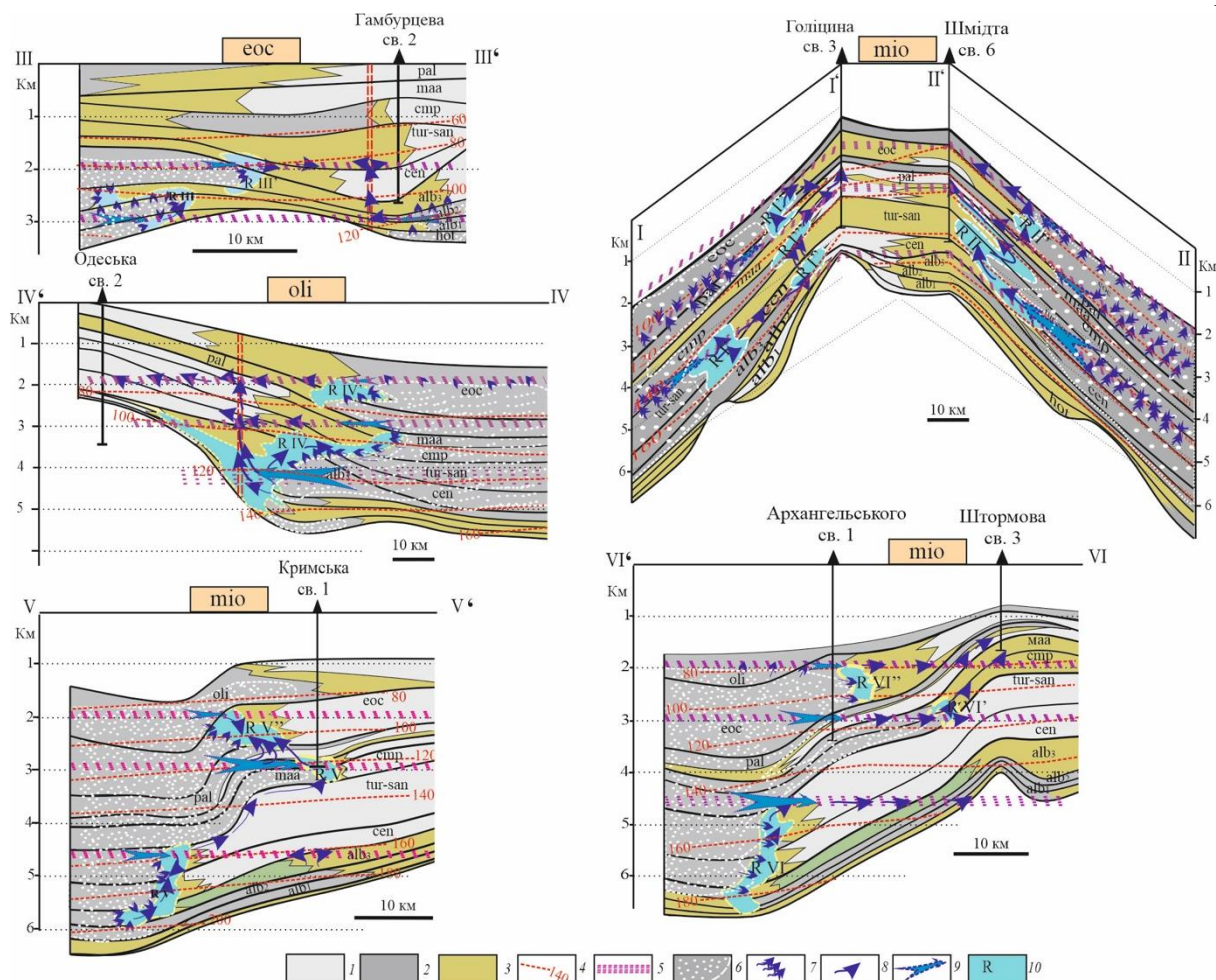


Рисунок 3.13 – Генераційно-міграційно-аккумуляційні моделі останнього циклу катагенезу [19].

Осадкові комплекси: 1 – алевроліто-піщаний (нижня крейда) та вапняковий (верхня крейда), 2 – істотно глинистий, 3 – алевроліто-піщано (вапняково)–глинистий. 4 – палеотемператури. 5 – регіональні зони тріщинуватості. 6 – область консервації процесів літогенезу. Флюїдні перетоки: 7 – стягування розчинів у зону розуцільнення; 8 – внутрішньорезервуарні; 9 – регіональні; 10 – літогенетичні резервуари.

Ситуація у західній та східній частинах розглядуваної ділянки дещо різнилися. Насамперед це полягало, як було зазначено вище, у більшому флюїдодинамічному потенціалі в межах останньої. При цьому як у східній, так і західній частинах ділянки сформувалися дві ізольовані літофлюїдні системи. Верхня – охоплювала відклади еоцену, а нижня – кампану-турону-сантону. У східній частині ділянки по верхній – мігрували вуглеводні у рідкій фазі, по – нижній – у газовій. У західній на обох рівнях – тільки у рідкій. Розчини рухалися в північному напрямку, де розвинені осадові утворення з меншою термобаричною напруженістю.

Будова літофлюїдної системи західної та східної частин ділянки

різнилася, що було спричинене насамперед літологічними особливостями відкладів, зокрема характером просторового розвитку ділянок літофаціальних заміщень. Останні, за рахунок нерівномірного ущільнення осадових тіл різного складу, відіграють важливу роль у формуванні літогенетичних резервуарів. Такі резервуари формувалися перманентно у відкладах крейди та палеогену. Як зазначалося [20], вони, з одного боку, можуть містити поклади, а з другого – слугувати транзитними зонами надходження ВВ у вищезалягаючі пастки. Як очевидно (див. рис. 3.13), у зв'язку зі специфікою літологічної будови відкладів, у перетині I–I сформувалися чотири відносно ізольовані резервуари (R II), які «перехоплювали» флюїди, що рухалися регіональними зонами розущільнення. До структури Голіцина могла надходити лише їх незначна кількість. Натомість у перетині II–II існував єдиний (R III) субвертикальний резервуар (відклади сеноману–маастрихту) висотою близько 2 км, який можна віднести до т. зв. «жильного» типу. У нижню частину цього резервуару лавинно надходили газові ВВ-флюїди із зони генерації і далі рухалися вертикально, де у відкладах палеоцену відбувалося їхнє змішування з нафтовими ВВ, що мігрували верхньою зоною розущільнення. Таке явище, можливо, спричинило утворення газоконденсатної фази. Так, незначні припливи газоконденсату (6,73–8,17 м³/добу) фіксуються у свердловинах Голіцина-2, -4, -12.

Виходячи з описаної літофлюїдодинамічної моделі, є підстави передбачати, що Голіцинське родовище було сформоване в результаті поступової міграції ВВ з боку структури Шмідта. Генераційно-міграційно-аккумуляційна модель (див. рис. 3.13) дозволяє припускати можливість сучасного надходження вуглеводневих флюїдів у район структури Шмідта з подальшим їх перерозподілом в межах доволі крупного резервуару. На користь цього свідчать значні припливи газу (325,8 тис. м³/д) у св. Голіцина-4 (верхи данського–низи зеландського ярусів), яка розташована ~ у 5 км на північний захід від св. -3, а також невеликі припливи у св. Шмідта-6.

Відсутність вуглеводневих покладів у відкладах палеоцену в районі структури Гамбурцева спричинена як особливостями літологічної будови

осадової товщі, так і режимом катагенезу (перетин III–III'). Перше зумовило відсутність у безпосередній близькості до цієї площі літогенетичних резервуарів. Друге, ранній прояв активного підетапу другого циклу (еоцен), спричинило доволі низький ступінь катагенезу материнських відкладів (градація МК₁₋₂) і, відповідно, невелику інтенсивність генерації ВВ, які, ймовірно, акумулювалися у резервуарах R III, R III' (відклади нижньої крейди).

На Одеській структурі (перетин IV–IV') основна фаза акумуляції ВВ припадає на олігоценний час. Головним генеруючим елементом слугували відклади сеноману-кампану, які досягли градації катагенезу МК₃. Вони дреналися регіональною зоною розущільнення, по якій лавинно надходили ВВ у крупний резервуар R IV, який охоплювали відклади верхнього альбумаастрихту (розміри приблизно 2х40 км). В подальшому флюїди мігрували по розлому, де на двох гіпсометричних рівнях перехоплювалися регіональними зонами розущільнення і рухалися ними вбік Одеської структури. По цих зонах надходила (через проміжний резервуар R IV') також певна кількість ВВ, яка генерувалася у відкладах палеоцену та еоцену (градації катагенезу МК₁₋₂). Отже, Одеське родовище було сформоване в олігоценний час. Є підстави передбачати можливість надходження у його межі ВВ зі згаданих резервуарів і протягом подальшого геологічного розвитку.

В районі Кримської структури у міоценовий час лавинна міграція ВВ відбувалася на трьох рівнях (перетин V–V). На нижньому дреналися материнські відклади турону-сантону, які досягли рівня катагенезу МК₃₋₄. Вуглеводні нагромаджувалися головню у літогенетичному субвертикальному резервуарі (R V), який розміщений ~ у 20 км на північ від св. Кримська-1. По двох верхніх зонах розущільнення ВВ флюїди надходили з відкладів еоцену та олігоцену (МК₂₋₃ та МК₁₋₂, відповідно). Їх акумуляція переважно відбувалася у резервуарі (R V', відклади еоцену), що розташований ~ у 5–10 км на північ від св. Кримська-1. Палеоценові відклади останньої, виходячи з моделі, не повинні містити ВВ поклади.

У районі структури Штормова найбільш масштабні процеси генерації,

міграції та акумуляції ВВ пов'язані з міоценовим часом, коли завершився другий цикл катагенезу (рис. 3.13). Інтенсивні флюїдні перетоки пов'язані з нижньою зоною розуцільнення, яка дренувала материнські відклади кампану, турон-сантону (рівень катагенезу – $МК_{3-4}$). Певна порція флюїдів мігрувала у зону розуцільнення з літогенетичного резервуару (R VI) району структури Архангельського (перетин VI–VI'). Вуглеводні надходили у докрейдяні та базальні відклади крейди, визначаючи перспективи т.зв. «глибинної складки Штормова» [45]. Формування покладів у відкладах палеоцену пов'язане з проявом двох верхніх зон розуцільнення. Основним джерелом ВВ вірогідно слугували відклади еоцену (градація катагенезу $МК_{2-3}$), з яких флюїди мігрували в напрямку Штормової структури (з тимчасовою акумуляцією у проміжному резервуарі R VI'). Невеликі обсяги ВВ могли надходити верхньою зоною розуцільнення з відкладів олігоцену (рівень катагенезу $МК_{1-2}$).

4. ОСОБЛИВОСТІ ПОШИРЕННЯ ПОРІД-КОЛЕКТОРІВ КАРПАТСЬКОГО ТА ПРИЧОРНОМОРСЬКОГО РЕГІОНІВ

Оскільки нагромадження осадової товщі крейда-палеогенового флішу Карпат відбувалося в межах північної континентальної окраїни океану Тетис, що мав безпосередній зв'язок зі Світовим океаном, седиментаційний літопис цього осадового басейну фіксує свідчення різноманітних океанологічних, тектонічних, фізико-географічних, біогеохімічних та інших подій, що впливали на еволюцію регіону. Формування цієї потужної осадової товщі було результатом взаємодії сукупності факторів як глобального, регіонального, так і локального масштабів і відбувалося в підніжжі континентального схилу.

Потужний крейда-палеогеновий розріз має всі ознаки формування в межах пасивної континентальної окраїни. Про це свідчать, зокрема, безперервність осадової товщі та її багатокілометрова товщина. Саме в межах пасивних континентальних окраїн у Світовому океані в геологічному минулому концентрувалося більше 70% осадових відкладів Землі. Ці осадові тіла потужністю 8–10 км облямовують пасивні окраїни материків. Уся історія існування седиментаційного басейну Зовнішніх Карпат характеризується нагромадженням відкладів головним чином флішової формації. За проміжок часу від ранньої крейди до раннього міоцену тут нагромаджувалася теригенна товща порід потужністю до 8 км, представлена, як правило, ритмічним чергуванням пісковиків, алевролітів і аргілітів.

Уламкові породи карпатського флішу, що складаються в основному із зерен кварцу, а також містять уламки польових шпатів і метаморфічних порід, відповідають так званим зрілим турбідитам, яким властиве континентальне джерело походження матеріалу.

Детальне геологічне, літолого-генетичне та мінералого-петрографічне вивчення нафтогазоносних осадових утворень і встановлення на цій основі закономірностей розповсюдження зон порід-колекторів різного типу (порового, змішаного, тріщинного) є однією з актуальних проблем нафтогазової геології, яка має як теоретичне, так і практичне значення. Існує

два основні аспекти проблеми визначення впливу постседиментаційних перетворень порід на їх фільтраційно-ємкісні властивості та фаціальну мінливість. Перший – це дослідження зв'язку між катагенетичними і тектонічними процесами та встановлення на цій основі закономірностей поширення зон порід-колекторів різного типу в різних районах Бориславсько-Покутської зони Передкарпатського прогину та Скибової зони Українських Карпат, які відрізняються за своєю тектонічною будовою. Другий – вивчення геохімічних процесів, що спричинювали під час катагенезу зміну мінерального складу порід, наслідком якого було погіршення або покращення їхніх фільтраційно-ємкісних властивостей.

Бориславсько-Покутський та Скибовий покриви складають головну нафтогазоносну зону Українських Карпат. Основні поклади зосереджені у відкладах палеогенового флішу, де залягають три основні товщі теригенних порід-колекторів. Це ямненська світа палеоцену (ямненські пісковики), вигодська світа середнього еоцену (вигодські пісковики) та згадані вище бориславські і клівські пісковики нижньоменілітової світи олігоцену. Перелічені вище піщані товщі мають потужність у десятки і перші сотні метрів і характеризуються середніми та низькими колекторськими властивостями.

Пісковики верхньої крейди Скибової та Бориславсько-Покутської зон містять нечисленні невеликі поклади нафти. Основні поклади вуглеводнів знаходяться у відкладах палеогену. Із трьох основних нафтогазоносних колекторських горизонтів найменша кількість промислових покладів розміщена у відкладах ямненської світи палеоцену. Дещо більша їх кількість є у відкладах вигодської світи середнього еоцену, а найбільша кількість родовищ розміщена у відкладах олігоцену. Розріз олігоцену є регіонально нафтогазоносним. Відклади олігоцену містять промислові поклади вуглеводнів майже у всіх родовищах Бориславсько-Покутської зони [1].

Для з'ясування характеру поширення природних колекторів здійснене літофізичне моделювання для девонських і юрських відкладів Переддобруджинського прогину та палеоценових — північно-західного шельфу Чорного моря.

Для відкладів середнього девону визначені особливості морфології резервуарів вуглеводнів та розвитку різних типів порід-колекторів. Для Жовтоярсько-Тузлівської ділянки встановлене зміщення склепінь пасток по окремих продуктивних горизонтах, для Білолісько-Зарічненської — характерна їх стабільна локалізація. Спрогнозовано розвиток пасток різного типу на схилах Жовтоярської структури.

У відкладах середньої юри з'ясовані основні риси розвитку порід-колекторів різного типу, локалізовано три нафтогазоперспективні ділянки, пов'язані з пастками антиклінального та літологічно обмеженого типів.

На основі реконструкції літофізичної будови відкладів палеоцену західної частини Причорноморського мегапрогину локалізовано вісім перспективних об'єктів у пастках склепінного, літологічно- та тектонічно обмеженого типів.

4.1 Внутрішня зона Передкарпатського прогину та Складчасті Карпати

4.1.1 Закономірності поширення порід-колекторів різного типу (порових, тріщинних, змішаних) в крейдяних і олігоценових флішових відкладах Українських Карпат

На підставі проведених [26, 56, 58] літолого-петрографічних досліджень нафтогазоносних порід-колекторів крейдяно-палеогенового нафтогазоносного комплексу Передкарпатського прогину і Скибової зони встановлені основні закономірності поширення порід-колекторів різного типу (порових, тріщинних, змішаних) в крейдяних (спаська, шипотська, стрийська світи) і олігоценових (менілітова світа) флішових відкладах.

Зокрема, в праці [56] проведено порівняння структурно-текстурних ознак і речовинного складу пісковиків і алевролітів з розрізів флішу, приурочених до різних частин Внутрішньої зони Передкарпатського прогину (північно-західної Бориславської, центральної Долинської і південно-східної

Надвірнянської), які відрізняються за своєю тектонічною будовою. Так, для нафтогазоносних палеогенових відкладів Долинського і Бориславського нафтопромислових районів встановлена залежність між колекторськими властивостями порід та мінеральним складом цементу і типом цементації. Високими ФЄВ частіше всього характеризуються пісковики з гідрослюдистим або кременисто-гідрослюдистим, поровим і плівково-поровим цементом. Теригенні породи, які є водонасиченими колекторами або неколекторами, в цементуючій масі містять порівняно вищу кількість вторинних карбонатів.

В Долинському нафтопромисловому районі часто прояви нафтогазоносності приурочені до горизонтів, складених перешаровуванням алевролітів і аргілітів (св. 80-Вигода-Витвицька). Тонко- і мікрошаруваті текстури цих порід сприяли розвитку в них субгоризонтальної пошарової літогенетичної тріщинуватості, і тому з такими осадовими утвореннями можуть бути пов'язані зони поширення колекторів змішаного типу (порово-тріщинних, тріщинно-порових).

Основною мінералого-петрографічною особливістю досліджених порід-колекторів палеогенових відкладів Надвірнянського нафтопромислового району є цілий комплекс характерних ознак, які вказують на високу ступінь їх 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.). Такої чіткої залежності між типом цементації і мінеральним складом цементу уламкових порід-колекторів та їхніми ФЄВ, яка була встановлена нами для нафтогазоносних товщ Бориславського і Долинського районів, у цих відкладах не виявлено. Тут поширені породи-колектори змішаного типу (порово-тріщинні, тріщинно-порові). Встановлена залежність між ступенем катагенетичних перетворень осадової товщі, розповсюдженням порід-колекторів різного типу (порового, змішаного, тріщинного) і тектонічною будовою в окремих районів Карпатської нафтогазоносної провінції.

Утворенню тріщинних і порово-тріщинних колекторів сприяли два

фактори: 1) літогенетичний, пов'язаний з літолого-геохімічними особливостями досліджених відкладів крейди і олігоцену; 2) тектонічний (геодинамічний), спричинений виникненням зон тектонічних напружень.

В праці [25] приводяться цікаві приклади тріщинних колекторів в крейдяних і олігоценових відкладах, генезис яких пов'язані з тектонічним фактором. У межах Орівської скиби першої нафтоносність встановлена в стрийських відкладах на ділянці Міріам. К. Толвінський відмічав, що нафтовий поклад виступає не тільки у вигляді насиченого вуглеводнями насиченого вуглеводнями пісковика, а й як насичений нафтою тріщинний простір, тобто у вигляді своєрідних жил. Звичайно, значна кількість скупчувалася також у проникній матриці тріщинуватих пісковиків, але тому, що останні дуже часто виявлялися майже непроникними, то нафта наповнювала роздроблені глинисті прошарки, що дуже чітко спостерігалось візуально у виробках нафтової шахти в 1950–1958 роках. Припливи нафти отримували на різних абсолютних позначках без будь якого зв'язку зі структурними формами пластів.

У зв'язку з нафтогазоносністю Берегової і Орівської скиб приводиться приклад св. № 1373 в західній частині Борислава, пробуреної в 1932 р. значно південніше Бориславського родовища. У ній на глибині 1699 м було розкрито тріщину, з якої отримали промисловий приплив нафти. Дослідник цієї свердловини С. Ольшевський відзначав, що в процесі експлуатації простір щілини засипався уламками глинистих порід, що негативно вплинуло на продуктивність свердловини. Щілину періодично прочищали і залежно від стану вибою свердловини її місячна продукція становила 100–300 т і до 30 000 м³ газу. Після певного часу експлуатації свердловину поглиблювали (імовірно, тріщина була близькою до вертикальної). Вважається, що вибій свердловини в 1936 досягнув у просторі тріщини 1714 м. Протягом усього часу свердловина регулярно експлуатувалася.

На Струтинському нафтогазовому родовищі початкові видобувні запаси нафти з менілітових відкладів складали 5,3 млн. т, площа нафтогазоносності – 32 млн. м². Найімовірніше, висока продуктивність

пов'язана з тріщинуватістю порід-колекторів покладу, а на родовищі поширена “жильна” форма залягання нафти. На Довбушанському нафтогазовому родовищі продуктивними є менілітові відклади. Проникність нафтонасичених пісковиків $0,01 \times 10^{-3}$ мкм². Колектор відзначається високою тріщинуватістю. На Пасічнянському нафтогазовому родовищі поклад приурочений до пісковиків менілітової світи, середня глибина залягання яких становить 3926 м. Проникність зразків пісковика дуже низька, не перевищує 0,01 мкм². Тут розвинений порово-тріщинний тип колектора.

Особливу увагу слід звернути на залежність колекторських властивостей порід від мінерального складу цементів (кремнезему, глинистих мінералів, карбонатів), який визначався геохімічними умовами седименто-діагенезу відкладів. Вище відзначалося, що в карпатському фліші нами [2, 36, 52, 56] виокремлені три головні літолого-геохімічні типи (ЛГХТ) осадових утворень, що відрізняються вмістом породоутворювальних інгредієнтів біогенного походження ($\text{SiO}_{2\text{біог}}$, CaCO_3 , $\text{C}_{\text{орг}}$): сірі вапняковисто-глинисто-теригенні (ЛГХТ I); невапняковисті або слабовапняковисті, часто строкаті глинисто-теригенні (ЛГХТ II); чорні вуглецевмісні скременілі теригенно-глинисті товщі (ЛГХТ III).

Седиментація відкладів цих трьох типів відбувалася в різних фізико-хімічних умовах середовища (окисних, відновних), спричинених змінами характеру океанічної циркуляції і, відповідно, газового режиму придонних вод (аеробного, анаеробного), що вплинуло на подальший хід постседиментаційних процесів і формування їх ФЄВ.

Товщі спаської, шипотської (барем-альб) і менілітової (олігоцен) світ відносимо до чорних вуглецевмісних скременілих теригенно-глинистих відкладів (ЛГХТ III), які формувалися у відновних аноксичних умовах (фази океанічних безкисневих подій ОАЕ-1, ОАЕ-4). Важливою особливістю їх постседиментаційних перетворень є взаємодія мінеральної і органічної речовини, яка істотно вплинула на еволюцію

їхніх ФЄВ, зокрема, на виникнення вторинного порового простору (гідрослюди́зація монтморилоніту, скре́меніння порід і виникнення літогенетичних тріщин).

Таблиця 4.1 – Типи порід-колекторів в крейдяних (спаська, шипотська, стрийська світи) і олігоценових (менілітова свта) відкладах

Світа, вік	Літолого-геохімічні типи відкладів (ЛГХТ)	Геохімічні умови седименто-діагенезу	Вплив постседиментаційних перетворень на формування фільтраційно-ємнісних властивостей (ФЄВ)	Типи порід-колекторів
Спаська, шипотська Верхній барем – альб Менілітова Олігоцен	ЛГХТ III – чорні вуглецевмісні скре́менілі теригенно-глинисті відклади	Відновні $E_h < 0$	Глинисто-кременистої речовина цементу уламкових порід: виникнення тріщин і покращення ФЄВ; часткова карбонатизація і погіршення ФЄВ Значний вплив процесів за участі ОР на еволюцію ФЄВ, гідрослюди́зація монтморилоніту, виникнення тріщин і покращення ФЄВ	Гранулярні порові і змішані (порово-тріщинні) колектори “Нетрадиційні” тріщинні колектори в бітумінозних кременисто-глинистих породах
Стрийська Верхній турон – палеоцен	ЛГХТ I – сірі вапняковисто-глинисто-теригенні відклади	Окисні $E_h > 0$	Перероподіл карбонатів, вторинна кальцитизація і погіршення ФЄВ	“Ямнеподібні” пісковики – гранулярні порові і змішані (порово-тріщинні) колектори Пісковики з карбонатним цементом – не колектори

В пластах пісковиків розвинені гранулярні порові і змішані (порово-тріщинні) колектори. Покращення ФЄВ може відбуватися за рахунок виникнення тріщинуватості в глинисто-кременистій речовині цементу уламкових порід. Часткова карбонатизація приводить заповнення пор і погіршення ФЄВ. Пісковики з карбонатним цементом у відкладах менілітової світи зазвичай водо насиченими колекторами

або неколекторами. Для товщ ЛГХТ ІІІ (барем-альб, олігоцен) характерні “нетрадиційні” кременисто-глинисті породи-колектори тріщинного типу (табл. 4.1).

Осадів утворення стрийської (верхній турон – нижній палеоцен) віднесені до сірих вапняковисто-глинисто-теригенних відкладів (ЛГХТ І), які формувалися в окисній обстановці, в умовах потужної карбонатної седиментації. В цих породах відбувається інтенсивний перерозподіл карбонатів і погіршення ФЄВ внаслідок вторинної кальцитизації. Гранулярні порові і змішані (порово-тріщинні) колектори з хорошими ФЄВ пов’язані з “ямнеподібними” пісковиками, розвинених у верхній частині стрийських відкладів. Пісковики з карбонатним цементом характеризуються як неколектори (табл. 4.1).

4.1.2 Характерні особливості порід-колекторів палеоцену та еоцену

Під час катагенезу еоценових відкладів Бориславсько-Покутської зони Передкарпатського прогину та Скибової зони Українських Карпат діяла низка факторів, одні з яких погіршували колекторські властивості порід, інші – сприяли їх збереженню на глибинах або були причиною виникнення вторинного порового простору. Погіршення пористості та проникності теригенних відкладів зумовлювалося не тільки ущільненням порід, а й заповненням міжзернового простору і тріщин карбонатами, сульфатами, кремнеземом, явищем регенерації кварцу, розчиненням уламків кварцу на контакті один з одним із виникненням конформних, інкорпораційних, мікростилолітових структур.

Збереження породами-колекторами високих фільтраційно-ємнісних властивостей на великих глибинах залежало від їх структурно-текстурних ознак, потужності верств та місця у розрізі. Виникнення вторинного порового простору відбувалося в результаті

розчинення і виносу сполук, нестійких у конкретних фізико-хімічних умовах, або утворення літогенетичної чи тектонічної тріщинуватості.

Теригенні породи палеоценового і еоценового віку – потенційні колектори вуглеводнів – на досліджуваній території представлені, переважно, різно- і дрібнозернистими, часто алевритистими кварцовими або олігоміктовими пісковиками та крупнозернистими, часто піскуватими алевролітами аналогічного до пісковиків мінерального складу. Ступінь відсортваності уламкового матеріалу поганий, що характерно для флішових відкладів. Уламкові зерна кутуваті або слабо обкатані (добре обкатаними є найкрупніші з них). В теригенних породах первинні колекторські властивості найкраще збереглися в грубо- і середньозернистих пісковиках з низьким вмістом цементу. Це пояснюється тим, що при зануренні порід на великі глибини і виникненні структур розчинення утворюється жорсткий каркас. І хоч внаслідок ущільнення порід їх пористість дещо зменшується, зате пори залишаються відкритими, що забезпечує збереження проникності.

