

**НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ  
ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЇ І ГЕОХІМІЇ ГОРЮЧИХ КОПАЛИН**

**НАЦІОНАЛЬНА АКАДЕМІЯ НАУК УКРАЇНИ  
ІНСТИТУТ ГЕОЛОГІЧНИХ НАУК**

Кваліфікаційна наукова  
праця на правах рукопису

**Радковець Наталія Ярославівна**

УДК 552.5:551.24 (487.8+477.74)

**ЕВОЛЮЦІЯ ОСАДОВИХ ТОВЩ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОГО СХИЛУ  
СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ ВПРОДОВЖ ПІЗНЬОГО  
ПРОТЕРОЗОЮ-ФАНЕРОЗОЮ У ЗВ'ЯЗКУ З ЇХ ПОТЕНЦІЙНОЮ  
НАФТОГАЗОНОСНІСТЮ**

Спеціальність 04.00.17 – геологія нафти і газу  
Науки про Землю

Дисертація на здобуття наукового ступеня  
доктора геологічних наук

Дисертація містить результати власних досліджень. Використання ідей,  
результатів і текстів інших авторів мають посилання на відповідне джерело

Науковий консультант  
Павлюк Мирослав Іванович  
доктор геолого-мінералогічних наук,  
академік НАН України,  
професор

Київ – 2019 рік

## ЗМІСТ

АНОТАЦІЯ.....	8
ВСТУП.....	23
<b>РОЗДІЛ 1</b> ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО ВИВЧЕННЯ РЕГІОНУ.....	32
<b>1.1.</b> Волино-Подільська плита.....	32
<b>1.2.</b> Переддобрудзький прогин.....	35
<b>1.3.</b> Висновки до розділу 1.....	36
<b>РОЗДІЛ 2</b> ГЕОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ РЕГІОНУ.....	38
<b>2.1.</b> Тектонічне районування.....	38
2.2.1. Волино-Подільська плита.....	43
2.2.2. Переддобрудзький прогин.....	44
<b>2.2.</b> Літолого-стратиграфічний нарис.....	45
<b>2.3.</b> Нафтогазоносність.....	52
2.3.1. Волино-Подільська плита.....	52
2.3.2. Переддобрудзький прогин.....	54
<b>2.4.</b> Висновки до розділу 2.....	55
<b>РОЗДІЛ 3</b> МЕТОДИ АНАЛІТИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ.....	56
<b>3.1.</b> Дослідження порід.....	56
3.1.1. Мінералого-петрографічні дослідження.....	56
3.1.2. Рентген-дифрактометричний аналіз.....	56
3.1.3. Інфрачервона спектрофотометрія.....	59
3.1.4. Дослідження органічної речовини.....	60
3.1.4.1 Піроліз Rock-Eval.....	60
3.1.4.2. Екстракція бітумоїдів.....	60
3.1.4.3. Виділення та дослідження керогену.....	61
3.1.4.4. Вимірювання відбивної здатності вітринітоподібних мацералів.....	61
<b>3.2.</b> Дослідження нафт і бітумоїдів порід.....	62

3.2.1.	Визначення питомої ваги та вмісту ванадію і нікелю....	62
3.2.2.	Колонкова хроматографія.....	62
3.2.3.	Газова хроматографія.....	62
3.2.4.	Масспектрометрія.....	63
3.2.5.	Газова хроматографія-масспектрометрія.....	63
3.2.	Дослідження газів.....	64
3.2.1.	Газова хроматографія.....	64
3.2.2.	Масспектрометрія.....	65
3.3.	1-D моделювання історії занурення, термального дозрівання та тектонічної еволюції осадових товщ.....	66
3.4.	Висновки до розділу 3.....	67
<b>РОЗДІЛ 4</b>	<b>ЕВОЛЮЦІЯ РЕЧОВИННОГО СКЛАДУ ВІДКЛАДІВ ЕДІАКАРІЮ ТА ЇХ НАФТОГЕНЕРАЦІЙНИЙ ПОТЕНЦІАЛ.....</b>	<b>68</b>
4.1.	Поширення відкладів едіакарію та літолого-стратиграфічне зіставлення розрізів.....	68
4.2.	Петрографічна характеристика порід едіакарію.....	73
4.3.	Органічна геохімія калюських верств.....	81
4.3.1.	Петрографічне вивчення органічної речовини порід.....	81
4.3.2.	Дослідження порід методом піролізу Rock-Eval.....	83
4.4.	Палеосередовище в межах східного шельфу Балтика.....	85
4.5.	Оцінка нафтогенераційного потенціалу відкладів едіакарію.....	88
4.6.	Висновки до розділу 4.....	90
<b>РОЗДІЛ 5</b>	<b>ЕВОЛЮЦІЯ НАШАРУВАНЬ СИЛУРУ ВНАСЛІДОК ТРАНСГРЕСИВНО-РЕГРЕСИВНИХ ЦИКЛІВ ТА ЇЇ ВПЛИВ НА НАФТОГАЗОНОСНІСТЬ ВІДКЛАДІВ....</b>	<b>93</b>
5.1.	Поширення відкладів силуру.....	93
5.1.1.	Трансгресивно-регресивні цикли та фаціальна зональність.....	95
5.2.	Петрографічна характеристика порід силуру.....	99

5.2.1.	Породи лагунної фації.....	99
5.2.2.	Породи рифової фації .....	101
5.2.3.	Породи відкритошельфової фації.....	104
5.2.4.	Уламково-туфогенні породи.....	106
<b>5.3.</b>	<b>Особливості мінерального складу порід силуру.....</b>	<b>107</b>
5.3.1.	Аналіз розподілу $C_{org}$ та карбонатів.....	107
5.3.2.	Мінеральний склад порід збагачених органічною речовиною.....	110
<b>5.4.</b>	<b>Аналіз літологічних розрізів відкладів силуру.....</b>	<b>116</b>
<b>5.5.</b>	<b>Палеосередовища південного шельфу Балтики.....</b>	<b>122</b>
5.5.1.	Глобальні і регіональні події.....	122
5.5.2.	Процеси осадоагромадження.....	124
5.5.3.	Бар'єрний риф давньої Балтики та сучасної Австралії.....	128
<b>5.6.</b>	<b>До перспектив нафтогазоносності відкладів силуру.....</b>	<b>129</b>
<b>5.7.</b>	<b>Висновки до розділу 5.....</b>	<b>130</b>
<b>РОЗДІЛ 6</b>	<b>ЕВОЛЮЦІЯ ПАЛЕОСЕРЕДОВИЩ ВІДКЛАДІВ НИЖНЬОГО ДЕВОНУ ВНАСЛІДОК КЛІМАТИЧНИХ ТА ТЕКТОНІЧНИХ ФАКТОРІВ ТА ПЕРСПЕКТИВИ ЇХ ГАЗОНОСНОСТІ.....</b>	<b>132</b>
<b>6.1.</b>	<b>Поширення відкладів нижнього девону.....</b>	<b>132</b>
<b>6.2.</b>	<b>Петрографічна характеристика порід нижнього девону.....</b>	<b>135</b>
6.2.1.	Породи глинисто-карбонатної фації.....	135
6.2.2.	Породи теригенної фації.....	139
6.2.3.	Уламково-туфогенні породи.....	141
<b>6.3.</b>	<b>Літолого-стратиграфічне зіставлення розрізів та поширення фацій нижнього девону.....</b>	<b>142</b>
6.3.1.	Літолого-стратиграфічне зіставлення розрізів .....	142
6.3.2.	Поширення фацій.....	142

6.4.	Середовища осадоагромадження південно-східного шельфу Балтики, зміна рівня моря та його зв'язок з фаціями.....	149
6.4.1.	Глобальні і регіональні події.....	149
6.4.2.	Середовища осадоагромадження в межах південно-східного шельфу Балтики.....	152
6.5.	До перспектив газоносності відкладів нижнього девону...	153
6.6.	Висновки до розділу 6.....	154
<b>РОЗДІЛ 7</b>	<b>ЛІТОЛОГО-ГЕОХІМІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПОТЕНЦІЙНИХ НАФТОГАЗОГЕНЕРУЮЧИХ ПОРІД СЕРЕДНЬОГО І ВЕРХНЬОГО ДЕВОНУ ТА ДОСЛІДЖЕННЯ ГАЗІВ.....</b>	<b>156</b>
7.1.	Літолого-стратиграфічне зіставлення розрізів та петрографічна характеристика порід середнього та верхнього девону.....	156
7.2.	Літолого-стратиграфічне зіставлення розрізів та петрографічна характеристика порід середнього та верхнього девону.....	162
7.3.	Геохімічна характеристика органічної речовини порід середнього та верхнього девону.....	166
7.4.	Характеристика газових і нафтового родовищ та петрографічна характеристика порід-колекторів і покришок.....	173
7.4.1.	Характеристика газових і нафтового родовищ.....	173
7.4.2.	Петрографічна характеристика порід-колекторів і покришок.....	176
7.5.	Дослідження газів з продуктивних горизонтів середнього девону.....	183
7.6.	До перспектив газоносності відкладів середнього та верхнього девону.....	190
7.7.	Висновки до розділу 7.....	191
<b>РОЗДІЛ 8</b>	<b>ФАЦІАЛЬНІ ОСОБЛИВОСТІ, БЕЗКИСНЕВИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ ТА НАФТОГЕНЕРАЦІЙНИЙ ПОТЕНЦІАЛ ВІДКЛАДІВ КРЕЙДИ.....</b>	<b>195</b>
8.1.	Поширення платформових відкладів нижньої крейди.....	195

8.2.	Фації та літолого-стратиграфічне зіставлення розрізів нижньокрейдяних відкладів.....	198
8.3.	Осадонагромадження у валанжин-барремський час.....	204
8.4.	Формування збагачених органічною речовиною товщ в умовах глобальних безкисневих подій.....	207
8.4.1.	Геологічна та літолого-геохімічна характеристика збагачених органічною речовиною нижньокрейдяних відкладів.....	209
8.4.2.	Модель формування баррем-альбських «чорносланцевих» товщ.....	214
8.5.	Літолого-геохімічні особливості стилолітизованих карбонатних відкладів туронського віку.....	220
8.5.1.	Мінералого-петрографічні дослідження.....	221
8.5.2.	Геохімічні дослідження.....	223
8.6.	Оцінка нафтогенераційного потенціалу відкладів крейди.....	228
8.7.	Висновки до розділу 8.....	229
<b>РОЗДІЛ 9</b>	<b>ЮРСЬКО-КРЕЙДЯНІ НАФТОВІ ПОКЛАДИ ЛОПУШНЯНСЬКОГО РОДОВИЩА.....</b>	<b>232</b>
9.1.	Геологічна будова і нафтогазоносність.....	235
9.2.	Петрографічна характеристика порід-колекторів.....	239
9.3.	Геохімічні дослідження нафт та кореляція нафта-нафта....	241
9.4.	Зрілість нафт.....	251
9.5.	Кореляція нафта – материнська порода.....	252
9.6.	Можливі шляхи міграції.....	255
9.6.	Висновки до розділу 9.....	258
<b>РОЗДІЛ 10</b>	<b>КОМП'ЮТЕРНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ТЕКТОНІЧНОЇ ЕВОЛЮЦІЇ, ІСТОРІЇ ЗАНУРЕННЯ ТА ТЕРМАЛЬНОГО ДОЗРІВАННЯ ОСАДОВОЇ ТОВЩІ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОГО СХИЛУ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ.....</b>	<b>261</b>
10.1.	Реконструкція тектонічної еволюції едіакар-палеозойських відкладів.....	263

10.1.1.	Швидкість тектонічного занурення і осадонагромадження.....	266
10.1.2.	Аналіз зміни тектонічного режиму.....	280
<b>10.2.</b>	<b>Реконструкція історії занурення і термального дозрівання осадової товщі.....</b>	<b>286</b>
10.2.1.	Оцінка ступеня перетвореності органічної речовини....	286
10.2.2.	Еволюція термальної зрілості органічної речовини.....	288
10.2.3.	Моделювання історії занурення і термального дозрівання порід.....	290
10.2.4.	Оцінка генераційного потенціалу відкладів едіакарію.....	300
<b>10.3.</b>	<b>Висновки до розділу 10.....</b>	<b>304</b>
	<b>ЗАГАЛЬНІ ВИСНОВКИ.....</b>	<b>308</b>
	<b>СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ.....</b>	<b>316</b>
	<b>ДОДАТОК.....</b>	<b>355</b>

## АНОТАЦІЯ

Радковець Н.Я. Еволюція осадових товщ південно-західного схилу Східноєвропейської платформи впродовж пізнього протерозою-фанерозою у зв'язку з їх потенційною нафтогазоносністю. – Кваліфікаційна наукова праця на правах рукопису.

Дисертація на здобуття наукового ступеня доктора геологічних наук за спеціальністю 04.00.17 «Геологія нафти і газу». – Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, 2019. – Інститут геологічних наук НАН України, Київ, 2019.

Геологічними та літолого-геохімічними дослідженнями була охоплена перспективна на нафту і газ осадова товща південно-західного схилу Східноєвропейської платформи, включаючи такі геоструктурні одиниці як Волино-Подільська плита, Молдовська платформа та Переддобрудзький прогин. На основі аналізу палеосередовищ проведено реконструкцію умов седиментації в межах південно-західного краю палеоконтиненту Балтика впродовж едіакарію-нижнього палеозою, зокрема встановлене просторово-часове поширення потенційно нафтогазогенеруючих відкладів, збагачених органічною речовиною.

Застосувавши сучасні прецизійні методи були вивчені збагачені органічною речовиною товщі едіакарію, силуру, середнього та верхнього девону й нижньої крейди, досліджені проби нафт і газів із середньодевонських та мезозойських покладів. Зокрема, досліджено речовинний склад як перспективних нафтогазогенеруючих товщ так і порід-колекторів, вивчено органічну речовину з метою оцінки її типу, ступеня термальної зрілості і нафтогазогенераційного потенціалу. Досліджено бітумоїди материнських порід та нафти з існуючих вуглеводневих покладів з метою одержання їх генетичних показників, газу із газових покладів з метою вивчення процесів, що призвели до їх формування, кореляцію між нафтами, газами та породами, спрогнозовано



можливості формування та існування в досліджених літолого-стратиграфічних комплексах нафтових і газових покладів.

На основі комплексу одержаних результатів досліджень проведене комп'ютерне моделювання тектонічної еволюції та історії занурення і термального дозрівання верхньопротерозой-фанерозойської осадової товщі південно-західного схилу Східноєвропейської платформи та дана оцінка нафтогазогенераційного потенціалу окремих літолого-стратиграфічних комплексів.

**Наукова новизна** отриманих в даній роботі результатів полягає в таких ключових положеннях:

Збагачені органічною речовиною калюські версти едіакарію у відслоненнях мають невисокий ступінь термальної зрілості, що відповідає початку зони генерації рідких вуглеводнів, а в досліджених зразках із глибоких свердловин (інтервал глибин 2–4 км) вони демонструють високу термальну зрілість і їх генераційний потенціал є в значній мірі вичерпаний. Потенційна нафтогазоностність, пов'язана із калюськими верствами, може бути передбачена на території де ці відклади залягають в інтервалі глибин від 0 до 2 км і знаходяться в зоні генерації рідких вуглеводнів.

Визначальний вплив на поширення фацій в силурійський час у межах шельфу південної окраїни палеоконтиненту Балтика мали трансгресивно-регресивні цикли, а положення границі між рифовою та відкрито шельфовою фаціями, а отже просторово-часове поширення потенційно нафтогазогенеруючих відкладів, збагачених органічною речовиною, контролювалося зоною кисневого мінімуму.

На основі рентген-дифрактометричних та петрографічних досліджень збагачених органічною речовиною порід силуру, встановлено, що їх мінеральний склад забезпечує високу крихкість порід, яка є необхідною умовою для ефективного застосування гідророзриву в процесі розробки сланцевого газу.

У відкладах середнього та верхнього девону (живетський, франкський яруси) локально встановлені збагачені органічною речовиною породи, які за своїми генераційними властивостями та ступенем термальної зрілості можуть розглядатися як потенційно нафтогазогенеруючі відклади.

Комплексні генетичні дослідження показали, що природні вуглеводневі гази із покладів середнього девону Локачівського родовища вміщують як термогенний, так і бактеріальний компоненти, які могли бути генеровані породами глинистих фацій ордовицько-силурійських відкладів Львівського прогину.

Нафти Лопушнянського родовища, які знаходиться в мезозой-палеогенових відкладах платформового фундаменту під насувом Карпат, були генеровані породами менілітової світи олігоцену Карпат. Кореляція цих нафт, як із нафтами які знаходяться у флішових покладах, так і з породами, підтверджує приналежність Лопушнянського родовища до нафтової системи Карпатського флішу.

Результати 1-D моделювання історії занурення та термального дозрівання, проведеного для потенційно нафтогазогенеруючих порід верхньопротерозой-фанерозойської товщі південно-західного схилу Східноєвропейської платформи показали, що в більшості випадків вони досягли ступеня термальної зрілості, що відповідає нафтовому і газовому вікнам в період часу від пізнього силуру до пізнього карбону відповідно.

Оскільки дослідженнями були охоплені всі основні перспективні на нафту і газ літолого-стратиграфічні комплекси осадової товщі південно-західного схилу Східноєвропейської платформи, отримані результати мають *практичне значення* для оцінки нафтогазового потенціалу верхньопротерозой-фанерозойських відкладів.

Для калюських верств едіакарію вивчено генераційний потенціал та закономірності його зміни, як по латералі, так і з глибиною. Показано, що потенційна нафтогазоносність пов'язана із калюськими нашаруваннями може бути передбачена на території, де ці відклади залягають в інтервалі глибин від 0 до 2 км.

На основі аналізу палеосередовищ вивчені закономірності просторово-часового поширення відкритошельфової фації силуру, потенційно перспективної на сланцевий газ. Встановлено, що мінеральний склад силурійських порід, збагачених органічною речовиною, забезпечує їх високу крихкість, яка є необхідною умовою для ефективного застосування гідророзриву в процесі розробки сланцевого газу.

Літолого-геохімічними дослідженнями встановлено, що збагачені органічною речовиною породи середнього та верхнього девону за своїми генераційними властивостями та ступенем термальної зрілості можуть розглядатися як потенційно нафтогазогенеруючі відклади. Встановлено, що гази із покладів середнього девону Локачівського родовища могли бути генеровані породами глинистих фацій ордовиксько-силурійських відкладів Львівського прогину.

Встановлена кореляція нафт Лопушнянського родовища із нафтами флішових покладів підтверджує їх приналежність до нафтової системи Карпатського флішу, що свідчить про перспективність інших структур в межах піднасувної частини платформового фундаменту Передкарпатського прогину.

1-D моделювання тектонічної еволюції та історії занурення і термального дозрівання верхньопротерозой-фанерозойської товщі південно-західного схилу Східноєвропейської платформи дозволили встановити час реалізації генераційного потенціалу порід різних літолого-стратиграфічних комплексів, та оцінити можливість збереження покладів вуглеводнів в осадовому чохлі.

Ключові слова: Волино-Подільська плита, Переддобрудзький прогин, едіакарій, палеозой, мезозой, речовинний склад порід, палеосередовища, фації, органічна речовина, генераційний потенціал, термальна зрілість порід, комп'ютерне моделювання.

### ANNOTATION

Radkovets N.Y. Evolution of sedimentary sequence of south-western slope of the East-European platform during Late Proterozoic-Phanerozoic in connection with oil- and gas-bearing. – Qualification scientific work having the right of a manuscript.

Evolution of sedimentary sequence of south-western slope of the East-European platform during Late Proterozoic-Phanerozoic in connection with oil- and gas-bearing.

Dissertation on getting a scientific degree of Doctor of Geological Sciences on speciality 04.00.17 “Oil and gas geology”. – Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of the NAS of Ukraine, Lviv, 2019. – Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kyiv, 2019.

Oil and gas prospective sedimentary sequence of south-western slope of the East-European platform has been covered by geological and lithological-geochemical investigations, including such geostructural units as Volyn-Podillya plate, Moldovian platform and Dobrogea foredeep. On the base of paleoenvironmental analysis the reconstruction of depositional environments during Ediacaran-Early Paleozoic within the south-western margin of the paleo-continent Baltica has been performed, in particular the spatial-temporal occurrence of organic-rich potential source deposits has been established.

Using the up-to-date precision methods the black shale sequences of Ediacaran, Silurian, Middle-Upper Devonian and Lower Cretaceous, as well as oil and gas samples from Middle Devonian and Mesozoic reservoirs have been investigated. In particular, have been performed the studies of the material composition of both prospective oil-gas-generating sequences and reservoir

rocks, analyses of organic matter for estimating its type, maturation level and hydrocarbon-generative potential, investigations of oils from the existing accumulations with a purpose of obtaining their genetic characteristics, analyses of gas from the existing accumulations in order to study the processes, which led to their formation, correlation between oils, gases and organic-rich rocks, study of the possibility of oil and gas accumulations' existence within the investigated lithological-stratigraphic complexes.