Встановлено, що вищі фільтраційно-ємнісні властивості в теригенних відкладах палеоцену та еоцену мають породи-колектори з поровим, контактово-поровим, плівково-поровим цементом. А порівняно нижчі – ті, що містять порово-базальний або базальний тип цементу. Важливим фактором, що істотно впливає на збереження породами-колекторами високих фільтраційно-ємнісних властивостей на великих глибинах, є товщина пластів. Цей фактор пояснюється таким чином. При зануренні осадової товщі глинисті породи ущільнюються раніше, ніж теригенні. Відтиснуті з глин і аргілітів водні розчини потрапляють у сусідні пласти-колектори з іншими геохімічними умовами.

Реакція, що відбувається між різними флюїдами, утворення мінералів (карбонатів, сульфатів та ін.), призводить до закупорки пор і зниження проникності теригенних порід-колекторів в

приконттактних зонах. Пласт ізолюється як колектор, а при незначній його товщині вторинне мінералоутворення може захопити його повністю і суттєво понизити фільтраційно-ємнісні властивості порід.

Негативно на колекторські властивості теригенних порід впливає заміщення первинного глинистого цементу карбонатним, в результаті чого відбувається заліковування первинних пор кальцитом. Переважна більшість досліджених відмін пісковиків і алевролітів характеризуються кластичними структурами. Проте, іноді в них проявляються регенераційно-кварцовий, пойкилокластичний типи цементації, конформні та інкорпораційні зчленування зерен, орієнтоване розміщення кварцових зерен, що зумовлено катагенетичними процесами. Спостерігаються кварцові зерна, розбиті мікротріщинами, іноді залікованими кальцитом.

Найчастіше подібні структури властиві для порід нижчих структурних поверхів, глибше 4–4,5 км в північно-західній та центральній частині дослідженої території і глибше 2,5–3 км – у південно-східній. Варто відзначити, що утворення регенераційно-кварцових конформних та інкорпораційних структур також негативно позначається на колекторських властивостях порід.

Як у теригенних, так і в глинистих породах (рис. 4.1) часто спостерігаються системи мікротріщин (в окремих пластах пісковиків розвинута система мікротріщин по нашаруванню), заповнених органічною речовиною. Для дрібнозернистих пісковиків, алевролітів та аргілітів палеоцену характерною є тріщинуватість (рис. 4.1). Тріщини зазвичай заповнені кальцитом, органічною речовиною, іноді зустрічаються породи з тріщинами заповнені нафтою, а іноді спостерігаються сліди бітумоїдів на стінках відкритих тріщин. Формам тріщин звивиста або прямолінійна.

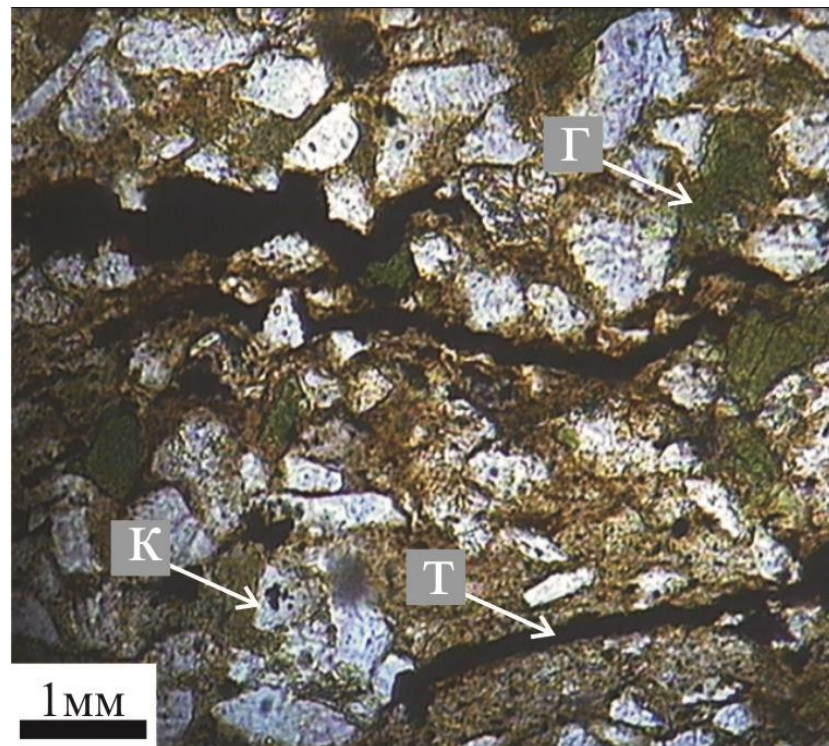


Рис. 4.1 – Мікрофотографія дрібнозернистого пісковика з поровим карбонатно-глинистим цементом. Відслонення по річці Прут
г – глауконіт, к – кварц, т – тріщини заповнені органічною речовиною

Ширина тріщин, заповнених мінеральною складовою, коливається від 0,01 до 2 мм. Загальна довжина всіх наявних тріщин в окремих шліфах сягає 33 мм. Об'єм закритих тріщин змінюється від сотих часток відсотка до кількох відсотків. Ширина відкритих тріщин, які притаманні переважно пісковикам та алевролітам, змінюється в інтервалі від 0,02 до 0,1 мм. Тріщинна пористість досліджених порід зазвичай не перевищує 1 %.

З палеогенових порід, складених тріщинуватими аргілітами з малопотужними прошарками алевролітів і пісковиків (рис. 4.2), в окремих випадках отримано припливи нафти і газу (свердловина 3-Микуличинська, вигодська світа). Це дозволяє припустити існування в досліджуваній еоценовій товщі глинистих колекторів тріщинного типу.

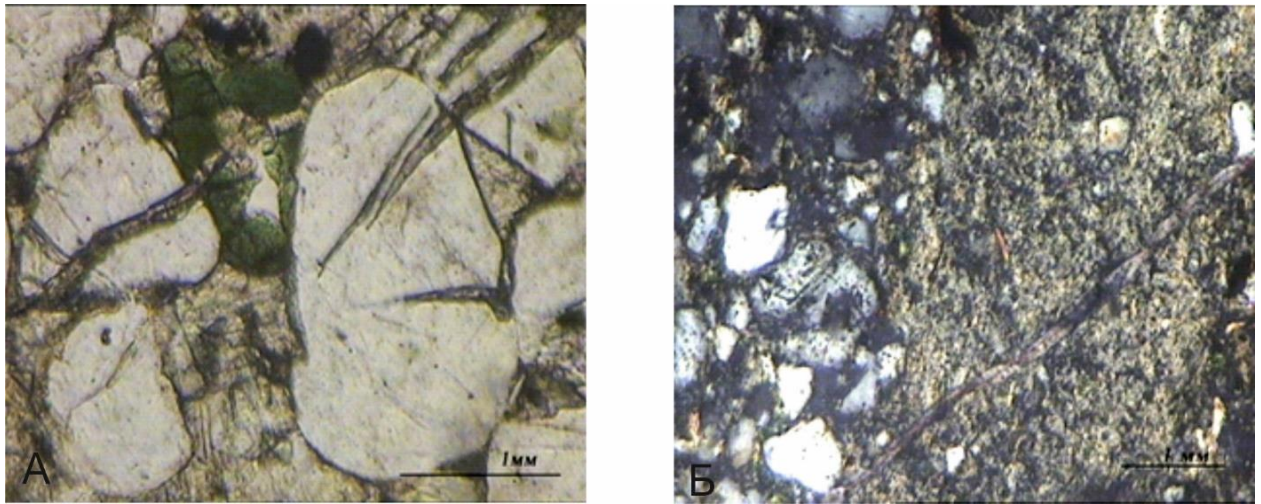


Рисунок 4.2 – Мікрофотографії тріщинуватих порід: А- грубозернистий пісковик з глауконітом, вигодська світа. Відслонення по р. Опір (ніколі паралельні); Б - піщаний аргіліт, манявська світа. Відслонення по річці Манявка (ніколі схрещені)

Таким чином, внаслідок постседиментаційних перетворень палеоценових і еоценових відкладів Бориславсько-Покутської зони Передкарпатського прогину та передових скиб Скибової зони Українських Карпат відбувалося: 1 – збереження в сприятливих умовах теригенними поровими колекторами високих фільтраційно-ємнісних властивостей на великих глибинах; 2 – формування теригенних колекторів змішаного типу (порово-тріщинуватих або тріщинувато-порових) і «нетрадиційних» глинистих або кременисто-глинистих тріщинних колекторів.

4.1.3. Умови формування та поширення порід-колекторів олігоцену

При всій важливості впливу на седиментацію регіональних та локальних факторів, очевидним є вплив на утворення флішу Зовнішніх Карпат глобальних факторів. Одним із найважливіших з них були евстатичні коливання рівня Світового океану. Регресії і трансгресії обумовили просторовий розподіл теригенного матеріалу і контролювали розподіл у просторі і часі потужних піщаних тіл і їх положення в межах глибоководних конусів виносу.

Характерним є мінеральний склад пісковиків крейда-палеогенового віку. Вони, як правило, складені на 80-98% зернами кварцу. Такий мінеральний склад пісковиків має принципове значення для формування колекторських властивостей цих порід. Адже потужні піщані товщі палеогену Карпатського флішу служать колекторами нафти і газу Карпатської нафтогазоносної провінції і є одним із основних елементів нафтогазової системи.

Крейдяний і палеогеновий періоди характеризувалися особливо контрастними змінами рівня Світового океану. Пониження рівня моря призводило до зменшення шельфів, а найбільші з них - до повного їх осушення, денудації на першому рівні лавинної седиментації й інтенсифікації гравітаційних потоків на континентальному підніжжі.

У Карпатському седиментаційному басейні взаємовідношення регресій і трансгресій були функцією складного поєднання глобальних і локальних змін рівня моря. Однак, при певній ролі локальних коливань все ж намічається помітна кореляція з глобальними циклами. Розвиток піщаних тіл корелюється з падіннями рівня моря: верхній апт - нижній альб (верхньошипотська підсвіта), палеоцен (ямненська світа), середній еоцен (вигодська світа), олігоцен (бориславські та клівські пісковики менілітової світи). Переважний розвиток глинистих і біогенних товщ характерний для розрізів, які відповідають високому рівню моря: верхня крейда (стрийська світа) і нижній олігоцен (горизонт пластових силіцитів).

На рисунку 4.3 показана крива евстатичних змін рівня Світового океану в кайнозої. Прослідковується кореляція значних глобальних падінь рівня моря із утворенням потужних піщаних товщ в межах Зовнішніх Карпат. Утворення відкладів палеоцену (ямненська світа) і середнього еоцену (вигодська світа), які є важливими колекторськими товщами нафтогазоносної провінції Українських Карпат, відповідають двом значним і тривалим глобальним регресіям.

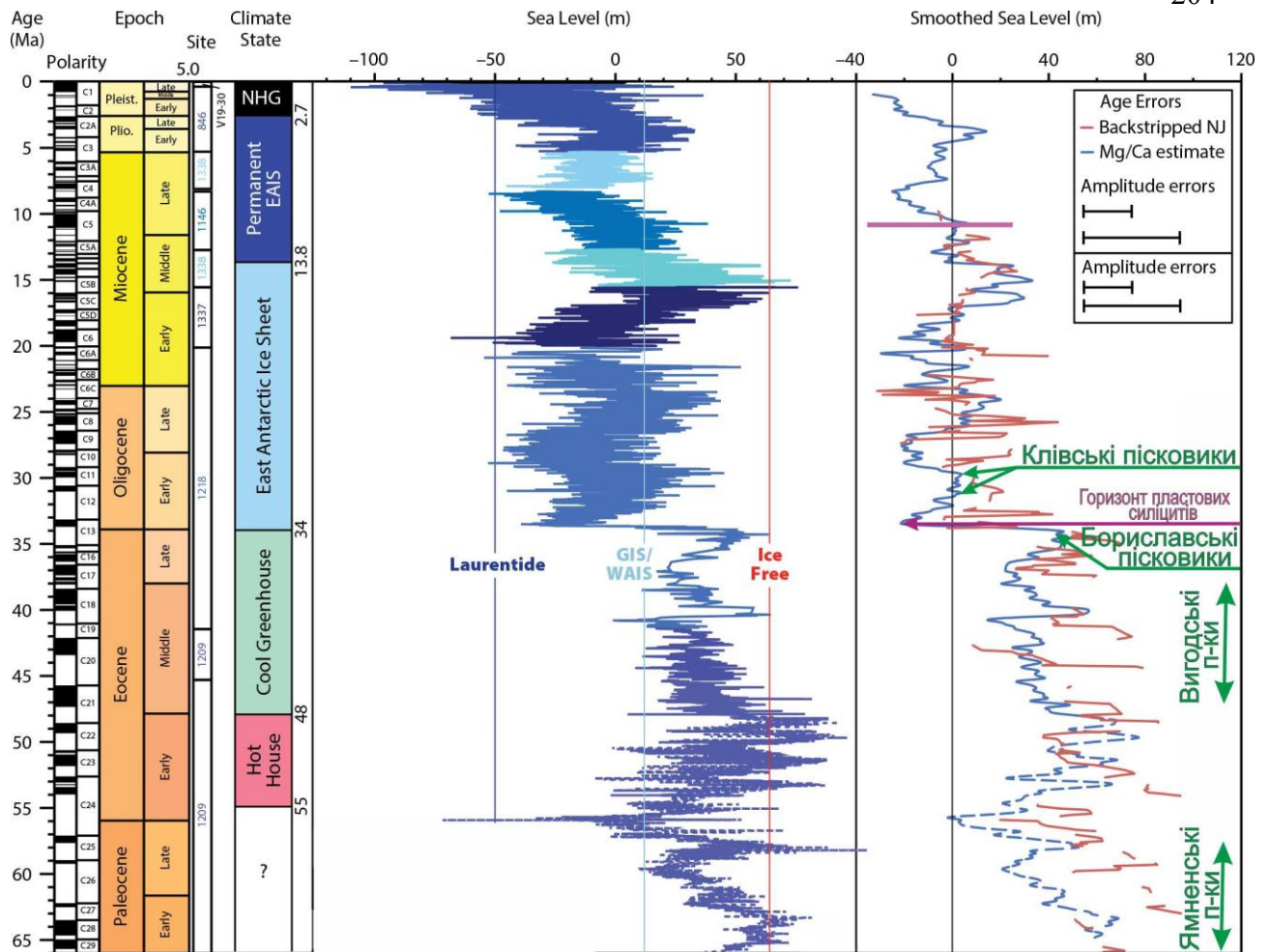


Рисунок 4.3 – Евстатичні зміни рівня Світового океану в кайнозої. Модифіковано за [97].

Початок олігоцену відзначається значним підвищенням рівня Світового океану. Трансгресія спричинила відсутність гравітаційних потоків в межах Карпатських конусів виносу, значне скорочення теригенної седиментації і фонове нагромадження біогенних осадів, що спричинило утворення горизонту пластових силіцитів в основі олігоценового розрізу, який поширений на значній території Зовнішніх Карпат і служить надійним кореляційним горизонтом. Наступне падіння рівня моря можна пов'язати із нагромадженням товщ Бориславських і Клівських пісковиків відповідно.

На рисунку 4.4 показана схема нагромадження Бориславських і Клівських піщаних модулів в результаті дії гравітаційних потоків в межах Карпатських глибоководних конусів виносу.



Рисунок 4.4 – Схема Карпатської континентальної околиці на ранньоменілітовий час (ранній олігоцен)

Бориславські пісковики відкладалися в основі менілітової світи. В сучасному розрізі ця товща представлена сірими, дрібно- і середньозернистими, слабовапнистими, масивними пісковиками товщиною від 15 до 40 м. Поширені вони і північно-західній частині Українських Карпат.

Клівські пісковики залягають в нижній-середній частині нижньоменілітової підсвіти. Ця товща представлена світло-сірими дрібно і різнозернистими, слабозцементованими пісковиками товщиною від 10 до 150 м. На території Польщі потужність цієї піщаної товщі сягає 400 м. Основні відслонення Клівських пісковиків знаходяться в долинах річок Бистриця Надвірнянська, Чечва, Прут, Рибниця. Як Бориславські, так і Клівські пісковики пройдені численними свердловинами в межах Бориславсько-Покутської і Скибової зон.

На рисунку 4.5 показана схема розміщення Бориславських та Клівських пісковиків в товщі збагачених розсіяною органічною речовиною порід нижньоменілітової підсвіти олігоцену.

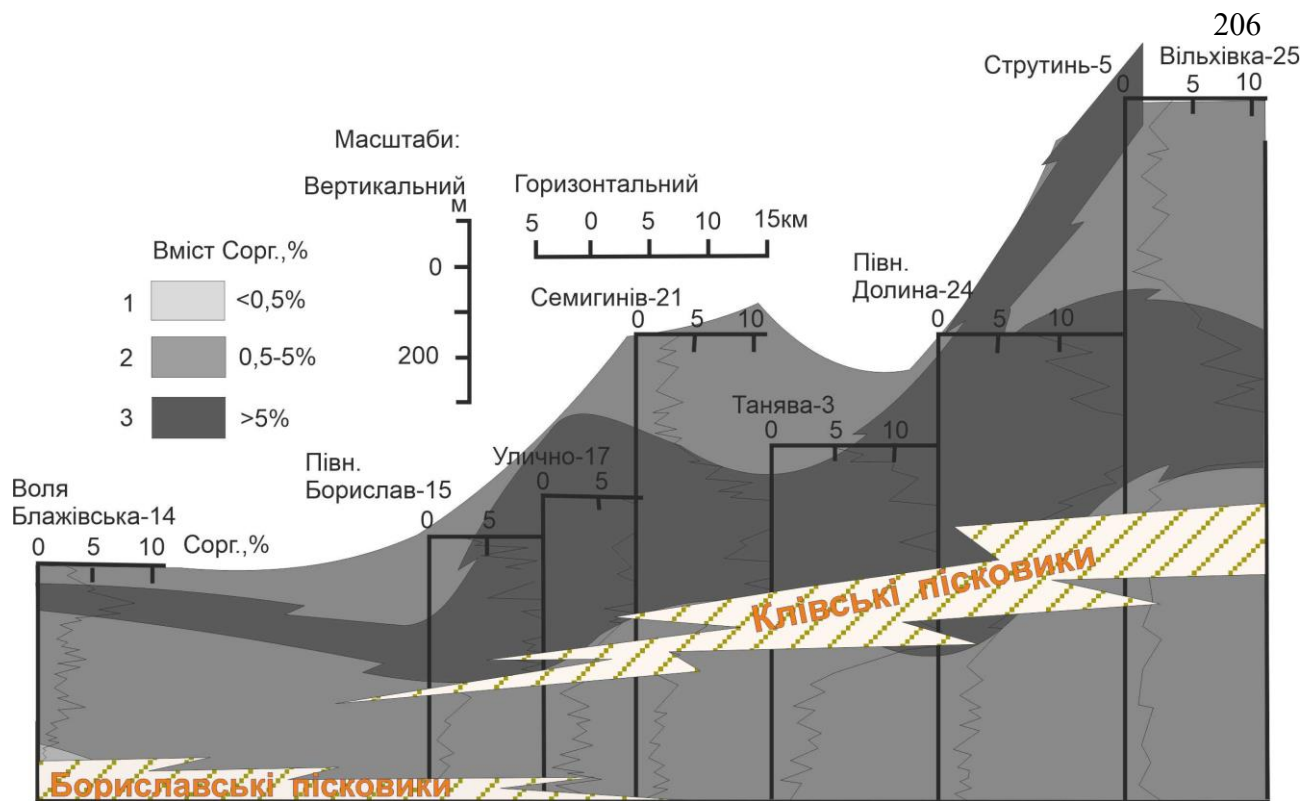


Рисунок 4.5 – Схематичний поздовжній перетин нижньоменілітової підсвіти Бориславсько-Покутської зони Українських Карпат із вказаним вмістом органічного вуглецю в породах і положенням Бориславських та Клівських пісковиків

Згідно із даними вмісту органічного вуглецю в породах відмічається максимум збагаченості порід органічною речовиною в середній частині нижньоменілітової підсвіти, що, очевидно, було спричинено максимальним збідненням вмісту кисню в придонних водах і у верхніх шарах осаду в межах зони кисневого мінімуму в середині ранньоменілітового часу. Однак, це не мало свого відображення у складі Бориславських і Клівських пісковиків, швидке нагромадження яких у товщі чорносланцевих відкладів стало результатом дії гравітаційних потоків. У розрізі нижньоменілітової світи, поряд із згаданими вище пісковиками, спостерігаються і чорні, збагачені органічною речовиною пісковики. Очевидно, на відміну від Бориславських і Клівських пісковиків, вони стали результатом «нормальної» седиментації («частинка за частинкою») і поряд із їх кластичною складовою їх глинистий цемент осаджувався одночасно із органічною речовиною.

Оскільки Бориславські і Клівські пісковики є основними колекторськими товщами Бориславсько-Покутської зони Українських Карпат, нами був досліджений ряд геохімічних показників нафти із обох вищезгаданих колекторських горизонтів з метою, зокрема, їх порівняння і виявлення їх генетичної спорідненості.

Таблиця 4.2 – Результати дослідження питомої ваги, вмісту сірки, ванадію і нікелю нафти із двох олігоценових покладів північно-західного нафтопромислового району Українських Карпат – Бориславського та Клівського пісковиків

Свердловина	№ зразка	Порода-колектор/світа	Вік колектора	Глибина м	Густина (°API)	Сірка в. %	V	Ni
							(ppm)	
Бориславсько-Покутська зона								
Новосхідниця-3	Нс-3	Бориславські п-ки	Олігоцен	4205-4334	35,7	0,32	н.а.	н.а.
Орів-161	Ор-161	Клівські п-ки	Олігоцен	3090-3120	31,1	0,71	н.а.	н.а.
Південна Стинава-2	ПС-2	Клівські п-ки	Олігоцен	4482-4530	29,5	0,31	3,3	3,0
Південний Монастирець-1	ПМ-1	Клівські п-ки	Олігоцен	4945-4962	22,2	0,92	н.а.	н.а.
Улично-35	Ул35	Клівські п-ки	Олігоцен	2826-2945	31,0	0,37	н.а.	н.а.
Скибова зона								
Верхньомасло-вещка-1	ВМ-1	Бориславські п-ки	Олігоцен	1296-1325	31,2	0,76	н.а.	н.а.
Вільхівка-30	Ві-30	Клівські п-ки	Олігоцен	943-974	32,9	0,35	2,4	12

Метою досліджень нафти була їх поглиблена геохімічна характеристика, та кореляція. В таблиці 4.2 показані геологічні дані про опробуванні свердловини, а також результати дослідження питомої ваги, вмісту сірки, ванадію і нікелю в усіх досліджених пробах нафти.

На рисунку 4.6 показана діаграма органічна сірка – густина API для нафти із двох олігоценових покладів північно-західного нафтопромислового району – Бориславського та Клівського пісковиків.

Для досліджених нафт Бориславського та Клівського пісковиків північно-західної частини Бориславсько-Покутської і Скибової зон (рис. 4.6) характерний досить широкий діапазон значень густини API – від 22,0° до 43,4°.

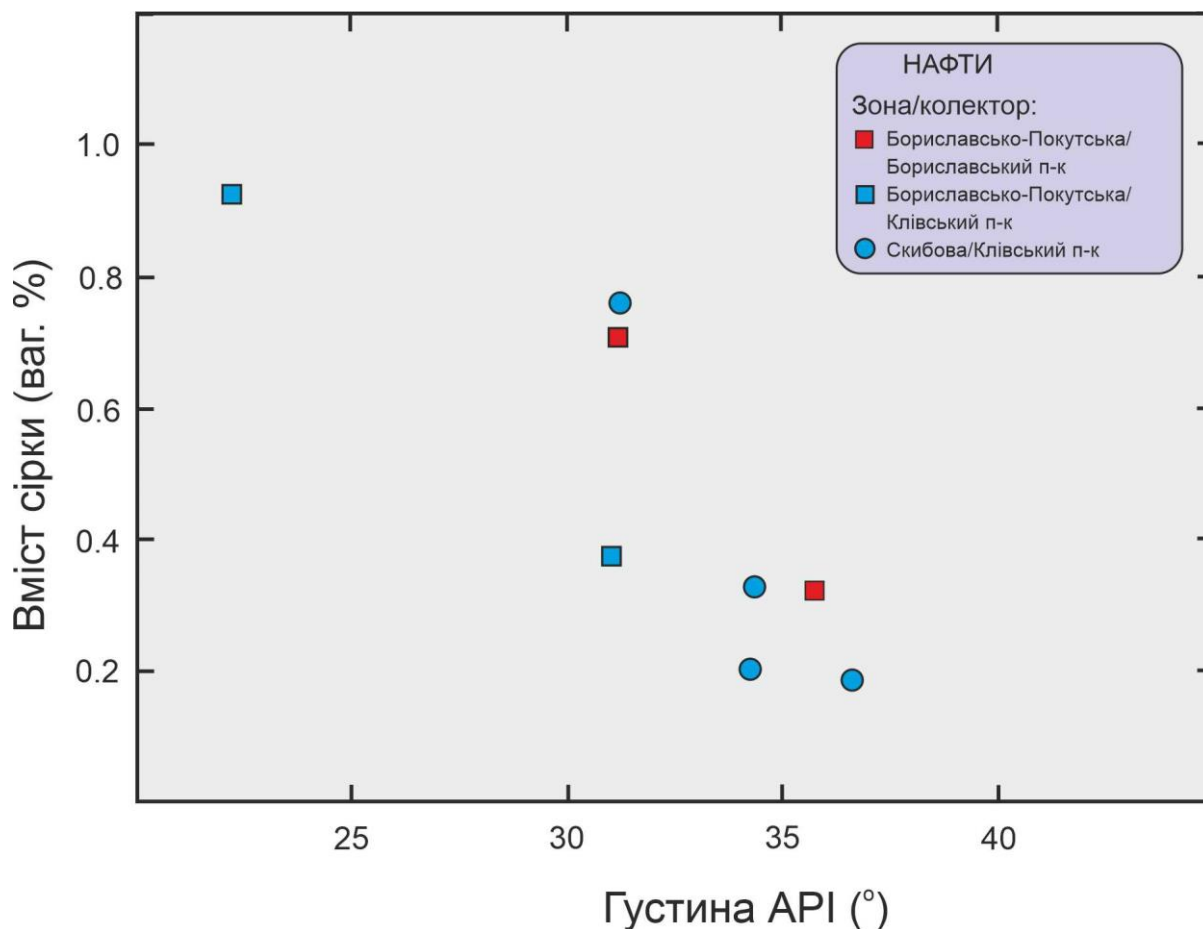


Рисунок 4.6 – Діаграма органічна сірка – густина API для нафт Бориславського та Клівського пісковиків Бориславсько-Покутської та Скибової зон північно-західного нафтопромислового району Українських Карпат

Нафти характеризуються невисоким вмістом сірки. Він змінюється від 0,07 до 0,92 ваг.%. Лише три зразки нафт (св.Південний Монастирець-1, Орів-161 та Верхньомасловецька-1) мають вміст сірки більше 0,5%. Проте суттєвої різниці в показниках для нафт із Бориславського та Клівського пісковиків, яка могла б свідчити про їх генетичні відмінності, не спостерігається. Не спостерігається також такої різниці між нафтами Бориславсько-Покутської та Скибової зон.

Нами також досліджувався розподіл ізоотопів вуглецю у фракціях нафт із Бориславського та Клівського пісковиків. На рисунку 4.7 показані ізоотопні криві для нафт із ряду свердловин північно-західного нафтопромислового

району. В даному районі досліджені нафти із Бориславсько-Покутської та Скибової зон.

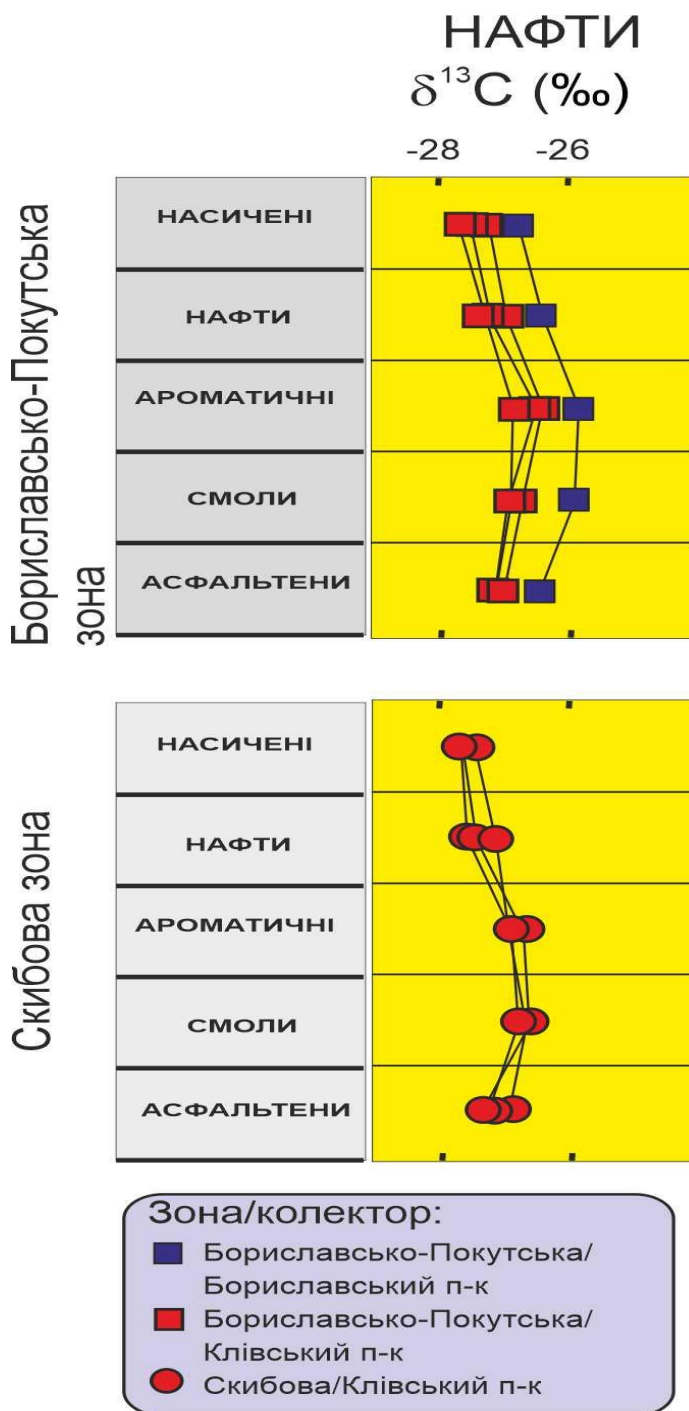


Рисунок 4.7 – Ізотопні криві для нафт Бориславського та Клівського пісковиків Бориславсько-Покутської та Скибової зон північно-західного нафтопромислового району Українських Карпат

Такі криві являють собою своєрідні «відбитки пальців» для нафти. Їх близькість за величинами $\delta^{13}\text{C}$ та за формою, яка демонструє характерний для даної нафти розподіл ізотопів вуглецю між фракціями, дозволяє стверджувати про спорідненість нафт між собою за походженням, а також про їх генетичний зв'язок із органічною речовиною порід. Як видно з рисунку, майже всі досліджені нафти демонструють подібність і зближеність кривих, що дозволяє говорити про їх спільне походження із однієї і тієї ж чорносланцевої товщі, в даному разі, очевидно, менілітової світи. Причому, подібність відзначається, як для нафт Бориславського та Клівського пісковиків різних частин Бориславсько-Покутської зони так і для нафт Скибової зони.

Отже, склад стабільних ізотопів вуглецю нафт і їх індивідуальних фракцій свідчить про те, що нафти Бориславського та Клівського пісковиків різних частин Бориславсько-Покутської зони та Скибової зони Карпатського флішу були генеровані керогеном одного генетичного типу. У більшості із цих нафт асфальтени збіднені ізотопом ^{13}C відносно смол, що характерно для нафт, генерованих керогеном водоростевого походження [98]. Деякі відмінності у складі стабільних ізотопів вуглецю нафт і їх індивідуальних фракцій є результатом фаціальних змін нагромадження органічної речовини в материнських породах, ступеня термальної зрілості [79, 104, 120] або відстані міграції [115].

На рисунку 4.8 показані хроматограми нафт із Клівських пісковиків Бориславсько-Покутської зони (св.Улично-35) і Бориславських пісковиків Скибової зони (св.Верхньомасловецька-1). Вони показують розподіл в них н-алканів і ізопреноїдів. В обох проаналізованих нафтах величина коефіцієнту непарності $\text{CPI}_{(25-31)}$ дещо вища за 1, що показує переважання н-алканів з непарним числом атомів вуглецю над парним. Це свідчить про присутність у вихідній органічній речовині, яка генерувала ці нафти, керогену наземного походження поряд із основною масою морського керогену.

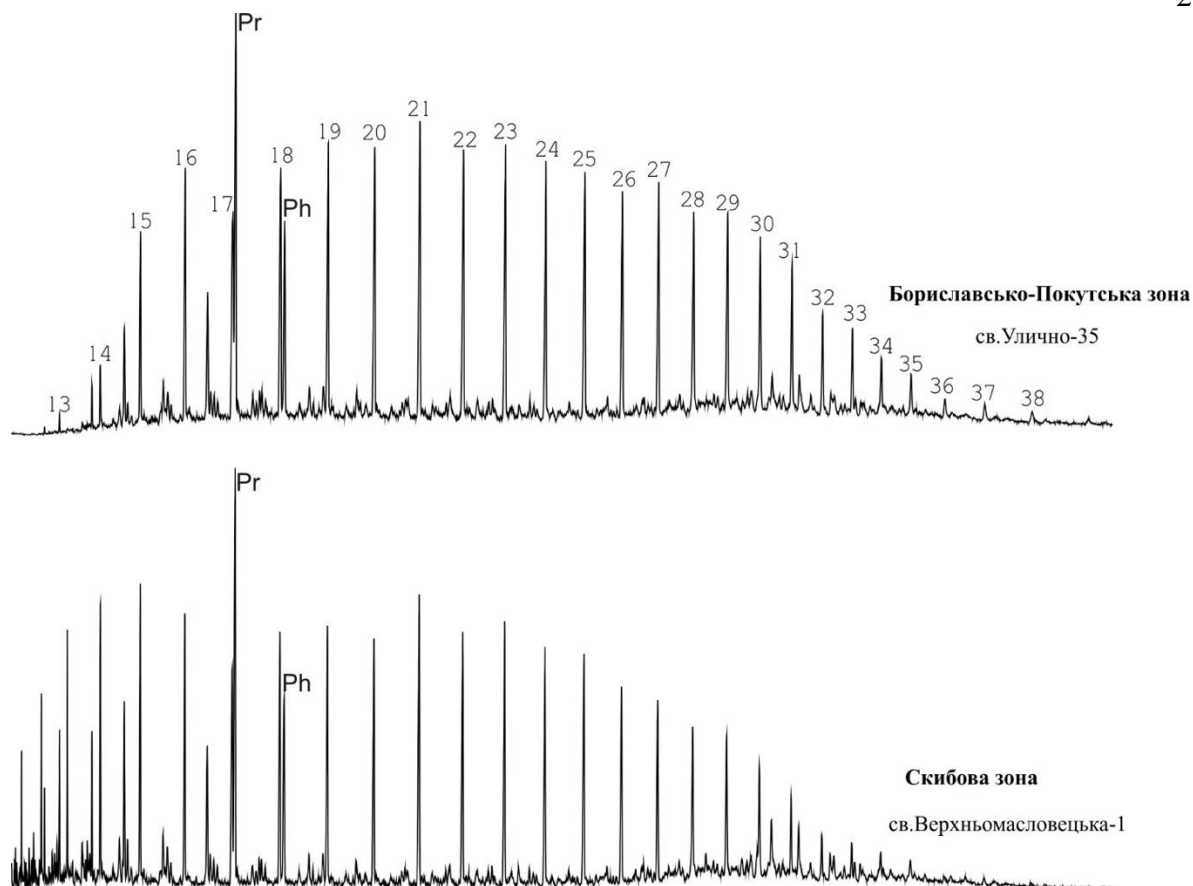


Рисунок 4.8 – Приклади газових хроматограм фракцій насичених вуглеводнів нафт із Клівських пісковиків менілітової світи Бориславсько-Покутської зони (св. Улично-35) і Бориславських пісковиків Скибової зони (св. Верхньомасловецька-1)

Відношення прістан/фітан (Pr/Ph) обох нафтах є вищим за 2. Відношення Pr/nC_{17} знаходиться в діапазоні від 0,83 до 4,20, а Ph/nC_{18} – від 0,34 до 1,18. Коливання цих величин в значній мірі залежить від біодеградації нафт. Обидва досліджені зразки нафт демонструють близькі величини вмісту стеранів. Це свідчить про те, що вони були генеровані одними і тими ж материнськими породами і насамперед передбачає приблизно один час генерації [81].

Проведені дослідження нафт із двох основних колекторських товщ олігоцену Українських Карпат – Клівських і Бориславських пісковиків, як із Бориславсько-Покутської так і з Скибової зони, за даними ізотопних досліджень не виявляють суттєвих відмінностей і очевидно належать до однієї родини, яка ймовірно була генерована збагаченими розсіяною органічною речовиною породами менілітової світи.

4.2 Фундамент Зовнішньої зони Передкарпатського прогину

4.2.1 Особливості поширення верхньоярських порід-колекторів

У тектонічному відношенні район досліджень охоплює Зовнішню зону Передкарпатського прогину, яка сформувалася у пізньоміоценовому часі на платформовій (протерозой-палеозой-мезозой-кайнозойській) основі. Тож, в осадовій товщі зони вирізняють: верхньопротерозойський, палеозойський, мезозойський і кайнозойський (міоценовий) літолого-стратиграфічні комплекси, які відповідають основним етапам геологічного розвитку території та різняться умовами осадонагромадження, тектонічною історією та характером поширення порід. У сучасній структурі зони, в зв'язку з різною денудацією донеогенових осадових комплексів, породи міоцену залягають з кутовою і стратиграфічною незгідністю на утвореннях нижнього протерозою-еоцену [25].

Міоценовий комплекс, що перекриває платформову основу представлений нижньоміоценовими (поляницька, воротищенська, стебницька і балицька світи егерію, егенбургію, отнангію, карпатію) та верхньоміоценовими (баден і нижній сармат) моласами. Нижньо- і частково верхньоміоценові моласи Внутрішньої зони Передкарпатського прогину насунуті в північно-східному напрямку по Стебницькому (Зовнішньо-Карпатському) насуву на Зовнішню зону.

Глибини поширення верхньоярських порід-колекторів, розкритих свердловинами ілюструє (табл. 4.3). Вони варіюють від 1440м (площа Коханівка) на північному заході біля кордону з Польщею до 5504 м (площа Лопушна) на південному сході біля кордону з Румунією. Значний перепад глибин поширення відкладів зумовлений складною геологічною будовою району дослідження.

До прикладу, на площі Коханівка верхньоярські відклади перекриваються породами неогену (бадену), тобто спостерігається тривала седиментаційна перерва пов'язана з підняттям місцевості. Додатково локально тут проявилися блокові вертикальні рухи, які спричинили формування

палеопіднять. Останні, позначились відсутністю седиментації і ерозією крейдових і палеогенових утворень.

Таблиця 4.3 – Глибини поширення верхньоюрських порід-колекторів, розкритих свердловинами у фундаменті Зовнішньої зони

Передкарпатського прогину

№свердловини	Назва площі	Глибина розкриття, м	Вік відкладів
20	Коханівка	1300	титон
21	Коханівка	1353	титон
22	Коханівка	1442	титон
23	Коханівка	1390	титон
26	Коханівка	1310	титон
2	Гаї	2750	оксфорд
1	Лановичі	2309	оксфорд-байос+бат
1	Дідушичі	2584	кімеридж
2	Дідушичі	2236	кімеридж
1	Південна Гринівка	2585	кімеридж-палеозой
2	Південна Гринівка	3267	оксфорд
1	Ластівець	3816	титон-палеозой
2	Ластівець	4604	титон-палеозой
1	Вижниця	2719	кімеридж-оксфорд
1	Камінська	2693	кімеридж-оксфорд
1	Іспас	1300	кімеридж-палеозой
7	Іспас	1232	кімеридж
3	Лопушна	4384	титон
4	Лопушна	4609	кімеридж-оксфорд
5	Лопушна	4714	кімеридж-оксфорд
9	Лопушна	4704	кімеридж
11	Лопушна	4350	кімеридж
13	Лопушна	5289	титон
1	Бісків	5138	кімеридж-оксфорд
3	Петровецька	5504	оксфорд-палеозой
2	Сегівська	2749	кімеридж-оксфорд
40	Сторожинець	820	верхня юра-палеозой

Прикладом може бути Коханівське палеопідняття, яке продовжувалося у північно-західному напрямку на територію Польщі. Натомість на площі Лопушна у південно-східній частині прогину існував седиментаційний басейн у якому відбувалася акумуляція осадів верхньої юри, крейди та палеогену карпатського флішу. Окрім того, слід зазначити, що платформова основа юрського стратиграфічного комплексу на площі Лопушна у південно-східній частині прогину перекрита неогеновими моласами Внутрішньої зони Передкарпатського прогину, які насунуті по Стебницькому та Береговому

насувах на Зовнішню зону.

На основі мінералого-петрографічного вивчення верхньоярських карбонатних порід фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину у шліфах простежено поширення ефективних (містять вуглеводні) (табл. 4.4) та неефективних (містять мінеральні зерна кальциту, ангідриту, целестину) порід-колекторів.

Таблиця 4.4 – Просторово-вікове поширення верхньоярських порід фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину, у яких встановлена наявність органічної речовини та нафти

Площа	№свердловини	Інтервал, м	Вік	Літологія	Тип колектора	Органічна речовина/нафта
1	2	3	4	5	6	7
Північно-західна частина прогину						
Коханівка	21	1192,2-1199,2	титон	Вапняк пелітоморфний	Пористий (міжзернові і внутрізернові пори вилуговування)	Органічна речовина
Коханівка	22	1332,0-1335,0 1335,0-1347,0 1357,0-1359,0	титон	Вапняк пелітоморфний	Пористий	Органічна речовина
	23	1288,9-1294,9	титон	Доломіт дрібнозернистий	Пористий	Органічна речовина
		1294,9-1300,9	титон	Доломіт ангідритвміщуючий	Порово-тріщинний (пори вилуговування зерен цементу)	Органічна речовина
		1331,0-1339,4	титон	Вапняк дрібно-крупнозернистий	Пористий (між зернові пори)	Органічна речовина
	26	1158,5-1165,3	титон	Вапняк органогенно-детритово-коп-ролітовий	Порово-тріщинний	Органічна речовина
		1178,0-1185,0	титон	Вапняк доломітизований	Пористий	Органічна речовина з піритом
		1193,0-1201,0	титон	Вапняк копролітово-органогенно-детритовий ангідритвміщуючий	Пористо-кавернозний	Органічна речовина

				й		
Центральна частина прогину						
Гаї	2	1890,0-1898,0	титон	Пісковик вапняковий різнозернистий (пористість 4,2%)	Пористо-тріщинуватий. (Пори у зернах і в цементі)	Легка жовта нафта по стилітово-му шву
		1910,0-1917,0	титон	Вапняк органо-генно-полідетритовий	Пористо-тріщинуватий	Примазки чорного бітуму по стінках пор
		1940,0-1944,0	титон	Пісковик вапняковий дрібнозернистий	Пористо-тріщинуватий	Органічна речовина з піритом
		2421,0-2430,0	кімеридж	Вапняк ораногенно-детритовий доломітизований	Пористо-тріщинуватий	Темно-бура нафта
		2610,0-2618,0	оксфорд	Доломіт вапнистий (пористість 1,2%)	Пористий	Темно-бура нафта
		2618,0-2621,0	оксфорд	Вапняк строматолітовий доломітистий	Пористий (пори вилуговування зерен доломіту)	Органічна речовина
		2745,0-2750,0	оксфорд	Вапняк різногустковий	Пористо-тріщинуватий	Органічна речовина
Дідушичі	2	1983,0-1993,0	титон	Вапняк водоростево-грудкуватий	Пористо-кавернозно-тріщинуватий	Органічна речовина
		2001,7-2008,8	титон	Вапняк форамініферово-детритовий	Пористо-кавернозно-тріщинуватий	Органічна речовина в порах
Південна Гринівка	2	3114,0-3122,0	кімеридж	Вапняк пелітоморфний	Пористий	Органічна речовина
		3140,0-3142,0 3170,0-3180,0	кімеридж	Вапняк різнозернистий (пористість 2,3%)	Пористий (пори вилуговування зерен цементу)	Органічна речовина
		3329,0-3332,0	кімеридж	Пісковик кварцовий глинистим цементом контактового типу	Пористий (міжзернові пори)	Легка світло-коричнева нафта
		3360,0-3361,0	кімеридж	Пісковик кварцовий залізисто-гідролудистим цементом контактового-порового типу	Пористий (міжзернові пори)	Органічна речовина
Південно-східна частина прогину						
Лопушна	3	4256,0-4258,0	титон	Вапняк різногрудкувато-форамініферово-полідетритовий	Пористо-тріщинуватий (пористість 0,07%)	Легка жовта нафта

		4341,0-4344,0	титон	Вапняк форамініферово-органогенно-детритово-пелітоморфний доломітизований	Пористий	Органічна речовина
		4385,0-4387,0	титон	Доломіт вапняковий тонкозернистий	Пористий	Органічна речовина
Лопушна	4	4293,0-4299,0	титон	Вапняк форамініферово-різногрудкуватий	Пористо-тріщинуватий	Органічна речовина
		4354,0-4360,0	титон	Вапняк пелітоморфний	Пористий (пористість 9,5%)	Органічна речовина
		4360,0-4368,0	титон	Вапняк форамініферово-пелітоморфний	Пористий (пористість 9,8%)	Органічна речовина
	9	4677,0-4688,0	кімеридж	Доломіт тонко-дрібнозернистий	Пористий	Органічна речовина
	11	4135,0-4143,0	титон	Вапняк органогенно-детритово-форамініферово-різногрудкуватий	Пористо-тріщинуватий	Темно-бура нафта по порах і тріщинах
		4143,0-4153,0	титон	Вапняк органогенно-детритово-пелітоморфний	Пористо-тріщинуватий	Світло- та темно-бура нафта
		4156,0-5159,0	титон	Вапняк органогенно-детритово-пелітоморфний	Пористо-тріщинуватий	Світло-бура нафта
		4181,0-4188,0	титон	Вапняк органогенно-різногрудкуватий	Пористий (пористість 15,3%)	Світло-бура нафта
		4188,0-4194,0	титон	Доломіт дрібнозернистий	Пористий (пористість 16,7%)	Органічна речовина
		4290,0-4295,0	титон	Доломіт тонкозернистий	Пористий	Органічна речовина
		4295,0-4298,0	титон	Мергель сильно доломітизований	Пористий	Органічна речовина
	13	5138,0-5144,0	титон	Вапняк пелітоморфний	Пористий (вторинні пори вилуговування)	Органічна речовина
		5144,0-5150,0	титон	Вапняк форамініферовий	Пористий (численні пори вилуговування черепашок форамініфер)	Органічна речовина
		5204,0-5207,0	титон	Вапняк пелітоморфний з черепашками форамініфер	Пористий (численні пори з примазками	Органічна речовина

					вуглеводнів)	
		5280,0-5285,0	титон	Доломіт дрібнозернистий	Пористий	Органічна речовина
Вижниця	1	2549,0-2557,0	титон	Доломіт дрібнозернистий	Пористий	Органічна речовина
Славецька	1	1797,0-1802,0	титон	Доломіт дрібнозернистий з алевроитовими зернами кварцу	Пористий	Органічна речовина
Камінська	1	2551,0-2561,0	титон	Доломіт тонкозернистий з вмістом зерен кварцу до 5%	Пористий (пори вилуговування зерен доломіту)	Органічна речовина
Бісків	1	5007,0-5012,0	титон	Доломіт дрібнозернистий глинистий	Пористо-тріщинуватий	Органічна речовина
Багни	1	4299,0-4304,0	титон	Вапняк органогенно-детритово-форамініферово-різногрудкуватий	Пористий (пористість 5,4%)	Світло-бура нафта по стилітово-му шву
Іспас	1	1095,5-1100,0	титон	Вапняк грудкуватопелітоморфний доломітизований	Пористий	Нафта
		1163,0-1168,0	титон	Доломіт вапняковий мікрозернистий	Пористий	Примазки вуглеводнів
Петровецька	3	5154,0-5161,0	титон	Вапняк пелітоморфний	Пористокавернозний	Органічна речовина з піритом
		5165,0-5168,0	титон	Вапняк пелітоморфний	Тріщинуватопористий	Органічна речовина з піритом
		5287,0-5290,0	кімеридж	Доломіт вапняковий алевроитистий	Пористий	Органічна речовина

Неефективні породи-колектори

Оксфорд

Породи-колектори оксфордського віку встановлені у центральній частині прогину на площах Гаї та Лановичі.

На площі Гаї (свердловина 2, ін.-л 2570-2580 м) виявлені вапняки різнозгусткові з пустими одиничними порами вилуговування зерен доломіту. На площі Лановичі досліджені: (св.1, ін.-л 2036-2041 м) вапняки тонкозернисті з мікростилітоловими швами, заповненими зернами кальциту (св.1, ін.-л 2036-2041 м), вапняки пелітоморфні глинисто-доломітисті (ін.-л 2151-2161 м), вапняки пелітоморфні глинисто-доломітисті (ін.-л 2232-2237 м), вапняки

пелітоморфні доломітисто-глинисті (ін.-ли 2286-2293 м, 2293-2300 м). Всі згадані вище відміни пелітоморфних вапняків – тріщинуваті. Мікротріщини – катагенетичні, заповнені зернами кальциту та ангідриту. Простежується система ієрархічних мікротріщин: товсті пластичні, що утворились до літифікації та тонкі – кутуваті – після літифікації.

Кімеридж

У центральній частині прогину на площі Гаї (св. 2, ін.-л 2360-2368 м) породи кімеридзького віку представлені згустково-грудкувато-органогенно-уламковими вапняками розбитими епігенетичними мікротріщинами з кальцитом і ангідритом. Різнозернисті вапняки (ін.-л 2384-2392 м) епігенетично доломітизовані містять пусті фенестральні пори висихання. Вапняки доломітисті (ін.-л 2438-2446 м) – тріщинуваті, тріщини заповнені зернами кальциту. Вапняки форамініферово-згусткові доломітисті (ін.-л 2484-2494 м) містять пусті пори вилуговування зерен доломіту і мінеральних зерен у центрі згустків.

На площі Лановичі (св. 1, ін.-л 1950-1956 м) виявлені вапняки органогенно-детритові, тріщинуваті з стилітовим швом, заповненим зернами кальциту і ангідриту. Іноді при їх розчиненні виникають пори. На площі Південна Гринівка (св. 2, ін.-л 3220-3230 м) відклади кімеридзького віку представлені пелітоморфними тріщинувато-пористими вапняками. Пори у них – порожні, мікротріщини заповнені зернами ангідриту. Вапнякові доломіти (св. 2, ін.-л 3220-3230 м) містять окремі пусті пори вилуговування зерен доломіту. Субпаралельні мікротріщини у згаданих породах заповнені ангідритом.

Титон

У північно-західній частині фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину на площі Коханівка (св.21, ін.-л 1192,2-1199,2 м) спостерігаються пелітоморфні вапняки з міжзерновими вторинними порами вилуговування мінеральних зерен та грудкувато-згусткові вапняки з кавернами (0,5х 1,0 мм) і порами вилуговування (0,18-0,020мм). На згаданій площі (св. 26, ін.-л 1105,0-1112,0 м) вапняки дрібногрудкувато-гастроподові,

доломітизовані, пористо-кавернозні містять пусті міжзернові та внутрізернові пори.

У центральній частині фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину на площі Гаї свердловина 2 розкрила тіло Опарського бар'єрного рифу. У верхній частині розрізу риф складений масивними вапняковими пісковиками, органогенно-полідетритовими і біогермовими вапняками титонського віку. Ступінь доломітизації у них – незначна. Скременіння має спорадичний характер. З інтервалу 1890 до 1950 м вище перелічені літологічні відміни вапняків містять пори, каверни, тріщини, ститолітові шви. Епігенетичні мікротріщини заповнені зернами кальциту, іноді ангідриту, розсікають фрагменти органогенних уламків.

На площах Дідушичі (св. 1,2) вапняки титонського віку представлені копролітовими, форамініферово-полідетритовими, різногрудкуватими, пелітоморфними відмінами. Породи – пористо-кавернозні, пористо-тріщинуваті. Пори вилуговування зерен цементу – пусті чи заповнені зернами кальциту чи ангідриту.

Вапняки площі Південна Гринівка (св. 2) – форамініферово-грудкуваті, грудкувато-полідетритові, пористі, пористо-кавернозні, тріщинуваті (мікротріщини субпаралельні). Пори вилуговування зерен цементу – пусті чи заповнені зернами кальциту та ангідриту. Згадані мінерали виповнюють й мікротріщини.

На площі Ластівець (свердловини 1, 2) пелітоморфні, органогенно-уламкові, форамініферово-згусткові, доломітизовані вапняки містять пусті пори вилуговування зерен цементу чи пори і каверни виповнені кальцитом. У свердловині 2-Ластівець (ін.-л 3673-3674 м) виявлені тонкозернисті тріщинуваті доломіти з порами вилуговування зерен цементу.

Відклади титонського віку південно-східної частини фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину з площ Лопушна (св. 3,5), Бісків (св. 1), Вижниця (св. 1), Сегівська (св. 2), Камінська (св. 1) представлені вапняками пелітоморфними, форамініферово-органогенно-детритовими, грудкуватими. Породи характеризуються наявністю окремих чи численних

пор вилуговування черепашок форамініфер і формених елементів. Пори – пусті, іноді виповнені зернами кальциту та ангідриту. На площах Вижниця (св. 1) і Лопушна (св. 11), Сторожинець (св. 40) при петрографічному вивченні порід у шліфах виявлені дрібнозернисті доломіти з пустими порами.

У північно-західній частині фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину переважає пористий тип колекторів, зрідка пористо-кавернозний та пористо-тріщинуватий. У центральній частині домінує пористо-тріщинуватий тип (площа Гаї), пористо-кавернозно-тріщинуватий (площа Дідушичі), пористий (площа Південна Гринівка). У південно-східній частині прогину значно поширені пористі колектори, при меншій кількості пористо-тріщинуватих.

4.3 Переддобруджинський прогин та північно-західний шельф Чорного моря

4.3.1 Літофізична будова та перспективні об'єкти у відкладах середнього девону Білоліського блоку Переддобруджинського прогину

Як було показано у розділі 3.2.1, район Жовтоярської структури є доволі цікавим в аспекті акумуляції ВВ, оскільки в її межі могли надходити флюїди з трьох напрямків. У зв'язку з цим були вивчений характер розвитку порід-колекторів різного типу та якості, особливості поширення продуктивних горизонтів, локалізації резервуарів ВВ у цій ділянці.