On the base of the obtained results of investigations has been performed the computer modeling of tectonic evolution and subsidence and maturation history of the Upper Proterozoic-Phanerozoic sedimentary sequence of south-western slope of the East-European platform and the related formation of oil and gas potential of separate lithological-stratigraphic complexes.

*Scientific novelty* of the obtained in this work results consists in the following key clauses:

The organic-rich Kalus beds of Ediacaran in outcrops have a low thermal maturity, which corresponds to the beginning of zone of liquid hydrocarbons' generation, while the investigated samples from deep wells (depth interval of 2 to 4 km) they show a high maturation level and their generation potential is to a great extent exhausted. Potential oil and gas bearing, related to the Kalus beds can be expected at the territory, where these deposits occur within the depth interval of 0 to 2 km and are within the liquid hydrocarbons' generation zone.

The decisive influence on facies distribution within the shelf of the southern margin of paleo-continent Baltica had the transgressive-regressive cycles, while the position of the boundary between the reef and open shelf facies, and hence the spatial-temporal occurrence of organic-rich potential source rocks' deposits, were controlled by the oxygen minimum zone.

X-ray diffractometric and petrographic investigations of Silurian organic-rich rocks allowed establishing, that there mineral composition provides a high

brittleness of the rocks, which is the necessary condition for the efficient hydraulic fracturing operations during shale gas development.

In Middle and Upper Devonian strata (Givetian and Frasnian) has been established the local occurrence of organic-rich rocks, which by their generative properties and maturation level can be considered as the potential hydrocarbon-generating deposits.

Complex genetic investigations showed that the natural hydrocarbon gases from the Middle Devonian reservoirs of the Lokachi field comprise both thermogenic and biogenic components, which could be generated by the rocks of Ordovician-Silurian clayey facies of the Lviv Depression.

Oils of Lopushna field, occurring in Mesozoic-Paleogene reservoirs of the platform basement under the Carpathian overthrust, have been generated by the rocks of the Oligocene Menilite Formation of Carpathians. Correlation of these oils both with oils, occurring in the flysch deposits and with the rocks, confirms the belonging of the Lopushna field to the petroleum system of the Carpathian flysch.

Results of 1-D modeling of subsidence and maturation history, performed for potential hydrocarbon-generating rocks of the Upper Proterozoic-Phanerozoic sequence of the south-western slope of the East-European Platform, showed that in most cases they have reached the maturation level, corresponding to oil and gas windows, within the time span from Late Silurian to Late Carboniferous.

Since our investigations have covered all the main prospective for oil and gas lithological-stratigraphic complexes of the sedimentary sequence of the south-western slope of the East-European Platform, the obtained results have the *practical value* for the assessment of the petroleum potential of the Upper Proterozoic-Phanerozoic deposits.

For Ediacaran strata has been investigated the generative potential of the rocks and its changes both laterally and with depth. It has been shown that the

potential oil- and gas-bearing can be expected at the territory, where these strata occur at depth less than 2 km.

On the base of the lithological analysis of paleoenvironments the regularities of the spatial-temporal occurrence of the Silurian open-shelffacies, which is potentially prospective for shale gas, have been studied. It has been established that the mineral composition of Silurian organic-rich rocks provides their high brittleness, which is the necessary condition for the efficient hydraulic fracturing during shale gas development.

Lithological-geochemical investigations showed that the organic-rich rocks of Middle and Upper Devonian by their generative properties and maturation level can be considered as potential petroleum source rocks. It has been established that gases from the Middle Devonian reservoirs of the Lokachi field could be generated by the rocks of the Ordovician-Silurian clayey facies of the Lviv Depression.

The established correlation of oils from the Lopushna field with oils from the flysch deposits confirms their belonging to the petroleum system of the Carpathian flysch, which testifies to the perspectives of other structures within the underthrust part of the platform basement of Carpathian Foredeep.

1-D modeling of tectonic evolution, subsidence and maturation history of the Upper Proterozoic-Phanerozoic sequence of the south-western slope of the East-European Platform allowed establishing the timing of realization of the generative potential of rocks within different lithological-stratigraphic complexes and estimating the possibility of preservation of petroleum accumulations within the sedimentary cover.

Key words: Volyn-Podillya Plate, Dobrogea Foredeep, Ediacaran, Paleozoic, Mesozoic, material composition of rocks, paleoenvironments, facies, organic matter, generative potential, thermal maturity of rocks, computer modeling.

## ПЕРЕЛІК ПРАЦЬ ОПУБЛІКОВАНИХ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

### *Монографія:*

1. Сеньковський Ю.М., Колтун Ю.В., Григорчук К.Г., Гнідець В.П., Попп І.Т., **Радковець Н.Я.** Безкисневі події океану Тетіс. Карпато-Чорноморський сегмент. – Київ: Наук. думка, 2012. – 181 с. (*Особистий внесок: написані розділи, які стосуються відкладів протерозою Східноєвропейської платформи та нижньокрейдяних платформового фундаменту Передкарпатського прогину*).

### *Статті у міжнародних наукових виданнях, що входять до переліку Scopus:*

1. **Radkovets, N.,** Manzhur, N. Lithological-geochemical features of Turonian carbonate deposits with stylolites of Pokuttia-Bukovyna Carpathians' autochthon // *Biuletyn Panstwowego Instytutu Geologicznego*, issue 449, 2012. – P. 131–136. (*Особистий внесок: на основі спільних аналітичних робіт, написана основна частина статті і зроблені всі висновки*).
2. **Radkovets N.** The Silurian of south-western margin of the East European Platform (Ukraine, Moldova and Romania): lithofacies and palaeoenvironments // *Geological Quarterly*, issue 59, № 1, 2015. – С. 105–118. DOI: 10.7306/gq.1211.
3. **Radkovets N.,** Kotarba M., Koltun Y., Kowalski A., Kosakowski P., Więclaw D. Origin and migration of oil from the Ukrainian Outer Carpathians to their Mesozoic basement: a case of Lopushna traps // *Geological Quarterly*, issue 60, № 1, 2016. – P. 88 –103. DOI: <http://dxdoi.org/10.7306/gq1226>. (*Особистий внесок: на основі спільних аналітичних робіт, проведено петрографічні дослідження порід крейдяного та юрського віку, а також геохімічні дослідження нафт, написана основна частина статті і зроблені всі висновки*).
4. **Radkovets N.** Lower Devonian lithofacies and palaeoenvironments in the southwestern margin of the East European Platform (Ukraine, Moldova and



Romania) // Estonian Journal of Earth Sciences, issue 65, № 4, 2016. – P. 200–2013. DOI: 10.3176/earth.2016.18.

5. **Radkovets N.**, Rauball J., Iaremchuk I. Silurian black shales of the Western Ukraine: petrography and mineralogy // Estonian Journal of Earth Sciences, issue 66, №3, 2017. – P. 161–173. DOI: <https://doi.org/10.3176/earth.2017.14>.

*(Особистий внесок: на основі спільних аналітичних робіт вивчено петрографічний склад та закономірності поширення відкладів силуру та їх зв'язок з вмістом органічної речовини, написана основна частина статті і зроблені всі висновки).*

6. **Radkovets N.**, Kotarba M., Wójcik K. Source rock geochemistry, petrography of reservoir horizons and origin of natural gas in the Devonian of the Lublin and Lviv basins (SE Poland and western Ukraine) // Geological Quarterly, issue 61, № 3, 2017. – P. 569–589. DOI: <http://dx.doi.org/10.7306/gq.136>.

*(Особистий внесок: на основі спільних аналітичних робіт, написана частина статті, яка стосується петрографічних досліджень, вивчені закономірності зміни генераційного потенціалу відкладів середнього та верхнього девону Львівського та Люблінського прогинів).*

7. **Radkovets N.**, Kosakowski P., Rauball J., Zakrzewski A. Burial and thermal history modelling of the Ediacaran succession in Western and SW Ukraine and Moldova // Journal of Petroleum Geology, issue 41, №1, 2018. – P. 85–106. DOI: 10.1111/jpg.12694.

*(Особистий внесок: на основі спільних аналітичних робіт проведено вивчення генераційних властивостей відкладів едіакарію південного-західного схилу Східноєвропейської платформи та досліджено петрографічний склад порід цього вікового інтервалу).*

8. Poprawa P., **Radkovets N.**, Rauball J. Ediacaran-Paleozoic subsidence history of the Volyn-Podillya-Moldavia basin (W and S Ukraine, Moldavia, NE Romania) // Geological Quarterly, issue 62, № 3, 2018. – P. 459–486. DOI: <http://dxdoi.org/10.7306/gq.1418>.

*(Особистий внесок: побудовані карти потужностей для широкого вікового інтервалу від едіакарію до девону, геологічна карта домезозойської поверхні та літолого-стратиграфічна*

колонка, підготовлені всі вихідні дані для проведення 1-D моделювання, написаний розділ «Геологічна будова» і зроблені окремі висновки).

**Статті у наукових виданнях, що входять до міжнародних наукометричних баз:**

1. Сеньковський Ю.М, Григорчук К.Г, Гнідець В.П, Колтун Ю.В, Попп І.Т, **Радковець Н.Я**, Мороз М.В., Мороз П.В., Ревер В.Б., Ревер А.О., Баландюк Л.В., Кохан О.М., Гаєвська Ю.П., Гавришків Г.Я., Кошіль Л.Б. Геолого-палеоокеанографічні моделі Карпато-Чорноморської окраїни океану Тетіс // Геодинаміка, вип. 21, № 2, 2016. – 84–100. (*Особистий внесок: побудована геолого-палеоокеанографічна модель для ранньокрейдяного віку Карпато-Чорноморської окраїни океану Тетіс та подано петрографічний опис порід цього вікового інтервалу*).
2. **Радковець Н.Я.**, Кошіль Л.Б. Літологічні особливості відкладів девону Переддобрудзького прогину та оцінка розвитку потенційних колекторів нафти і газу. Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка // Геологія, вип.77, № 2, 2017. – С. 6–12. (*Особистий внесок: на основі спільних аналітичних робіт та петрографічних досліджень, написана основна частина статті, побудовані карти потужностей для окремих вікових інтервалів середнього та верхнього девону і зроблені основні висновки*).
3. **Радковець Н.Я.** Безкисневий седиментогенез нашарувань едіакару та силуру південно-західного схилу Східноєвропейської платформи // Геодинаміка, вип. 22 № 1, 2017. – С. 42–54.

**Статті в наукових фахових виданнях:**

1. Сеньковський Ю., Григорчук К., Гнідець В., Колтун Ю., Попп І., **Радковець Н.**, Щерба О. Карпато-Чорноморський сегмент океану Тетіс. Процеси седиментогенезу в періоди “океанічних безкисневих подій” // Геологія і геохімія горючих копалин, № 3–4, 2006. – С. 76–95. (*Особистий*

*внесок: написана частина статті, що стосується вендської та крейдяної безкисневих подій).*

2. **Радковець Н.**, Яремчук Я. Особливості структури аутигенного глауконіту альб-сеноманських пісковиків автохтона Покутсько-Буковинської частини Українських Карпат у контексті нафтогазоносності // Геологія і геохімія горючих копалин, № 1, 2007. – С. 59–64. *(Особистий внесок: на основі спільних аналітичних робіт, написана основна частина статті і зроблені всі висновки).*

3. Щерба О.С., **Радковець Н.Я.** Ранньокрейдвий епіпелагічний седиментогенез у межах Східнокарпатського сегменту давньої континентальної окраїни Мезо-Тетису // Збірник наукових праць. Сучасні проблеми літології та мінерагенії осадових басейнів України та суміжних територій. Київ: Ін-т геологічних наук НАН України, від-ня мор. геології та осад. рудоутворення. – 2008. – С. 204–208. *(Особистий внесок: побудовані літологічні перетини, написана петрографічна характеристика порід та розглянуто процес седиментогенезу в межах дослідженої території).*

4. Щерба О.С., Попп І.Т., **Радковець Н.Я.** Палеоокеанографічні ситуації седиментації в Закарпатському неогеновому басейні // Збірник наукових праць. Сучасні проблеми літології та мінерагенії осадових басейнів України та суміжних територій. Київ: Ін-т геологічних наук НАН України, від-ня мор. геології та осад. рудоутворення. – 2008. – С. 199–203. *(Особистий внесок: написана частина статті, що стосується палеоокеанографічної ситуації в океані Тетис в неогеновий час).*

5. Щерба О.С., **Радковець Н.Я.** Літологічні особливості нижньокрейдових відкладів автохтона Українських Карпат // Мінералогічний збірник, вип. 59, № 2, 2009. – С.134–142. *(Особистий внесок: виділено літофації нижньокрейдяних відкладів та розглянуто процес седиментогенезу в межах дослідженої території).*

6. **Радковець, Н.Я.** До генезису вуглецьмісних палеошельфових відкладів Східноєвропейського сегмента Мезо-Тетису // Збірник наукових праць.

Сучасні проблеми літології та мінерагенії осадових басейнів України та суміжних територій. Київ: Ін-т геологічних наук НАН України, від-ня мор. геології та осад. рудоутворення.– 2010. – С. 69–75.

7. **Радковець, Н.Я.** Палеоокеанографічні та геохімічні умови седиментації верхньовендських «чорносланцевих» фосфоритоносних відкладів південно-західної окраїни Східно-Європейської платформи // Доповіді НАН України, № 11, 2011. – С. 104–106.

8. Сеньковський, Ю.М., Палій, В.М., **Радковець, Н.Я.**, Колтун, Ю.В. Палеоокеанографічні та геохімічні умови седиментації верхньовендських «чорносланцевих» фосфоритоносних відкладів південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи. // Геологічний журнал, № 1, 2012. – С. 22–30. (*Особистий внесок: написана частина статті, яка стосується палеоокеанографічних особливостей седиментації верхньовендських відкладів дослідженої території*).

9. Сеньковський, Ю.М., Колтун, Ю.В., Попп, І.Т., **Радковець, Н.Я.**, Мороз, П.В. Океанографічний літопис аноксичних океанічних подій Карпато-Східноєвропейського сегменту Тетису // Геологічний журнал, № 3, 2012. – С. 95–105. (*Особистий внесок: встановлено вплив «океанічних безкисневих подій» на формування верхньовендських і крейдяних товщ дослідженого регіону*).

10. Senkovsky Y.M., Grigorchuk K.G., Gnidets V.P., Koltun Y.V., Popp I.T., **Radkovets N.Y.** Geological and chemical-paleoceanographic aspects of sedimentogenesis of the Carpathian-Black Sea Segment of Tethys ocean // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України, № 7, 2015. – С. 46–51. (*Особистий внесок: описані палеоокеанографічні аспекти відкладів венду та нижньої крейди Карпатсько-Чорноморського сегменту океану Тетис*).

11. **Радковець Н.** Ранньокрейдвий безкисневий седиментогенез в межах Карпатського сегменту Мезотетису // Мінералогічний збірник, вип. 66, № 2, 2016. – 100–111.

*Матеріали та тези конференцій*

1. **Радковець, Н.Я.**, Сеньковський, Ю.М., Щерба, О.С. Літофаціальні особливості крейдових відкладів автохтона Покутсько-Буковинської частини Українських Карпат (неоком-нижній сеноман). У: Тези доп. Міжнарод. наук. конф. до 100-річчю від дня народження член-кор. НАН України М.Р. Ладиженського та 55-річчя ІГГГК НАН України – «Проблеми геології та нафтогазоносності Карпат». ІГГГК, Львів, 2006. – сс. 187–189.
2. **Радковець, Н.**, Яремчук, Я. Аутигенний глауконіт альб-сеноманських нафтогазоносних товщ автохтона Покутсько-Буковинської частини українських Карпат. У: Тези доп. Міжнарод. наук. конф. до 100-річчю від дня народження член-кор. НАН України М.Р. Ладиженського та 55-річчя ІГГГК НАН України – «Проблеми геології та нафтогазоносності Карпат», ІГГГК, Львів, 2006. – сс. 190–191.
3. **Радковець, Н.Я.** До генезису вуглецьмісних палеошельфових відкладів Східноєвропейського сегмента Мезо-Тетису. У: Тези доп. Міжнародної наукової конференції – «Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій», ІГН, Київ, 2010. – сс. 62.
4. Сеньковський Ю.М., Григорчук К.Г., Гнідець В.П., Колтун Ю.В., Попп І.Т., **Радковець Н.Я.** Тетидні аноксичні події. Карпато-Чорноморський сегмент. У: Тези доп. Міжнародної наукової конференції – «Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій», ІГН, Київ, 2010. – сс. 74.
5. Сеньковський Ю.М., **Радковець Н.Я.**, Колтун Ю.В. Палеоокеанографічні умови седиментації верхньовендських «чорносланцевих» фосфоритоносних відкладів південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи. У: Тези доп. Міжнародної наукової конференції – «Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій», ІГН, Київ, 2010. – сс. 75.
6. Сеньковський Ю., Колтун Ю., Попп І., Григорчук К., Гнідець В., **Радковець Н.**, Мороз П. Палеоокеанографічний літопис аноксичних

океанічних подій Карпато-Подоло-Чорноморського сегмента Тетису У: *Геологія і геохімія горючих копалин, 1–2*. Тези доп. Міжнародної наукової конференції До 60-річчя Інституту – «Проблеми геології і геохімії горючих копалин», ІГГГК, Львів, 2011. – сс. 164–166.

7. **Радковець Н.Я.**, Манжар Н.І. Літолого-геохімічні особливості туронських карбонатних відкладів з стилолітами автохтона Покутсько-Буковинських Карпат. У: Матеріали Міжнародної наукової конференції. – «Badania geologiczne i hydrogeologiczne na pograniczu Polsko-Ukrainskim», ІГГГК, Львів, 2012. – сс.17–19.

8. Сеньковський Ю.М., **Радковець Н.Я.**, Палій В.М. Аноксичні океанічні події Карпато-Подільського сегменту Тетису. У: *Сб. научных трудов посвященный 130-летию со дня рождения академика Александра Евгеньевича Ферсмана*. Тези доп. Міжнародної наукової конференції. – «От минералогии к геохимии», Київ, 2013. – сс.177

9. **Радковець Н.Я.** Ранньокрейдвий безкисневий седиментогенез в межах Карпатського сегменту Мезотетису. У: Тези доп. Міжнародної наукової конференції До 60-річчя Інституту. – «Проблеми геології і геохімії горючих копалин». ІГГГК, Львів, 2017. – сс. 164–166.

10. Kosakowski, P., **Radkovets, N.**, Rauball, J., Zakrzewski A. Occurrence and Burial and Thermal History of the Ediacaran Strata (W-SW Ukraine and Moldova). In: 79th EAGE Conference & Exhibition, Paris, France, 2017. – pp. 101-105. DOI: 10.3997/2214-4609.201700619.

## ВСТУП

**Актуальність теми.** Південно-західний схил Східноєвропейської платформи (Волино-Подільська плита, Молдовська платформа, Переддобрудзький прогин) є однією з основних перспективних на нафту і газ територій України і суміжних держав. Розріз осадової товщі цього регіону охоплює широкий віковий діапазон від докембрію до міоцену. Він включає в себе окремі потужні різновікові літолого-стратиграфічні комплекси: едіакарсько-кембрійський, ордовицький, силур-нижньодевонський (локхівський ярус), нижньодевонський (празький-емський яруси), середньо-верхньодевонський, кам'яновугільний, юрський, крейдяний та неогеновий. Ці комплекси сформувались в різних палеосередовищах та тектонічних умовах, з різною історією занурення та термального дозрівання. Кожен з них є перспективним для пошуків покладів вуглеводнів, як традиційних (нафта і газ), так і нетрадиційних (газ щільних колекторів, сланцеві нафта і газ).

Південно-західний схил Східно-Європейської платформи вивчався дослідниками впродовж багатьох десятиліть і його перспективність підтверджена як науково-дослідними, так і геолого-розвідувальними роботами. Однак, не зважаючи на значний обсяг геологічних досліджень і важливість одержаних результатів, багато питань залишаються не з'ясованими і їх вирішення обумовлює актуальність даної роботи.

Протягом останніх десятиліть з'явилися нові методи геологічних та літолого-геохімічних досліджень, застосування яких в даній роботі дозволило одержати нові дані щодо розвитку території досліджень впродовж пізнього протерозою-фанерозою та формування потенціалу її нафтогазоносності. Зокрема, за допомогою сучасних прецизійних

методів були вивчені збагачені органічною речовиною товщі едіакарію, силуру, середнього та верхнього девону й нижньої крейди, досліджені проби нафт і газів із середньодевонських та мезозойських покладів, проведено моделювання тектонічної еволюції та історії занурення і термального дозрівання верхньопротерозой-фанерозойської осадової товщі, що дозволило з'ясувати закономірності розвитку окремих літолого-стратиграфічних комплексів та оцінити їх нафтогазоносний потенціал.