У середньодевонських відкладах виділено [17] дев'ять циклітів (g-1–g-4, e-1–e-5), які представляють собою продуктивні горизонти (ПГ), які різняться за характером розвитку порід-колекторів різного типу.

У ПГ e-1 максимальна потужність пачок природних колекторів спостерігається у св. Тузлівська-2, де вони повністю складають нижню частину цикліту (рис. 4.9). Тут розвинені три пачки тріщинних та три пачки порових порід-колекторів, товщина яких, відповідно, варіює від 5 до 22 м, та від 20 до 31 м. В напрямку Жовтоярської структури порові колектори виклинюються.

ПГ е-2 складений однією пачкою порових колекторів товщиною у св. Тузлівська-2 – 30 м та 45 м у св. Жовтоярська-2, яка зменшується у св. Жовтоярська-1 до 13 м.

У ПГ е-3 потужна пачка порових колекторів (40–45 м), яка розвинена у св. Тузлівська-2, виклинюється вбік св. Жовтоярська-2, де представлена декількома прошарками (8–12 м). У зв'язку з істотним збільшенням потужності сульфатно-мергельної частини цикліту (флюїдотрив) у св. Жовтоярська-1 кардинально змінився структурний план (з моноклінального, притаманного горизонтам е-1 та е-2 до антиклінального зі склепінням у районі св. Жовтоярська-2), де і прогнозується пастка відповідного типу.

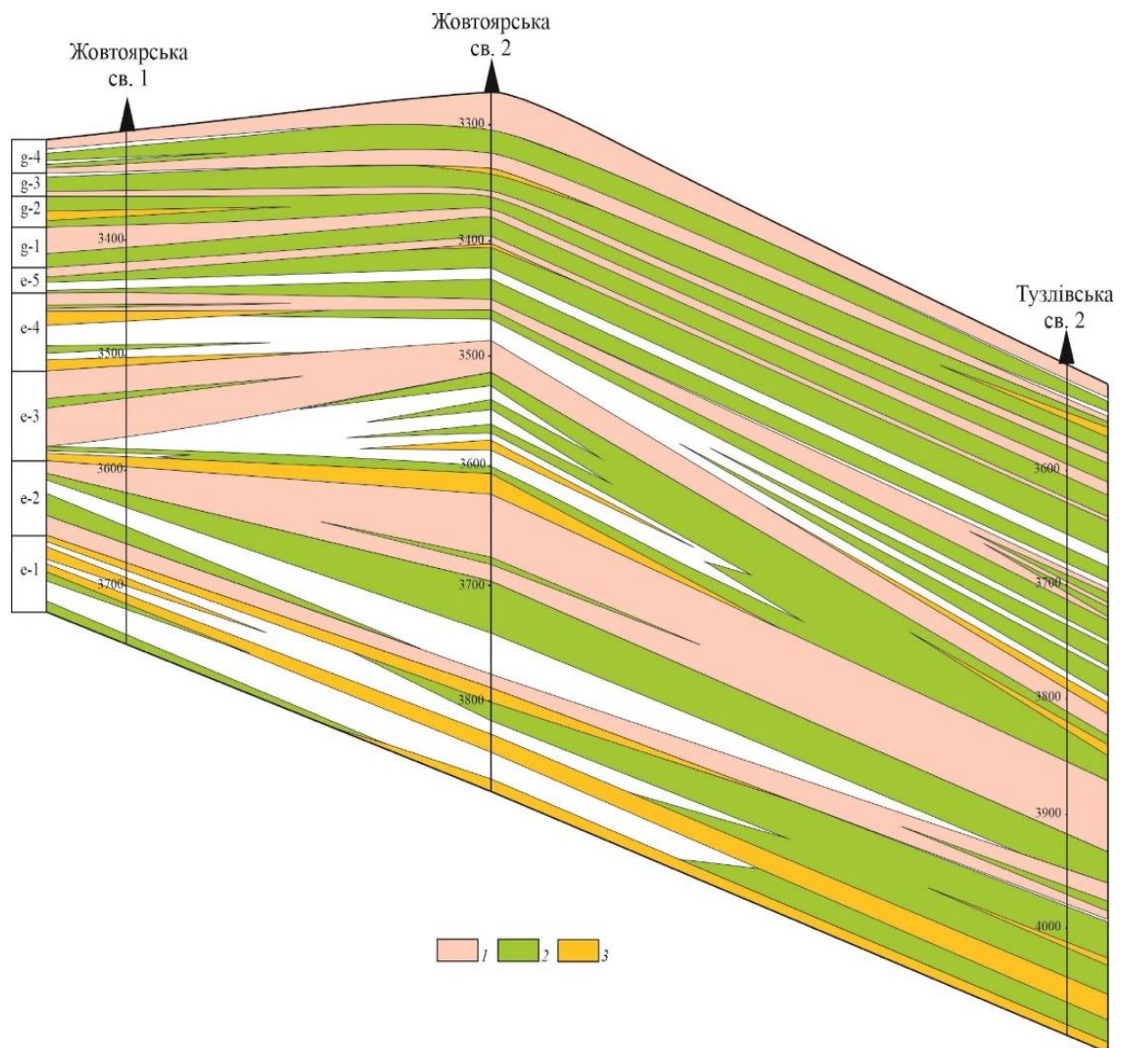


Рисунок 4.9 – Літофізична структура відкладів середнього девону [17]

1 – флюїдоупори; колектори: 2 – порові, 3 – тріщинні

У продуктивному горизонті е-4 породи-колектори максимально розвинені у св. Тузлівська-2, де виявлено три пачки порових (по 18–19 м) та пачка тріщинних (10 м) відмін, які виклинюються в напрямку св. Жовтоярська-2. З боку св. -1 спостерігається подібна картина, щоправда, потужність колекторських пачок є меншою.

ПГ е-5 складений двома пачками колекторів порового типу, товщина яких поступово зменшується від св. Тузлівська-2 (18–20 м) до св. Жовтоярська-1 (3–7 м).

ПГ g-1 складений пачкою порових колекторів практично незмінної потужності (близько 12–14 м) уздовж усього профілю. У районі св. Жовтоярська-2 доволі чітко вимальовується склепінна пастка.

ПГ g-2–g-4 характеризуються подібними особливостями. Товщини пачок порових колекторів становлять 11–15 м, локально спостерігаються малопотужні (до 6 м) прошарки тріщинних колекторів. Втім склепіння пастки є більш широким і воно дещо зміщене вбік св. Жовтоярська-1.

Описані ПГ формують пастки склепінного типу, локалізація та морфологія яких змінюється по розрізу. Так, для ПГ е-1 та е-2 склепіння пастки розміщене у районі св. Жовтоярська-1 (або ще північніше). Власне з цих горизонтів (інт. 3683–3798 м) отримано короткочасний приплив газу 250 тис. м³/добу. Літофізичні особливості ПГ е-1 дозволяють очікувати розвиток літологічних пасток у районі св. Жовтоярська-2. По горизонту е-3 виразна склепінна пастка локалізована у ділянці св. Жовтоярська-2, де можна прогнозувати і літологічні пастки у зв'язку з виклинюванням горизонтів порових колекторів від св. Тузлівська-2 до св. Жовтоярська-2 та -1. Подібна картина притаманна і ПГ е-4. До району св. Жовтоярська-2 тяжіють і склепінні пастки по горизонтах е-5 та g-1. Горизонти е-4 та g-2–g-4 формують пастки незначної висоти з широким склепінням, яке локалізоване між св. Жовтоярські-1 та -2.

Білолісько-Зарічненська ділянка.

У ПГ е-1 резервуар значної потужності (близько 140 м) розкритий св. Зарічненська-1 (рис. 4.10). Він складений двома пачками колекторів

порового типу (30 та 62 м) і двома пачками тріщинних колекторів (20 та 26 м), які перекриті екрануючим горизонтом (18 м). Товщина останнього дещо збільшується у св. Білоліська-1 (23 м), натомість потужність колекторів (насамперед порових) різко зменшується (5 м).

ПГ е-2 характеризується значною товщиною флюїдотриву (34–36 м), розвитком під ним порід типу колектор-неколектор та заміщенням тріщинних колекторів поровими в напрямку від св. Білоліська-1 до св. Зарічненська-1.

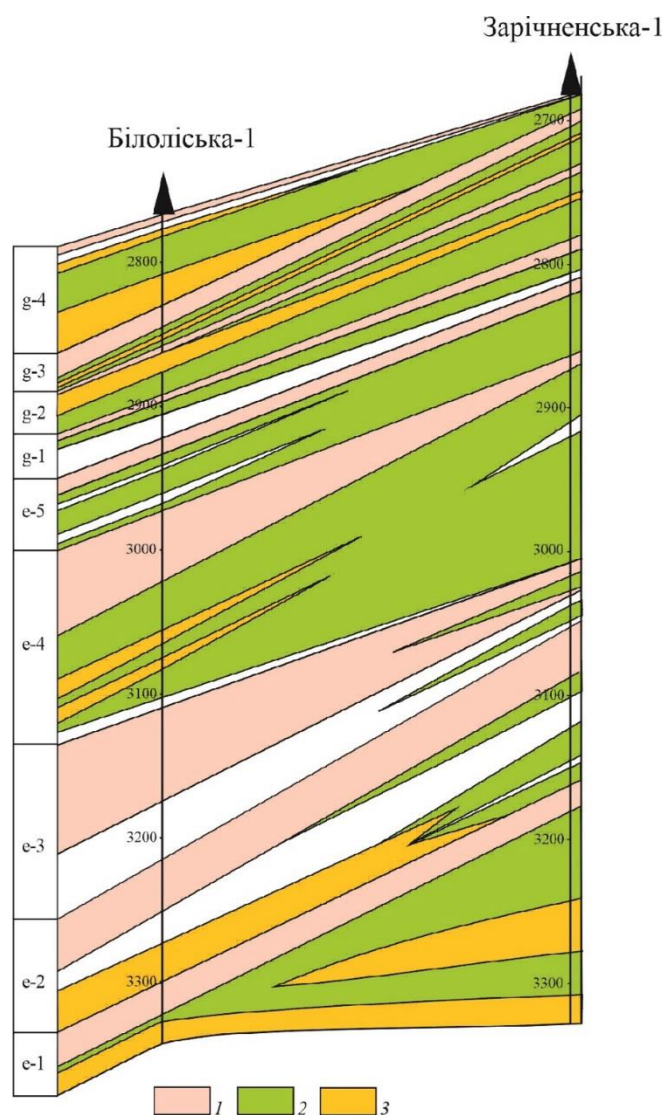


Рисунок 4.10 – Літофізична структура відкладів середнього девону[17]

(умовні позначення див. рис. 4.9)

Горизонт е-3 відрізняється відсутністю природних колекторів у св. Білоліська-1, розвитком порових колекторів незначної товщини (11 м) у св.

Зарічненська-1 та значною потужністю екрануючої сульфатно-мергельної пачки (62 м) у першому випадку.

ПГ е-4 складений головно поровими колекторами, сумарна товщина яких від св. Білоліська-1 до св. Зарічненська-1 зростає від 61 м до 118 м, які перекриті флюїдотривом, потужність якого зменшується, відповідно, від 49 до 10 м.

ПГ е-5 характеризується в цілому рівномірним розвитком порових колекторів (30–42 м) та флюїдотривів (9–11 м).

ПГ живетських відкладів відрізняються значно меншими потужностями як в цілому, так і колекторських та екрануючих пачок, зокрема. Так, у ПГ g-1 товщина порових колекторів становить 9–15 м, а флюїдотриву – 5–10 м, g-2 – 16–38 м та 5–6 м, g-3 – 5–26 м та 9–15 м, g-4 – 11–25 м та 2–5 м. При цьому характерно збільшення товщини порових колекторів вбік св. Зарічненська-1 та заміщення в цьому ж напрямку тріщинних колекторів поровими.

Наявні дані дозволяють припускати локалізацію склепінних пасток по усім ПГ у районі св. Зарічненська-1 або ще південніше. При цьому найбільш місткими є пастки горизонтів е-1, е-4 та е-5.

Структурно-речовинні особливості порід-колекторів

У зв'язку з незначним відбором керну, продуктивні горизонти слабо і нерівномірно охоплені літолого-петрографічними дослідженнями. Такі дані отримані лише по окремих продуктивних горизонтах Жовтоярської площі (е-1–е-3, g-1, g-2, g-3).

У ПГ е-1 (св. Жовтоярська-2) нами виділено три пачки тріщинних колекторів в інтервалах 3790–3801, 3829–3845, 3867–3879 м.

З першої пачки описано *мергель* (3791 м) глинистий сильно тріщинуватий. Тріщини прямолінійні, звивисті, сутуроподібні з роздувами, виповнені бітумами, ангідритом, глинистою речовиною з піритом (пористість породи – 3,65 %, тріщинна проникність – $0,11 \times 10^{-3}$ мкм²). Друга пачка представлена *доломітами* (гл. 3836,5; 3843,3 м) від мікро- до середньозернистих з численними різноспрямованими сутуроподібними мікротріщинами, які переважно заліковані темно-бурими бітумами.

Середньозернисті відміни характеризуються також розвитком міжзернових пор, які виповнені подібними бітумами. Ділянками спостерігається нерівномірна сульфатизація (пористість породи – 3,57 %, тріщинна проникність – $0,17 \times 10^{-3}$ мкм²).

Між цими пачками розвинені сульфатні та сульфатно-карбонатні породи. *Ангідрити* таблитчастої, коротко-стовпчастої місцями волокнистої текстури з прошарками і плямами глинисто-карбонатного матеріалу, з тонкими короткими мікротріщинками, які виповнені глинисто-бітуминозною речовиною (гл. 3845,5 м). *Сульфатно-карбонатна глиниста* мікрозерниста до пелітоморфної тонкошарувата порода. Основна маса складена мікрозернистим кальцитом та тонкопелітовим глинистим матеріалом, у якому розвинені плями ангідриту (до 30 %). Місцями спостерігаються скупчення мікростяжінь піриту (гл. 3849,2 м).

У ПГ е-1 (св. Жовтоярська-1) в інтервалах 3714–3719, 3741–3749 м прогнозується розвиток порових колекторів, які схарактеризовані одним зразком (гл. 3747,2 м), що представлений *вапняком* мікрозернистим згусткової текстури з плямуватою ангідритизацією (до 25 %) (пористість 1,42 %; проникність $0,06 \times 10^{-3}$ мкм²; гл. 3741,5 м).

Вміщуючі колектори породи складені *сульфатно-карбонатними* пелітоморфними відмінами, масивними, тріщинуватими. Тріщини звивисті, сутуроподібні різноорієнтовані (0,1 мм–0,5 см). Клиноподібні субвертикальні тріщини (до 1–2 см) заліковані крупнокристалічним кальцитом (гл. 3700,7 м); та *ангідритами* щільними, складеними короткопризматичними агрегатами з поодинокими ромбоедрами доломіту (гл. 3749 м).

У св. Жовтоярська-1 (ПГ е-2) порові колектори виділені в інтервалах 3620–3630 та 3648–3662 м. Породи представлені *вапняком* мікрозернистим з плямуватою ангідритизацією (до 30–40 %), основна маса ділянками просякнута бурими бітумами (гл. 3630 м) та *вапняком* середньо-дрібнозернистим з ділянками ангідритизації та доломітизації (гл. 3648 м). Пористість досягає значень 4,64 % (гл. 3628,3 м), а в оточуючих породах не перевищує 0,23–0,52 % (гл. 3633,5 м; 3635,5 м).

У св. Жовтоярська-2 у флюїдотриві (інтервал 3620–3696 м) в інтервалі 3675–3681 м прогнозується локальна пачка порових колекторів, яка складена *доломітами*: мікрозернистим згустковим з численними порами (0,02х0,05 мм) (гл. 3674 м) та різнозернистим, у якому міжзерновий простір частково або повністю виповнений ангідритом, кальцитом та жовто-бурими бітумами (гл. 3676,1 м). Пористість в останньому випадку становить 0,54 %, проникність – $0,1 \times 10^{-3}$ мкм²

Подібні утворення (порові колектори – 3530–3537 м у флюїдотриві – 3508–3576 м) фіксуються у і св. -1 (ПГ **е-3**). Вони представлені *вапняком* (інт. 3534-3541 м) дрібно-середньозернистим з інтенсивним розвитком буро-коричневих бітумів по порах та мікротріщинах (пористість – 0,2–0,45 % , проникність – $0,04-0,1 \times 10^{-3}$ мкм²).

Порові колектори досить детально схарактеризовані по продуктивним горизонтам (g-1, g-3, g-4) живецького ярусу (св. -2).

Породи ПГ **g-1** складені *вапняком* мікрозернистим нерівномірно пігментованим бітумами з сутуроподібними мікротріщинками, виповненими темно-бурими бітумами (гл. 3394 м) та *вапняком* мікрозернистим слабоперекристалізованим нерівномірно сульфатизованим. Текстура грудкувата, а у ділянках розвитку ангідриту – мозаїчна. Спостерігаються фрагменти органогенних залишків (остракоди та ін.). Основна маса нерівномірно насичена бітумами. Останні виповнюють і волосоподібні тріщинки. У ділянках підвищеної тріщинуватості розвинені ромбоєдри доломіту (гл. 3396 м). За результатами інтерпретації ГДС пористість порід в інтервалі 3392–3396 м становить 9,0–10,0 %.

У ПГ **g-3** порові колектори представлені *вапняком* мікрозернистим уламковим. Окремі уламки овальної форми оконтурені бітумами та зцементовані дрібно-середньозернистим кальцитом. Основна маса нерівномірно насичена бітумами. Пірит (до 1,5 %) спостерігається у тонкорозсіяній формі та у вигляді стяжінь (до 0,3 мм) (гл. 3343 м). За результатами інтерпретації ГДС пористість порід в інтервалі 3341–3343 м становить 13,2–17,4 %.

Порові колектори ПГ g-4 представлені чотирма літотипами. Перший – це *вапняк* органогенно-детритовий слабосульфатизований з плямуватою перекристалізацією. Вміст органогенного детриту (хіоліти, брахіоподи) становить близько 60 % (інт. 3302–3310 м). Пористість породи становить (гл. 3306 м) 8,6 %, проникність – $0,04 \times 10^{-3}$ мкм². Другий – це *вапняк* мікрозернистий згустковий з поодинокими фауністичними залишками. Місцями згусткова текстура переходить у псевдоолітову. Розміри формених утворень варіюють від 0,1 до 0,4 мм. Спостерігаються мікротріщини (до 0,1 мм), які виповнені кальцитом, глинистою речовиною та розсіяна доломітизація. Вміст мікростяжінь піриту становить близько 1 %. (інтервал 3310–3318 м). Пористість породи становить (гл. 3314м) 13,2 %, проникність – $0,15 \times 10^{-3}$ мкм². Третій – *вапняк* мікрозернистий сильнодоломітизований нещільної упаковки. Міжзерновий простір насичений бурими бітумами (гл. 3326 м). Четвертий – *доломіт* дрібнозернистий вапняковистий сульфатизований. Основна маса складена ромбоедрами доломіту (0,1 мм). Ділянками спостерігаються включення кальциту, лінзи, прожилки та плями ангідриту. Міжзерновий простір виповнений глинисто-бітумінозною речовиною (гл. 3327м).

Отже, вищенаведені фрагментарні матеріали підтверджують аргументованість виділених нами інтервалів розвитку порід-колекторів. Втім для прогнозу якості останніх цих прямих даних явно недостатньо. Тому був застосований такий же підхід як при розгляді одновікових утворень Східносаратської площі [15], який полягає у визначенні вмісту доломітових та ангідритових прошарків у карбонатних пачках, що інтерпретується як ступінь сульфатизації та доломітизації вапняків. Діаметрально протилежний вплив цих процесів на фільтраційно-ємнісні параметри порід, дозволяє в цілому (за вмістом відповідних літотипів) оцінити якість порід-колекторів в конкретних ділянках.

Жовтоярсько-Тузлівська ділянка. В цілому більш якісні породи-колектори (доломітизовані вапняки) тяжіють до району св. Тузлівська-2 (рис. 4.11). ПГ e-1 характеризується розвитком доволі інтенсивно ангідритизованих

вапняків, що зумовило переважання уздовж усього профілю колекторів з невисокими петрофізичними параметрами. У ПГ е-2, е-3 та е-4 прогнозується погіршення ФЄВ порід в напрямку від св. Тузлівська-2 до св. Жовтоярські-2 та -1.

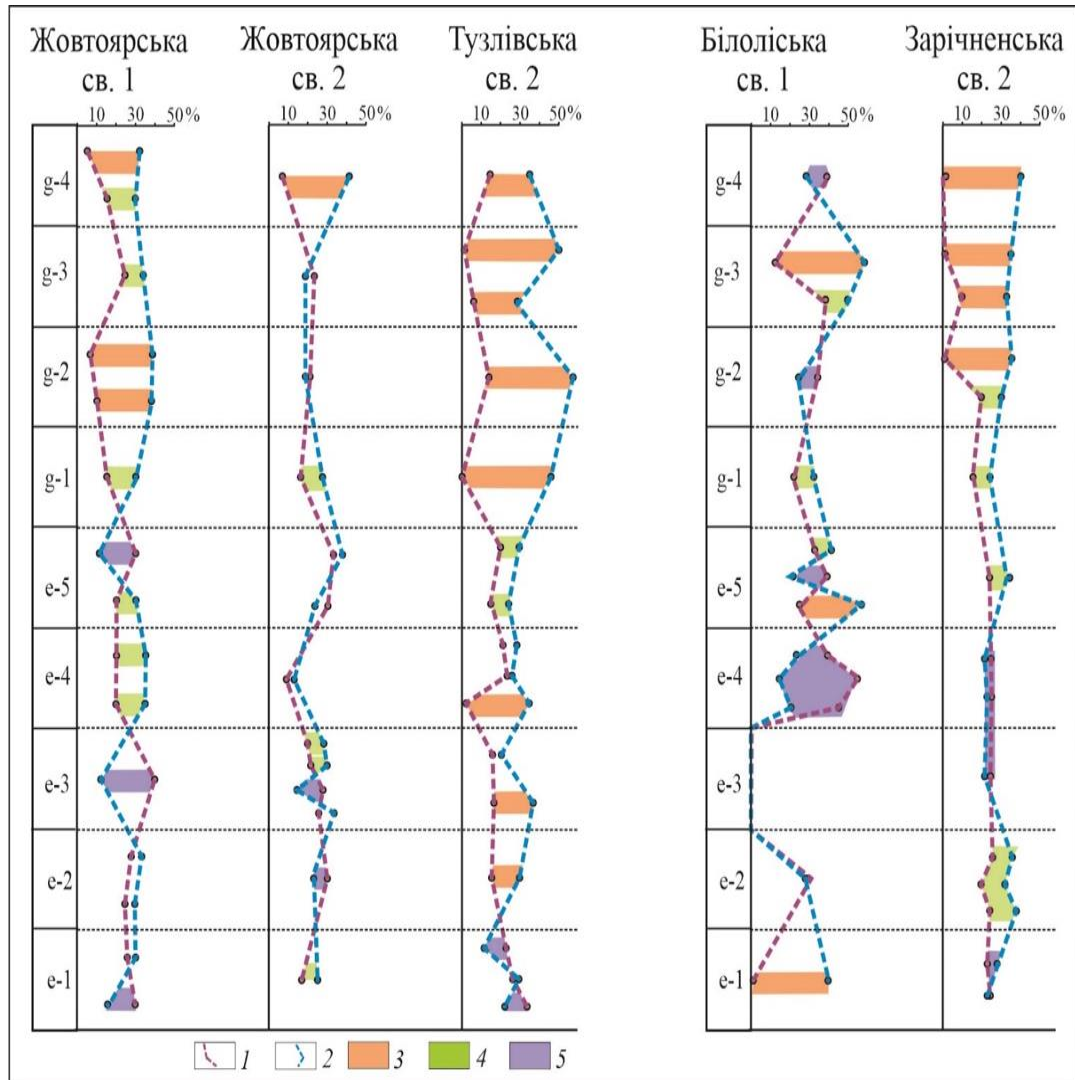


Рисунок 4.11 – Характер поширення доломітизованих та ангідритизованих вапняків у карбонатних пачках [17].

1 – вміст ангідритизованих вапняків, 2 – вміст доломітизованих вапняків; якість порід-колекторів:
3 – висока, 4 – середня, 5 – низька

У горизонті е-5 колекторські властивості карбонатних пачок в цілому є невисокими. У ПГ g-1 та g-3 у св. Тузлівська-2 спостерігаються найкращі властивості природних колекторів, якість яких погіршується у свердловинах Жовтоярської структури. Для ПГ g-2 прогнозується зниження петрофізичних параметрів порід в напрямку св. Жовтоярська-2 (як з боку св. -1, так і св. Тузлівська-2). У горизонті g-4 у всіх досліджених свердловинах очікується

розвиток доволі якісних природних колекторів (доломітизованих вапняків).

Білолісько-Зарічненська ділянка.

У св. Зарічненська-1 спостерігається в цілому зростання інтенсивності доломітизації та зменшення ролі ангідритизації знизу догори по розрізу. У зв'язку з чим найкращі порові колектори прогнозуються у відкладах живету (ПГ g-2–g-4), а найгірші – у ПГ e-1, e-3, e-4. Вторинні процеси у породах, розкритих св. Білоліська-1 розвинені доволі нерівномірно, що спричинило більш складну петрофізичну структуру відкладів. Так, найякісніші колектори прогнозуються у ПГ e-1, e-5, g-3; а найгірші – у ПГ e-4, g-2, g-1.

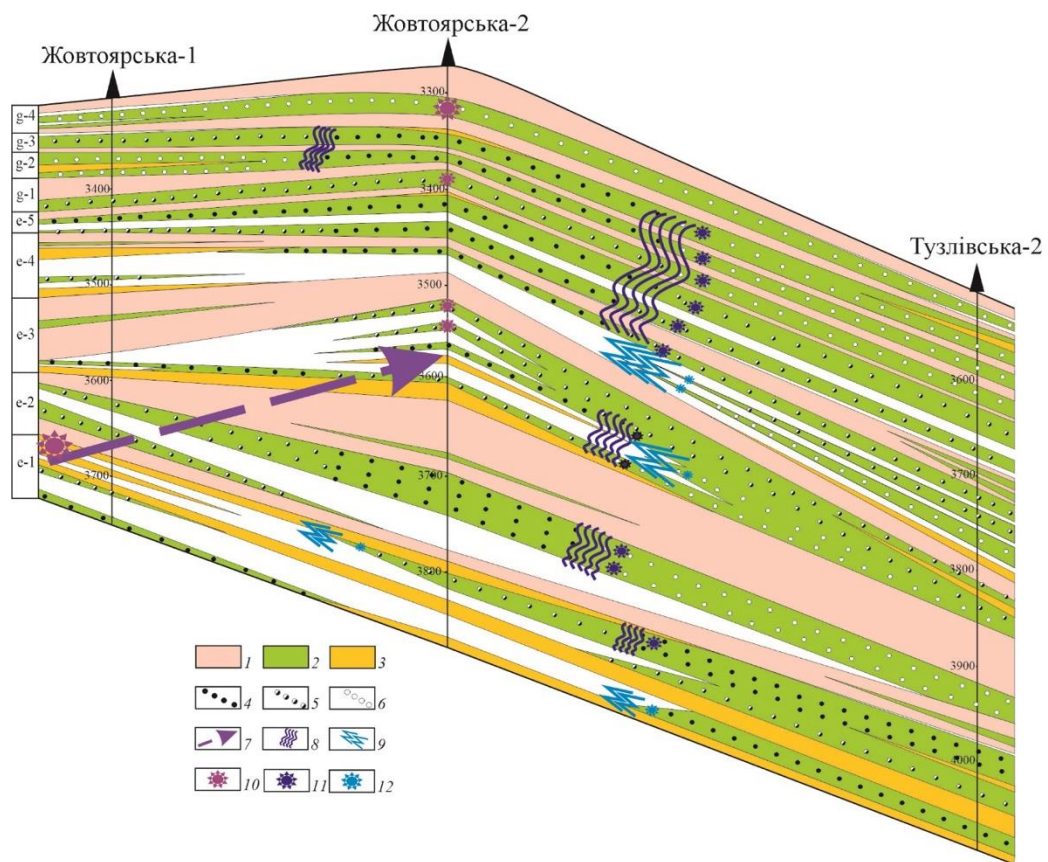


Рисунок 4.12 – Локалізація пасток вуглеводнів.
Жовтоярсько-Тузлівська ділянка. [17]

1 – флюїдоупори; колектори: 2 – порові, 3 – тріщинні; якість колекторів: 4 – низька, 5 – середня, 6 – висока; 7 – зміщення склепіння пасток; літогенетичні пастки: 8 – катагенетичного екранування, 9 – виклинювання горизонтів колекторів; ймовірні скупчення ВВ у пастках: 10 – антиклінальних, 11 – катагенетичного екранування, 12 – виклинювання

На основі проведених досліджень побудована модель розвитку пасток ВВ різного типу в межах Жовтоярсько-Тузлівської ділянки (рис. 4.12). Встановлено латеральне зміщення склепіння пастки, для ПГ e-1 та e-2 локалізована у районі св. Жовтоярська-1, а по горизонтах e-5–g-4 – св.

Жовтоярська-2.

На східній центрикліналі структури прогнозується розвиток катагенетично екранованих пасток, що спричинене ангідритизацією вапняків і зменшенням їх фільтраційно-ємнісних параметрів. Насамперед, це горизонти е-2, е-5–г-3. Пастки, пов'язані з виклинюванням порових колекторів також тяжіють головно до східної центрикліналі структури і фіксуються у ПГ е-1, е-3 та е-4. У ділянках розвитку цих пасток прогнозується можливість утворення вуглеводневих скупчень.

4.3.2 Характер розвитку природних колекторів та флюїдотривів в аспекті формування перспективних об'єктів у палеоценових відкладах західної частини Причорноморського мегапрогину

Поширення горизонтів порід-колекторів різного типу та флюїдотривів тісно пов'язане з певними літогенетичними типами карбонатних утворень. Ґрунтуючись на цій залежності та результатів вивчення літологічних та фаціальних особливостей відкладів палеоценового віку (підрозділи 1.4; 2.3) побудована моделі їх літофізичної структури (рис. 4.13) за чотирма профілями (північний борт – перетин I–I, південний – II–II – IV–IV) [17]. При цьому слід зазначити, що важливу роль у формуванні резервуарів у палеоценових нашаруваннях відігравала регіонально поширена флюїдоупорна пачка нижнього еоцену, потужність якої, за [61], досягає 200–250 м.

Перетин I-I. Розвиток порових колекторів прогнозується у ділянках поширення карбонатних літмітів (біогермні та парагенні фації), які поширені у західній та східній частинах перетину. Найпотужніша їх пачка (близько 130 м) розкрита св. Голіцина-3. В напрямку площі Шмідта її товщина зменшується до 70–80 м, за рахунок заміщення тріщинними відмінами. А вбік св. Голіцина-2 ця картина є ще більш виразною: товщина порових порід-колекторів не перевищує 30 м, вони виклинюються та частково заміщуються не тільки тріщинними колекторами, але і мергельно-глинистими флюїдотривами.

В районі св. Голіцина-2 сформований склепінний резервуар, утворений

пачками тріщинних та порових колекторів (зеландський ярус) загальною товщиною близько 80 м, які перекриті мергельно-глинистими утвореннями (близько 20–30 м) танетського віку. Власне з цієї частини розрізу (інт. 2183–2210 м) отримано приплив газу (1942,3 тис. м³/д).

Виходячи з літофізичної структури, є підстави передбачати існування у цій ділянці ще декількох перспективних об'єктів (див. рис. 4.9).

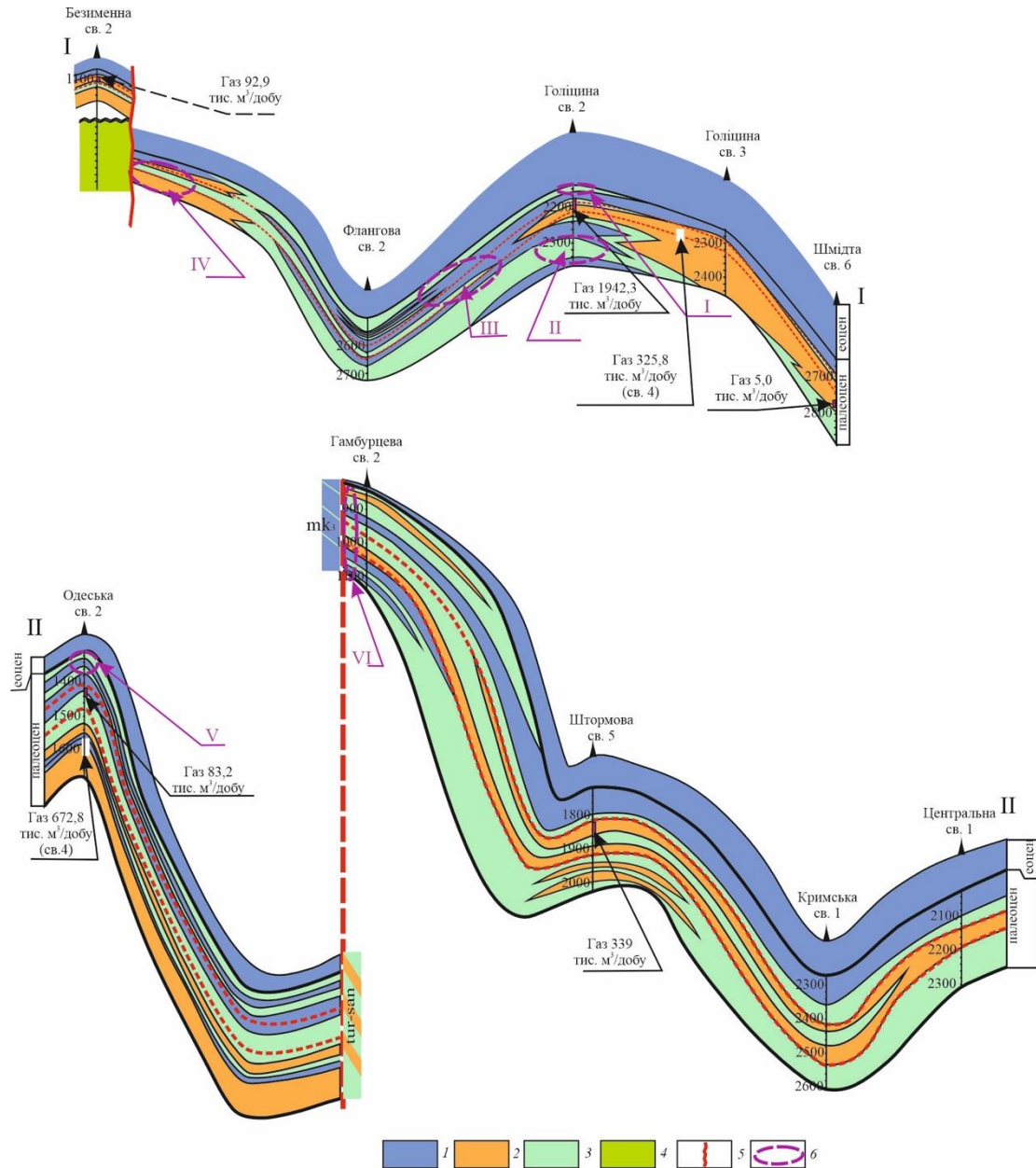


Рисунок 4.13 – Моделі розвитку порід-колекторів та флюїдоупорів у відкладах палеоцену [19].

1 – флюїдоупори; породи-колектори: 2 – порові, 3 – тріщинні. 4 – відклади нижньої крейди. 5 – розлом. 6 – перспективні об'єкти (I–VIII)

Перший – це припокрівельна пачка (близько 30 м) тріщинних колекторів, перекрита глинистими породами нижнього еоцену. Другий – це середня

частина відкладів данського ярусу, складена тріщинними колекторами (близько 80 м), перекрита мергельно-глинистими нашаруваннями товщиною 40–50 м. Ці інтервали у св. -2 не випробовувалися. Якщо припустити продуктивність останнього об'єкту, то перспективними можуть виявитися і потужні колектори порового типу, розкриті св. -3. На користь цього припущення свідчать значні припливи газу (325,8 тис. м³/д) у св. -4 (верхи данського–низи зеландського ярусів), яка розташована ~ у 5 км на північний захід від св. -3. Це тим більше може бути реальним, якщо прийняти до уваги результати моделювання (див. рис. 4.9), щодо міграції ВВ з боку структури Шмідта, на якій отримано незначний приплив газу (5 тис. м³/д).

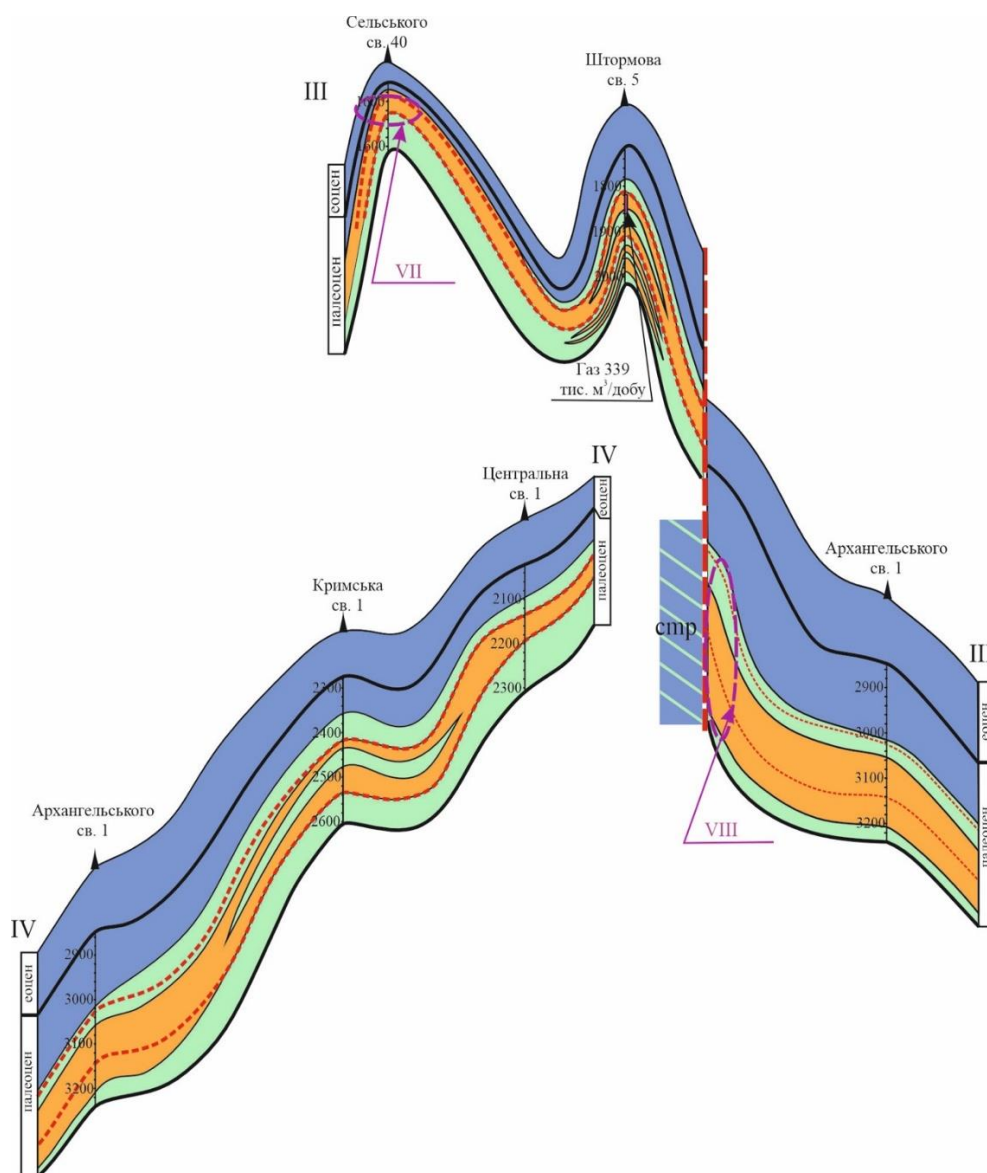


Рисунок 4.13 – Продовження.

У західній частині перетину склепінний резервуар приурочений до Безименної структури, де пачки порових та тріщинних колекторів перекриті флюїдоупорними відкладами верхів палеоцену-низів еоцену. У св. -2 з цього інтервалу (1087–1102 м) отримано приплив газу 92,9 тис. м³/д, а св. -1 – 100 тис. м³/д (інт. 1072–1090 м). Враховуючи сприятливі структурні умови, а також частковий розмив відкладів палеоцену є підстави передбачати доволі високі колекторські параметри порід завдяки впливу інфільтраційних розчинів, що істотно підвищує перспективи цієї ділянки.

Характер будови відкладів палеоцену дозволяє локалізувати дві ділянки ймовірного розвитку неструктурних пасток вуглеводнів. Перша (літологічна) – прогнозується між св. Флангова-2 та Голіцина-2, де виклинюються три горизонти тріщинних колекторів товщиною 10–20 м. Друга (тектонічно екранована) – розташована на схід від св. Безименна-2, де три пачки порових та тріщинних колекторів загальною товщиною близько 100 м по розривному порушенні контактують з відкладами нижньої крейди, які, згідно [45] представлені аргілітовим літологічним комплексом.

Літофізична структура палеоценових відкладів у західній частині південного борта (структури Одеська та Гамбурцева) характеризується певною специфікою. Тут з'являються окремі флюїдоупорні горизонти, які встановлені у середній частині данського, танетського та верхах зеландського ярусів. При цьому у св. Одеська-2 у данських відкладах домінують порові колектори (дві пачки потужністю 30 та 100 м); у зеландських та тенетських – тріщинні (чотири пачки товщиною від 20 до 100 м). Натомість, у св. Гамбурцева-2 абсолютно переважають колектори тріщинного типу – п'ять пачок (20–80 м).

Виходячи з літофізичної структури, прогнозується існування декількох перспективних об'єктів. На Одеській структурі отримані припливи газу (св. -2, інт. 1408–1436 м. $Q_{\Gamma} = 83,2$ тис.м³/д; св. -4, інт. 1574–1610м. $Q_{\Gamma} = 542,8$ тис.м³/д). Продуктивними можуть бути і тріщинні колектори припокрівельної частини відкладів палеоцену (об'єкт V), де вони представлені піщано-алевролітовими утвореннями.

У районі структури Гамбурцева прогнозується пастка (VI), пов'язана з екрануванням по розлому колекторських горизонтів палеоцену нашаруваннями верхнього майкопу, які представлені істотно глинистими утвореннями. Подібного типу пастка у цій же ділянці могла би існувати і в зануреному блоці (з боку Одеської структури). Але в даному випадку відклади палеоцену контактують з проникними карбонатними утвореннями шлейфів руйнування біогермних масивів турону-сантону [8].

Перспективною є структура Сельського (склепінна пастка), де потужні пачки порових та тріщинних колекторів екрануються глинистими горизонтами верхів палеоцену-низів еоцену (об'єкт VII).

Між структурами Архангельського та Штормова прогнозується тектонічно екранований резервуар (VIII), де колекторські горизонти данських та зеландських відкладів по зоні розлому контактують з відкладами кампану, які, згідно [8], представлені малопроникними мергельно-глинистими утвореннями.

5. ОЦІНКА ПЕРСПЕКТИВ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ КАРПАТСЬКОГО ТА ПРИЧОРНОМОРСЬКОГО РЕГІОНІВ

Зовнішні Карпати та їхній передовий прогин є однією з найбільших нафтогазових провінцій Центральної Європи, а Українські Карпати – одним із найдавніших нафтовидобувних регіонів. Основні поклади нафти і газу сконцентровані у фронтальній частині Карпатського поясу і прилеглий частині форленду. Вони знаходяться у трьох різних структурно-тектонічних зонах: Бориславсько-Покутський покрив є основною нафтоносною осадовою товщею Карпат. У межах цього покриву в палеогенових відкладах відкрито 39 родовищ [1]. З них 37 нафтові, нафтогазові та нафтогазоконденсатні, а 2 – газоконденсатні. Нафтогазоносність Скибового покриву є менш значною порівняно із Бориславсько-Покутським. Тут відкрито 2 невеликі нафтові родовища у палеогенових і верхньокрейдових відкладах. Поклади вуглеводнів у межах флішової товщі знайдені у віковому діапазоні від верхньої крейди до олігоцену включно. Основною нафтогазоносною товщею є палеоген Бориславсько-Покутської зони. Породами-колекторами в усіх стратиграфічних підрозділах є пласти пісковиків. Основні поклади вуглеводнів приурочені до потужних товщ пісковиків, які характерні для палеоцену (ямненська світа), еоцену (вигодська світа) і олігоцену (менілітова світа). Верхньокрейдяні відклади містять лише кілька невеликих нафтових родовищ у Бориславсько-Покутській і Скибовій зонах. Розподіл покладів за горизонтами палеоцену нерівномірний. Найменше їх у палеоцені, найбільше – в олігоцені. Отже, власне олігенові відклади, зокрема товщі Бориславських і Клівських пісковиків, містять промислові скупчення майже в усіх родовищах Бориславсько-Покутської зони і є таким чином регіонально нафтогазоносними. Діапазон глибин залягання покладів дуже широкий – від поверхні до найглибшого розкритого свердловиною 1-Північна Завода покладу нафти на глибині близько 5,8 км. Бориславсько-Покутська зона являє собою комплекс накладених один на одного субпокровів, перекритих моласовими відкладами. В результаті такої будови одні й ті самі

стратиграфічні підрозділи повторюються у вертикальному розрізі декілька разів у широкому інтервалі глибин. Така ж багатоярусна будова характерна і для низки нафтових родовищ. Було вивчено низку відслонень та побудовано кореляційні розрізи палеогенових відкладів передових скиб Зовнішніх Карпат. Встановлено, що колекторські властивості псамітових комплексів палеогенових відкладів району досліджень значною мірою визначалися факторами, які сприяли збереженню високих фільтраційно-ємнісних властивостей порід на великих глибинах: товщина пластів та тип цементації кластичного матеріалу.

Карбонатні відклади пізньоюрського віку платформного фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину є однією з основних нафтогазоносних товщ Західного нафтогазоносного регіону України. Вони вміщують поклади газу в північно-західній частині фундаменту Передкарпатського прогину та поклади нафти на Лопушнянському родовищі в фундаменті Покутсько-Буковинських Карпат. Для вивчення речовинного складу та колекторських властивостей цього вікового інтервалу був проведений комплекс мінералого-петрографічних та літолого-фаціальних досліджень карбонатних утворень регіону.

На основі проведених досліджень літологічної будови, обстановок осадонагромадження, постдіагенетичних перетворень та літофізичного моделювання визначені основні риси формування нафтогазоносного потенціалу та локалізації перспективних об'єктів у відкладів середнього девону, середньої юри Переддобруджинського прогину та палеоценових нашаруваннях північно-західного шельфу Чорного моря.

У Переддобруджинському прогині в приосьових зонах конседиментаційних депресій виділено вуглецево-карбонатно-глинистий нафтогазоматеринський комплекс середнього девону, котрий слугував джерелом нафтових флюїдів, міграція яких відбувалася на активному підетапі першого циклу катагенезу (середній карбон-рання юра). По периферії депресій були розташовані зони нафтонагромадження, де для Жовтоярсько-Тузлівської та Білолісько-Зарічненської ділянок були локалізовані

перспективні об'єкти, пов'язані з пастками різного типу.

Для відкладів середньої юри з'ясовані особливості розвитку порідколекторів різного типу та флюїдотривів, що дозволило виділити три нафтогазоперспективні об'єкти у районі Суворівської, Червоноармійської та Старотроянівської структур.

На основі генераційно-міграційних моделей встановлена різночасовість формування покладів у відкладах палеогену Одеського, Голіцинського та Штормового родовищ. Літофізичні особливості відкладів палеоцену дали підстави локалізувати декілька перспективних об'єктів у пастках склепінного, літологічно та тектонічно обмеженого типів (райони структур Флангова-Голіцина, Архангельського-Штормова та Безименна-Одеська).

5.1 Перспективи нафтогазоносності Карпатського регіону

5.1.1 Крейдяні відклади

В крейдяних флішових відкладах Передкарпатського прогину і Складчастих Карпат промислових покладів нафти і газу поки що не виявлено, проте вони залишаються перспективним об'єктом для їх пошуків. Особливо актуальною ця проблема є у зв'язку з вичерпанням запасів у верхніх шарах карпатського флішу і поширенням пошуково-розвідувальних робіт на глибокозалягаючі горизонти [25, 31, 32, 39, 42, 46, 55, 71-73, 75, 76].

Пропонується [25] проводити пошуки покладів вуглеводнів на великих глибинах в Складчастих Карпатах і, зокрема, в Кросненській зоні. Перспективними є нижньокрейдяні і, меншою мірою верхньокрейдяні відклади в параавтохтоні Скибової зони під насувом Кросненської, а також в параавтохтоні Кросненської під покривом Дуклянської і Чорногорської зон.

Проблема нафтогазоносності відкладів нижньої крейди в Складчастих Карпатах вивчається давно. Чорні бітумінозні кременисто-глинисті відклади *спаської* і *шипотської світ* (верхній баррем-альб) розглядаються як нафтогазоматеринські і потенційно нафтогазоносні товщі. Однією з

найважливіших характерних ознак порід шипотської і спаської світ є підвищений вміст розсіяної ОР. Вміст $C_{\text{орг}}$ в нижньокрейдових бітумінозних аргілітах досягає більше 10 %. Найбільш перспективними як потенційні породи-колектори вуглеводнів є пласти псамітових порід спаської світи (тершівські пісковики). Слід відзначити, що прояви нафтогазоносності виявлені в спаських відкладах на території Польщі та в шарах Аудія, які на території Румунії є аналогом шипотської світи.

З метою вивчення нафтогазоносності нижньокрейдяних відкладів центральної частини Скибової зони Карпат були пробурені свердловини 1-Шевченково, 1-Лути, 1-Мізунь. Згідно [39] у свердловині 1-Лути в процесі випробування порід нижньоспаської підсвіти в інтервалі 6192-6260 м отримано приплив пластової води з рясною плівкою легкої нафти. Дебіт води густиною $1,149 \text{ г/см}^3$ становив $12 \text{ м}^3/\text{добу}$ і газу – $60 \text{ м}^3/\text{добу}$. У свердловині 1-Шевченково ознаки нафтогазонасиченості спостерігалися на ще більших глибинах. У розрізі спаських відкладів в інтервалі 6926-7420 м за даними каротажу виділено 13 шарів нафтоносних пісковиків. На глибині 7013-7015 м зафіксована плівка нафти на глинистому розчині. Зафіксовані інтенсивні газопрояви в інтервалах: 3000-3300 м, 5700-5800 м, 6800- 7150 м й 7230-7520 м. Згідно [42] приплив мінералізованої води густиною 1046 кг/м^3 одержано з інтервалу 4610–4710 м з нижньокрейдяних відкладів у свердловині 1-Мізунь. У свердловині 1-Гринява з інтервалу 3740– 3821 м при випробуванні у процесі буріння із відкладів цього віку одержали розгазований глинистий розчин дебітом $1,3 \text{ м}^3/\text{добу}$. У свердловині 4-Максимівська з нижньокрейдяних відкладів спаської світи в інтервалі 4337–4343 м отримано приплив слабогазованої солоної води з дебітом $7,1 \text{ м}^3/\text{добу}$, а з інтервалу 4210–4333 м – солоної води з глинистим розчином. Згідно [75] при випробуванні свердловини 1-Семаківська випробувачем пластів на трубах з відкладів нижньошипотської підсвіти з газонасиченого пласта пористістю 8-12% отримали приплив рідини дебітом $36,6 \text{ м}^3/\text{добу}$ і газу дебітом $3,0 \text{ тис. м}^3/\text{добу}$. До складу газу входили вуглеводневі гази – 93,378, азот – 6,21, двоокис вуглецю – 0,002, кисень – 0,41%. При випробуванні в експлуатаційній колоні

IX-го об'єкту в інтервалі 489-483 і 480-473 м разом з I-VIII об'єктами отримали приплив легкої нафти дебітом 2,64 м³/добу, яка надійшла скоріш за все з IX-го об'єкту. Свердловина законсервована через відсутність фінансування.

Потенційними колекторами вуглеводнів є пласти псамітових порід спаської світи, зокрема тершівські пісковики. Згідно [71] під час буріння свердловини 1-Шевченково в інтервалі тріщинуватих пісковиків (7014–7022 м) нижньої крейди мали місце інтенсивні газопрояви. У шліфах отриманих з порід цього інтервалу спостерігаються порові та тріщинно-кавернозно-порові колектори, в порожнинах яких знаходиться нафта. Виділені горизонти тріщинуватих пісковиків в інтервалах 7420–7380, 7360–7320, 7070–6945, 5960–5900, 5630–5560, відкрита пористість яких змінювалася від 5–7 % до 11–13% та нафтонасиченість становить близько 60 %.

Згідно [75] з результатами промислово-геофізичних досліджень найбільш перспективним у відношенні нафтогазоносності визнано розріз спаської світи другої (нижньої) луски в інтервалі 6940-7520 м. Виділені два перспективні об'єкти в інтервалах 7020-7070 і 6945-6985 м, коефіцієнти нафтогазонасичення яких становлять 65-70%. У Говерляньському субпокриві Дуклянсько-Чорногорського покриву у відслоненнях вздовж р. Бальзатул і її притоках (басейн р. Біла Тиса) у складі шипотської світи також виявлені подібні до спаських 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 отримали 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. Пропонується виконати деталізаційні сейсмічні дослідження на Шевченківській і Максимівській площах і поновити пошукові роботи на Волосянській площі (Семаківська структура).

На території Польщі, де в Складчастих Карпатах широко розвинені

нижньокрейдяні відклади, віднесені до спаської світи [106, 108]. Тут Складчасті Карпати в нафтогазовому відношенні вивчені значно краще. Відомо багато невеликих родовищ нафти в крейдяних відкладах в усіх структурно-тектонічних зонах – Магурській, Сілезькій, Субслезькій і Сколівській. Породами-колекторами є різнозернисті глауконітові пісковики, потужністю 3-10 м, які характеризуються пористістю 1-18% і малою проникністю (Сілезька і Субсілезька зони) [25]. Згідно [103] у свердловинах Кузьміна-1, 2 в нижньокрейдяних відкладах встановлена наявність в них кондиційних колекторів і присутність вуглеводневих розчинених газів у пластових водах.