**Зв'язок роботи з науковими програмами, планами, темами.**

Роботу виконано у відділі седиментології провінцій горючих копалин Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України.

Дослідження, результати яких висвітлені у дисертаційній роботі, здійснені автором під час виконання бюджетних науково-дослідних тем: «Еволюція басейнів осадо-породоутворення Карпато-Чорноморської континентальної окраїни океану Тетіс в аспекті їх нафтогазоносності» (2016-2017рр.) державний реєстраційний номер 0116U003018; «Геолого-палеоокеанографічні умови седименто-літогенезу нафтогазоносних товщ Карпато-Чорноморського сегменту океану Тетіс» (2015 р.) 0111U002020; «Геологічна палеоокеанографія безкисневих океанських подій в контексті проблеми нафтогазоносності давніх континентальних окраїн (Карпато-Чорноморський сегмент океану Тетіс)» (2010 р.), державний реєстраційний номер 0106U002032; а також науково-дослідних робіт за угодами з виробничими організаціями: «Встановлення умов міграції і акумуляції природних вуглеводнів Півдня України, визначення динаміки літогенезу та формування колекторів крейди північно-західного шельфу Чорного моря та уточнення перспектив нафтогазоносності силурійських рифів Волино-Поділля і Придобруджя» (2006 р.), державний реєстраційний номер 0105U003937; «Локалізація нафтогазоперспективних площ



шельфу Чорного моря на основі вивчення впливу геотектонічних і седименто-катагенетичних факторів» (2007 р.) державний реєстраційний номер 0106U005815; «Наукове обґрунтування просторово-вікового поширення нафтогазоперспективних об'єктів в Чорноморсько-Кримській нафтогазоносній провінції» (2009 р.), державний реєстраційний номер 0108U000924. «Проблеми освоєння ресурсів «сланцевого» газу заходу України»(2016 р.) державний реєстраційний номер 0112U000650.

### **Мета роботи та основні завдання досліджень.**

Метою роботи є вивчення еволюції потенційно нафтогазоносних осадових товщ у пізньому протерозої-фанерозої південно-західного схилу Східноєвропейської платформи, зокрема: Волино-Подільської плити, Молдовської платформи та Переддобрудзького прогину.

Для досягнення мети були поставлені такі задачі:

- 1) дослідження речовинного складу як перспективних нафтогазогенеруючих товщ так і порід-колекторів; 2) вивчення палеосередовищ осадоагромадження в межах континентальної окраїни палеоконтиненту Балтики, зокрема безкисневих подій, що спричинили формування потенційно нафтогазогенеруючих осадових товщ, збагачених органічною речовиною; 3) дослідження органічної речовини з метою оцінки її нафтогазогенеруючого потенціалу; 4) дослідження нафт і бутумоїдів з існуючих нафтових і газових покладів (середній девон, юра, крейда) території досліджень з метою одержання їх генетичних показників; 5) дослідження газів із газових покладів (відклади середнього девону) з метою вивчення процесів, що призвели до їх формування; 6) проведення кореляції між нафтами, газами та породами; 7) вивчення можливості формування та існування в досліджених літолого-стратиграфічних комплексах нафтових і газових покладів; 8) проведення комп'ютерного моделювання для реконструкції

тектонічного режиму, історії занурення та термального дозрівання верхньопротерозой-фанерозойського осадового чохла та формування його нафтогазового потенціалу.

*Об'єкт дослідження:* відклади південно-західного схилу Східноєвропейської платформи, а саме: едіакарію, силуру, девону, юри та крейди, включаючи як основні потенційно нафтогенеруючі породи, так і породи-колектори нафти і газу, а також нафти Лопушнянського та газу Локачівського родовищ.

*Предмет дослідження:* речовинний склад порід едіакар-палеозой-мезозойського віку, їх седиментаційна й постседиментаційна еволюція та пов'язані з нею процеси акумуляції і генерації вуглеводнів.

*Методи дослідження:* а) для вивчення порід застосовано: мінералого-петрографічні дослідження, рентген-дифрактометричний аналіз, інфрачервону спектрофотометрію, екстракцію бітумоїдів, піроліз Rock-Eval, виділення та дослідження керогену, вимірювання відбивної здатності вітринітоподібних мацералів; б) для дослідження нафт і бітумоїдів застосовано: визначення питомої ваги та вмісту ванадію та нікелю, колонкову та газову хроматографію, масспектрометрію, газову хроматографію-масспектрометрію; в) для газів застосовано: газову хроматографію, масспектрометрію.

### **Наукова новизна одержаних результатів:**

1. Збагачені органічною речовиною калюські версти едіакарію у відслоненнях мають невисокий ступінь термальної зрілості, що відповідає початку зони генерації рідких вуглеводнів, а в досліджених зразках із глибоких свердловин (інтервал глибин 2–4 км) вони демонструють високу термальну зрілість і їх генераційний потенціал є в значній мірі вичерпаний. Потенційна нафтогазонострність, пов'язана із калюськими верствами, може бути

- передбачена на території де ці відклади залягають в інтервалі глибин від 0 до 2 км і знаходяться в зоні генерації рідких вуглеводнів.
2. Визначальний вплив на поширення фацій в силурійський час у межах шельфу південної окраїни палеоконтиненту Балтика мали трансгресивно-регресивні цикли, а положення границі між рифовою та відкрито шельфовою фаціями, а отже просторово-часове поширення потенційно нафтогазогенеруючих відкладів, збагачених органічною речовиною, контролювалося зоною кисневого мінімуму.
  3. На основі рентген-дифрактометричних та петрографічних досліджень збагачених органічною речовиною порід силуру, встановлено, що їх мінеральний склад забезпечує високу крихкість порід, яка є необхідною умовою для ефективного застосування гідророзриву в процесі розробки сланцевого газу.
  4. У відкладах середнього та верхнього девону (живетський, франкський яруси) локально встановлені збагачені органічною речовиною породи, які за своїми генераційними властивостями та ступенем термальної зрілості можуть розглядатися як потенційно нафтогазогенеруючі відклади.
  5. Комплексні генетичні дослідження показали, що природні вуглеводневі гази із покладів середнього девону Локачівського родовища вміщують як термогенний, так і бактеріальний компоненти, які могли бути генеровані породами глинистих фацій ордовицько-силурійських відкладів Львівського прогину.
  6. Нафти Лопушнянського родовища, які знаходиться в мезозой-палеогенових відкладах платформового фундаменту під насувом Карпат, були генеровані породами менілітової світи олігоцену Карпат. Кореляція цих нафт, як із нафтами які знаходяться у флішових покладах, так і з породами, підтверджує приналежність

Лопушнянського родовища до нафтової системи Карпатського флішу.

7. Результати 1-D моделювання історії занурення та термального дозрівання, проведеного для потенційно нафтогазогенеруючих порід верхньопротерозой-фанерозойської товщі південно-західного схилу Східноєвропейської платформи показали, що в більшості випадків вони досягли ступеня термальної зрілості, що відповідає нафтовому і газовому вікнам в період часу від пізнього силуру до пізнього карбону відповідно.

**Практичне значення отриманих результатів.** Дослідженнями охоплені всі основні перспективні на нафту і газ літолого-стратиграфічні комплекси осадової товщі південно-західного схилу Східноєвропейської платформи.

Для калюських верств едіакарію вивчено генераційний потенціал та закономірності його зміни, як по латералі, так і з глибиною. Показано, що потенційна нафтогазонострійність пов'язана із калюськими нашаруваннями може бути передбачена на території, де ці відклади залягають в інтервалі глибин від 0 до 2 км.

На основі аналізу палеосередовищ вивчені закономірності просторово-часового поширення відкритошельфової фації силуру, потенційно перспективної на сланцевий газ. Встановлено, що мінеральний склад силурійських порід, збагачених органічною речовиною, забезпечує їх високу крихкість, яка є необхідною умовою для ефективного застосування гідророзриву в процесі розробки сланцевого газу.

Встановлено, що збагачені органічною речовиною породи середнього та верхнього девону за своїми генераційними властивостями та ступенем термальної зрілості можуть розглядатися як потенційно нафтогазогенеруючі відклади. Встановлено, що гази із

покладів середнього девону Локачівського родовища могли бути генеровані породами глинистих фацій ордовиксько-силурійських відкладів Львівського прогину.

Встановлена кореляція нафт Лопушнянського родовища із нафтами флішових покладів підтверджує їх приналежність до нафтової системи Карпатського флішу, що свідчить про перспективність інших структур в межах піднасувної частини платформового фундаменту Передкарпатського прогину.

1-D моделювання тектонічної еволюції та історії занурення і термального дозрівання верхньопротерозой-фанерозойської товщі південно-західного схилу Східноєвропейської платформи дозволили встановити час реалізації генераційного потенціалу порід різних літолого-стратиграфічних комплексів, та оцінити можливість збереження покладів вуглеводнів в осадовому чохлі.

**Особистий внесок здобувача.** Автором проведено кореляцію верхньопротерозойських і палеозойських відкладів від Чорного моря до Скандинавії та вивчені окремі седиментаційні цикли континентальної окраїни Балтики. Досліджена еволюція літолого-стратиграфічних комплексів осадової товщі, зокрема розвиток процесів генерації вуглеводнів, та дана оцінка потенціалу їх нафтогазоносності. Особистий внесок у наукові праці, що написані у співавторстві, зазначено у списку опублікованих за темою дисертації робіт.

**Апробація роботи.** Основні положення і результати дисертаційних досліджень викладені на: Міжнародній конференції «Проблеми геології та нафтогазоносності Карпат», Львів, 2006; Міжнародній конференції «Сучасні проблеми літології та мінералогії осадових басейнів України та суміжних територій», Київ, 2008; Міжнародній конференції «Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій», Київ, 2010; Міжнародній

конференції «Проблеми геології і геохімії горючих копалин», Львів, 2011; Міжнародній конференції «Badania geologiczne i hydrogeologiczne na pograniczu Polsko-Ukraińskim», Львів, 2012; Міжнародній конференції «От минералогии к геохимии», Київ, 2013; Міжнародній конференції «Проблеми геології і геохімії горючих копалин», Львів, 2017; 79-тій конференції Європейської асоціації геологів та інженерів «EAGE Conference & Exhibition», Париж, 2017.

**Публікації.** Основні результати дисертаційної роботи опубліковано в одній колективній монографії та 22 статтях, 14 з яких опубліковані у фахових наукових виданнях України затверджених МОН України, серед яких 3 у журналах, що входять до переліку наукометричних баз та 8 у міжнародних наукових виданнях, що входять до переліку Scopus, 6 статей за одноосібним авторством.

**Структура дисертації.** Дисертація обсягом 354 сторінки складається із вступу, десяти розділів, висновків та списку використаних джерел з 411 найменування на 39 сторінках, 121 рисунку (39 на окремих сторінках), 21 таблиці (6 на окремих сторінках).

Автор із вдячністю згадує член-кореспондента Національної академії наук України, професора Юрія Миколайовича Сеньковського, за підтримку у перших кроках наукової діяльності та за багаторічні наукові консультації.

Висловлюю подяку науковому консультанту, академіку НАН України, професору Мирославу Івановичу Павлюку за постійну підтримку на всіх етапах виконання роботи та численні наукові консультації.

Автор вдячна науковцям з Інституту геології і геохімії горючих копалин НАН України (м. Львів) Юрію Володимировичу Колтуну за постійну підтримку на всіх етапах виконання роботи та наукові консультації й дискусії, доктору геологічних наук Костянтину

Григоровичу Григорчуку та кандидату геологічних наук Володимиру Петровичу Гнідцю за консультації та підтримку під час виконання

роботи, Ярославі Василівні Яремчук за багаторічну співпрацю та численні аналітичні дослідження, Надії Іллівні Манжар за аналітичні дослідження.

Приношу слова вдячності науковцям університету AGH (Краків, Польща) професору Мачею Котарбі, доктору габілітованому Павлу Косаковському, доктору Павлу Поправі, доктору габілітованому Даріушу Венцлаву, доктору Адаму Ковальському за наукову співпрацю та постійне сприяння у виконанні роботи і численні аналітичні дослідження, також докторанту Йоганнесу Раубалю із Montanuniversität Leoben, Австрія, за співпрацю та аналітичні дослідження.

## РОЗДІЛ 1

### ІСТОРІЯ ГЕОЛОГІЧНОГО ВИВЧЕННЯ РЕГІОНУ

Геологічні дослідження південно-західного схилу Східноєвропейської платформи, зокрема Волино-Подільської плити та Переддобрудзького прогину на початкових етапах відрізнялися у цих двох регіонах. В межах Волино-Поділля вони носили більш ґрунтовний і системний характер на противагу Західному Причорномор'ю. Це зумовлено тим, що Волино-Подільська плита займає значно більшу територію, давні відклади виходять на денну поверхню в руслах річок і тут пробурено більше сотні параметричних та пошукових свердловин, тоді як у Переддобрудзькому прогині – лише кілька десятків свердловин. Розглянемо детальніше історію геологічних досліджень кожного з цих регіонів.

#### **1.1. Волино-Подільська плита**

Геологічні дослідження платформових відкладів на території західних та південно-західних областей України розпочалися з початку XIX століття на відслоненнях в долині р. Дністер та її лівих притоках, а також в басейні р. Горині. Вивчення давніх осадових товщ були проведені С. Сташицем, Д. Стуром, В. Шайнохою та В.Д. Ласкаревим (Staszic, 1815; Stur, 1872; Szajnocha, 1888-1889; Ласкарев, 1914)

На початку XX століття, в результаті геологічних зйомок пов'язаних з пошуками сировини для мінеральних добрив, низкою науковців: М.Н. Пухтинским. Р.Р. Виржиківським, Л.Ф. Лунгерсгаузен, О.І. Никифоровою; В.П. Курочкою, та іншими відомими дослідниками (Пухтинский, 1926; Виржиківський, 1933; Лунгерсгаузен, 1937; Лунгерсгаузен і Никифорова, 1942; Курочка, 1959) були з'ясовані умови залягання вендської товщі, яку на той час відносили до силуру та ордовику, а також складені перші схеми стратиграфічного розчленування тієї товщі.



Значну роль на початку та середині ХХ століття у дослідженні геологічної будови та пізнанню речовинного складу найдавніших відкладів Волино-Подільської плити, які відслонювались в долині р. Горині відіграли праці Я. Самсоновича, О.В. Крашеннікової та С. Малковського, (Samsonowicz, 1926; Malkowski, 1933; Крашеннікова, 1956).

В 1940–1950 рр. трестами Львіввуглерозвідка і Волинськвуглерозвідка з метою встановлення поширення кам'яновугільних відкладів в західній частині Волині було пробурено велику кількість пошукових і розвідувальних свердловин (Бобровник та ін., 1962). За матеріалами цього буріння П.Л. Шульгою було розроблено стратиграфічну схему палеозою та протерозою Західної Волині (Шульга, 1952). Пробурена в 1947–1951 рр. трестом Львівнафтогазрозвідка опорна свердловина Олеська-1 вперше розкрила розріз мезозою та палеозою зануреної частини Львівського прогину.

Системне геологічне дослідження південно-західного схилу Східноєвропейської платформи – Волино-Подільської плити розпочалось в 1950–60 рр. ХХ століття завдяки структурно-пошуковому бурінню, регіональним геофізичним дослідженням та детальним сейморозвідувальним роботам на окремих ділянках, метою яких були пошуки нафти і газу. Отримані матеріали стали фактичним підґрунтям для пізнання геологічної будови регіону та з'ясування умов залягання й послідовність формування давніх осадових товщ. Як результат були складені структурні карти, згідно з якими встановлено, що поверхня фундаменту поступово моноклінально занурювалась в західному напрямку від Українського щита в бік Карпат і відповідним чином нарощуються потужності осадового чохла. Завдяки низці відомих науковців були закладені основи сучасних уявлень про геологічну будову, стратиграфію, тектоніку і нафтогазоносність цього регіону.

В кінці 50-х на початку 60-х років ХХ століття були проведені дослідження П.Л. Шульгою, С.І. Суботіним, А.В. Хижняковим, К.Я. Гуревич, Г.М. Пом'яновською та іншими відомими дослідниками, які внесли вагомий

вклад у розуміння геологічної будови та стратиграфії Волино-Подільської плити (Шульга, 1952, 1975; Суботін, 1955; Хижняков 1963, 1964, 1974, Помяновская, 1974; Гуревич, 1973). Згодом на підставі опрацювання матеріалів за результатами структурно-пошукового буріння були узагальнені матеріали щодо геологічної будови окремих площ Львівського прогину.

Вагомий внесок у вирішення проблеми з'ясування тектонічної будови Львівського палеозойського прогину був зроблений В.В. Глушом, В.Н. Утробіним, І.Б. Вишняковим, В.А. Котиком, В.М. Марковским та іншими відомими дослідниками (Глушко, 1968; Утробин, 1968; Утробин и др., 1977; Вишняков и др., 1981, 1984; Котык и Марковский, 1972).

В кінці 70-х на початку 80-х років ХХ століття для детальнішого дослідження Волино-Подільської окраїни Східноєвропейської платформи була пробурена низка глибоких опорних і параметричних свердловин, яка відкрила повністю, або значну частину осадового чохла зануреного краю платформи. Отриманий матеріал дозволив доповнити та внести зміни до уявлення про геологічну будову Волино-Поділля та вивчити особливості нафтогазоносності західного регіону України завдяки працям Г.Н. Доленка, Л.Т. Бойчевської, А.П. Медведева, Б.П. Різуна, Е.І. Чижа, М.І. Павлюка, О.С. Ступки, І.Д. Багрія, К.І. Деревської, Б.Й. Маєвського, В.Є. Забігайла, Ю.З. Крупського, та інших відомих дослідників (Доленко та ін., 1980, 1985; Медведєв, 1979, 1975; Різун та ін., 1976; Різун, 1983; Різун і Чиж, 1980, 1986; Павлюк і Богаєць, 1978; Павлюк та ін., 2004; Павлюк, 2014; Ступка, 1980, 1986; Багрій, 2003; Деревська, 2004; Маєвський та ін., 2004; Забігайло, 1990; Крупський, 2001, Крупський та ін., 2014).

В роботах І.І. Чебаненка, С.С. Круглова, Х.Б. Заяць були розкриті фундаментальні питання глибинної будови Західного регіону України (Чебаненко та ін., 1988, 1990; Круглов, та ін. 2007; Заяць, 2015). Ю.М. Сеньковський проводив дослідження речовинного складу осадових товщ Волино-Подільської плити, а також у своїх працях розглянув історію розвитку регіону з точки зору геологічної палеоокеанографії (Сеньковський,

1977; Сеньковський і Колтун, 2006; Сеньковський та ін., 1989, 2004, 2006, 2012а, 2012б, 2012 с). На підставі палеонтологічних досліджень Д.М. Дриганта, В.Я. Великанова, В.В. Кір'янова, О.А. Асєєвої, О.І. Нікіфорової, П.Д. Цегельнюк та інших відомих палеонтологів (Дригант и др., 1978; Дригант, 2000, 2001, 2010; Великанов и др., 1979, 1983; Великанов, 2011; Асєєва, 1988; Кирьянов, 1993; Цегельнюк, 1974, 1981; Никифорова и др., 1972) було з'ясовано стратиграфічне положення давніх осадових товщ з виділенням окремих стратотипів та проведено палеогеографічні реконструкції регіону.

## **1.2. Переддобрудзький прогин**

Геологорозвідувальні роботи у Переддобрудзькому прогині розпочалися в 40-х роках минулого століття. Трестом «Кримнафтогазрозвідка» було пробурено значну кількість пошукових і розвідувальних свердловин, які досягли відкладів мезозою та палеозою і лише наприкінці 60-х початку 70-х років ХХ століття були пробурені окремі свердловини трестом «Кримнафтогазрозвідка» та геологічним об'єднанням «Кримморгеологія», які досягли нашарувань палеозою та протерозою. Зацікавленість відкладами палеозою в межах регіону зросла в 80-х роках ХХ століття, коли внаслідок проведених бурових робіт геологічним об'єднанням «Кримгеологія» були отримані промислові припливи нафти у відкладах девону.

На сьогоднішній час в межах Переддобрудзького прогину пробурено 30 свердловин, які досягли відкладів палеозою, з яких – 18 знаходяться на території України і 12 свердловин на території Молдови. За матеріалами цього буріння були проведені палеонтологічні дослідження К.Я. Гуревичем, В.Х. Капцаном, Е.І. Сафаровим, Б.М. Полухтовичем, В.П. Гріщенком, та іншими відомими дослідниками. (Гуревич и др., 1963; Сафаров и Капцан, 1964; Полухтович и др., 1971; Грищенко и др., 1986).