Перспективними для пошуків покладів вуглеводнів в Бориславсько-Покутській зоні Передкарпатського прогину і в північних скибах Скибової зони є також відклади *стрийської світи* верхньої крейди. Літологічні особливості цих осадових утворень, а саме присутність в їх складі потужних алевроито-піскуватих пластів, дозволяють прогнозувати поширення зон порідкоколекторів порового типу. На даний час в товщі стрийської світи нафтогазових покладів промислового значення не виявлено. Відомі тільки скупчення вуглеводневих газів з надгідростатичним пластовим тиском у Битківському родовищі [25]. Газові поклади були виявлені тут у верхньокрейдяних утвореннях Глибинної складки у 1964 р. На Вигода-Витвицькому нафтовому родовищі поряд з нафтовим покладом, розвиненим у відкладах менілітової світи, у верхньокрейдяних відкладах Берегової скиби є мало вивчений поклад газу. На Бориславському нафтогазоконденсатне родовище у структури Орівської скиби ще у 1913 р. у свердловині 1321 (глибина 278 м) з відкладів стрийської світи одержано приплив нафти 10 т/д. У 1987 р. у свердловині 8-Мражниця при випробуванні стрийської світи Орівської скиби (376–463 м) одержано 3,4 м³/д нафти [70].

В праці [32] відмічається, що нафтогазоносній області Складчастих Карпат перспективним напрямом залишається пошук родовищ, пов'язаних зі стрийськими відкладами на невеликих глибинах, подібно як на Верхньомасловецькому родовищі. Згідно [25] на Бориславському

нафтогазоозокеритому родовищі, в межах Орівської скиби відомі окремі нафтогазоносні ділянки – Ропне, Міріам, Теміди. Вони складають другу вершину “ялинок” Бориславського родовища. Нафтоносні ділянки Орівської скиби мають невеликі площі нафтових покладів, які залягають неглибоко не тільки в ямненських відкладах, а і в товщі стрийської світи. Серед 4 лусок Орівської скиби нафтоносні перша і друга. У межах першої нафтоносність встановлена в стрийських відкладах на ділянці Міріам. На ділянці відомі тільки дві високодебітні свердловини – № 1344 з початковим дебітом 200 т/добу, яка за 14 років експлуатації дала 12 480 т нафти і № 1341, інтегральний видобуток з якої за 5 років склав 15 360 т. У всіх інших свердловинах інтегральний видобуток коливався, переважно, в межах 100–500 т, рідше 1000–5000 т, а в багатьох припливів нафти не було зовсім. У другій Орівській лусці нафтогазовий поклад встановлений на ділянці Теміди. Продуктивні відклади ямненської і стрийської світ. Будова нафтогазових покладів така ж, як покладів першої луски. Свердловини низько дебітні, тільки деякі мають багаторічний інтегральний видобуток близько 1000 т.

Згідно [74] у верхній частині стрийської світи виділяються так звані “ямнеподібні” пісковики, з яких видобування нафти проводилося у різні роки на 17 родовищах і ділянках родовищ. В опублікованій літературі відомості про них поодинокі. Порівняно з типовими пісковиками цієї світи, що характеризуються низькою проникністю, дані пісковики переважно мають задовільні колекторські властивості. У розрізі світи вони локалізовані у декількох пачках верхньої частини, до яких і приурочені промислові скупчення нафти. Відмічається, що у верхньокрейдових відкладах Скибового покриву колекторами є лінзи та пласти пісковиків і алевролітів. Більшість з них характеризуються низькими значеннями пористості і проникності, що зумовлено підвищеною карбонатністю порід. Остання в окремих випадках досягає значення 35–40 % (практично непроникні породи). Разом з тим в розрізі верхньострийської підсвіти присутні і більш проникні «ямнеподібні» пісковики. Відкрита пористість їх коливається від 4 до 10 %, зрідка досягаючи 15–26 %, а проникність становить $130 \cdot 10^{-3}$ мкм². Наведені дані про добові і

річні дебіти свердловин, які експлуатували верхньострийський горизонт на Бориславському родовищі. Так, свердловина Віолета-1 з глибини 940 м спочатку давала нафти близько 200 т/добу, а сумарний її дебіт за 1930–1934 рр. дорівнював 12 430 т. Свердловина Стандарт-1 з глибини 202 м мала початковий дебіт 40 т/добу. Зроблено висновок, що, поряд з поровими колекторами, в розрізі присутні і порово-тріщинні і тріщинні колектори. Задовільні фізичні властивості «ямнеподібних» пісковиків у поєднанні з іншими додатними критеріями нафтогазоносності (структурно-тектонічним, наявністю шляхів міграції, присутністю надійних покрівель) були причиною формування скупчень вуглеводнів промислового масштабу у місцях їх поширення. Відмічається, що сейсморозвідкою виявлені перспективні об'єкти в розрізах стрийської світи у північно-західній частині Скибового покриву. Там доцільно провести деталізаційні роботи. На Верхньололинській структурі в передовій лусці Орівської скиби рекомендоване буріння неглибоких пошукових свердловин (вибої 700 м, проектний горизонт – верхньострийська підсвіта) з метою одержання промислового припливу нафти.

На північному заході Кросненської зони згідно [25] на відносно невеликих глибинах (до 4600 м) очікуються пастки вуглеводнів у колекторах верхньої крейди, віднесеними до урдинської світи (маастрихт-палеоцен, понад 1000 м). Ці відклади є літолого-фаціальним аналогом стрийської світи і, здебільшого, представлені середньо- і тонкоритмічним флішем, який за своїм складом близький до істебнянських верств Сілезької одиниці Польських Карпат. Параметрична свердловина 1-Бітлянська проектною глибиною 3600 м за даними ГДС є продуктивною. На південний захід від неї планується буріння параметричних свердловин 1-Волосянська і 1-Лютнянська. На території Польщі в аналогічних умовах відкрито родовища Вентліна і Двернік, що підтверджує високу перспективність території.

В цілому вивчення стрийських відкладів верхньої крейди як перспективного об'єкта для пошуків нафтогазових покладів вимагає більш детальних досліджень. Причому найбільш перспективними як потенційні породи-колектори нафти і газу є так звані «ямнеподібні» пісковики у верхній

частині розрізу, менш перспективними – пісковики з карбонатним цементом.

5.1.2 Палеоценові та еоценові відклади

Палеоцен-еоценовий комплекс у палеогенових відкладах є регіонально продуктивним – це ямненська, вигодська та манявська світи. Породами-колекторами у флішовому комплексі є пласти пісковиків і деколи алевролітів, які перешаровуються з аргілітами. Вони характеризуються середніми і низькими колекторськими властивостями. Низькі значення колекторських властивостей порід зумовлені як поганою відсортованістю уламкового матеріалу, так і процесами вторинної цементації [38].

В межах дослідженої території – Берегової і Орівської скиб Скибової зони Українських Карпат – у відкладах палеоцену ямненської світи, починаючи із кінця XIX століття, було відкрито такі родовища вуглеводнів: Стрільбицьке (1860 р.), Східницьке (1895 р.), Битків-Бабченське (1899), Тянівське (1965), (Федишин (Ред.), 1998). Три родовища знаходяться у північно-західній частині району досліджень і лише одне, Битків-Бабченське, знаходиться ближче до південного сходу дослідженої території.

В еоценових породах на сьогодні відкрито 18 родовищ вуглеводнів [1, 31, 32], які охоплюють як Бориславсько-Покутську зону Передкарпатського прогину, так і Скибову зону Українських Карпат. Бориславське родовище – нафтове, розробляється 7 горизонтів (головні поклади у ямненських, попельських та бориславському пісковиках); Південнодолинське – нафтогазоконденсатне, 5 покладів (головні – еоценові); Семигинівське родовище – нафтогазоносність пов'язана з менілітовими породами, але відклади еоцену є перспективними; Долинське родовище – нафтогазоносним є розріз від манявської світи еоцену (промислові поклади – манявський і вигодський) до воротищенської світи міоцену; Струтинське – основні поклади містяться

в породах вигодської та нижньоменілітової світ; та інші родовища.

У Береговій та Орівській скибах витвицькі та манявські відклади характеризуються фоновими значеннями відкритої пористості менше 5% і проникності – менше 1×10^{-3} мкм². На цьому фоні виділяються аномальні ділянки, більшість з яких приурочені до розвитку розрізів тонкоритмічного чергування з пластами і пачками товсто- і масивношаруватих пісковиків.

Грубошаруваті і масивні пісковики вигодської світи передових скиб Скибової зони при фонових значеннях відкритої пористості менше 5% і проникності – менше 1×10^{-3} мкм², відзначаються наявністю ділянок з вищими показниками відкритої пористості та проникності, наприклад свердловини 6-Орів (18%, $17,7 \times 10^{-3}$ мкм²), 10-Орів (19,5%, $0,1 \times 10^{-3}$ мкм²), 1-Сколе (15,68%, $119,0 \times 10^{-3}$ мкм²) і 1-Танява (17,8%, $46,8 \times 10^{-3}$ мкм²). (Шлапінський, 2015)

Нами проведено мінералого-петрографічні дослідження потенційних порід-колекторів, опрацьовано матеріали з літології та петрографії нафтогазоносних відкладів палеоцену та еоцену, які подані у публікаціях [4, 5] та проінтерпретовано результати найновіших аналітичних робіт, що дало можливість встановити вплив речовинного складу на колекторські властивості порід палеоцену та еоцену.

Наші дослідження показали, що для нашарувань палеоцену перспективними є піщані модулі ямненської світи північно-західної та південно-східної частин передових покрівів Скибової зони Українських Карпат, а для нашарувань еоцену найперспективнішими є пласти пісковиків та алеврито-піщана товща середнього еоцену вигодської світи, флюїдотривом для яких виступають глинисті породи бистрицької та покрівельної частини вигодської світ.

5.1.3 Олігоцені відклади

Результати вивчення геологічної будови нафтових і газових родовищ Українських Карпат, зокрема олігоценових, їх просторового поширення та

колекторських властивостей порід наведено в численних публікаціях [1, 25, 30-32]. Тому наші дослідження зосереджені на зв'язку та впливі процесів генерації вуглеводнів відкладами, збагаченими розсіяною органічною речовиною, які є широко поширеними в розрізі Карпатського флішу (зокрема потужна товща менілітової світи олігоцену), на умови формування та поширення нафтогазоносності в межах української частини Карпатської нафтогазоносної області.

Олігоценові відклади містять найбільші об'єми порід, збагачених розсіяною органічною речовиною в межах Карпатського і суміжних регіонів. Вони становлять головний об'єкт дослідження з погляду вивчення процесів генерації вуглеводнів. Тому нами проведено найбільший обсяг досліджень саме цих відкладів. У першу чергу було вивчено олігоценові відклади зовнішніх частин флішового поясу Українських Карпат.

Бориславсько-Покутська зона і зовнішня частина Скибової зони становлять основний нафтоносний район Західної України, розбурений густою сіткою глибоких свердловин. Водночас це зона найбільшого поширення чорносланцевих відкладів менілітової світи. Саме нижньоменілітова підсвіта, яка має значну потужність, підвищений вміст розсіяної органічної речовини і, на відміну від середньо- та верхньоменілітової підсвіт, широке площинне поширення, є основною потенційно нафтогазогенеруючою товщею в межах української частини Зовнішніх Карпат.

Метою цього дослідження було виявлення потенційно нафтогазогенеруючих товщ у стратиграфічному розрізі, якісне і кількісне визначення їх генераційних властивостей (див. розділ 3.1.3). З цією метою було відібрано зразки керну зі свердловин уздовж простягання Бориславсько-Покутської зони та з відслонень у Скибовій і Кросненській зонах. Оскільки Бориславсько-Покутська зона являє собою складну систему накладених одних на одні покривів у межах багатокілометрового діапазону глибин, відклади одних і тих самих стратиграфічних підрозділів залягають на різних глибинах у різних покритвах і їхніх окремих складках. У результаті одна свердловина

може розкрити одні й ті самі відклади, зокрема чорносланцеві відклади менілітової світи, кілька разів у межах широкого діапазону глибин. Ця обставина робить Карпатський флішовий пояс, зокрема його чолову частину – Бориславсько-Покутський покрив, надзвичайно зручним об'єктом для вивчення постседиментаційних трансформацій порід і пов'язаних із ними процесів термального дозрівання керогену та генерації вуглеводнів чорносланцевими товщами. Це дозволило визначити, чи існують латеральні зміни основних тенденцій процесів генерації вуглеводнів уздовж Бориславсько-Покутської, Скибової та Кросненської зон.

Скибова зона насунута на Бориславсько-Покутську із південного заходу. В результаті, велика частина останньої знаходиться під Скибовим покровом. Зокрема, під ним знаходиться значна частина покладів вуглеводнів Бориславсько-Покутської зони. Насування Скибового покрову контролювало процес тектонічного занурення Бориславсько-Покутської зони, яке в значній мірі збалансовувалось розмивом першого. Значна частина Скибового покрову була розмита під час ранньоміоценових насувних рухів, причому різні частини Скибової зони були в різній мірі піддані розмиву. Це можна спостерігати у поверхневих відслоненнях. В різних місцях Скибової зони на денну поверхню відслонюються різні за віком породи – від ранньокрейдових, що відкладалися в основі флішового розрізу, до ранньоміоценових, що його завершують. Беручи до уваги те, що розріз карпатського флішу являє собою глибоководну безперервну осадову товщу, зрозуміло, що в тих місцях, де відслонюються нижньокрейдяні породи, було розмито принаймні 2-3км молодших за віком відкладів. В той же час, в місцях, де на поверхню в межах тієї ж структурно-тектонічної зони виходять породи олігоцену-нижнього міоцену, масштаби ерозії були суттєво меншими. Масштаби розмиву верхньої частини розрізу Скибової зони мають важливе значення з двох точок зору: з одного боку це історія занурення порід, збагачених розсіяною органічною речовиною і потенційно пов'язані з нею процеси генерації вуглеводнів, і з другого боку можливість збереження утворених покладів вуглеводнів.

Завдяки складній покривно-насувній будові Карпатського флішового поясу, крейда-палеогенові відклади, що складають його окремі, накладені одна на одну тектонічні пластини, залягають в межах широкого діапазону глибин. Кожен із стратиграфічних підрозділів флішового розрізу може виходити на денну поверхню і залягати на будь-якій глибині аж до глибин понад 8-10км. Відповідно і рівень постседиментаційної перетвореності одних і тих же в стратиграфічному і літологічному відношенні відкладів суттєво відрізняється в залежності місця від його залягання. Термальна зрілість одних і тих же стратиграфічних підрозділів флішового розрізу збільшується не тільки з глибиною залягання, але й в напрямку від зовнішніх до внутрішніх структурно-тектонічних зон.

Історія занурення Карпатської флішової товщі складається із двох окремих стадій. Перша стадія включає в себе занурення відкладів виключно під впливом процесів седиментації, тобто до насунання. Друга стадія занурення флішових відкладів відбувалася виключно в результаті тектонічних процесів насуютворення. Під час першої стадії занурення відкладів залежало лише від швидкості седиментації вищезалягаючих відкладів в седиментаційному басейні і було відносно рівномірним в різних його частинах. На відміну від першої стадії, друга, будучи спричиненою насивною тектонікою, характеризується вкрай змінною тенденцією занурення, як за величиною, так і за напрямком. Вона суттєво відрізнялась для різних покрівів і навіть в межах окремих складок, відображаючи складну взаємодію між насунутим і нижчезалягаючим блоками під час процесів насунання і ерозії.

На рисунку 5.1 показана діаграма, яка демонструє криву занурення для порід менілітової світи олігоцену Бориславсько-Покутської та зовнішньої частини Скибової зон Українських Карпат. Як видно із рисунка, породи, виведені в результаті насувних процесів на поверхню залишились термально незрілими. Це доведено геохімічними дослідженнями порід із відслонень у зовнішній частині Скибової зони, які приведені в розділі 3.1.3.

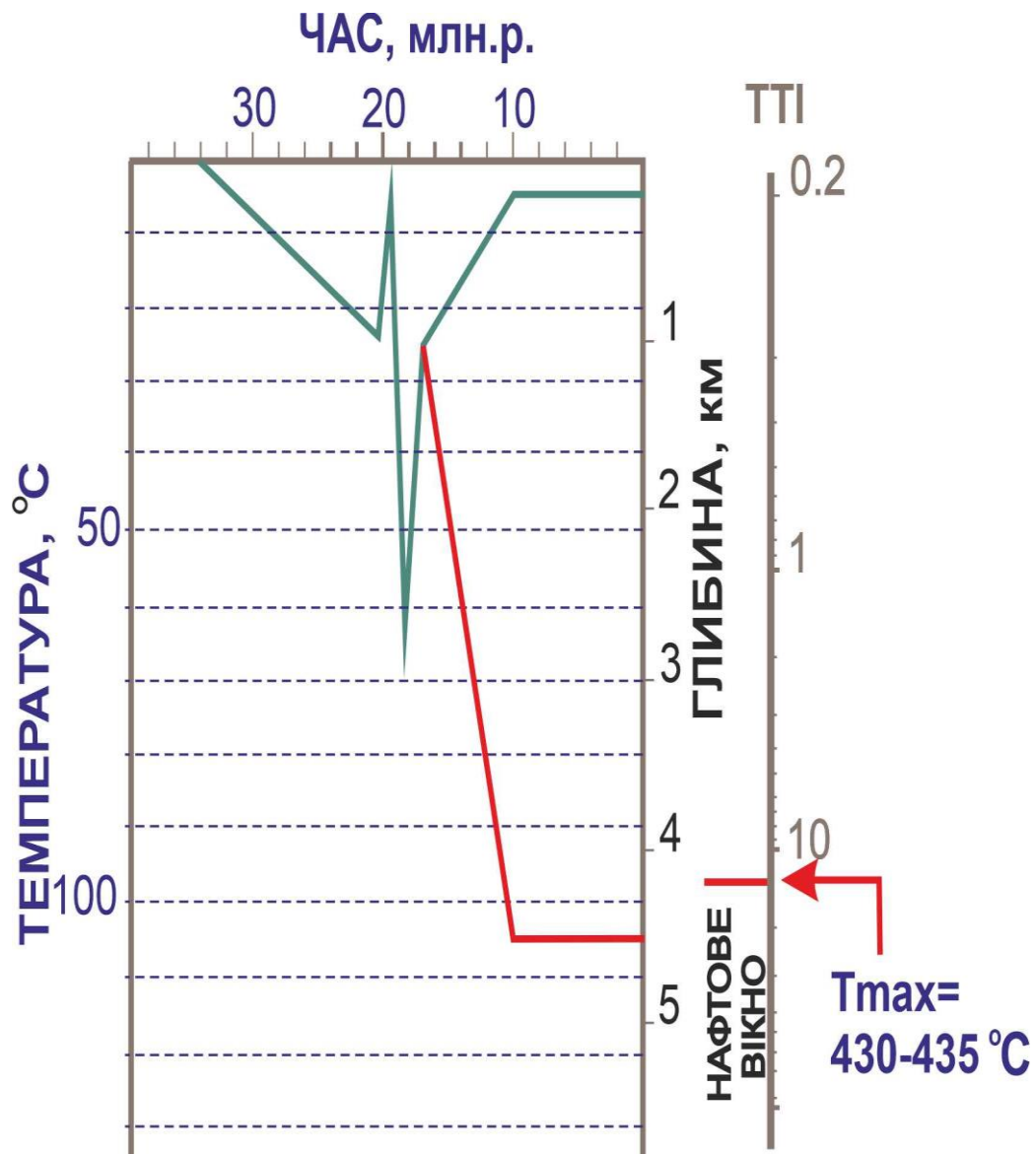


Рисунок 5.1 Діаграма, що показує криву занурення та ступінь термальної зрілості порід менілітової світи олігоцену Бориславсько-Покутської та зовнішньої частини Скибової зон Українських Карпат.

Зелена лінія відображає криву занурення порід на стадії седиментації та подальшу історію порід, які були виведені на поверхню. Червона лінія показує криву тектонічного занурення порід, які досягли глибини 4,5 км.

Червона лінія на діаграмі демонструє історію занурення відкладів менілітової світи Бориславсько-Покутської зони, які внаслідок ранньоміоценових насувних процесів опинилися на глибині 4,5 км. Побудова здійснювалася для цієї глибини, оскільки саме на такому рівні породи менілітової світи Бориславсько-Покутської зони досягають ступеня

термальної зрілості, що відповідає початку зони генерації рідких вуглеводнів. Це підтверджено двома незалежними методами оцінки термальної зрілості порід. Розрахунковий метод часово-температурного індексу (ТТІ) за методикою Д. Вейплса [121] показує значення 10–12, що відповідає межі нафтового вікна. Аналітично виміряний параметр T_{max} піролізу Rock-Eval для порід менілітової світи на цих же глибинах становить 430–435 °С, що також відповідає початку нафтового вікна. Оскільки ці методи є незалежними, їхні результати є достовірними та свідчать про входження порід менілітової світи Бориславсько-Покутської зони на цих глибинах у зони генерації рідких вуглеводнів. Збіг результатів двох методів також підтверджує правильність моделі історії занурення відкладів.

Отже, генерація нафти в породах менілітової світи Бориславсько-Покутської зони відбувається на глибинах понад 4,5 км. Однак це не означає, що нафтогазоносність цих відкладів обмежена лише великими глибинами, оскільки процеси міграції, а також межі складчастої та розбитої численними розломами флішової товщі Карпат забезпечують надходження вуглеводнів у пастки всієї вищезалгаючої товщі.

Як відомо, Кросненський покров насунутий на Скибовий з південного заходу. У свою чергу на нього насунуті Дуклянський, а в південно-східній частині Українських Карпат – Чорногорський покрови. Така тектонічна будова (а точніше тектонічні процеси, результатом яких вона стала) у поєднанні з іншими факторами контролювала термальну еволюцію збагачених органічною речовиною порід і пов'язані з нею процеси генерації вуглеводнів. Породи, збагачені розсіяною органічною речовиною, залягають тут також у кількох насунутих одна на одну тектонічних пластинах, а отже, перебувають на різних глибинах, пройшли різний шлях тектонічної та термальної еволюції і по-різному були залучені до процесів генерації вуглеводнів. Розріз флішу в цих зонах охоплює віковий інтервал від ранньої крейди до раннього міоцену. Численні нафто- і газопрояви свідчать про те, що процеси генерації вуглеводнів активно відбувалися і відбуваються в межах даних структурно-тектонічних зон.

Збагачені розсіяною органічною речовиною відклади менілітової світи, хоча і мають тут меншу товщину порівняно із фронтальними зонами флішового поясу, проте, як показали наші дослідження, ці породи зберігають достатньо високий вміст органічної речовини та генераційні властивості і є потенційно нафтогазогенеруючою товщею.

Історія занурення товщі флішу тут, як і в розглянутих вище зовнішніх структурно-тектонічних зонах, складається із двох етапів: донасувного (седиментаційного) і пов'язаного із насувоутворенням (тектонічного). Донасuvне занурення контролювалося нагромадженням вищезалягаючих осадів і було відносно рівномірним за площею, а занурення, спричинене насувоутворенням, було вкрай різномасштабним у межах різних частин досліджуваної зони. Будучи в загальному схожою на історію опускання Бориславсько-Покутського і Скибового покривів, занурення відкладів Кросненського покриву відрізнялося більш раннім втягненням у процес насувоутворення, практично відсутністю в сучасному розрізі моласових відкладів (хоча можна припустити їх нагромадження над товщею олігоценових відкладів у даному районі на початкових стадіях насувоутворення з наступним розмивом) і меншою кількістю насунутих одна на одну тектонічних пластин. Іншим характерним елементом тектонічного розвитку цієї зони, як показали наші дослідження, стала ерозія значних об'ємів вищезалягаючих товщ на фінальних стадіях насувоутворення з пов'язаним з нею підйомом раніше занурених відкладів.

На рисунку 5.2 показано криву занурення для відкладів менілітової світи на південному заході української частини Кросненського покриву в свердловині 1-Гринява. Седиментація осадів менілітової світи тут також відбувалася на кінцевому етапі еволюції Карпатського флішового басейну безпосередньо перед початком міоценового насування. Отже, занурення на донасувному етапі цих відкладів, що знаходяться в покрівлі розрізу флішової товщі, відбувалося в межах невеликих глибин. Для донасувного етапу ми включили такі складові частини занурення цих відкладів: а) седиментація повного розрізу менілітової і кросненської світ; б) перед початком насування

– розмив верхньої частини кросненської світи.

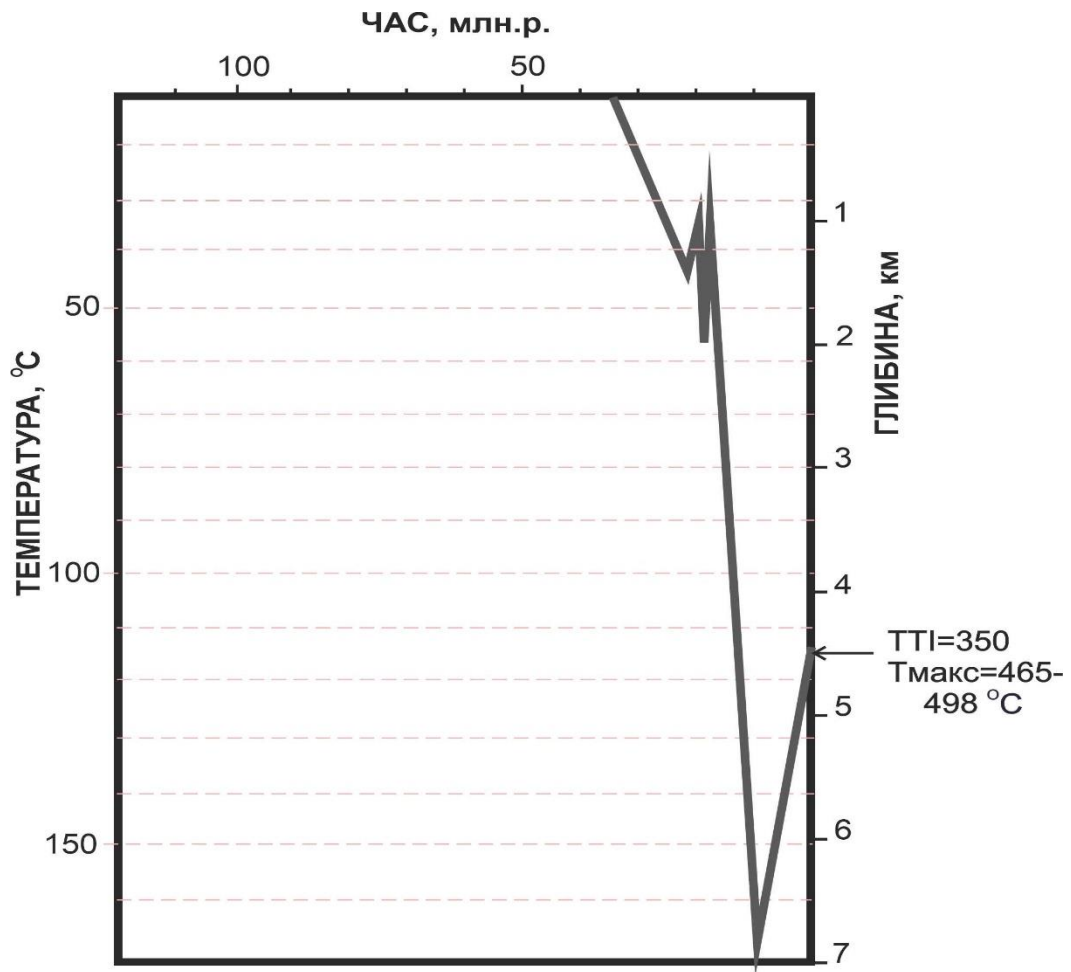


Рисунок 5.2 – Діаграма, що показує криву занурення та ступінь термальної зрілості порід менілітової світи олігоцену Кросненської зони Українських Карпат із свердловини Гринява-1

Та ж частина історії занурення відкладів менілітової світи, яка пов'язана із тектонічним опусканням, цілком зумовлена насуванням Чорногорського покриву. Порівнюючи із описаною вище історією занурення відкладів менілітової світи зовнішніх зон, тут бачимо суттєву відмінність. А саме, якщо припустити, що сучасні глибини залягання відкладів менілітової світи є максимальними за всю історію їх існування, ступінь термальної зрілості цих порід був би значно меншим за той, який вони досягнули і який був заміряний нами за допомогою геохімічних досліджень. Одержаний для цих порід параметр піролізу T_{max} , що є індикатором термальної зрілості керогену,

демонструє значення 465–498 °С, відповідаючи нижній межі зони утворення нафти (зоні конденсату) і зоні генерації газу.

Таким величинам термальної зрілості відповідають значення часово-температурного індексу ТТІ біля 350. Щоб досягти таких значень, досліджувані відклади мали бути зануреними на суттєво більші глибини з послідовним підйомом до сучасного рівня. Запропонована модель показує, що максимальна глибина залягання відкладів менілітової світи, що розкриті свердловиною 1-Гринява під насувом Чорногорської зони, перевищувала сучасну на понад 2 км. Це забезпечило досягнення породами сучасного рівня термальної зрілості, після чого вони були підняті до сучасних глибин залягання.

Порівняння одержаних нами даних для олігоценових порід менілітової світи Кросненської зони та Бориславсько-Покутської та зовнішньої частини Скибової зон Українських Карпат демонструє суттєві відмінності в закономірностях процесів генерації вуглеводнів цими породами. На глибині 4,5 км в межах зовнішніх структурно-тектонічних зон породи менілітової світи олігоцену лише входять в зону генерації нафти, в той час як одновікові породи в межах Кросненської зони вже досягають нижньої границі зони утворення нафти і початку зони генерації газу.

Одержані дані демонструють суттєву відмінність глибини існування поверху нафтогазоносності в межах різних структурно-тектонічних зон Українських Карпат.

5.2 Перспективи нафтогазоносності Причорноморського регіону

Об'єктом досліджень у Причорноморсько-Кримській нафтогазоносній області були відклади середнього девону, середньої юри Переддобруджинського прогину та палеоцену західної частини Причорноморського мегапрогину. У підсумку отримано результати щодо впливу літогенетичних чинників на формування нафтогазоносного потенціалу та перспективних об'єктів у зазначених утвореннях.

5.2.1 Девонські відклади Переддобруджинського прогину

Створена модель середньо-пізньодевонського осадонагромадження дозволяє аргументувати ширший, ніж раніше вважалося, розвиток у Переддобруджинському прогині осадів, збагачених ОР (див. розділ 2.3.1). Останні формувалися у занурених частинах Тузлівської та Алібейської депресій внаслідок характерної динаміки морського басейну: приповерхневі води нормальної солоності перманентно рухалися вбік прибережної мілководної області евапоритоутворення, а придонні (мінералізовані) – переміщувалися у зворотному напрямку. Перше сприяло формуванню зони масового розвитку планктонної біоти, а друге – ефективному захороненню в осадах органічної маси. Отже, з'явилися підстави виділяти в приосьових зонах згаданих депресій вуглецево-карбонатно-глинистий літологічний комплекс як частину карбонатно-евапоритової формації середнього-верхнього девону. Встановлені на даний час шари «чорносланцевих» утворень у периферійних ділянках депресій являють собою віддалені (крайові) частини цього комплексу.

Осередки генерації ВВ були локалізовані у депоцентрах Тузлівської та Алібейської депресій, де нафтогазоматеринські відклади наприкінці раннього карбону досягли градацій катагенезу МК5 (нижній девон), МК3 – МК4 (ейфель).

Відклади девону зазнали впливу двох основних циклів катагенезу (див. розд. 3.2.1). Пасивний підетап першого продовжувався до кінця раннього карбону, коли відклади досягли максимальних температур; пізніше розпочався активний підетап, який тривав до ранньої юри. Другий був короткочасним (пасивний підетап – середня, пізня юра; активний – рання крейда). Час прояву активного підетапу першого був основним етапом міграції вуглеводневих флюїдів, яка відбувалася на трьох гіпсометричних рівнях по зонах регіонального розущільнення. При цьому формувалися потоки ВВ різного фазового складу. Джерелом газу слугували відклади нижнього девону, а основний об'єм нафти генерувався у нашаруваннях

ейфельського віку. Упродовж другого циклу катагенезу у зв'язку зі зниженням пластових температур та певним вичерпанням потенціалу ОР прогнозуються лише процеси переформування раніше утворених покладів ВВ.

Оскільки осередки генерації були приурочені до відкладів різного віку, відрізнялися за температурним режимом, шляхами міграції флюїдів та відокремлені один від одного можна передбачати існування декількох нафтогазових систем. Проведені дослідження дозволяють передбачати ширший просторово-віковий розвиток нафтогазоматеринських утворень в осередках генерації, що в цілому збільшує перспективи регіону.

По облямуванню згаданих осередків розташовані відомі родовища: Східносаратське та Жовтоярське. У роботах [22, 15] викладені результати вивчення літологічних особливостей середньодевонських відкладів Східносаратської структури в аспекті їхнього впливу на формування порід-колекторів і резервуарів ВВ. Була з'ясована літологічна (циклічна) будова відкладів ейфельського та живецького ярусів, визначені особливості поширення продуктивних горизонтів (ПГ), локалізації резервуарів, характеру розвитку порід-колекторів різного типу та якості. На цій основі спрогнозована наявність пасток та здійснена оцінка перспектив виділених горизонтів.

У даній НДР в такому ж аспекті розглянуті відклади середнього девону, розкриті на Жовтоярсько-Тузлівській та Білолісько-Зарічненській ділянках (Розділ 4.3.1). Так, було встановлено різне положення склепінь пасток для окремих ПГ, що важливо враховувати при проведенні нафтогазопошукових робіт. Для Жовтоярсько-Тузлівської ділянки склепінна пастка локалізована у районі св. Жовтоярська-1 (ПГ е-1, е-2), по решті горизонтів вона фіксується поблизу св. Жовтоярська-2. Розвиток літологічних пасток прогнозується у ПГ е-1, е-3 та е-4, що пов'язане з виклинюванням порових колекторів у напрямку від св. Тузлівська-2 до св. Жовтоярська-2 та -1. Для більшості ПГ, унаслідок вторинного мінералоутворення, очікується погіршення якості порід-колекторів у

цьому ж напрямку, що дозволяє припускати ймовірність формування катагенетичних екранів. У ділянках розвитку цих пасток прогнозується можливість утворення вуглеводневих скупчень.

Для Білолісько-Заріченської ділянки по усіх ПГ склепіння пасток локалізовані у районі св. Заріченська-1. Найбільш місткими є пастки горизонтів е-1, е-4 та е-5, складені головно колекторами порового типу, якість яких унаслідок ангідритизації є невисокою. Найкращі породи-колектори прогножуються у відкладах живету (ПГ g-2–g-4) св. Заріченська-1, де і очікується можливість формування покладів ВВ.

5.2.2 Середньоюрські відклади Передобруджинського прогину

Побудована літофізична модель середньоюрських відкладів дозволила з'ясувати особливості розвитку порід-колекторів різного типу та флюїдотривів (розділ 4.3.2). З точки зору оцінки перспектив нафтогазоносності інтерес представляють три ділянки. По-перше, це район св. Суворівська-4, де у відкладах келовею прогнозується комбінована (антиклінальна та літологічно обмежена) пастка. По-друге – зона між св. Червоноармійська-2 та Суворівська-4, де у відкладах бат-байосу спостерігається виклинювання 10 горизонтів як порових, так і тріщинних колекторів. По-третє – район св. Старотроянівська-1, де існує склепінна пастка з розвитком у відкладах бат-байосу двох пачок порових колекторів, екранованих доволі потужними флюїдотривами.

5.2.3 Палеоценові відклади західної частини Причорноморського мегапрогину

Генераційно-міграційні моделі дали підстави стверджувати різночасовість формування покладів Одеського, Голіцинського та Штормового родовищ (олігоцен та міоцен). Крім того, у перших двох випадках існує ймовірність сучасного поповнення запасів за рахунок

надходження вуглеводнів із проміжних резервуарів. Встановлені особливості літогенезу показали відсутність перспектив формування покладів не тільки у палеогенових відкладах, але і в цілому в осадовій товщі району структури Гамбурцева. Натомість поблизу Кримської прогнозується можливість існування скупчень ВВ у літогенетичних резервуарах (відклади турону-сантону та еоцену).

Створені моделі літофізичної будови відкладів палеоцену дозволили локалізувати декілька перспективних об'єктів у пастках склепінного, літологічно та тектонічно екранованого типів. Так, на північному борті прогину у районі св. Голіцина-2, 4 у припокрівельній частині відкладів прогнозується існування склепінного резервуару, складеного переважно тріщинними колекторами (~30 м); подібний об'єкт (~80 м) фіксується у середній частині данського ярусу. Уміщені дві пастки неструктурного типу: літологічна (виклинювання трьох горизонтів тріщинних колекторів) між св. Флангова-2 і Голіцина-2 та тектонічно екранована на схід від св. Безименна-2, де три пачки порових та тріщинних колекторів по розривному порушенню контактують із глинистими відкладами нижньої крейди.

У межах південного борту прогину перспективні об'єкти (пастки склепінного типу) пов'язані з верхніми горизонтами палеоцену (тріщинуваті колектори на Одеській та комбіновані – на структурі Сельського). Тектонічно екрановані резервуари прогноуються у ділянці Гамбурцева та між структурами Архангельського і Штормового.

ВИСНОВКИ

Карпатський регіон

1. Мінералого-геохімічні особливості баррем-альбських «чорносланцевих» відкладів Складчастих Карпат свідчать про їх формування в аноксичних відновних умовах. Під час літогенезу вони зазнали глибоких катагенетичних перетворень. На великих глибинах (близько 4–5 км) ступінь катагенетичних перетворень порід відповідає зоні мезокатагенезу МК3-МК5.
2. Потужні пласти пісковиків приурочені до середньої частини розрізу спаських і шипотських відкладів Складчастих Карпат (тершівські пісковики, нижня пачка верхньошипотської підсвіти). В них можна прогнозувати гранулярні породи-колектори порового і змішаного типу (порово-тріщинні, тріщинно-порові). Вуглецевмісні кременисто-глинисті породи нижньої і верхньої частин розрізу розглядаються як нафтогазоматеринські. З ними можуть бути пов'язані «нетрадиційні» колектори тріщинного типу.
3. У верхньокрейдяних відкладах Внутрішньої зони Передкарпатського прогину та Складчастих Карпат породами-колекторами вуглеводнів можуть бути «ямнеподібні» пісковики, широко розповсюджені в розрізі стрийської світи. Особливу увагу при дослідженні колекторських властивостей порід слід звернути на їхню карбонатність.
4. Пісковики ямненської світи передових покривів Скибової зони Українських Карпат домінують у розрізі палеоцену в межах усієї території досліджень. Ці породи мають усі характерні ознаки притаманні для відкладів гравітаційних потоків. Пісковики невідсортовані, різнозернисті у яких основним уламковим мінералом є кварц (до 95%) й домішка польових шпатів (до 15%). Породам часто притаманне безцементне з'єднання, стилітові контакти, загалом вони

слабозцементовані, оскільки цемент у пісковиках становить не більше 20%.

5. Для відкладів еоцену Бориславсько-Покутської та Скибової зон Українських Карпат, як у розрізі, так і по латералі притаманна літолого-фаціальна мінливість. Особливо виразно фаціальні зміни проявилися у речовинному складі відкладів вигодської та її вікового аналогу, пасічнянської світ. У південно-східній частині району досліджень типові кварцові пісковики вигодської світи часто заміщуються сильновапнистими пісковиками, піскуватими вапняками, мергелями та алевролітами.
6. За даними геохімічних досліджень порід менілітової світи Бориславсько-Покутської, внутрішньої частини Скибової та Кросненської фаціальних зон, вони є генетично спорідненими, мають сумірні геохімічні параметри і можуть розглядатись, як потенційно нафтогазогенеруючі в межах всіх трьох охоплених даним дослідженням структурно-тектонічних зон Українських Карпат.
7. Поява пісковиків, алевролітів та аргілітів у розрізах нашарувань пізньоюрського віку фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину пов'язана з періодами регресій моря, які супроводжувалися інтенсифікацією теригенної седиментації. Натомість трансгресії моря сприяли нагромадженню карбонатних осадів.
8. Дані мінерало-петрографічних досліджень показали, що псамітоліти флішової формації палеоцену та еоцену Карпат формувалися на пасивній континентальній окраїні або у внутрішніх і крайових морях, і їхній генезис здебільшого відповідає тільки платформному джерелу зносу матеріалу.
9. Седиментація збагачених розсіяною органічною речовиною відкладів менілітової світи відбувалася в безкисневих умовах під впливом шару кисневого мінімуму. До складу порід поряд з основною масою морської органічної речовини входить кероген наземного походження. На стадії раннього діагенезу під впливом бактеріальних процесів у безкисневих

умовах відбулося формування високого первинного нафтогенераційного потенціалу порід.

10. Поєднання таких особливостей карбонатних порід пізньояорського віку у фундаменті Зовнішньої зони Передкарпатського прогину, як рання літифікація, неоднорідність первинної структури порового простору, хімічна нестійкість породоутворювальних мінералів, а також здатність до формування тріщин, зумовлюють велику різноманітність морфології та генезису пустот у породах. Переважання одного з типів пустот визначає тип колекторів: поровий, порово-каверновий, тріщинно-каверновий.
11. У північно-західній та центральній частинах Бориславсько-Покутської та Скибової зон Українських Карпат, як пісковики, так і алевроліти є потенційними породами-колекторами тріщинного і змішаного (тріщинно-порового або порово-тріщинного) типів на глибинах до 4–5 км. У південно-східній частині цієї території породи зазнали значних постседиментаційних змін вже на глибинах більше 2,5 км. Найкращими колекторськими властивостями відзначаються породи, поровий простір яких має вторинне походження за рахунок пор вилуговування, літогенетичних і тектонічних тріщин.
12. Надзвичайно високі показники водневого індексу порід менілітової світи Українських Карпат демонструють їх надвисокі генераційні властивості і дозволяють віднести цю товщу до категорії нафтоматеринських відкладів світового значення.
13. Внаслідок постседиментаційних перетворень палеоценових і еоценових відкладів Бориславсько-Покутської зони Передкарпатського прогину та Передових скиб Скибової зони Українських Карпат відбувалося збереження теригенними поровими колекторами високих фільтраційно-ємнісних властивостей на великих глибинах та формування теригенних колекторів змішаного типу (порово-тріщинуватих або тріщинувато-

порових) і «нетрадиційних» глинистих або кременисто-глинистих тріщинних колекторів.

14. Геохімічні дослідження нафти із двох основних колекторських товщ олігоцену Українських Карпат – Клівських і Бориславських пісковиків, як із Бориславсько-Покутської так і з Скибової зони, за даними ізотопних досліджень не виявляють суттєвих відмінностей і очевидно належать до однієї родини, яка ймовірно була генерована збагаченими розсіяною органічною речовиною породами менілітової світи.
15. У північно-західній частині фундаменту Зовнішньої зони Передкарпатського прогину переважає пористий тип колекторів, зрідка пористо-кавернозний та пористо-тріщинуватий. У центральній частині домінує пористо-тріщинуватий, пористо-кавернозно-тріщинуватий та пористий типи. У південно-східній частині прогину значно поширені пористі колектори, при меншій кількості пористо-тріщинуватих.
16. Перспективними породами-колекторами нафти і газу Передкарпатського прогину і Складчастих Карпат є так звані «ямнеподібні» пісковики у верхній частині розрізу, менш перспективними – пісковики з карбонатним цементом.
17. Для нашарувань палеоцену Бориславсько-Покутської та Скибової зони Українських Карпат перспективними є піщані модулі ямненської світи північно-західної та південно-східної частин передових покривів, а для нашарувань еоцену найперспективнішими є пласти пісковиків та алеврито-піщана товща середнього еоцену вигодської світи, флюїдотривом для яких виступають глинисті породи бистрицької та покрівельної частини вигодської світи.
18. На глибині 4,5 км в межах зовнішніх структурно-тектонічних зон породи менілітової світи олігоцену (Бориславсько-Покутська та зовнішня частина Скибової зони Українських Карпат) лише входять в зону генерації нафти, в той час, як одновікові породи в межах

Кросненської зони вже досягають нижньої границі зони утворення нафти і початку зони генерації газу.

Причорноморський регіон

1. Встановлений характер літолого-літмологічної просторово-вікової мінливості келовейських та бат-байоських відкладів Переддобруджинського прогину. В літологічній структурі середньої юри, за співвідношенням товщетвірних компонентів, виділено три типи розрізу. Встановлено, що літмологічна будова келовейських та бат-байоських відкладів є істотно різною: глинисті, а також алевроліто-піщані літміти властиві бат-байосу, а змішані та теригенні літміти з карбонатним компонентом – келовею. У розрізі бат-байосу виділено дві кластогенні пачки регіонального поширення в припідшовній та середній частинах розрізу, товщиною 55-60 м та 50-240 м, відповідно, розмежованих пачкою глинистих утворень. Келовейські відклади характеризуються розвитком змішаних літмітів, певною мірою збагачених карбонатними породами. Встановлено зменшення вмісту останніх у розрізі товщі як у напрямку депоцентру, так і периферії басейну.
2. Встановлені основні риси літофаціальної зональності окремих ярусів палеоценового відділу. Головні особливості полягають у характері просторово-вікового розповсюдження вапняків та аргілітів. Мергелям, натомість, притаманний фоновий успадкований розвиток. Роль вапняків у розрізі істотно зростає від данських до зеландських відкладів з формуванням в останньому випадку обширного поля у східній частині дослідженої території. Танетський ярус відрізняється відчутним зменшенням вмісту вапняків особливо у приосьовій частині прогину та адекватним зростанням ролі глинистих літотипів.
3. Створена модель середньо-пізньодевонського осадонагромадження спрогнозовано ширший, ніж раніше вважалося, розвиток у

Переддобруджинському прогині осадів, збагачених ОР. Останні формувалися у занурених частинах депресій внаслідок специфічної динаміки морського басейну, що, з одного боку, сприяло формуванню зони масового розвитку планктонної біоти, а з другого – ефективному захороненню в осадах органічної маси. Отже, в приосьових зонах депресій виділено вуглецево-карбонатно-глинистий літологічний комплекс як частину карбонатно-евапоритової формації середнього-верхнього девону, що в цілому розширює перспективи регіону.

4. Визначена біофаціальна зональність палеоценових відкладів. Максимальний розвиток біогермних утворень спостерігається у відкладах данського та зеландського ярусів. У данський час біогенні тіла були локалізовані у Безименно-Одеській, Голіцино-Шмідтівській та Штормова-Архангельського ділянках. у зеландський – значно збільшилася площа розвитку таких утворень на південному борті прогину з формуванням крупного біогермного масиву, який охоплював структури: Гамбурцева, Штормова, Архангельського, Кримська, Центральна. У танетський час евстатичне підняття рівня моря спричинило збільшення площі поширення відкладів зовнішнього шельфу у приосьовій зоні прогину та міграцію (в межах північного борта прогину) біогенних тіл у північному напрямку. Водночас у районі структур Гамбурцева, Сельського, Центральна успадковано розвивалися біогерми.
5. Створено геолого-палеоокеанографічну модель седиментації раннього олігоцену Кримсько-Кавказького сегмента Паратетиса. Аргументовано відмінність провінцій живлення для Азово-Чорноморського та Причорноморсько-Кримського басейнів, які різнилися і за характером динаміки водного середовища.
6. Показано, що відклади девону Переддобруджинського прогину зазнали впливу двох циклів катагенезу. Активний підетап першого (закінчення раннього карбону) був основним часом міграції вуглеводневих флюїдів, яка відбувалася по зонах регіонального розуцільнення на трьох

гіпсометричних рівнях. При цьому формувалися потоки вуглеводнів різного фазового складу. Джерелом газу слугували відклади нижнього девону, а основний об'єм нафти генерувався у нашаруваннях ейфельського віку. Упродовж другого циклу катагенезу у зв'язку зі зниженням пластових температур та вичерпанням потенціалу органічної речовини можливі були лише процеси руйнування та (або) переформування раніше утворених скупчень вуглеводнів.

7. Встановлено відмінність режиму катагенезу палеоценових відкладів Причорноморського мегапрогину на різних структурах. На основі генераційно-міграційних моделей аргументовано різночасовість формування покладів Одеського, Голіцинського та Штормового родовищ (олігоцен та міоцен). Показано можливість сучасного поповнення їхніх запасів за рахунок надходження вуглеводнів із проміжних резервуарів. Обґрунтовано літогенетичні причини низьких перспектив відкладів структури Гамбурцева.
8. Розкриті особливості морфології резервуарів ВВ та розвитку різних типів порід-колекторів у середньодевонських відкладах Переддобруджинського прогину. Для Жовтоярсько-Тузлівської ділянки виявлено зміщення склепінної пастки для певних продуктивних горизонтів; тоді як в межах Білолісько-Зарічненської – спостерігається успадковане її положення. На схилах Жовтоярської структури спрогнозовано розвиток пасток, пов'язаних як з виклинюванням пачок порових колекторів, так і погіршенням їх якості внаслідок мінерального ущільнення.
9. З'ясовані особливості розвитку порід-колекторів різного типу та флюїдотривів у відкладах середньої юри Переддобруджинського прогину. Локалізовано три нафтогазоперспективні ділянки. По-перше, це район св. Суворівська-1, де у відкладах келовею прогнозується розвиток комбінованої (антиклінальна та літологічно обмежена) пастки. По-друге – зона між св. Червоноармійська-2 та Суворівська-1, де у відкладах бат-байоса спостерігається виклинювання 10 горизонтів як

порових, так і тріщинних колекторів. По-третє – район св. Старотроянівська-1, де існує склепінна пастка з розвитком у відкладах бат-байосу двох пачок порових колекторів, які екрановані доволі потужними флюїдотривами.

10. Створено моделі літофізичної будови відкладів палеоцену західної частини Причорноморського мегапрогину, локалізовано вісім перспективних об'єктів у пастках склепінного, літологічно та тектонічно обмеженого типів.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Атлас родовищ нафти і газу України: в 6 т., т. 4. Західний нафтогазоносний регіон / ред. Іванюта М. М., Федішин В. О., Деніга Б. І. та ін. Львів: Центр Європи, УНГА, 1998. 328с.
2. Безкисневі події океану Тетіс. Карпато-Чорноморський сегмент / Ю.М. Сеньковський, Ю.В. Колтун, К.Г. Григорчук, В.П., Гнідець, І.Т. Попп, Н.Я. Радковець. – Київ : Наукова думка, 2012. – 180 с.
3. Бубняк І.М., Збалансований геологічний розріз Українських Карпат у перетині Берегомет-Буркут / І.М. Бубняк, М.В. Накапелюх, Ю.М. Віхоть // Геодинаміка. – 2014. 1(16), 72–87.
4. Гавришків Г. Фаціальні особливості палеоцен-еоценових відкладів передових скиб Скибової зони Українських Карпат / Г. Гавришків, Ю. Гаєвська // Геологія і геохімія горючих копалин, № 3–4, 2021р. – С. 44–55.
5. Гавришків Г.Я. Мінералого-петрографічні особливості палеоценових відкладів Берегової і Орівської скиб Українських Карпат в аспекті їх нафтогазоносності [Г.Я. Гавришків] – Автореф. дис.... канд. геол. наук. – Львів, – 2019. – 24с.
6. Гаєвська Ю.П. Літолого-фаціальні особливості еоценових відкладів Бориславсько-Покутської зони Передкарпатського та передових скиб Скибової зони Українських Карпат у зв'язку з їх нафтогазоносністю [Ю.П. Гаєвська] – Автореф. дис... канд. геол. наук. – Львів, 2019. – 24с.
7. Геологічна палеоокеанографія океану Тетіс / Ю.М. Сеньковський, К.Г. Григорчук, В.П. Гнідець, Ю.В. Колтун. – К.: Наук. думка. – 2004. – 171 с.
8. Геологія верхньої крейди Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної області (геологічна палеоокеанографія, літогенез, породи-колектори і резервуари вуглеводнів, перспективи нафтогазоносності) / Гнідець В.П., Григорчук К. Г., Куровець І.М., Куровець С. С., Приходько О.А. та ін. – СП ТЗОВ «Полі»: Львів, 2013. – 160 с.
9. Гнилко О. Стратиграфія та умови накопичення чорносланцевих товщ Українських Карпат / О. Гнилко, С. Гнилко, К. Наварівська //

Палеонтологічний збірник. – 2021. – 53. – С. 35–54.

10. Гнилко С.Р. Стратиграфія верхньокрейдових відкладів з океанічними червоноколірними верствами (CORBs), Українські Карпати / С.Р. Гнилко, О.М. Гнилко, І.С. Супрун та ін. // Геол. журн. – 2023. – № 3 (384). – С. 79–107.
11. Гнилко, О.М. (2011/2012) Тектонічне районування Карпат у світлі терейнової тектоніки. Частина 1. Основні елементи Карпатської споруди // Геодинаміка. – 1(10), 47–57. Стаття 2. Флішові Карпати – давня акреаційна призма // Геодинаміка. – 1(12), 67–78
12. Гнідець В. П., Григорчук К. Г., Кошіль Л. Б., Яковенко М. Б. Модель нафтогазової системи девонського осадового комплексу Білоліського блоку. Переддобруджинський прогин. Visnyk of V.N. Karazin Kharkiv National University, series "Geology. Geography. Ecology", 2023. – Вип. 58. – С. 29–37.
13. Гнідець, В., Григорчук, К., Ревер, А., & Кохан, О. (2025). Літологічна будова та фаціальні особливості керлеутських відкладів Причорноморського мегапрогину. Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія, 2(109), 10–21.
14. Гнідець, В. П., Григорчук, К. Г., Кохан, О. М., Ревер, А. О., Бalandюк, Л. В. (2023). Літогенез майкопських відкладів Причорноморського мегапрогину. http://iggcm.org.ua/wp-content/uploads/2023/12/ЛІТОГЕНЕЗ_МАЙКОПСЬКИХ-ВІДКЛАДІВ.pdf
15. Гнідець В. П., Григорчук К. Г., Павлюк М. І., Кошіль Л. Б., Яковенко М. Б. Літогенетичні передумови формування резервуарів і порід-колекторів у середньодевонських відкладах Східносаратського родовища (Переддобруджинський прогин) // Розвідка та розробка нафтових і газових родовищ. – 2021. – № 3(80). – С. 7–18.
16. Гнідець В. П., Григорчук К. Г., Полухтович Б. М., Федішин В. О. Літогенез девонських відкладів Придобрудзького прогину (палеоокеанографія, седиментаційна циклічність, формування порід-колекторів). – Київ: УкрДГРІ, 2003. – 94 с.
17. Гнідець В.П., Григорчук К.Г., Павлюк М.І., Кошіль Л.Б., Яковенко М.Б. Особливості літологічної будови та розвитку порід-колекторів і резервуарів

вуглеводнів у середньодевонських відкладах південної частини Тузлівської депресії (Переддобруджинський прогин) //Геологічний журнал. 2024. № 3 (388). С. 48–60.