Вагомий внесок для створення основи сучасних концепцій геологічної будови та тектонічного розвитку Переддобрудзького прогину був зроблений С.М. Захарчуком (Захарчук і Полухтович, 1999; Захарчук та ін., 2007), І.І., Чебаненком, Ю.М., Довгалем, В.П., Ключком, (Чебаненко, 1988), П.Ф. Гожиком М.І. Євдощуком (Гожик та ін., 2010), А.І. Париляком, І.П. Копачем, М.І. Павлюком, К.Г. Григорчуком, В.П. Гнідцем та іншими відомими науковцями (Парыляк и Копач, 1978; Гнідець та ін., 2003).

Дослідження останніх десятиліть геологічної та тектонічної будови як Волино-Подільської плити так і Переддобрудзького прогину та нафтогазоносність цих регіонів були викладені за участі великої групи науковців в низці ґрунтовних праць: «Атлас родовищ нафти і газу України» (Федишин (Гол. ред.), 1998; Іванюта (Гол. ред), 1998), «Тектонічна карта України масштабу 1:1000 000» (Круглов та ін., 2007) та «Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000» (Ващенко та ін., 2003; 2007; Брацлавський та ін., 2008; Мокряк та ін., 2008) з окремими аркушами, які дають детальний опис окремих частин території Волино-Поділля та Західного Причорномор'я.

### **1.3. Висновки до розділу 1**

Геологічні дослідження Волино-Подільської плити та Переддобрудзького прогину які були започатковані ще в ІХХ столітті з поверхових і узагальнюючих даних з відслонень переросли в ґрунтовне і професійне вивчення регіону в середині ХХ століття завдяки структурно-пошуковому бурінню, регіональним геофізичним дослідженням та детальним сейсморозвідувальним роботам на окремих ділянках. Отримані матеріали стали фактичним підґрунтям для пізнання геологічної будови регіону та з'ясування умов залягання й послідовність формування давніх осадових товщ. Декількома поколіннями відомих науковців були закладені основи

сучасних уявлень про геологічну будову, стратиграфію, тектоніку і нафтогазоносність дослідженого регіону. Сучасні методи досліджень, що з'явилися впродовж останніх десятиліть, та нові розроблені підходи до інтерпретації результатів дозволяють сьогодні одержати новий рівень знань щодо будови, геологічного розвитку і нафтогазоносності Волино-Подільської плити та Переддобрудзького прогину.

## РОЗДІЛ 2

### ГЕОЛОГІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ РЕГІОНУ

#### 2.1. Тектонічне районування

Досліджена територія – південно-західний схил Східноєвропейської платформи включає в себе наступні геологічні структури: Волино-Подільську плиту, Молдовську платформу та Переддобрудзький прогин (Pătruț, et al., 1987; Круглов та ін. 2007; Чебаненко и др., 1990, Olaru et al., 2006) (рис. 2.1.1). На сьогоднішній день межі південно-західної границі Східноєвропейської платформи залишаються дискусійними, проте всі науковці дотримуються однієї думки, ця границя проходить по лінії Тейсейре-Торнквіста (ТТ) (Медведєв, 1992; Крупський, 2014; Заєць, 2015). Ґрунтуючись на дослідженнях (Nawrocki and Poprawa, 2006; Заяць, 2015; Krzywies, 2009) на геологічній карті-схемі (рис.2.1.1), яка була прийнята нами за основу, лінія ТТ була проведена наступним чином: в межах Волино-Подільської плити – по розломах Рава-Руська-Давидени, на території Румунії та в межах Переддобрудзького прогину за матеріалами (Seghedi, 2005, Круглов та ін., 2007).

Розглянемо детально геологічну будову Волино-Подільської плити та Переддобрудзького прогину, геологічних структур, які знаходять в межах заходу та південного-заходу України, де нами проводились літологічні дослідження. Геологічна будова Молдовської платформи висвітлена у працях (Pătruț, et al., 1987; Olaru et al., 2006). На геологічних перетинах продемонстровано особливості залягання осадової товщі в межах Волино-Подільської плити (рис. 2.1.2). Молдовської платформи (рис. 2.1.3) та Переддобрудзького прогину (рис. 2.1.4).



Рис. 2.1.1. Геологічна карта-схема південно-західного схилу Східноєвропейської платформи (Pătruț, et al., 1987; Круглов та ін. 2007; Чебаненко и др., 1990, Olaru et al., 2006)

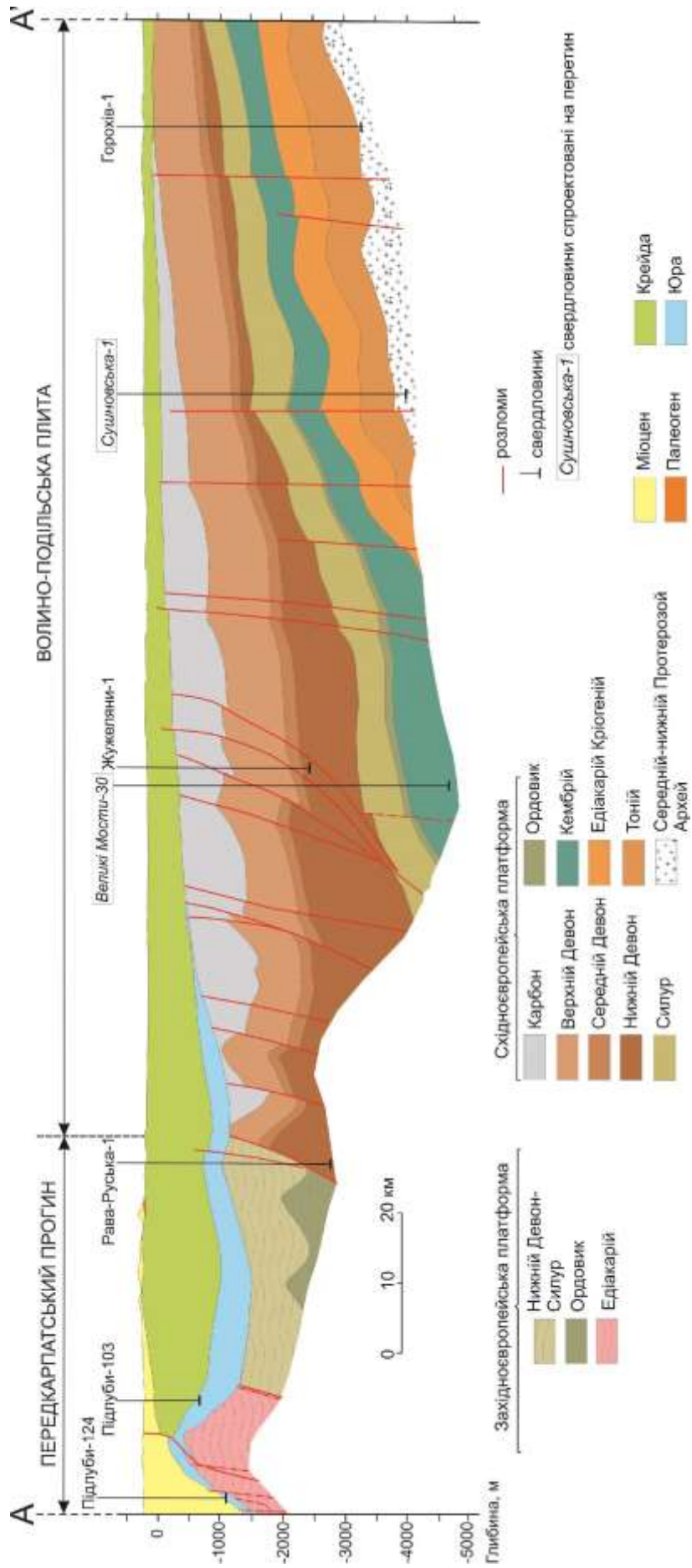


Рис. 2.1.2. Геологічний перетин по лінії А – А' через Передкарпатський прогін і Волино-Подільську плиту (Ващенко та ін., 2007)



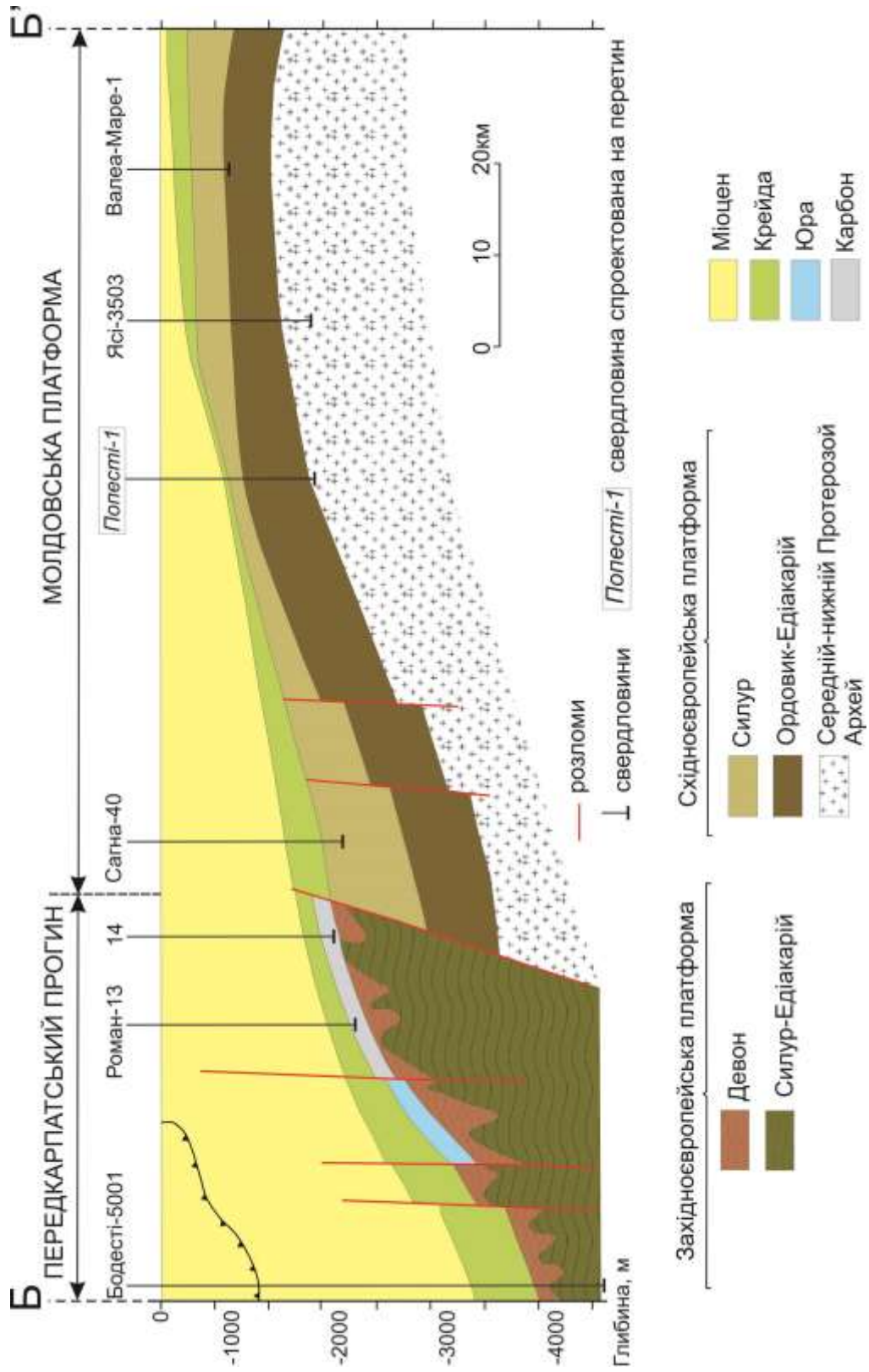


Рис. 2.1.3. Геологічний перетин по лінії Б – Б' через Передкарпатський прогін і Молдовську платформу (Răţuţ and Dăneţ, 1987)

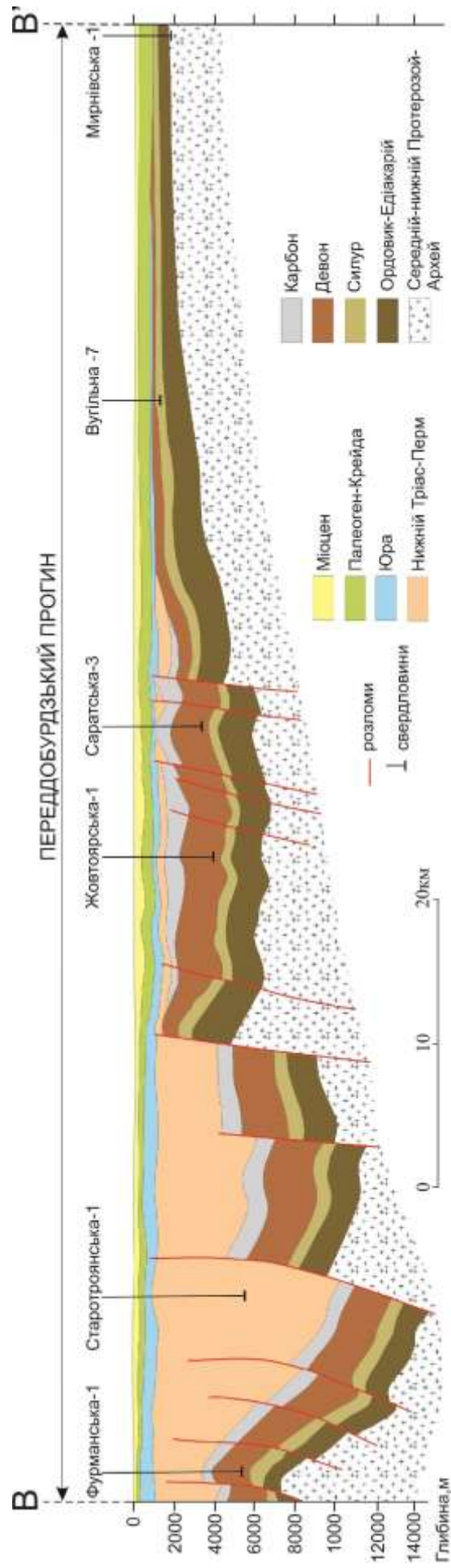


Рис. 2.1.4. Геологічний перетин по лінії В – В' Переддобурдзький прогин (Гнідець та ін., 2002)

### 2.1.1. Волино-Подільська плита

В межах Волино-Подільської плити при сучасному районуванні прийнято виділяти наступні структурно-тектонічних елементи (рис. 2.1.1): 1 – Волино-Подільську монокліналь, 2 – Ковельський виступ, 3 – Боянецький прогин і 4 – Львівський палеозойський прогин. (Різун і Чиж, 1986; Круглов и Цыпко (Ред.), 1988; Круглов та ін., 2007).

**Волино-Подільська монокліналь** (західний схил Українського щита) охоплює найбільшу (завдовжки 200–220 км) частину південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи між Володимир-Волинським розломом на півночі та Монастирисько-Тетеревським на південному сході, має вигляд асиметричної западини, розширеної (до 170 км) у північній частині та звуженої на південному сході. Її фундамент роздрібнений поперечними та діагональними розломами на різні за величиною та глибиною опускання другорядні блоки. Глибина залягання фундаменту становить 0,2 м в прилеглий частині монокліналі до Українського щита і поступово зростає в південно-західному напрямку до 6 м.

**Ковельський виступ** – тектонічна структура на крайньому північному заході України, що становить виступ кристалічного фундаменту Східноєвропейської платформи, відділений від решти плити системою розривних порушень і розчленований розривами на дрібні блоки. Глибина залягання його кристалічної поверхні – від 1,2 км на півдні до 2 км на заході.

**Боянецький прогин** – знаходиться на південному заході Волино-Подільської плити і являє собою передгірський прогин, який сформувався внаслідок каледонського орогенезу.

**Львівський палеозойський прогин.** Згідно з тектонічною схемою А.П. Медведєва (Медведєв, 1988) герцинські тектонічні рухи в регіоні призвели до виникнення такої структури як – Львівський палеозойський прогин. З півночі і заходу Львівський прогин обмежений тектонічними порушеннями – Володимир-Волинським та Рава-Руським розломами. Південна і південно-

східна межа проведені по лінії вклинювання середньодевонських відкладів. Львівські прогин поділяється на дві зони внутрішню і зовнішню (Рис. 2.1.1). Границя між зовнішньою і внутрішньою зонами проводиться по Устилуго-Рогатинському розлому. Зовнішня зона (східна) полого занурюється у західному і південно-західному напрямку до глибин 3–3,5 км. Фундамент тут перекривається платформовим чохлам, який залягає моноклінально. Чохол ускладнений різноорієнтованими і відокремленими плікативними дислокаціями і малоамплітудними порушеннями. Внутрішня зона (західна) істотно відрізняється за своєю будовою від зовнішньої. Поверхня кристалічного фундаменту тут доволі стрімко занурюється на південний захід до глибини 8 км і більше і розбита на блоки північно-західного простягання.

### **2.1.2. Переддобрудзький прогин**

Переддобрудзький палеозойський прогин становить крайову грабенеподібну структуру субширотного простягання з глибиною залягання фундаменту до 5 – 9 км. Він знаходиться в західній частині Причорноморсько-Азовської системи прогинів і є обрамленням з півдня Східноєвропейської платформи. Північна межа прогину відповідає Чадир-Лунсько-Саратському розлому (Грищенко, 1986; Чебаненко та ін., 1988; Захарчук, 1999; Гожик, та ін., 2010), положення якого вперше було виокремлено І.Д. Гофштейном (Гофштейн, 1962). Цей розлом фіксується у вигляді серії скидів по яких фундамент опущений на глибину 5–6 км. Поверхня фундаменту прогину характеризується захід-північно-західним простяганням ізогіпс та зануренням їх в цьому напрямку з позначок від 500 до 9000 м. Будова фундаменту і низів осадової товщі в межах прогину достеменно не вивчена. Однак, за даними гравіметрії, сейсморозвідки та окремих свердловин виділяються наступні структурні елементи з чіткою субмеридіональною зональністю, які відрізняються глибиною залягання

фундаменту і повнотою розрізу осадового чохла (Рис.2.1.1). Виступи: 1 – Оріхівський, 2 – Лиманський, 3 – Суворівський; грабеноподібні депресії: 4 – Тартабунарсько-Тузлівська, 5 – Алуатсько-Чалицька, 6 – Фурманівсько-Приморська.

## 2.2. Літолого-стратиграфічний нарис

Фундамент південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи складений складно дислокованими утвореннями архею-нижнього протерозою. Вони представлені переважно гранітоїдами, гранітами, гарнодіоритами, граносієнітами, рідше амфіболітами, сланцями, гнейсами. Фундамент виходить на денну поверхню в області Українського щита, а в напрямку зі сходу на захід від щита до зони Тейсейре-Торнквіста поверхня фундаменту моноклінально занурюється під осадовою товщею, максимальні потужності якої розвинуті у Львівському (до 10 км) та Переддобрудзькому (до 9 км) прогинах (Чебаненко и др., 1990; Круглов та ін., 2007).

Осадовий чохол південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи представлений відкладами верхнього протерозою (рифей, венд), палеозою (кембрій, ордовик, силур, девон, (перм та карбон – виключно в Львівському та Переддобрудзькому прогині)), мезозою ((тріас - виключно в Переддобрудзькому прогині), юра, крейда) і кайнозою (палеоген, неоген, антропоген) (Сафаров та ін., 1967; Шульга, 1975; Помяновская, 1974; Чебаненко и др., 1990; Кирьянов, 1993; Круглов та ін., 2007; Крупський, 2001; Дригант, 2000; Крупський та ін., 2014).

**Верхній протерозой** представлений породами рифею та венду (тонію, кріогенію та едіакарію).

**Рифейська система.** Відклади рифею (тонію) становлять континентальну формацію, яка складена перешаруванням строкатих пісковиків з алевролітами і аргілітами, товщини яких сягають 800 м. Ця формація виповнює від’ємну структуру – Волино-Поліський прогин,

залягаючи з кутовим і стратиграфічним неузгодженням на гетерогенному кристалічному фундаменті; її виділяють під назвою (Великанов, 2011) поліська серія.

**Вендська система.** Відклади венду зі стратиграфічною перервою залягають на породах рифею або кристалічному фундаменті. Серед осадової товщі дослідженої території (за винятком крейдових відкладів) вендські нашарування найдалше поширені вглиб платформи аж до західного та південно-західного схилів Українського щита, від якого на захід в напрямку зони ТТ, потужності цих нашарувань закономірно зростають. Вони поділяються на нижній і верхній венд (едіакарій). Відклади нижнього венду відносять до вулканогенно-теригенної товщі волинської серії. Верхньовендські теригенні нашарування – до Могилів-Подільської та Канилівської серій (Великанов и др., 1979; Великанов и др. 1983).

**Нижній венд (кріогеній). Волинська серія** представлена двома типами розрізів – осадовим і вулканогенно-осадовим.

Осадова товща сягає до 50 м, представлена строкатоколірними грубозернистими аркозовими пісковиками та гравелітами. Цемент глинистий, інколи з домішками туфового матеріалу.

Вулканогенно-осадова товща займає основний об'єм волинської серії, її максимальні товщини сягають 380 м. Складена вулканогенними утвореннями, в межах яких перешаровуються як вулканогенні, так і осадово-вулканогенні відклади. Вулканогенні породи представлені темно-сірими до чорних, зеленувато-сірим щільними базальтами і долеритами та червоно-бурими, зеленими туфами, туфолавами, туфобрекчіями. Осадово-вулканогенні породи представлені туфітами, туфопісковиками, туфоалевролітами.

**Верхній венд (Едіакарій). Могилів-Подільська серія** включає в себе Могилівську, Яришівську та Нагорянську світи. Могилівська світа представлена грубозернистими породами: гравелітами, конгломератами та грубозернистими аркозовими та кварцово-аркозовими пісковиками.

Яришівська світа складена дрібнозернистими аркозовими пісковиками та алевролітами, які перешаровуються аргілітами. Нагорянська світа представлена глауконіт-кварцовими пісковиками джуринських верств та темноколірними аргілітами калюських верств з підвищеним вмістом, по відношенню до інших порід верхнього венду, органіки (до 1%).

**Канилівська серія** включає в себе наступні верстви: Данилівську, Жарнівську, крушанівську та Студенницьку світи. Серія представлена одноманітною – теригенно-глинистою товщею, щонайменше 70 % якої становлять глинисті алевролітами і тонкошаруваті аргіліти, які складені гідрослюдою і хлоритом. Пісковики, які складають до 30 % товщі – середньо-дрібнозернисті олігоміктові.

#### **Палеозойська група.**

**Кембрійська система** представлена трьома відділами – нижнім, середнім та верхнім. Кембрійські утворення зі стратиграфічною незгідністю залягають на верхньовендських нашаруваннях і значно поширені в межах території дослідження. Відклади кембрію складені теригенними породами і поділяються на дві серії: нижню – балтійську істотно глинисту (нижній кембрій), і верхню – бережківську переважно піщану (середній-верхній кембрій).

**Балтійська серія** товщиною від 150 м до 290 м, загалом складена тонкошаруватими зеленувато-сірими аргілітами, алевролітами, рідше – глауконіт-кварц-польовошпатовими пісковиками.

**Бережківська серія** складена потужною товщею пісковиків, які перешаровуються глинисто-алевролітовими породами. Пісковики сірі масивні дрібнозернисті кварцові з контактово-регенераційним типом цементації. Товщина відкладів серії зростає в західному напрямку від 50 м до 700 м.

**Ордовицька система.** Відклади ордовику залягають на породах бережківської світи. В підшві горизонту встановлені прошарки дрібногалечникових конгломератів, що свідчить про наявність

стратиграфічної незгідності. Ордовик представлений породами нижнього, середнього та частково, верхнього відділів. Їхня максимальна товщина становить 160 м.

**Нижній відділ** – тремадокський ярус, товщиною до 40 м, складений світло-сірими, жовтувато-сірими та темно-зеленими глауконіт-кварцовими пісковиками та алевролітами з карбонатним або глинисто-карбонатним цементом. В основі аренігського ярусу залягає верства дрібногалечникових конгломератів на якій залягає товща (до 45 м) піскуватих вапняків з чисельною фауною брахіопод, цефалопод, трилобітів, кріноїдей, губок, моховаток, тощо. Вапняки відрізняються однорідним сірим забарвленням, загалом вони дрібнозернисті, часто з домішкою глинистого матеріалу.

**Середній відділ.** Породи середнього ордовика (лланвірн) представлені сірими дрібнозернистими глинистими вапняками і зеленувато-сірими мергелями з перекристалізованими рештками карбонатної фауни та поодинокими прошарками вапнистого аргіліту.

**Верхній відділ** складений лише карадокським ярусом. Відклади ашгілу на території дослідження не встановлені. Породи карадоку представлені глинистими алевролітами та аргілітами, максимальні потужності яких сягають 65 м.

**Силурійська система.** Відклади силуру поширені суцільним пасмом вздовж південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи, де залягають на розмитій під час тривалої регресії поверхні, яка складена породами ордовику, кембрію і Товщини силуру закономірно зростають від Українського щита на захід в напрямку зони Тейсейре-Торнквіста, сягаючи максимальних значень до 1400 м і більше. Відклади силурійської системи представлені обома відділами – нижнім і верхнім (Никифорова и др., 1972; Дригант, 2000).

**Нижній відділ** охоплює лише венлокський ярус складений китайгородським та баговицьким горизонтом. Відклади представлені глинисто-карбонатними породами.



**Верхній відділ** складеним повним віковим відрізком – лудловським (малиновецький горизонт) і пржидольським (скальський горизонт) ярусами. За літологічним складом, це поліфаціальна товща представлена карбонатними, сульфатними та глинистими породами.

**Девонська система.** Відклади девону в межах території досліджень значно менше поширені аніж відклади силуру. Вони представлені всіма трьома відділами: нижнім, середнім та верхнім.

**Нижній відділ** представлені двома різними як за складом так і за фаціальними особливостями товщами. Нижня частина розрізу (лохківський ярус) – за своїми петрографічними характеристиками майже не відрізняється від силурійських нашарувань. Лохківські відклади це глинисто-карбонатні породи зі значним вмістом кальциту. Верхня частина нижньодевонського розрізу, яка представлена празьким та емським ярусами, представлена зовсім іншими за генезисом породами – червонувато-коричневими теригенними нашаруваннями, віковим аналогом континентальних відкладів девону, так званих «Old Red Sandstones».

**Середній відділ** представлений двома ярусами – ейфельським та живетським. Відклади середнього девону в межах території досліджень мають обмежене поширення. Вони залягають у Львівському палеозойському прогині, де їх максимальні товщини становлять 300 м та в Переддобрудзькому прогині, де обмежують своє поширення Переддобрудзьким розломом. Тут вони залягають окремими невеликими ділянками, де їх товщини одразу досягають чималих значень < 400 м до 600 м, що є свідченням значної денудації цих нашарувань і складної тектонічної ситуації в постдевонський час. Відклади девону представлені сульфатно-карбонатними породами. В незначній кількості в нашаруваннях цього вікового діапазону зустрічаються глинисто-карбонатні (мергелі) та глинисті породи (аргіліти).

**Верхній відділ.** Відклади верхнього девону, мають майже таку ж площу розповсюдження, як і середньодевонські, хоча територія їх розповсюдження

є дещо меншою. Представлені вони карбонатними утвореннями франського ярусу і теригенно-карбонатними фаменського. Товщина їх змінюється від 50 м до 1150 м, закономірно збільшуючись зі сходу на захід. Слід зазначити, що відклади верхнього девону характеризуються достатньо витриманим літологічним складом практично на всій території їх розповсюдження.

**Кам'яновугільна система** представлена нижнім і середнім відділами.

Відклади карбону залягають на верхньодевонських породах і поширені лише в межах Львівського і Добрудзького прогинів в межах невеликої площі.

**Нижній відділ** складають породи турнейського, візейського та і серпухівського ярусів.

Відклади турнейського ярусу представлені кристалічними і глинистими вапняками, які вверх по розрізу заміщуються аргілітами і алевролітами. Порооди мають темне-сіре забарвлення, яке є характерним для нашарувань карбону. Товщина турнейського ярусу 0–26 м. Між турнейським і візейським ярусами спостерігається перерва в осадоагромадженні.

Відклади візейського ярусу мають найбільше розповсюдження серед утворень карбону, представлені сіроколірними теригенними і карбонатними відкладами. Кількість карбонатних порід догори по розрізу зменшується, вони частково або повністю заміщуються теригенними породами. Товщина ярусу сягає до 350 м.

Серпуховський ярус представлений темно-сірими аргілітами і алевролітами з прошарками коричнювато-сірих кристалічних вапняків, темно-сірих дрібнозернистих пісковиків, вуглистих сланцеподібних аргілітів і кам'яного вугілля. Характерною особливістю цих відкладів є велика кількість рослинних викопних решток, головним чином в алевролітах. Товщина ярусу збільшується в центральній частині Львівського прогину до 800 м.

**Середній відділ.** Відклади середнього карбону представлені нижньою частиною башкирського ярусу, загальною товщиною більше 200 м. Вони складаються з сіроколірної товщі аргілітів, алевролітів і пісковиків з

тонкими прошарками вапняків і кам'яного вугілля. Глинисті породи, загалом поширені у середній частині ярусу і представлені темно-сірими аргілітами та вуглистими сланцями. Товщина глинистих пачок коливається в межах 5–10 м, в окремих випадках сягає до 20 м.

**Мезозойська група.** Відклади мезозою перекривають зденудовану поверхню палеозою та верхнього венду.

**Юрська система.** Юрські відклади представлені середнім і верхнім відділами. Вони з великою стратиграфічною незгідністю залягають на різновікових відкладах палеозою.

**Середній відділ.** Відклади представлені, загалом чергуванням пісковиків, алевролітів та аргілітів сірого та строкатого забарвлення. Аргіліти сірі, темно-сірі слюдисті з відбитками і залишками флори. Пісковики світло-сірі, переважно дрібнозернисті, кварцові, слюдисті з рослинними рештками. Алевроліти сірі слюдисті з численними рослинними рештками. В нижній частині розрізу зустрічаються окремі прошарки вапняків, брекчій, гравелітів і конгломератів. Відклади юри в межах території досліджень розповсюджені фрагментарно, їх товщина змінюється від 0 м до 50 м.

**Верхній відділ.** Відклади верхньої юри без стратиграфічної перерви залягають на породах середньої юри. Вони представлені вапняками органогенно-уламковими, оолітовими, приховано-кристалічними, доломітами і ангідритами з окремими прошарками аргілітів, алевролітів, пісковиків і вапняків. Серед аргілітів переважають строкаті різновиди. В вапняках і доломітах зустрічаються відбитки фауни. Товщина верхньоюрської товщі змінюється від перших метрів до 500 м.

**Крейдяна система.** Відклади крейди представлені лише *верхнім відділом* у складі якого встановлено всі яруси від сеноману по маастрихт. Вони трансгресивно перекривають породи юрського віку, а в місцях, де юрські відклади відсутні, залягають на різновікових товщах палеозою. Товщина відкладів крейди змінюється від 0 м до 1100 м. Вони представлені вапняками, пісковиками та мергелями. В нижній частині розрізу (сеноманський ярус)

поширені кварц-глауконітові пісковики сірого та зеленкувато-сірого кольору, дрібнозернисті, інколи слабозцементовані. В пісковиках у вигляді конкрецій спостерігаються скупчення фосфоритів. Пісковики заміщуються турон-коньякськими вапняками, які переходять у пористу кремово-білу крейду з конкреціями халцедонолітів. Відклади сантону, кампану та маастрихту представлені пісковиками, вапняками, опоками, гезами та мергелями. Породи зеленкувато-сірі, сірі з рослинними рештками, відбитками моховаток, риб, часто тріщинуваті. Глинисті породи поширені у вигляді окремих прошарків невеликої товщини (до 2–3 м).

### **Кайнозойська група.**

**Палеогенова система.** Відклади палеогену залягають на розмитій поверхні верхньої крейди. Вони представлені нерозчленованою товщею еоцен-олігоцену, яка складена кварц-глауконітовими пісковиками, пісками, алевролітами та мергелями. Глинисті породи поширені фрагментарно у вигляді окремих прошарків. Товщина відкладів змінюється від 0 м до 60 м в межах території Волино-Поділля, а у Переддобрудзькому прогині нашарування палеогену досягають 600 м і більше.

**Неогенова система.** Відклади неогену представлені лише міоценовим відділом (карпатій, баденій, сармат), залягають на палеогенових відкладах та на розмитій поверхні верхньої крейди. Представлені вапняками і грубозернистими кварцовими пісковиками та глинистими утвореннями товщиною до 10 м. Верхня частина неогенового розрізу розмита. Товщина відкладів змінюється від 0 м до 325 м.

## **2.3. Нафтогазоносність**

### **2.3.1. Волино-Подільська плита**

Незважаючи на значну геолого-геофізичну вивченість регіону, на сьогоднішній день в межах Волино-Подільської плити відкрито лише два

невеликі газові родовища у відкладах середнього девону – Локачинське і Великомоствівське (Федишин (Гол. ред.), 1998; Крупський та ін., 2014). Промислову газоносність девонських відкладів на Локачинському родовищі, яке приурочене до однойменного валоподібного підняття північно-східного простягання, було встановлено в 1979 р. Родовище має сім газових покладів, один у відкладах нижнього девону (тиверська серія) і шість у відкладах – середнього девону (лопушанська, пелчинська і струтинська світи). Головну роль на Локачинському родовищі відіграють теригенні порові колектори при підпорядкованому значенні мікрокавернозних карбонатних колекторах. Зверху поклади екрануються глинистими, карбонатними і карбонатно-сульфатними породами товщиною від 15 м до 20 м. Дебіти газу коливаються від 10 тис.м<sup>3</sup>/доб до 165 тис.м<sup>3</sup>/доб при стаціонарних режимах фільтрації (Доленко и др., 1985; Крупський та ін., 2014).

Великомоствівське родовище, яке було відкрите в 1964 р, складається з двох покладів. Один з них міститься у відкладах ейфельського, другий – живецького ярусів середнього девону. Пасткою газу служить брахіантиклінальна складка ускладнена насувом. Поклад пластовий склепінний. Газ міститься в пісковиках і алевролітах, для яких характерні зміни ефективних товщин і колекторських властивостей, а також складна гідродинамічна обстановка.

Крім газових покладів в девонських відкладах відкрито і один нафтовий, непромислового характеру, який приурочений до брахіантиклінальної складки північно-східного простягання – однієї із складових структур Локачівського валу (Крупський та ін., 2014).

В межах Волино-Подільської плити у верхньодевонських відкладах встановлені багаточисельні прояви вуглеводнів у вигляді газопроявів, примазок і крапель рідкої нафти, бітуму, асфальтенів і запаху нафти. Ці прояви були встановлені у свердловинах: Олеська-1; Заложці-1; Тихотин-1,-2; Ренів-24, -25 та Луцька-1 (Хижняков, 1963; Доленко и др., 1984; Крупський та ін., 2014).

В осадовій товщі регіону інших вікових інтервалів зафіксовано лише непромислові нафтопрояви. Зокрема в рифогенних побудовах силуру на Локачинській площі, а також значні газопрояви у відкладах кембрійського віку у св. Перемишляни-1 (Павлунь та ін., 2015). Загалом, води кембрійського віку характеризуються високою газонасиченістю (Котик, 1974, Доленко и др., 1985; Трушкевич і Швай, 1998).

### **2.3.2. Переддобрудзький прогин**

В межах Переддобрудзького прогину відкрито два невеликі нафтові родовища: Східно-Саратське та Жовтоярське. Нафтоносними є карбонатні колектори в підшовній і середній частинах середнього девону і в підшві верхнього девону (Іванюта (Гол. ред.), 1998); Гнідець та ін., 2003). Ці родовища прийняті на Державний баланс і знаходяться в консервації. Також в межах території досліджень на Білоліській, Саратській, Сариярській і Жовтоярській площах (Захарчук та ін., 2007) виявлено припливи нафти із середньо-верхньодевонської частини розрізу та встановлено численні нафтопрояви.

Пористість карбонатних колекторів середнього девону коливається від 1 до 3 %, а їх проникність змінюється від  $<0,01$  до  $0,09 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>. В органогенно-детритових вапняках зі стилолітовою тріщинуватістю, щільність тріщин становить  $0,01-0,77$  см/см<sup>2</sup>, тріщинна пористість – від 0,002 до 0,96 % і проникність від 0,1 до  $600 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup> (Полухтович та ін., 1971; Гнідець та ін., 2003). Породи франського та фаменського ярусів належать до порово-каверно-стилоліто-тріщинуватого типу колекторів, їх пористість коливається в межах 0,59–2,89 %, зрідка до 3,04–5,92%, а в поодиноких зразках навіть 9,4 %. Проникність зазвичай не перевищує  $0,01 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>, інколи досягаючи  $25,2 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup>. Тріщинна пористість коливається від 0,001 до 0,16 %, проникність – від 0,02 до  $100 \cdot 10^{-3}$  мкм<sup>2</sup> (Захарчук та ін., 2007) Крім тріщин, у середньо-верхньодевонських породах спостерігаються порожнини вилуговування овальної та видовженої форми розмірами до 2 мм, що утворені в результаті

перекристалізації та доломітизації вапняків. Наявність каверн, вторинних пор і тріщин істотно підвищує ємнісні та фільтраційні властивості колекторів.

#### **2.4. Висновки до розділу 2**

Досліджена територія становить південно-західну окраїну Східноєвропейської платформи, яка включає в себе наступні геологічні структури: Волино-Подільську плиту, Молдовську платформу та Переддобрудзький прогин. Межі південно-західної границі Східноєвропейської платформи, які проводять по лінії Тейсейре-Торнквіста, досі залишаються дискусійними. Нами була проведена південно-західна границя платформи на геологічній карті-схемі, ґрунтуючись на найновіших дослідженнях.

Фундамент південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи складений складно дислокованими утвореннями архею-нижнього протерозою. Фундамент виходить на денну поверхню в області Українського щита, а в напрямку зі сходу на захід від щита до зони Тейсейре-Торнквіста поверхня фундаменту моноклінально занурюється під осадовою товщею, максимальні потужності якої розвинуті у Львівському (до 10 км) та Переддобрудзькому (до 9 км) прогинах. Осадовий чохол південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи представлений відкладами верхнього протерозою (рифей, венд), палеозою (кембрій, ордовик, силур, девон, (перм та карбон – виключно в Львівському та Переддобрудзькому прогині)), мезозою ((тріас - виключно в Переддобрудзькому прогині), юра, крейда) і кайнозою (палеоген, неоген, антропоген).

Незважаючи на значну геолого-геофізичну вивченість регіону, на сьогоднішній день у відкладах середнього девону в межах Волино-Подільської плити відкрито лише два невеликі газові родовища – Локачинське і Великомоствівське, в межах Переддобрудзького прогину два невеликі нафтові родовища: Східно-Саратське та Жовтоярське.

## РОЗДІЛ 3

### МЕТОДИ АНАЛІТИЧНИХ ДОСЛІДЖЕНЬ

#### 3.1. Дослідження порід

##### 3.1.1. Мінералого-петрографічні дослідження

На сьогоднішній день методика мінералого-петрографічних досліджень достатньо відпрацьована. Вона викладена в низці праць (Лодочников, 1955; Лазаренко, 1963; Фролов, 1964; Хабаков, 1967; Хворова и др., 1969; Маслов, 1973; Ткачук и др., 1981; Логвиненко, 1984; Крашениников и др., 1988). Для проведення детальних досліджень, насамперед, породи вивчалися макроскопічно, щоб отримати уявлення про породу загалом, її колір, структуру, текстру, міцність, вміст карбонату кальцію. Отримані результати були поширені на всі однотипні взірці. Після макроскопічного дослідження використовувались детальніші методи серед яких – поляризаційна мікроскопія, тобто вивчення порід у шліфах (Лодочников, 1955; Фролов, 1964; Логвиненко, 1984). Це дозволило встановити структуру та мінеральний склад уламкових зерен та органічних решток їх генетичну природу, структурні й текстурні особливості порід (розмір зерен, форма, ступінь відсортованості, взаєморозташування уламкового матеріалу), мінеральний склад цементу. Під біокулярною лупою вивчались фракції ( $> 0,25$  мм) легких і важких мінералів, виділені із зразків теригенних порід. Для встановлення вмісту карбонату кальцію у породах був застосований хімічний аналіз, методика якого викладена у працях (Фролов, 1964; Логвиненко, 1984).

##### 3.1.2. Рентген-дифрактометричний аналіз

Рентген-дифрактометричні дослідження проводилися у лабораторії ІГГГК НАН України (аналітик Яремчук Я.В.) за методикою, описаною В. А.