18. Григорчук К. Г. Динаміка катагенезу порід осадових комплексів нафтогазоносних басейнів: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня д-ра геол. наук / Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України. – Львів, 2012. – 40 с.

19. Григорчук К., Гнідець В. Палеоценові відклади західної частини Причорноморського мегапрогину: літофації, умови осадонагромадження, динаміка розвитку нафтогазових систем // Bulletin of Taras Shevchenko National University of Kyiv. Series: Geology. – 2023 – №4(103). – С. 26–36.

20. Григорчук К., Гнідець В., Войцицький З. Динаміка розвитку літофлюїдних нафтогазових систем у крейдових відкладах західної центрикліналі Причорноморського мегапрогину // Вісник Київського національного університету ім. Т. Шевченка – 2021. – № 3(94). – С. 83–89.

21. Григорчук К.Г., Гнідець В. П., Кохан О. М., Баландюк Л.В. Літолого-фаціальна будова та перспективи нафтогазоносності середньоярських відкладів Переддобруджинського прогину // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2024. – № 3–4. С. 24–35.

22. Еволюція басейнів осадо-породоутворення Карпато-Чорноморської континентальної окраїни океану Тетис в аспекті їх нафтогазоносності.

Заключний звіт за темою Б-III-02-16, (2016–2020 рр.). Науковий керівник К.Г. Григорчук. Львів, 2020. 296 с.

23. Євдошук М.І. Геодинамічні умови формування та класифікація природних нафтогазових резервуарів / М.І. Євдошук, А.М. Кришталь, Г.М. Бондар та ін. // Геол. журн. – 2017. – № 3. – С. 5–12.

24. Євдошук М.І. Прогнозування порід-колекторів в глибокозанурених горизонтах / М.І. Євдошук, Г.М. Бондар // Матеріали III міжн. наук. конф. “Геологія горючих копалин: досягнення та перспективи”. – Київ, 2019. – С. 69–73.

25. Карпатська нафтогазоносна провінція / [Сеньковський Ю.М., Колодій

- В.В., Бойко Г.Ю. та ін.] Львів-Київ: ТОВ «Український видавничий центр», 2004. – 390 с.
26. Кілін І.В. Особливості літогенезу порід-колекторів палеогенових відкладів Бориславського нафтопромислового району / І.В. Кілін, О.С. Щерба, К.Г. Григорчук, І.Т. Попп // Розвідка і розробка нафтових і газових родовищ. – 1999. – №36 (Т. 1). – С. 119–127.
27. Колтун Ю.В. Генерація вуглеводнів у флішових відкладах Внутрішньої зони Передкарпатського прогину // Геологія і геохімія горючих копалин. Геологія і геохімія горючих копалин. – 2000. – № 4. – С.26-33.
28. Колтун Ю.В. Еволюція чорносланцевих товщ та генерація вуглеводнів в межах давньої континентальної окраїни Тетісу (Українські Карпати та суміжні території). Сучасні проблеми літології та мінерагенії осадових басейнів України та суміжних територій: [зб. наук, пр.] / НАН України, Літол. ком., Ін-т геол. наук, Від-ня мор. геології та осад, рудоутворення; редкол.: П.Ф. Гожик (голов. ред.) [та ін.]. – Київ. – 2008. – с. 87–92.
29. Колтун Ю.В. Палеоокеанографічні умови нагромадження органічної речовини в осадах Карпатського флішового басейну / Ю.В.Колтун, Л.В.Курилюк, Ю.М.Сеньковський // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1996. – № 1-2 (94– 95). – С.9–15.
30. Крупський Ю. Геологія і нафтогазоносність Західного регіону України. – Львів: Сполом, 2020. – 256 с.
31. Крупський Ю.З. Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України – Київ: УкрДГРІ, 2001. – 144 с.
32. Крупський Ю.З. Проблеми геологічної будови і перспективи пошуку вуглеводнів у Західному нафтогазоносному регіоні України / Ю.З. Крупський // Геол. журн. – 2018 – № 2. – С. 5–13.
33. Куровець І. Петрофізичні моделі відкладів менілітової світи олігоценного флішу Карпат і Передкарпатського прогину / І. Куровець, Грицик І., Приходько О. та ін. // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2021. – № 3–4 (185–186). – С. 33–43.

34. Лазаренко Є.К. Мінералогія осадових утворень Прикарпаття [Є.К. Лазаренко, М.П. Габінет, О.П. Сливко] – Львів: Вид-во Львівськ. держ. ун-ту, 1962. – 481 с.
35. Лещух Р.Й., Пермяков В.В., Полухтович Б.М. Юрські відклади півдня України. Євросвіт, 1999. – 336 с.
36. Літогенез осадових комплексів океану Тетіс / 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. – К.: Наук. думка, 2018. – 158 с.
37. Ляху М.В. Колекторські властивості карбонатних порід нижньокам'яновугільних відкладів Дніпрово-Доецької западини // Матеріали ІІІ міжн. наук. конф. “Геологія горючих копалин: досягнення та перспективи”. – Київ, 2019. – С. 60–64.
38. Маєвський Б.Й. Геолого-геохімічні фактори формування родовищ нафти в регіонах поширення кременистих бітумінозних товщ – Автореф. дис. ... докт. геол.-мінерал. наук. – Львів, 1994. – 48с.
39. Манюк М.І. Прогнозування колекторських властивостей нижньокрейдових порід Скибової зони Карпат / М.І. Манюк, Б.Й. Маєвський, М.В. Ляху, В.Р. Хомин // Науковий вісник ІФНТУНГ. – 2011.– № 1(27) – С. 5–8.
40. Маслун, Н.В. Мінтузова, Л.Г. Гнилко, С.Р. Детальна стратифікація та кореляція палеогенових відкладів України за форамініферами // Геологічний журнал. 2015. – №4(353), С. 31–48.
41. Михайлов В. А., Куровець І. М., Сеньковський Ю. М, Вижва С. А., Загнітко В. М., Гнідець В. П., Григорчук К. Г., Карпенко О. М., Куровець С. С. Нетрадиційні джерела вуглеводнів України. Кн. 3. Південний нафтогазоносний регіон: монографія. К.: ВПЦ «Київський університет», 2014. – 222 с.
42. Мончак Л.С. Перспективи нафтогазоносності нижньокрейдових відкладів Скибових Карпат / Л.С. Мончак, Б.Й. Маєвський, В.Р. Хомин та ін.. // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. – 2010 –

Вип. 3. – С. 312–318.

43. Мороз П.В. Мінералогія діагенетичних конкрецій шипотської світи Українських Карпат / П.В. Мороз, Н.І. Манжар, І.Г. Пивовар // Мінералог. зб. – 2007. – Вип. 1 – С. 102–107.

44. 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.

45. Нафтогазоперспективні об'єкти України. Геологія нижньої крейди Причорноморсько-Кримської нафтогазоносної області // Гожик П.Ф., Чебаненко І.І. (ред.) Київ: ЕКМО, 2010. – 247 с.

46. Нетрадиційні джерела вуглеводнів України. Кн. 2. Західний нафтогазоносний регіон. [Ю.З. Крупський, І.М. Куровець, Ю.М. Сеньковський та ін.] – Київ: Ніка-Центр, 2014. – 400 с.

47. Павлунь М.М. Верхньокрейдово-нижньоеоценові аргіліти Зовнішніх Карпат (петрохімічний та палеогеодинамічний аспекти) / М.М. Павлунь, А.В. Генералов, Л.В. Генералова, О.В. Костюк // Геологічний журнал. – 2024 – № 3 – С. 31–47.

48. Поверенний С.Ф., Лур'є А.Й. Поширення карбонатних цементів у пісковиках південного сходу Дніпровсько-Донецької западини у зв'язку з можливостями виникнення в них вторинної пористості на великих глибинах // Геологічний журнал. – 2020. – №. 3. – С. 4–16.

49. Попп І. Геохімічні умови седиментогенезу і діягенезу крейдово-палеогенових відкладів Українських Карпат // Праці НТШ. – 2012а. – Т. XXX. Геологічний збірник. – С. 162–182.

50. Попп І. Літогеохімія чорних аргілітів фанерозою заходу України – нетрадиційних колекторів вуглеводнів / І. Попп, П. Мороз, М. Шаповалов // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2022. – № 1–2 (187–188). – С. 82–102.

51. Попп І. Мінералогічні та геохімічні індикатори умов формування крейдово-палеогенових відкладів Карпато-Чорноморського сегмента океану Тетис / І. Попп, Г. Гавришків, Ю. Гаєвська та ін. // Мінералог. зб. – 2014. – № 64. Вип. 2. – С. 151–167.

52. Попп І. Мінералого-геохімічні фації відкладів крейдово-палеогенового флішу Українських Карпат // Мінералог. зб. – 2012. – № 62. Вип. 2. – С. 206–215.
53. Попп І.Т. Біогенні вуглецьвмісні силіцити баррем-альбу і олігоцену Українських Карпат – свідчення океанічних безкисневих подій. Частина 2. Палеоокеанографічні умови кремненагромадження / І.Т. Попп, Ю.М. Сеньковський, Ю.П. Гаєвська // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2004а. – № 2. – С. 95–107.
54. Попп І.Т. Геолого-палеоокеанографічні і геохімічні аспекти літогенезу еоцен-олігоценівих відкладів Українських Карпат (у контексті проблеми “oceanic anoxic events”) / І.Т. Попп, Ю.М. Сеньковський, Ю.П. Гаєвська, М.В.Семенюк // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2004б. – № 1. – С. 41–56.
55. Попп І.Т. Крейдяно-палеогенові породи Українських Карпат – потенційні колектори мінеральних вод типу “Нафтуся” / І.Т. Попп, Г.Я. Гавришків, Ю.П. Гаєвська, П.В. Мороз, М.В. Шаповалов // Ресурси природних вод Карпатського регіону / Проблеми охорони та раціонального використання. Матеріали Двадцятої міжнародної науково-практичної конференції (м. Львів, 26–27 травня, 2022 р.): збірник наукових статей. – Львів: Національний університет «Львівська політехніка», 2022. – С. 36–42.
56. Попп І.Т. Окремі аспекти проблеми літогенезу нафтогазоносних відкладів крейдово-палеогенового флішового комплексу Передкарпатського прогину та Українських Карпат. Частина 1. Седиментогенез і постседиментаційні перетворення // Геологія і геохімія горючих копалин, – 2005. – № 3–4. – С. 43–59.
57. Попп І.Т. Силіцити Українських Карпат – Автореферат дис... канд.. геол.– мін. наук. – Львів, 1995. – 20 с.
58. Попп І.Т. Чорні аргіліти заходу України як потенційні породи-колектори (мінералого-геохімічний аспект проблеми “сланцевого газу”) / І.Т. Попп, М.В. Шаповалов, П.В. Мороз // Матеріали III міжн. наук. конф. “Геологія горючих копалин: досягнення та перспективи”. – К., 2019. – С. 42–47.

59. Попп І.Т., Сеньковський Ю.М. Біогенні вуглецьвмісні силіцити баррем-альбу і олігоцену Українських Карпат – свідчення океанічних безкисневих подій. Частина 1. Петрографія і стадійні перетворення // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2003. – № 3–4. – С. 65–82.
60. Попп І.Т., Сеньковський Ю.М. Постседиментаційні перетворення біогенних силіцитів Українських Карпат // Геологія і геохімія горючих копалин. – 1996. – № 3–4 (96–97). – С. 40–51.
61. Ревер В.Б. Літогенез еоценових відкладів Чорноморського сегменту океану Тетіс. К.: Наукова думка. 2016. – 95 с.
62. Рудницька Т. Мінералого-петрографічні особливості порід стрийської світи Скибової зони Українських Карпат // Мінералог. зб. – 2009. – № 59. Вип. 2. – С. 103–113.
63. Сеньковський Ю.М. Геохімічні умови утворення сульфідно-кременисто-карбонатних конкрецій у бітумінозних нижньокрейдових і олігоценових відкладах Українських Карпат / Ю.М. Сеньковський, І.Т. Попп, П.В. Мороз // Праці НТШ. – 2001. – Т. V. Геол. зб. на пошану Северина Пастернака. – С. 71–76.
64. Сеньковський Ю.М., Попп І.Т. Геохімічні аспекти мінералогенезу силіцитів Карпато-Подільського сегмента континентальної окраїни Тетіса (крейда, палеоген) / Ю.М. Сеньковський, І.Т. Попп. // Геол. журн. 2010. – № 4. – С. 25–35.
65. Скачедуб Є. О. Умови осадконагромадження і нафтогазоносність середньодевонсько-нижньокам'яновугільної евапоритової формації Переддобруджинського прогину // Геологія і геохімія горючих копалин, 1998. – № 1 (102) – С. 41–52.
66. Стрижак Л.І. Літогенез теригенних порід та його вплив на фільтраційно-ємнісні властивості нижньокам'яноугільних колекторів центральної частини Дніпровсько-Донецької западини / Л.І. Стрижак, М.В. Алексєєнкова, В.П. Стрижак // Збірник наукових праць інституту геологічних наук НАН України, Том 13, 2020, С. 80-88.
67. Стрижак Л.І. Природа вторинних колекторів глибокозалягаючих

горизонтів центральної частини Дніпровсько-Донецької западини // Надрокористування в Україні. Перспективи інвестування. Матеріали Десятої міжнародної науково-практичної конференції (6-10 жовтня 2025 р., м. Львів). Державна комісія України по запасах корисних копалин (ДКЗ). – Київ: ДКЗ, 2025. – С. 418–420.

68. Ступка О. Еволюція Українських Карпат і суміжних областей з позиції регіональної геодинаміки / О. Ступка, З. Ляшкевич, Л. Пономарьова та ін. // Геологія і геохімія горючих копалин. – 2006. – № 3–4. – С.58–75.

69. Тунік О.В., Огар В.В. Вторинні перетворення теригенних порід нижнього карбону на великих глибинах (на прикладі деяких районів Дніпровсько-донецької западини) // Вісник Харківського національного університету імені В. Н. Каразіна. Геологія. Географія. Екологія. – 2019. – Вип. 51. – С. 95–108.

70. Українська нафтогазова енциклопедія [ред.-упорядник В.С. Іванишин] – Львів: Сполом, 2015. – 604 с.

71. Хомин В.Р. Геологічна будова і перспективи нафтогазоносності центральної та північно-західної частин Бориславської-Покутської зони Передкарпатського прогину на глибинах 5–8 км. – Автореф. дис. ... канд. геол. наук. – Івано-Франківськ, 2004. – 21 с.

72. Хомин В.Р. Нові дані щодо глибинної геологічної будови та перспектив нафтогазоносності центральної частини Передкарпатського прогину / В.Р. Хомин, Л.С. Мончак, Б.Й. Маєвський // Науковий вісник ІФНТУНГ. – 2002. – № 3(4) – С. 39–41.

73. Хомин В.Р. Особливості термобаричних умов та нафтогазоносності надр Передкарпатського прогину // Розвідка та розробка нафтових і газових родовищ. – 2003. – № 2 (7). – С. 49–54.

74. Шлапінський В.Є. Колектори нафти і газу в крейдово-палеоценових відкладах Скибового покриву Українських Карпат (північно-західна і центральна ділянки) та перспективи їх нафтогазоносності / В.Є. Шлапінський, Г.Я. Гавришків, Ю.П. Гаєвська // Геол. журн. – 2020. – № 3 (372). – С. 47–64.

75. Шлапінський В.Є. Літолого-стратиграфічні особливості

нижньокрейдових відкладів Скибового і Дуклянсько-Чорногорського покривів Українських Карпат та перспективи їх нафтогазоносності / В.Є. Шлапінський, Я.Г. Лазарук, І.Т. Попп, Г.Я. Гавришків // Геол. журн. – 2024. – № 1 (386). – С. 62–80.

76. Шлапінський, В. Є. Геологічна будова Скибового, Кросненського і Дуклянсько-Чорногорського покривів Українських Карпат та перспективи їх нафтогазоносності. // Автореф. дис... канд. геол. наук НАН України. – 2015. – Львів. 24с.

77. Якименко В.В., Огар В.В. Вторинна карбонатна мінералізація теригенних порід нижнього пенсильванію північної прибортової зони Дніпровсько-Донецької западини // Проблеми геології України. Збірник наукових праць / Відп. ред. С. І. Ціхонь. – Львів, 2025. – С. 91–94.

78. Brown, T.C. Water column structure during deposition of Middle Devonian – Lower Mississippian black and green/grey shales of the Illinois and Michigan Basin: a biomarker approach / T.C.Brown, F.Kenig // *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2004. – 215. – 59–85.

79. Chung, H. M. Carbon isotope geochemistry of paleozoic oils from Big Horn basin / H.M.Chung, S.W.Brand, P.L. Grizzle // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1981. – 45. – P.1803–1815.

80. Csontos, L., Vörös, A. Mesozoic plate tectonic reconstruction of the Carpathian region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. – 2004. – 210, P.1–56.

81. Curiale J.A. Oil to source rock correlation. Concepts and case studies. In: Engel M.H.and Macko S.A. (Eds.) *Organic Geochemistry*, New York: Plenum Press. – 1993. – P.473–490.

82. Curtis J.B. Fractured shale-gas systems / J.B. Curtis // *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.* – 2002. – Vol. 86. № 11. – P. 1921–1938.

83. Demaison G.J. Anoxic environments and oil source bed genesis / G.J.Demaison, G.T. Moore // *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* – 1980. –Vol.64. – No. 8. – P.1179–1209.

84. Didyk, B. M. Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental

conditions of sedimentation / B.M.Didyk, B.R.T.Simoneit, S.C.Brassell, G.Eglinton // *Nature*. – 1978. – 272. – P.216–222.

85. Eliasova H. Some binding microorganisms of the Stramberk reef limestones (Tithonian, Czechoslovakia) / Helena Eliasova // *Vestník Ustředního ústavu geologického*. – 1981. – 56,1. – P. 27– 32.

86. Elsworth G. Enhanced weathering and CO₂ drawdown caused by latest Eocene strengthening of the Atlantic meridional overturning circulation / G. Elsworth, E. Galbraith, G. Halverson, S. Yang // *Nature Geoscience*. – 2017. – 10(3). – P. 213-216.

87. Espitalie J. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications.- Deuxieme partie / J.Espitalie, G.Deroo, F.Marquis // *Rev. Inst. Franc. Du Petrole*. – 1985. – V.40. – № 6. – P.755– 784.

88. Goldin P., Zvonok E. Basilotritus uheni, a New Cetacean (Cetacea, Basilosauridae) from the Late Middle Eocene / P. Goldin, E. Zvonok // *Journal of Paleontology*. – 2013. – Vol. 87, № 2. – P. 254–268.

89. Golonka J. Cambrian-Neogene plate tectonic maps – Kraków: Wyd-wo Un-ty Jagiellońskiego, 2000. – 125 p.

90. Golonka, J. Exploration application of paleogeographic reconstruction and paleoclimatic modeling maps. *AAPG Bulletin*. – 1991. – 75(3), 583–595.

91. Golonka, J., Gahagan, L., Krobicki, K., Marko, F., Oszcypko, N., Ślaczka, A. Plate tectonic evolution and paleogeography of the circum-Carpathian region. In: Golonka J., Picha F.J. (Eds.), *The Carpathians and Their Foreland: Geology and Hydrocarbon Resources*. The American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, Oklahoma, 2006. – P. 11– 46.

92. Hein J.R. Obradovich J. Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions – New York, 1989. – 244 p.

93. Ivany L.C. Cooler winters as a possible cause of mass extinctions at the Eocene/Oligocene boundary / L.C. Ivany, W.P. Patterson, K.C. Lohmann // *Nature*. – 2000 – Vol. 407. – P. 887–890.

94. Jenkyns H.C. Geochemistry of oceanic anoxic events // *Geochem. Geophys. Geosyst.* – 2010. – 11. – Q03004. – 30 p.

95. Jones J.B., Segnit E.R. The nature of opal. 1. Nomenclature and constituent phases // *J. Geol. Soc. Austr.* – 1971. – Vol. 18, p. 1. – P. 57–88.
96. Kennet J.P. *Marine geology.* – Printice-Hall. Inc., Englewood Cliffs, New Jersey, 1982.
97. Kenneth G. Miller, W. John Schmelz, James V. Browning, Robert E. Kopp, Gregory S. Mountain, and James D. Wright. Ancient Sea Level as Key to the Future // *Oceanography.* – 2020. V. 33 – No 3.
98. Koltun Y.V. Organic matter in Oligocene Menilite formation rocks of the Ukrainian Carpathians: palaeoenvironment and geochemical evolution // *Organic geochemistry.* – 1992. – V.18. – No.4. – P.423–430.
99. Koltun Y.V. Source rock potential of the black formation of the Ukrainian Carpathians // *Acta Geologica Hungarica,* – 1993. – № 2 (36). – P. 251–261.
100. Koopmans M.P. Diagenetic and catagenetic products of isorenieratane: Molecular indicators for photic zone anoxia / Koopmans, M.P., Köster, J., van Kaam-Peters, H.M.E., Kenig, F., Schouten, S., Hartgers, W.A., DE Leeuw, J.W., Sinninghe Damsté, J.S. // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1996. – 60. – P.4467– 4496.
101. Kotarba M.J. Organic geochemical study and genetic correlation of natural gas, oil and Menilite source rocks in the area between San and Stryi rivers (Polish and Ukrainian Carpathians) / Kotarba, M.J., D. Wieclaw, Y.V. Koltun, L. Marynowski, J. Kusmierik, I.V. Dudok. // *Organic Geochemistry.* – 2007. – 38. – P.1431-1456.
102. Kotarba, M.J. Origin and habitat of hydrocarbons of the Polish and Ukrainian parts of the Carpathian Province / Kotarba, M.J., Koltun, Y.V. In: Golonka, J., Picha, F. (Eds.), *The Carpathians: Geology and Hydrocarbon Resources.* American Association of Petroleum Geologists Memoir. – 2006. – 84. – P.395–443.
103. Kruczek I. Rozpoznanie ropogazonosnosci warstw spaskich w rejonie Kuzmina – Slonne – Wara // *Nafta-Gaz.* – 1992. – № 1–2. – S. 1–14.
104. Lewan M. D. Effects of the thermal maturation on stable organic carbon isotopes as determined by hydrous pyrolysis of Woodford Shale // *Geochimica et Cosmochimica Acta.* – 1983. – 47. – P.1471–1479.

105. Magoon L. B. The Petroleum System: chapter 1: Part I. Introduction: monograph. – 1994. – P. 3–24.
106. Malata T. Analysis of standard lithostratigraphic nomenclature and proposal of division for Skole unit in the Polish Flysch Carpathians // Geological Quarterly. – 1996. – 4(40). – P. 543–554.
107. Naumko I.M. Hydrocarbon compounds and plausible mechanism of gas generation in “shale” gas prospective Silurian deposits of Lviv Paleozoic depression / I.M. Naumko, I.M. Kurovets’, M.I. Zubyk et al. // Геодинаміка. – 2017. – № 1(22) – C.26–41.
108. Oszczypko N. Rozwój paleotektoniczny basenów Karpat Zewnętrznych i pienińskiego pasa skałkowego / N. Oszczypko, A. Uchman, E. Malata – Kraków, 2006. – 199 s.
109. Popp I.T. Carbonate and siliceous rock horizons at the boundary of Eocene and Oligocene deposits in the Ukrainian Carpathians as geotourism sites / I.T. Popp, Y.P. Haiyevska, I.M. Bubniak // Journ. Geol. Geograph. Geoecology. – 2022 – 31(2). – 363–379.
110. Rauball J. The Oligocene–Miocene Menilite Formation in the Ukrainian Carpathians: a world-class source rock / J. F. Rauball, R. F. Sachsenhofer, A. Bechtel, S. Coric, R. Gratzer // Journal of Petroleum Geology. – 2019. – 4(42), 393–415.
111. Sachsenhofer R.F. Black shales in Ukraine e A review / R.F. Sachsenhofer, Y.V. Koltun // Marine and Petroleum Geology. – 2012. – 31, 1. – P. 125–136.
112. Schlanger S.O. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences / Schlanger S.O., Jenkyns H.C. // Geologie en Mijnbouw. – 1976. – 3–4(55). – P. 179–184.
113. Sheldon N.D. Geochemical Climofunctions from North American Soils and Application to Paleosols across the Eocene-Oligocene Boundary in Oregon / N.D. Sheldon, G.J. Retallack, S.Tanaka // The Journal of Geology. – 2002. –V. 110. – P. 687–696.
114. Shlanger S.O. Cretaceous oceanic anoxic events causes and consequences / S.O. Shlanger, H.C. Jenkyns // Geologie en Mijnbouw. –1976. – V. 55. – P. 179–184.

115. Stahl, W. J. Compositional changes and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ fractionations during the degradation of hydrocarbons by bacteria // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. – 1980. – 44. – P.1903–1907.
116. Sujkowski Z. Serie shypotskie na Huculszczynie // *Pr. Pol. Inst. Geol.* – 1938 – 3, z. 2. – 90 s.
117. Summons R.E. Identification of aryl isoprenoids in source rocks and crude oils: Biological markers for the green sulfur bacteria / Summons R.E., Powell T.G. // *Geochimica Cosmochimica Acta*. – 1987. – 51. P. 557-566.
118. Vail P.R. Seismic stratigraphy and global change of sea level. P.4: Global cycles of relative changes of sea level. / Vail.P.R., Mitchum R.M., Thompson S.M. // *Seismic stratigraphy. Application to hydrocarbon Exploration*. American Associations of Petroleum Geologists, Memoir. – 1977. – № 26. – P. 83–97.
119. Vető I. An Oligocene sink for organic carbon: upwelling in the Paratethys? // *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*. – 1987. – V.60. – No 1-2. – P. 143-153.
120. Wang C. Cretaceous oceanic red beds as possible consequence of oceanic anoxic events / C. Wang, Hu. Xiumian, Y. Huang et. al. // *Sedimentary Geology*. – 2011. – 235. – P. 27–37.
121. Waples D. W. Mathematical models for petroleum-forming processes: carbon isotope fractionation / Waples, D. W., Tornheim, L. // *Geochimica Cosmochimica Acta*. – 1978. – 42. – P. 467–472.
122. Wilson James L. Carbonate facies in geologic history. Berlin Heidelberg New York, Springer-Verlag, 1975.– 463p.

Наукове видання

НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ

Інститут геології і геохімії горючих копалин

Наталія Радковець, Костянтин Григорчук, Юрій Колтун,
Володимир Гнідець, Ігор Попп, Марта Мороз, Юлія Гаєвська,
Галина Гавришків, Оксана Кохан, Петро Мороз,
Леся Кошіль, Анастасія Ревер, Ліна Баландюк

**ЛІТОГЕНЕЗ НАФТОГАЗОНОСНИХ ТОВЩ ФАНЕРОЗОЮ
КАРПАТСЬКОГО ТА ПРИЧОРНОМОРСЬКОГО
РЕГІОНІВ УКРАЇНИ**

Монографія

Відповідальний редактор:
доктор геол. наук, професор, член-кор. НАН України
Радковець Наталія Ярославівна
Літературні редактори:
Козак Мирослава Степанівна,
Огренда Наталія Богданівна