Франк-Каменецьким (Франк-Каменецкий, 1983) та Д. Муром і Р. Рейнольдсом (Moore and Reynolds, 1997). Аналізи виконані на дифрактометрі АДП-2, (32–34 кВ, 12–14 мА, Fe-антикатод, Mn-фільтр), швидкість руху гоніометра змінюється залежно від поставлених завдань. При якісній ідентифікації неглинистих мінералів на порошкових препаратах (інтервал  $6\text{--}70^\circ 2\Theta$ ) швидкість становила 2 град/хв, при якісному та кількісному визначенні глинистих мінералів на орієнтованих препаратах (інтервал  $4\text{--}50^\circ 2\Theta$ ) – 1 град/хв, при кількісному визначенні неглинистих мінералів на порошкових препаратах (інтервал  $30\text{--}45^\circ 2\Theta$ ) – 0,5 град/хв.

В процесі дослідження аргілітів збагачених органічною речовиною проведено дезінтеграцію породи, з метою визначення у ній масової частки пелітової фракції та ідентифікації глинистих мінералів. Неглинисті мінерали ідентифіковані на дифрактограмах порошкових препаратів приготовлених із механічно розтертої породи. Визначення мінерального складу проводилося шляхом співставлення експериментально одержаних значень міжплощинних віддалей  $d$  та інтенсивностей дифракційних рефлексів (на дифрактограмі) із стандартними значеннями для мінералів. Для цього були використані картотека Американської спілки дослідників матеріалів (ASTM), яка постійно доповнюється новим фактичним матеріалом, відома під назвою JCPDS (Smith et al., 1967) та на її основі розроблена програма автоматичного пошуку відповідностей «Crystallographica Search-Match».

*Кількісне визначення неглинистих мінералів, попередньо ідентифікованих на дифрактограмах порошкових препаратів, проводилося з використанням методик які не вимагають встановлення концентрації усіх мінеральних фаз у пробі (Зевин и Завялова, 1977). Кварц, вміст якого візуально переважає у породі, визначений методом внутрішнього стандарту. В якості стандарту слугував альбіт, основна лінія якого на дифрактограмі знаходиться поряд із лінією кварцу (0,334 і 0,318 нм), а їхні масові коефіцієнти поглинання відрізняються менш ніж на 15 %. Концентрацію інших мінералів в асоціації обчислено відносно відомого вмісту кварцу з*

використанням формули. Формула також враховує співвідношення інтенсивностей основної лінії кварцу і основної лінії мінералу концентрація якого визначається на дифрактограмі порошкового препарату проби та відповідних ліній цих мінералів на дифрактограмі їхньої бінарної суміші (1:1) (Зевин и Завялова, 1977).

Для кількісного визначення неглинистих мінералів вихідні порошкові препарати повторно сканували в інтервалі  $30\text{--}45^\circ 2\Theta$ , а бінарні суміші вихідної проби із внутрішнім стандартом (альбітом) (0,8:0,2) та еталонів кварцу і мінералу, концентрація якого визначається (1:1), сканували у цьому ж інтервалі з трьохкратним повтором. Для розрахунків використовували усереднене значення їхніх інтенсивностей. Водночас тут враховані відповідно і масові коефіцієнти поглинання всіх присутніх у асоціації мінералів.

*Виділення пелітової фракції* з аргілітів проводили шляхом дезінтеграції породи на піщану та алевропелітову фракції. Останню центрифугування розділяли на алевритову і пелітову.

Підготовлені для дослідження проби розділяли на частинки розміром 1–3 міліметри шляхом механічного подрібнення та просіювання через сита з отворами 3 та 1 мм. На ситі 1 мм залишалися частинки потрібної розмірності, які для дезінтеграції переносили у високі скляні посудини з 10 % розчином оцтової кислоти ( $\text{CH}_3\text{COOH}$ ). Попередній рентгенофазовий аналіз показав присутність у породі кальциту, таким чином реакція декарбонізації за участю оцтової кислоти пришвидшує розділення породи не пошкоджуючи інших мінералів (зокрема глинистих) у породі. В процесі дезінтеграції періодично кожну пробу перемішували та зливали відділені дрібнодисперсні частинки, а нерозділені уламки переносили в керамічну посудину, де у мокрому стані обережно озтирали резиновим товкачем. Після цієї процедури одержану суміш знову заливали розчином  $\text{CH}_3\text{COOH}$ . Процес тривав до повного розділення на частинки піщано-алевропелітової розмірності (майже 6 місяців). Піщану фракцію легко вилучали із суміші шляхом перемішування

та зливанням суспензії. В осаді залишалася піщана фракція, а у суспензії – алевропелітова, яку осаджували та висушували. Виділення пелітової фракції (менше 0,002 мм) із алевропелітової проводилося із застосуванням центрифуги ОПН-8УХЛН.2. Час та частота обертання ротора підбиралися експериментально (частота 1000 об/хв; час – 15-20 с. при досягнутій частоті) так, щоб після центрифугування у суспензії над осадком залишилися лише частинки менші 0,002 мм. Суспензію з пелітовими частинками зливали, а осадок заливали новою порцією дистилляту та повторно центрифугували. Цю процедуру повторювали 5–7 разів, щоб максимально виділити з осаду пелітову фракцію. Пелітові частинки із суспензії осаджували з допомогою центрифуги 40 хв. на швидкості 4000 об/хв. Осад висушували і зважували. Знаючи початкову масу породи до дезінтеграції, визначено процентний вміст глинистої (пелітової) фракції у породі.

Для визначення мінерального складу пелітової фракції ( $\leq 0,002$  мм) ми аналізували дифрактограми орієнтованих повітряно-сухих препаратів. Приготування орієнтованих препаратів проводилося шляхом осадження глинистих частинок водяної суспензії на предметне скло. Щільність осадженої плівки становить 3 мг/см<sup>2</sup>.

Ідентифікація набухаючих мінералів та змішаношаруватих утворень, що містять набухаючу компоненту, супроводжувалась додатковими обробками – насиченням етиленгліколем (1 доба, при кімнатній температурі) та відпалюванням при  $T = 550$  °С впродовж 1 години з метою діагностики хлориту чи каолініту та змішаношаруватих утворень.

Кількість глинистих мінералів у пелітовій фракції визначено моделюванням з використанням програми PyXRD (BSD-2 Clause, 2016).

### **3.1.3. Інфрачервона-спектрофотометрія**

Методом інфрачервоної спектрофотометрії було вивчено серію інфрачервоних спектрів бітумоїдів з розсіяної органічної речовини аргілітів.

Що дозволило встановити структурно-груповий склад бітумоїда, його генетичний тип і ступінь катагенетичного перетворення органічної речовини (Глебовская, 1971; Корчагина и Четверикова, 1976). Зйомка спектрів проводилась на приладі UR-20 в області частот 4000 до 700  $\text{см}^{-1}$  (призма NaCl) (спектрофотометрична лабораторія Інституту ГГК НАН України, аналітик Манжар Н. І.).

### **3.1.4. Дослідження органічної речовини**

Дослідження органічної речовини проводились в лабораторії факультету геології, геофізики та захисту навколишнього середовища (AGH, Краків).

3.1.4.1. Піроліз Rock-Eval. Програмований піроліз порід проводився на приладі Rock-Eval 6, оснащеному модулем для визначення вмісту загального органічного вуглецю (Espitalié et al. 1985). Були заміряні такі базові параметри: вміст вільних вуглеводнів ( $S_1$ ), нафтовий потенціал ( $S_2$ ), температура піролізу при максимальному виході продуктів крекінгу керогену  $T_{\text{max}}$ , кількість вуглекислого газу, що виділився в процесі піролізу ( $S_3$ ), вміст залишкового органічного вуглецю ( $S_4$ ). Ці параметри були використані для визначення вмісту загального органічного вуглецю (TOC), відношення  $S_2/S_3$ , індексу продуктивності (PI), індексу гідрогену (HI), індексу кисню (OI). Як заміряні так і розраховані величини забезпечили основу для характеристики органічної речовини, її кількості, генетичного типу і ступеня перетвореності (Espitalié et al. 1985; Hunt 1996).

3.1.4.2. Екстракція бітумоїдів. Екстракція бітумоїдів здійснювалась за допомогою апарата SOXTEC™ з використанням суміші дихлорметану з метанолом в пропорції 93:7. Осадження фракції асфальтенів з бітумоїдів відбувалось за допомогою гексану. Залишок був сепарований на композиційні фракції насичених вуглеводнів, ароматичних вуглеводнів і смол за допомогою колонкової хроматографії, використовуючи колонки (0.8

х 25 см) з оксидом алюмінію/силікагелем в пропорції 2/1. Фракції були елюйовані відповідно гексаном, бензолом і сумішшю бензолу з метанолом. Після видалення карбонатів із зразків порід за допомогою HCl та екстракції бітумоїдів, ці зразки спалювалися для визначення складу стабільних ізотопів вуглецю керогену. Підготовка попередньо екстрагованих бітумоїдів і їх фракцій для визначення в них складу стабільних ізотопів вуглецю проводилась за такою ж процедурою (Espitalié et al. 1985; Hunt, 1996).

3.1.4.3. Виділення та дослідження керогену. Виділення керогену для елементного аналізу здійснювалось за допомогою екстракції на апараті SOXTEC™ з використанням суміші дихлорметану та метанолу в об'ємній пропорції 93:7, декарбонізації твердого залишку за допомогою соляної кислоти (HCl) при кімнатній температурі, видалення силікатів за допомогою концентрованої плавикової кислоти (HF), видалення новоутворених сполук фтору за допомогою нагрітої концентрованої соляної кислоти, розділення важких рідин (водний розчин ZnBr<sub>2</sub> з густиною 2,1 г/мл), і екстракції на апараті SOXTEC™ з використанням вищезгаданої суміші розчинників.

Елементний склад виділеного керогену (C, H, N і S) визначався за допомогою елементного аналізатора Carlo Erba EA 1108. Вміст залишку піриту в концентраті керогену аналізувався, як вміст заліза за допомогою приладу Perkin-Elmer Plasma 40 ICP-AES після обробки соляною кислотою попелу керогену, який спалювався при 815°C впродовж 30 хвилин. Вміст органічного сульфурю був вирахований, як різниця між загальним і піритним сульфуром. Для вирахування вмісту оксисену сума вмісту C, H, N, S, вологи і попелу віднімалась від 100 % (Langford F and Blanc-Valleron, 1990)

3.1.4.4. Вимірювання відбивної здатності вітринітоподібних мацералів. На мікрофотометрі Zeiss-Opton при довжині хвилі 546 нанометрів в маслі були виконані вимірювання відбивної здатності вітринітоподібних мацералів (Ro) і використані стандарти відбивної здатності 0,496%, 0,921%, 1,141% і 1,662%. Підготовка

зразків і розрахунок точок були здійснені у відповідності із процедурою ІССР (Taylor et al., 1998).

### **3.2. Дослідження нафт і бітумоїдів порід**

Дослідження нафт і бітумоїдів порід проводились в лабораторії факультету геології, геофізики та захисту навколишнього середовища (AGH, Краків).

#### **3.2.1. Визначення питомої ваги та вмісту ванадію і нікелю**

Питома вага нафт була визначена за стандартом АРІ за допомогою денситометра Anton Paar DMA5300M. Вміст сульфуру визначався на аналізаторі Лесо SR-12. Вмісти ванадію та нікелю визначалися методом ІСР-ОЕС з використання спектрофотометра Perkin Elmer WMA400 відповідно до стандарту ASTM D 5708:2002.

#### **3.2.2. Колонкова хроматографія**

Перед відділенням асфальтенів нафти витримувалися в атмосфері нітрогену впродовж 5 годин при температурі 60 °С. Фракція асфальтенів була осаджена за допомогою н-гексанів. Після цього залишкові мальтени розділялися на композиційні фракції насичених вуглеводнів, ароматичних вуглеводнів і смол за допомогою колонкової хроматографії з використання колонок (0.8 x 25 см), наповнених сумішшю окису алюмінію / силікагелю в об'ємному співвідношенні 2:1. Фракції екстрагувалися н-гексаном, толуолом і сумішшю толуолу і метанолу в об'ємному співвідношенні 1:1 відповідно.

#### **3.2.3. Газова хроматографія**

Всі нафти і бітумоїди були проаналізовані за допомогою газової хроматографії високої роздільної здатності. Для цієї мети 1 мл зразка,

попередньо розчинений в  $CS_2$ , вводився в інжектор хроматографа Hewlett Packard 5890 серії II GC при температурі 300 °C. Після цього зразок проходив через колонку Agilent DB1(50 м x 0,2 мм) з товщиною плівки 0,5 мм з використання постійного потоку нітрогену, як газу-носія, із швидкістю 0,3 мл/хв. Піч колонки була запрограмована на утримання температури 30°C впродовж 5 хв з наступним збільшенням температури до 320°C із швидкістю 3°C/хв, яка утримувалась впродовж 20 хв. Компоненти, що виходили з колонки, визначалися за допомогою полум'яно-іонізаційного детектора при 325°C.

### **3.2.4. Масспектрометрія**

Нафти, бітумоїди і їхні індивідуальні фракції з метою визначення вмісту стабільних ізотопів вуглецю спалювались в системі. Аналіз складу стабільних ізотопів вуглецю проводився на мас-спектрометрі Finnigan Delta Plus. Результати аналізу складу стабільних ізотопів вуглецю віднесені до стандарту PDB з аналітичною похибкою до  $\pm 0.2$  ‰ (Coplen, 2011).

### **3.2.5. Газова хроматографія-масспектрометрія**

Фракції насичених і ароматичних вуглеводнів були піддані хроматомасспектрометричному аналізу для визначення біомаркерів (Peters, 2005). Аналіз виконувався на хроматомасспектрометрі Agilent type 7890A Series II, з автоматичним семплером Agilent 7683B, оснащеному плавленими кварцевими капілярними колонками (60 м x 0.25 мм внутр. діаметр) покритими фазою 95% метил/5% фенілсилікон (DB-5, товщина плівки 0.25  $\mu$ m) і фазою 65% метил /35% фенілсилікон (DB-35, товщина плівки 0.25  $\mu$ m). Гелій використовувався, як газ-носіє. Піч газового хроматографа працювала за такою програмою: температура 80 °C утримувалась впродовж 1 хвилини, потім підвищувалась до 120°C із швидкістю 20°C/хвилину, потім

підвищувалась до 300°C із швидкістю 3°C/хвилину і утримувалась впродовж 35 хвилин. Газовий хроматограф з'єднаний із мас-селективним детектором (MSD) 5975C Network. Мас-спектрометр працював при температурі джерела іонів 230 °C, енергії іонізації 70 eV і часовим циклом 1 секунда в діапазоні мас від 45 до 500 Дальтонів. В селективному іонному режимі час працюючого мас-селективного детектора був встановлений на 30 мілісекунд для кожного іона.

Фракція ароматичних вуглеводнів з нафт і бітумоїдів аналізувалась на хроматомаспектрометрі для визначення фенантрени і дибензотіофену і їх похідних. Аналіз виконувався на тому ж обладнанні, яке використовувалось для вивчення фракції насичених вуглеводнів.

Мас-спектрометр працював при температурі іонного джерела 200°C, енергії іонізації 70 eV і часовому циклі 1 секунда в діапазоні мас 40-600 дальтонів.

### **3.3. Дослідження газів**

Дослідження газів проводились в лабораторії факультету геології, геофізики та захисту навколишнього середовища (AGH, Краків).

#### **3.3.1. Газова хроматографія**

Метод газової хроматографії був застосований для вивчення молекулярного складу газів ( $\text{CH}_4$ ,  $\text{C}_2\text{H}_6$ ,  $\text{C}_3\text{H}_8$ , *i*- $\text{C}_4\text{H}_{10}$ , *n*- $\text{C}_4\text{H}_{10}$ ,  $\text{C}_5\text{H}_{12}$ ,  $\text{C}_6\text{H}_{14}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{O}_2$ ,  $\text{H}_2$ ,  $\text{N}_2$ , He, Ar). Дослідження проводилось на хроматографі Agilent 7890A GC. Прилад оснащений трьохкрановою системою з використанням трьох 1/8 дюймових колонок (3-х футова Hayesep Q 80/100 mesh, 6-ти футова Hayesep Q 80/100 mesh і 10-ти футове молекулярне сито (13X 45/60 mesh) і капілярна колонка GS-Alumina (50 м x 0.53 мм). Система складається з двох незалежних каналів. Канал який використовує полум'яно-іонізаційний



детектор для детального аналізу вуглеводнів, є простим газозабірним краном, що вприскує зразок в колонку GS-Alumina. Другий канал, який включає в себе колонки, використовується для визначення метану, етану та неуглеводневих газів. Піч газового хроматографа встановлена для програмованої початкової температури 60°C, яка утримується впродовж 1 хвилини, потім підвищується до 90°C при швидкості 10°C/хвилину, наступне збільшення до 190°C при швидкості 20°C/хвилину, і врешті утримується впродовж 5 хвилин. Фронтальний детектор (TCD) працює при температурі 150°C а полум'яно-іонізаційний детектор (FID) – при температурі 250°C. Гелій використовується, як газ-носії з потоком 28 мл/хвилину через канал детектора TCD, а через канал полум'яно-іонізаційного детектора - 7 мл/хвилину. Концентрація гелію визначалась на газовому хроматографі Chrom-5, оснащеному детектором TCD і 1/8 дюймовою 2,5 метровою колонкою з сумішшю молекулярних сит 4A і 5A (об'ємне співвідношення 2:1) з використання аргону як газу-носія при сталій температурі 25°C. Концентрація аргону визначалась на тому ж газовому хроматографі Chrom-5, з таким же програмуванням температури як для гелію, з використання 2,5 метрової колонки, наповненої молекулярним ситом 13X і водню, як газу-носія.

### 3.3.2. Масспектрометрія

Аналіз стабільних ізотопів виконувався на мас-спектрометрах Finnigan Delta Plus і Micromass VG Optima. Дані складу стабільних ізотопів карбону виражені в записі  $\delta$  в стандарті VPDB, NBS-22 (нафтовий стандарт) -30.03‰. Дані складу стабільних ізотопів водню подані в записі дельта ( $\delta^2\text{H}$ , ‰) в міжнародному стандарті Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW = 0.0‰) і приведені до стандарту легкого арктичного розчинення SLAP (2-х пунктова калібрація), як рекомендовано (Coplen, 2011). Аналітична точність оцінюється  $\pm 0.2\text{‰}$  для ізотопів карбону і  $\pm 3\text{‰}$  для ізотопів водню.

Метан, етан, пропан, ізо-бутан і н-бутан розділялися хроматорграфічно для аналізу стабільних ізотопів вуглецю. Вони спалювалися над гарячим оксидом міді (850 °C), що вироблявся системою, а потім подавалися на мас-спектрометр. Вода, яка виділялася в результаті спалювання метану для аналізу стабільних ізотопів гідрогену була відновлена цинком до газоподібного гідрогену (Florkowski, 1985). Результати аналізу стабільних ізотопів нітрогену виражені в записі дельта ( $\delta^{15}\text{N}$ , ‰) відносно стандарту нітрогену повітря. Аналітична точність оцінюється  $\pm 0.4\%$ . Молекулярний нітроген розділявся хроматорграфічно для аналізу стабільних ізотопів нітрогену і подавався на мас-спектрометр безпосередньо через систему.

### **3.4. 1-D моделювання тектонічної еволюції, історії занурення і термального дозрівання порід**

Історія тектонічної еволюції, занурення і термального дозрівання порід, процеси генерації вуглеводнів були реконструйовані за допомогою використання програми комп'ютерного моделювання BasinMod™ 1-D (BMRM 1-D, 2006), яке було проведено в лабораторії факультету геології, геофізики та захисту навколишнього середовища (AGH, Краків).

Для підготовки комп'ютерного моделювання 1-D бекстріппінг (зворотній пошаровий аналіз) було враховано ізостатичне навантаження внаслідок якого виникло ущільнення порід (Angevine et al., 1990). Ефекти седиментаційної декомпації були вираховані опираючись на дослідження (King, 1994). Верхня та нижня межа окремих стратиграфічних одиниць були прийняті відповідно до хроностратиграфічної схеми (Cohen et al, 2013). В розрахунки також були включені зміни палеобатімертії дослідженого басейну.

Для підготовки комп'ютерного моделювання історії занурення і термального дозрівання порід були проаналізовані процеси седиментації, ерозії, перерви в осадонагромадженні які були систематизовані з даними

сучасних і первинних потужностей та літологічного складу окремих стратиграфічних комплексів, сучасні і палеотеплові потоки. Вхідні параметри включали також геохімічні дані такі як первинний вміст органічного вуглецю та генетичний тип керогену. Термальна зрілість вираховувалася з використання моделі EASY %  $R_o$  (Sweeney and Burnham, 1990) і була калібрована з параметром  $T_{max}$  піролізу Rock-Eval, відбивною здатністю вітринітоподібних мацералів ( $R_o$ ).

### 3.5. Висновки до розділу 3

Застосування низки аналітичних методів:

- для вивчення порід (мінералого-петрографічні дослідження, рентген-дифрактометричний аналіз, інфрачервона-спектрофотометрія, піроліз Rock-Eval, екстракція бітумоїдів, виділення та дослідження керогену, вимірювання відбивної здатності вітринітоподібних мацералів);
- нафт і бітумоїдів порід (визначення питомої ваги та вмісту ванадію та нікелю, колонкова хроматографія, газова хроматографія, газова хроматографія-маспетрометрія);
- газів (газова хроматографія, маспетрометрія);

дозволило одержати необхідні як літологічні та літолого-геохімічні характеристики відкладів різних вікових діапазонів південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи.

1-D моделювання дозволило, для осадової товщі дослідженої території, відтворити її тектонічну еволюцію, історію занурення і термального дозрівання та встановити ймовірний час генерації вуглеводнів в окремих літолого-стратиграфічних комплексах.

## РОЗДІЛ 4

### ЕВОЛЮЦІЯ РЕЧОВИННОГО СКЛАДУ ВІДКЛАДІВ ЕДІАКАРІО ТА ЇХ НАФТОГЕНЕРАЦІЙНИЙ ПОТЕНЦІАЛ

#### 4.1. Поширення відкладів едіакаріо та літолого-стратиграфічне зіставлення розрізів

На теперішній час проведено значний обсяг палеонтологічних та літологічних досліджень едіакарських (верхньовендських) відкладів, які висвітлені в численних публікаціях (Курочка, 1959; Великанов и др., 1979; Великанов и др., 1983; Асеева, 1988; Великанов, 2011). Ці дані, разом з нашими дослідженнями, стали основою для побудови карти-схеми (рис. 4.1.1), яка демонструє поширення від кордону з Польщею і Білоруссю до Чорного моря відкладів едіакаріо, а також порід окремого часового відрізка збагачених органічною речовиною – калюських верств.

Як видно з рисунка 4.1.1 едіакарські нашарування залягають моноклінально, їх потужності закономірно зростають в напрямку до зони Тейсейре-Торнквіста, де максимальні значення становлять 300 м для північно-західної та центральної частини району, а в південно-східній частині товщини зростають до 500 м і більше. Калюські відклади, теж залягають моноклінально, з частковим успадкуванням морфоструктур едіакаріо. Товщини цих нашарувань загалом сягають 60 м в межах Волино-Подільської плити, а в Переддобрудзькому прогині – 120 м і більше. На фоні загального моноклінального залягання порід виокремлюються чотири локальні морфоструктури (рис. 4.1.1), які простягаються впоперек до поширення відкладів едіакаріо з північного сходу на південний захід майже паралельно одна одній. Ці морфоструктури корелюються зі встановленими за дослідженнями (Великанов и др., 1983) давніми річковими долинами, найбільшою за площею з яких була Барсько-Віньковецька, яка зливалася з розташованою поруч Бахтинсько-Михайловецькою, а також розташованою південніше Лядовською. Головним джерелом зносу цих річкових артерій

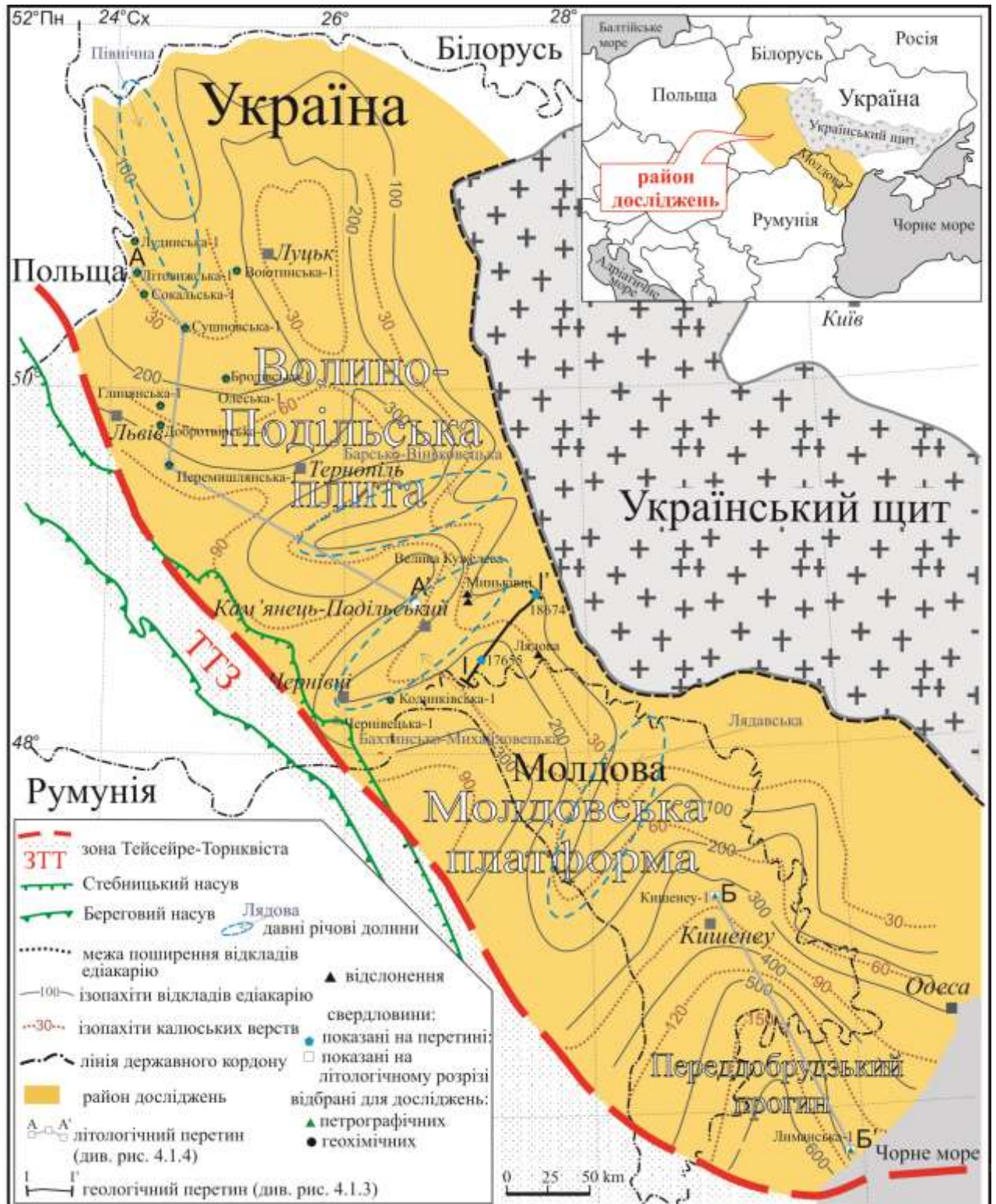


Рис. 4.1.1. Карта поширення і товщин відкладів едіакарію та калюських верств південно-західного схилу Східноєвропейської платформи (Чебаненко и др., 1990; Seghedi et al., 2005; Krzywiec, 2009; Kosakowski et al., 2017, Радковець, 2017; Radkovets et al., 2018)

були ділянки Українського щита, які безпосередньо прилягали до областей акумуляції. На північному заході дослідженої території встановлено, ще одну морфоструктуру, яку назвемо Північною (рис. 4.1.1.). Судячи з характеру морфоструктури, а також за даними досліджень, щодо джерела зносу теригенного матеріалу (Jaworjwski and Sikorska, 2003; Paczeńska et al., 2005) це теж палеодолина, річкової артерії, яка брала свій початок на півночі, ймовірно, з Балтійського щита.

Відклади едіакарію за петрографічними та палеонтологічними особливостями (Великанов и др., 1983; Великанов, 2011) були поділені на окремі серії, світи та верстви (рис. 4.1.2), положення яких в розрізі показано на рис. 4.1.3.

Вік, млн.р. 542	Система		Серія	Світа	Верства		
	Едіакарій Верхній венд		Канилівська	Студенницька		Комарівська	
Поливанівська							
Крушанівська					Дурняківська		
					Кривчанська		
Жарнівська					Староушицька		
					Кулешівська		
Данилівська					Шебутинська		
					Пилипівська		
Могилів-Подільська				Нагірянська		Калюська	
						Джуринська	
				Яришівська		Зіньківська	
			Броніцька				
			Бернашівська				
			Могилівська		Лядовська		
					Ямпільська		
					Ломозівська		
					Ольчедаївська		
			630				

Рис. 4.1.2. Стратиграфічна схема відкладів едіакарію Волино-Подільської плити (Великанов и др., 1983; Великанов, 2011)



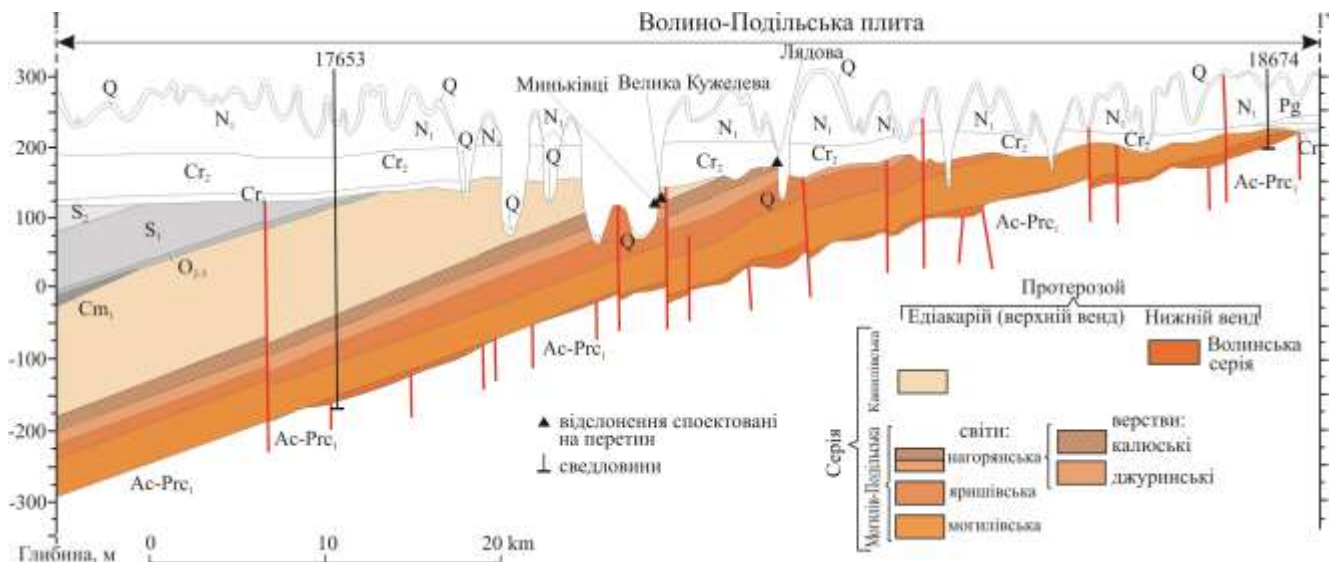


Рис. 4.1.3. Геологічний перетин (для локалізації див. рис. 4.1.1) I – I' через Волино-Подільську плиту (модифіковано за Брацлавський та ін., 2008)

Відслонення Велика Кужелева і Міньківці на перетині зпроектовані близько 30 і 27 км з північного заходу; Лядова – 25,5 км з південного сходу. Ac-Prc<sub>1</sub> – архей-нижній протерозой, Cm<sub>1</sub> – нижній кембрій, O<sub>1-2</sub> – нижній і середній ордовик, S<sub>1</sub> – нижній силур, S<sub>2</sub> – верхній силур, Cr<sub>1</sub> – нижня крейда, Cr<sub>2</sub> – верхня крейда, Pg – палеоген, N<sub>1</sub> – міоцен, Q – четвертинний

Рисунок 4.1.4 демонструє літологічні особливості і поширення відкладів едіакарію у розрізах шести представницьких свердловин, які показують зміни петрографічного складу та потужностей порід едіакарію у розрізі. Нижня частина едіакарського розрізу (могилівська світа) представлена конгломератами та грубозернистими пісковиками. Ці породи становлять конуси виносу давніх палеорік.

Теригенні відклади яришівської світи відрізняються від підстеляючі їх – це дрібно-середньозернисті пісковики з перешаруванням алевролітів та аргілітів. Їх догори по розрізу змінюють середньозернисті польвошпат-кварцові пісковики джуринських верств (нагорянська світа) максимальні потужності яких сягають 30 м. Відклади джуринського віку заміщуються калузькими верствами – збагаченими розсіяною органічною речовиною, темно-сірими тонкошаруватими аргілітами та глинистими алевролітами. Відклади канилівської, які

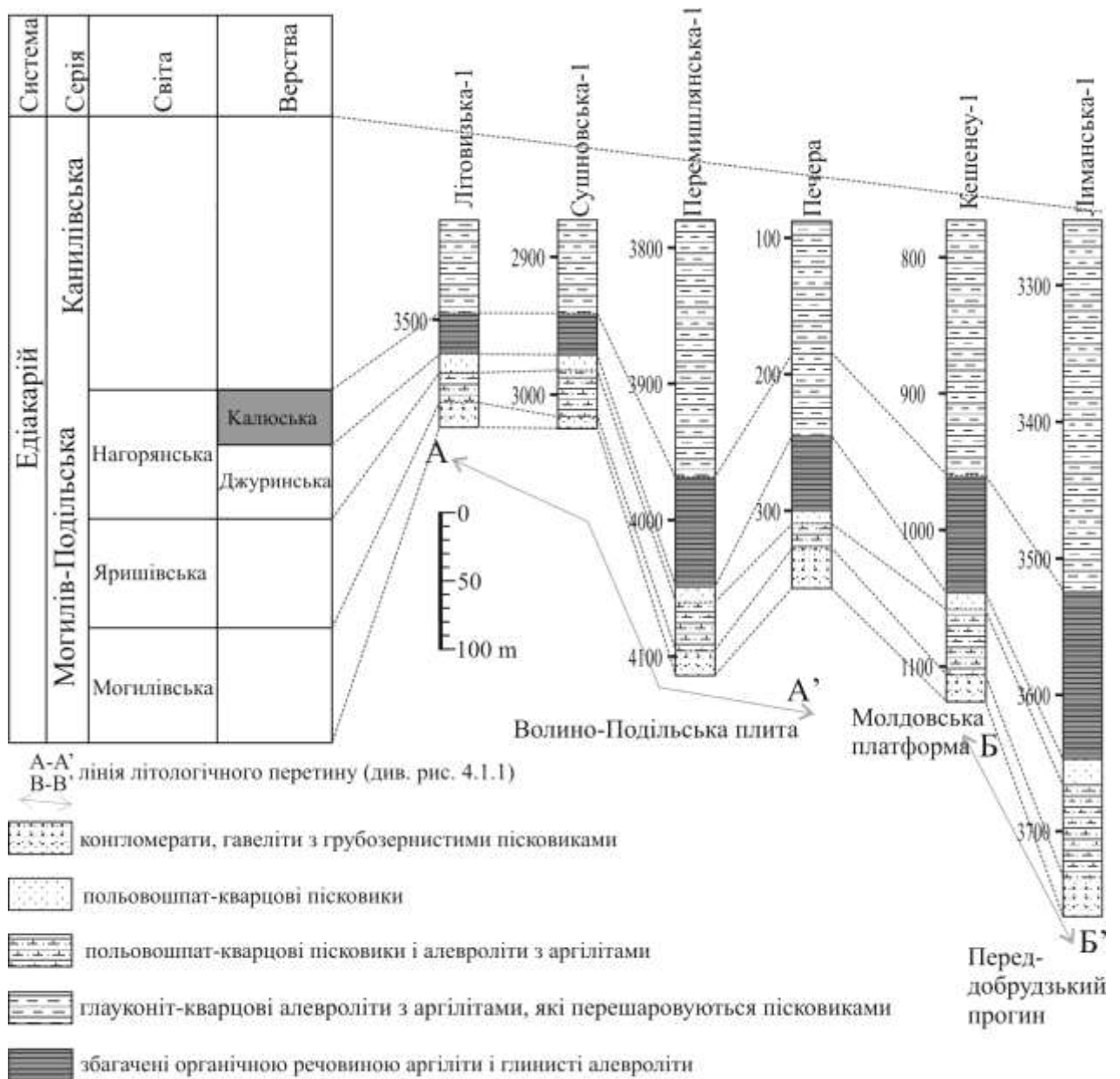


Рис. 4.1.4. Літологічний перетин через Волино-Подільську плиту (A-A'), Молдовську платформу і Переддобрудзьки прогин (B-B') і його кореляція з регіональною стратиграфічною схемою (Великанов и др., 1983; Великанов, 2011)

завершують едіакарський розріз, становлять ритмічну товщу глауконіт-кварцових алевролітів та аргілітів, які перешаровуються пісковиками. Верхня частина відкладів едіакарію канилівської серії зазнала денудації. В найзануренішій ділянці дослідженої території відклади едіакарію зі стратиграфічним неузгодженням заміщуються відкладами нижнього кембрію, а на ділянках прилеглих до Українського щита їх перекривають відклади середнього-верхнього ордовіку або силуру, нижньої крейди чи четвертинні відклади.



#### 4.2. Петрографічна характеристика порід едіакарію

Відклади едіакарію (верхній венд) залягають на нашаруваннях волинської серії (нижній венд) або звітрілих магматичних чи метаморфічних породах кристалічного фундаменту. Едіакарський розріз представлений глинисто-теригенними породами (конгломерати, гравеліти, пісковики, алевроліти, аргіліти) (Великанов и др., 1983; Великанов, 2011). Уламкова складова цих нашарувань відповідає складу корінних порід Українського щита, а також частково складена вулканоміктовими породами (Нечаєв и др., 1969), що виникли внаслідок руйнування молодого базальтового плато, яке сформувалося до кінця волинської епохи на заході Волино-Подільської плити і піддалося енергійному субаеральному вивітрюванню. В таблиці 4.2.1 продемонстровано петрографічний склад відкладів едіакарію, з процентним вмістом мінералів у породах.

**Могилів-Подільська серія** включає в себе могилівську, яришівську та нагорянську світи. *Могилівська світа* представлена грубозернистими породами, які складені валунно-гравійно-гальковими конгломератами, гравелітами і грубозернистими пісковиками. Конгломерати і гравеліти зцементовані дрібнозернистим кварцовим пісковиком та польовими шпатами. Грубозернисті пісковики (рис. 4.2.1) за мінеральним складом

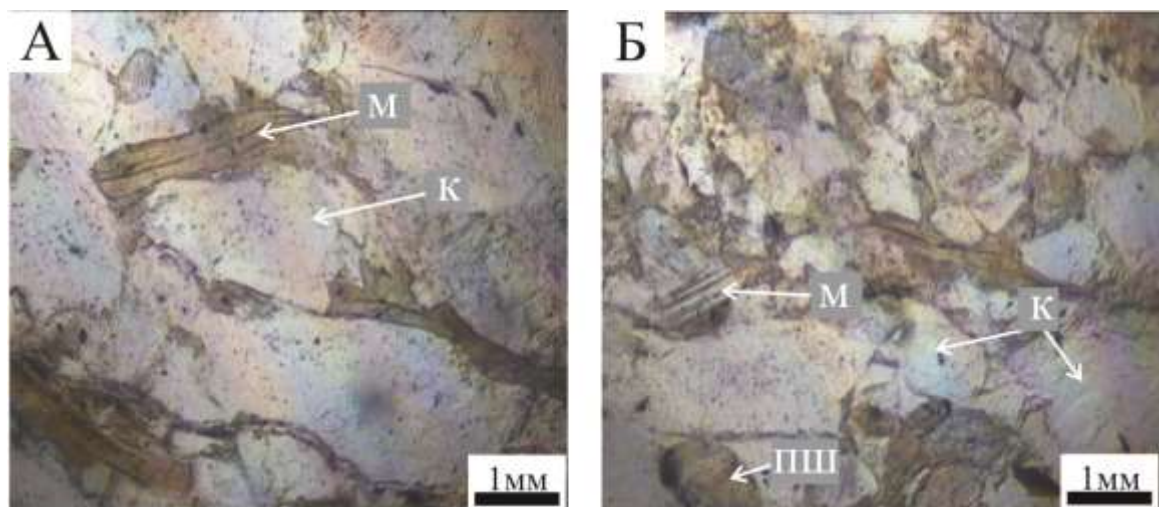


Рис. 4.2.1. Мікрофотографії грубозернистих пісковиків могилівської світи. Сverdlovina Літовизька-1, глибина: А – 3563 м, Б – 3561 м  
к – кварц, м – мусковіт, пш – польовий шпат

Таблиця 4.2.1.

## Петрографічний склад порід едіакарію (Radkovets et al., 2018)

Літостратиграфія		Літологія	Кількість зразків	Вміст мінералів в поріді, %									%
Серія/ Світа	Верства			Уламкові			Аутигенні		Глинисті	Акцесорні	Рудні		
		Кварц	Польові шпати	Слюда	Глауконіт	Фосфати	Гідрослюда і Хлорит	Циркон	Пірит	Титаноносні	C <sub>орг</sub>		
Могиливіська		Пісковики	12	$\frac{80-73}{76}$	$\frac{5-15}{11,7}$	$\frac{1-7}{4,3}$	n.d.	n.d.	$\frac{6-7,5}{6,7}$	$\frac{0,5-1}{0,5}$	$\frac{0,1-0,4}{0,3}$	$\frac{0,3-0,8}{0,5}$	<0,1
Яришівська		Пісковики	11	$\frac{65-75}{70}$	$\frac{8-15}{12,8}$	$\frac{1,5-8}{4,8}$	n.d.	n.d.	$\frac{5-18}{12}$	$\frac{0,5-1}{0,8}$	$\frac{0,1-0,5}{0,3}$	$\frac{0,5-1}{0,6}$	<0,1
Яришівська		Алевроліти	9	$\frac{60-70}{64}$	$\frac{8-17}{14}$	$\frac{3-9}{6,5}$	n.d.	n.d.	$\frac{7-20}{15,5}$	$\frac{0,5-1,2}{0,9}$	$\frac{0,1-0,5}{0,3}$	$\frac{0,5-1}{0,6}$	<0,1
Нагорянська	Джури́нська	Пісковики	8	$\frac{58-73}{69}$	$\frac{8-15}{12}$	$\frac{2-6}{4}$	$\frac{1-3}{2}$	$\frac{1-3}{2,5}$	$\frac{5-8}{7}$	$\frac{0,3-0,7}{0,5}$	$\frac{0,3-1}{0,5}$	$\frac{0,3-1}{0,5}$	<0,1
Нагорянська	Калоська	Аргіліти	12	$\frac{35-55}{46}$	$\frac{2,8-5}{4}$	$\frac{2-5}{4}$	$\frac{1-4}{2,5}$	$\frac{1-5}{2,2}$	$\frac{32-45}{35}$	$\frac{0,3-0,5}{0,4}$	$\frac{3,5-6,5}{5}$	$\frac{0,3-1}{0,7}$	$\frac{0,03-0,89}{0,3}$
Нагорянська	Калоська	Глинисті алевроліти	10	$\frac{55-65}{59}$	$\frac{4,8-12}{5,9}$	$\frac{2-7}{4,7}$	$\frac{1-3}{2}$	$\frac{1-3}{1,5}$	$\frac{17-25}{20}$	$\frac{0,3-0,5}{0,45}$	$\frac{1,5-8}{5}$	$\frac{0,5-1}{0,6}$	$\frac{0,05-0,84}{0,25}$
Канилівська		Пісковики	10	$\frac{60-67}{64}$	$\frac{5-14}{9,5}$	$\frac{1-3}{1,5}$	$\frac{5-12}{7}$	$\frac{3-10}{5}$	$\frac{8-12}{9,5}$	$\frac{0,2-0,5}{0,3}$	$\frac{1,5-4}{1,8}$	$\frac{0,2-0,6}{0,4}$	<0,1
Канилівська		Алевроліти	8	$\frac{60-67}{63}$	$\frac{5-12}{8,5}$	$\frac{1-3}{1,5}$	$\frac{4-10}{6,5}$	$\frac{2,5-8}{5}$	$\frac{8-15}{13}$	$\frac{0,2-0,5}{0,3}$	$\frac{1,5-4}{2}$	$\frac{0,2-0,5}{0,4}$	<0,1
Канилівська		Аргіліти	7	$\frac{38-59}{41}$	$\frac{4-10}{5,2}$	$\frac{1-3}{2}$	$\frac{3-7}{3,8}$	$\frac{0,5-3}{0,8}$	$\frac{34-46}{44,8}$	$\frac{0,2-0,5}{0,3}$	$\frac{1,5-5}{2,8}$	$\frac{0,2-0,5}{0,3}$	<0,1

В чисельнику – діапазон вмісту мінералів в поріді, в знаменнику – середні значення вмісту мінералів в поріді; н.в. – не встановлено

відносяться до кварцових, кількість якого в них складає 73–80 %, польових шпатів 5–15 %, до 7 % складає слюда – біотит та мусковіт. Цементу у пісковиках загалом представлений глинистими мінералами – гідрослюдою та хлоритом, а також зустрічається кремнисто-кварцевий і регенераційно-кварцевий.

**Яришівська світа** представлена дрібнозернистими пісковиками (рис. 4.2.2) і алевролітами, що перешаровуються з аргілітами, які складені гідрослюдою та хлоритом з незначною домішкою каолініту. Беручи до уваги близьке джерело зносу теригенного матеріалу уламкова частина порід представлена слабко обкатаними та напівобкатаними зернами кварцу який складає від 65 до 75 %, плагіоклазом – від 8 до 15 %, слюдою (мусковіт, біотит) – 1,5–8 %. Цемент представлений гідрослюдою і хлоритом. З акцесорних мінералів зустрічаються зерна циркону, гранату та титановміщуючі мінерали.

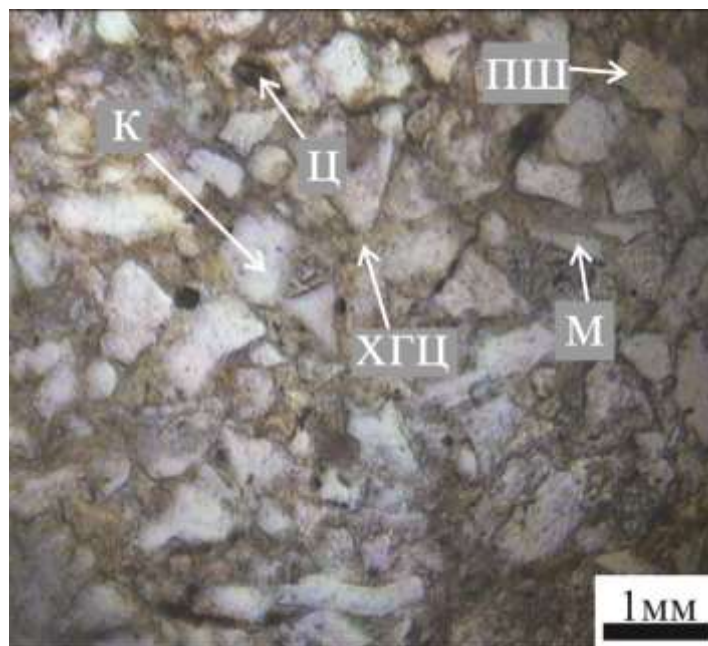


Рис. 4.2.2. Мікрофотографія дрібнозернистого польовошпат-кварцевого пісковика яришівської світи. Свердловина Перемишлянська-1, глибина 4080,8–4084,7 м

*к* – кварц, *м* – мусковіт, *пш* – польовий шпат, *хгц* – хлоритово-гідрослюдистий цемент, *ц* – циркон

**Нагорянська світа.** На відкладах цієї світи зупинимось детальніше, і розглянемо окремі верстви: джуринські – представлені глауконіт-кварцовими пісковиками і калюські – які становлять найбільший інтерес в наших дослідженнях, оскільки представлені темноколірними аргілітами з підвищеним вмістом органічної речовини, по відношенню до інших порід едіакарію ( $C_{\text{орг}}$  до 1 %).

**Джуринські верстви.** Польовошпат-кварцові пісковики джуринських верств (Рис. 4.2.3) сірого забарвлення, тонкозернисті, з гідролудисто-хлоритовим цементом. Вміст кварцу в породах складає 58–73 %, польових шпатів – 8–15%, глауконіту та фосфатної речовини – 1 – 3 %.

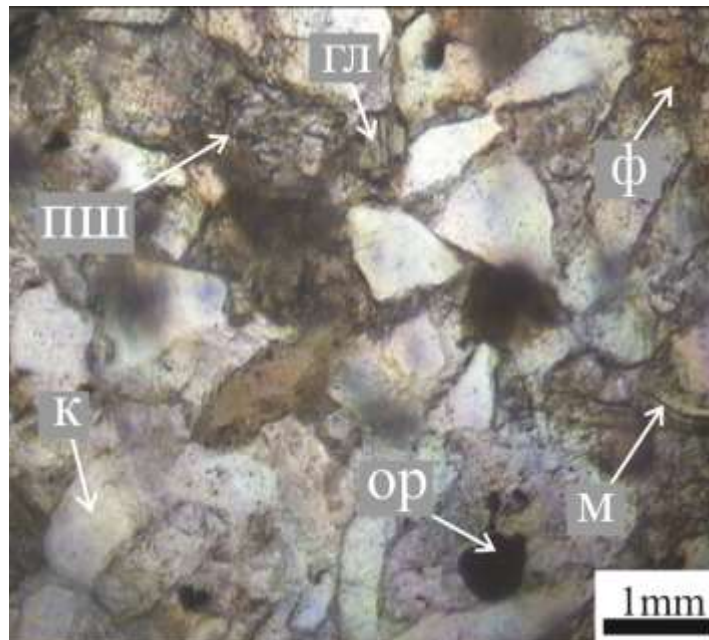


Рис. 4.2.3. Мікрофотографія польовошпат-кварцевого пісковика нагорянської світи джуринських верств. Сverdlovina Літовизька-1, глибина 3518–3525 м

г – глауконіт, к – кварц, м – мусковіт, ор – розсіяна органічна речовина, пш – польовий шпат, ф – фосфатна речовина

**Калюські верстви** загалом залягають моноклінально (Рис. 4.2.4), хоча на фоні загального моноклінального залягання порід виокремлюються морфоструктури, успадковані від відкладів яришівської та могилівської світ (Великанов и др., 1983), які простягаються впоперек до поширення відкладів



калюсу з північного сходу на південний захід майже паралельно одна одній. Потужності калюських нашарувань загалом сягають 90 м і більше в межах Волино-Подільської плити та Молдовської платформи, а в Переддобрудзькому прогині вони становлять 150 м і більше.

Калюські відклади представлені збагаченими розсіяною органічною речовиною аргілітами та глинистими алевролітами (табл. 4.2.2).

В аргілітах калюських верств (рис. 4.2.4) глинисті мінерали складені гідрослюдою і хлоритом (до 45 %). Добре обкатані кварцові зерна ( $\geq 0,03$  мм) складають в середньому 46 % в породі. Також присутні польові шпати і слюда (до 5 %), глауконіт (1–4 %), фосфати (1–5 %), пірит (до 6,5 %), незначна кількість титановмісних мінералів (до 1 %) та акцесорний циркон (0,5 %).

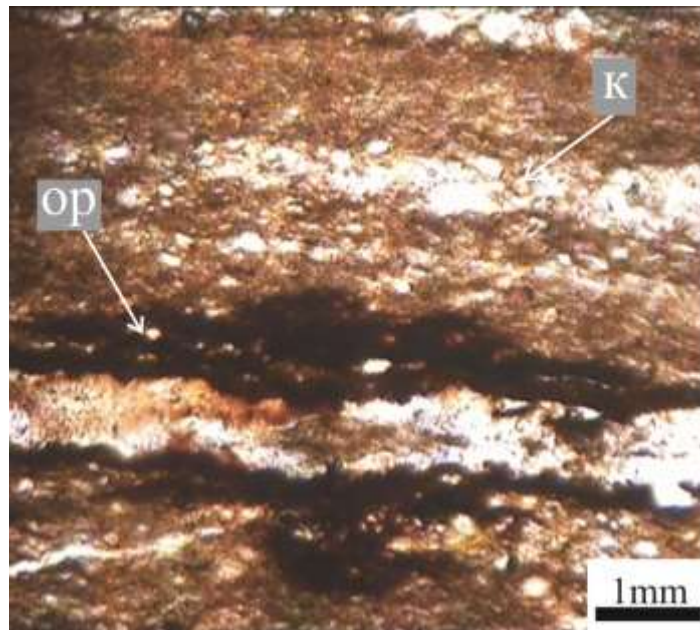


Рис. 4.2.4. Мікрофотографія збагаченого органічною речовиною аргіліта нагорянської світи, калюських верств. Відслонення поблизу с. Миньківці

*к – кварц, ор – розсіяна органічна речовина*

Глинисті алевроліти (рис. 4.2.5) складені обкатаними і напівобкатаними кварцовими зернами від 55 до 65 %, розмір яких коливається від середньозернистих (0,5–0,25 мм) до дрібнозернистих (0,031–0,062 мм). Польові шпати становлять до 12 % породи, луски слюди,

Таблиця 4.2.2.

## Петрографічний склад калюських верств (Radkovets et al., 2018)

№	Свердловини/ Відслонення	Глибина, м	Літологія	Вміст мінералів у породі, %									
				Уламкові			Аутигенні		Глинисті	Акцесорні	Рудні		
				К	Пш	Сл	Гл	Ф	Гс та Х	Ц	П	Т	
2	Бродівська-1	2009–2010	аргіліти	43	4	4,5	3	2	39	0,4	4	0,3	
3	Добровірівська-1	3935	аргіліти	49	3	4	3	3	33	0,4	3,5	0,7	
4	Добровірівська-1	3939	аргіліти	50	2,8	2	4	3	32	0,3	5,5	0,4	
5	Добровірівська-1	3943	глинисті алевроліти	55	5	3	3	2	25	0,4	6	0,6	
6	Добровірівська-1	3947	глинисті алевроліти	58	5,5	3,5	2	1,3	24	0,5	4,5	0,7	
7	Глининська-1	3950,2–3954,7	аргіліти	49	3	3,5	4	5	31	0,3	4	0,4	
8	Колинківська-1	1107–1111	аргіліти	47	4	4,5	3	2,5	31	0,5	6,5	1	
9	Колинківська-1	1314–1318	аргіліти	45	4	4	2,5	2,5	35	0,3	6	0,7	
10	Літовизька-1	3496–3499	глинисті алевроліти	60	5	5	1,2	1	20	0,3	7	0,7	
11	Літовизька-1	3500–3508	глинисті алевроліти	62	5	4	1	1	21	0,5	5	0,5	
12	Лудинська-1	3218	глинисті алевроліти	55	12	7	2	1	18	0,5	4	0,5	
13	Лудинська-1	3227	аргіліти	50	5	3	2,5	2	32	0,4	4,5	0,6	
14	Перемишлянська-1	4039–4044	глинисті алевроліти	55	5	2	3	3	21	0,4	8	0,6	
15	Сокальська-1	3484–3506	глинисті алевроліти	65	4,8	6	1	1	17	0,5	4,2	0,5	
16	Сушновська-1	2948–2954	глинисті алевроліти	62	5	5	2	1,5	18	0,5	5,5	0,5	
17	Сушновська-1	2942	глинисті алевроліти	60	7	5	2	1	19	0,5	4,5	1	
18	Сушновська-1	2962–2969	глинисті алевроліти	60	4,8	7	3	2,5	20	0,4	1,5	0,8	
22	Воютинська-1	1822,7	аргіліти	49	4	4	3,5	2,5	32	0,5	4	0,5	
26	<i>с. Миньківці</i>		аргіліти	47	4,5	4	1	1	36	0,5	5	1	
27	<i>с. Велике Кужелево</i>		аргіліти	49	4,5	5	1	1	32	0,5	6	1	
30	<i>с. Велике Кужелево</i>		аргіліти	44	4,5	5	1	1	38	0,5	5	1	
33	<i>с. Лядова</i>		аргіліти	35	5	5	1,5	1	45	0,5	6	1	
				Середній вміст									
				аргіліти	46	4	4	2,5	2,2	35	0,4	5	0,7
				глинисті алевроліти	59	5,9	4,8	2	1,5	20	0,45	5	0,6

К – кварц; Пш – польові шпати; Сл – слюда; Гл – глауконіт; Ф – фосфати; Гс – ідрослюда; Х – хлорит; Ц – циркон; П – пірит; Т – титановмісні мінерали

розміром до 2,2 мм – 2–7 %. Аутигенні мінерали представлені глауконітом і фосфатною речовиною. В породі присутні також пірит (1,5–8 %), титановмісні мінерали (до 1 %) і циркон (0,5 %). Глинисті алевроліти часто містять прожилки товщиною 0,3 мм, які складені кварцом. Органічна речовина присутня в кварцових прошарках і вповнює простір між зернами кварцу і польового шпату. Цемент становить 17–25 % породи і складений гідрослюдою і хлоритом (Радковець, 2017).

Органічна речовина калюських верств представлена залишками водоростей *Vendotenides* зі структурованою (бактеріальною) і аморфною органічною речовиною (Гниловская, 1979; Зелізна та ін., 1971). Всі наявні види вендотенід були встановлені М.Б. Гниловською (1979): *Vendotaenia antiqua* (*V. antiqua forma tertia*, *V. antiqua f. secunda*, *V. antiqua f. prima*, *V. antiqua f. quarta*).

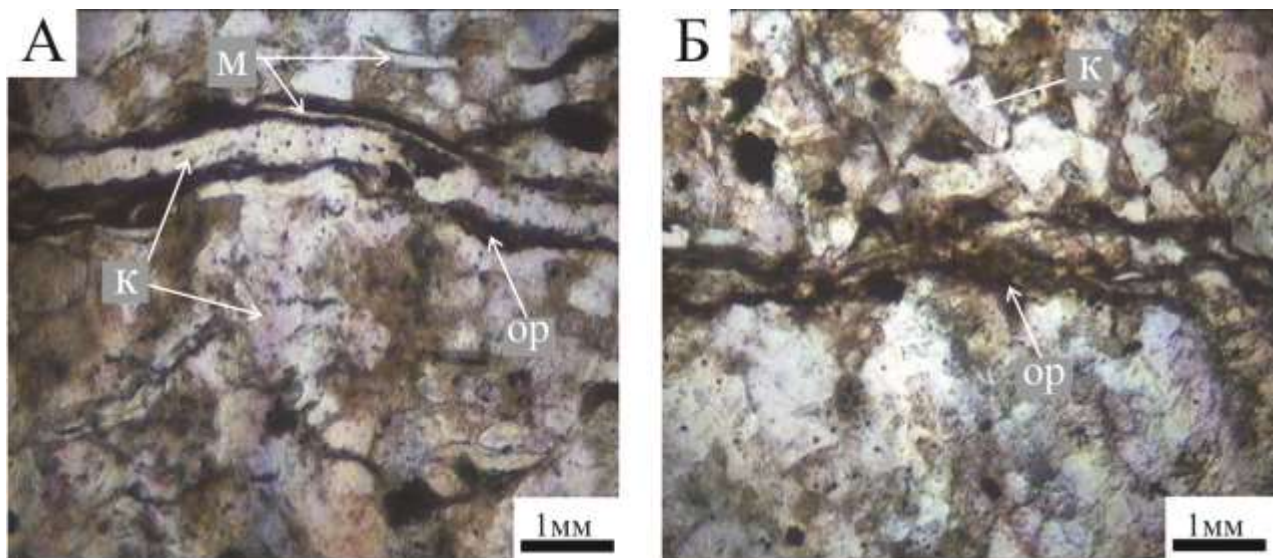


Рис. 4.2.5. Мікрофотографії збагаченого органічною речовиною глинистого алевроліта нагорянської світи калюських верств. Свердловини: А – Сокальська-1, глибина 3484–3506 м, Б – Літовизька-1, глибина 3500–3507 м  
к – кварц, м – мусковіт, ор – розсіяна органічна речовина

З відкладами калюських верств пов'язані відомі поклади фосфоритів, які виявлені у вигляді скупчень екзотичних кулястих конкрецій, що складають самостійні верстви, або спорадичні включення в аргілітовій товщі (Іванців, 1962).

**Канилівська серія** включає в себе такі світи: данилівська, жарнівська, крушанівська та студенницька. Оскільки серія представлена одноманітною – теригенно-глинистою товщею, то на окремих світах зупинятися не будемо, а дамо їй загальну петрографічну характеристику. Щонайменше 70 % розрізу канилівської серії представлено глинистими алевролітами і тонкошаруватими аргілітами (рис. 4.2.6), які складені гідрослюдою і хлоритом. Алевроліти тонкозернисті, вміст кварцу в них сягає 67 %, плагіоклазу – 5–12 %, глауконіту – 3–10, слюди – 1–3 %. Цемент представлений гідрослюдою та хлоритом. Глауконіт-кварцові пісковики складають до 30 % товщі (рис. 4.2.7). Породи середньо-дрібнозернисті з вмістом кварцу 60–67 % та підпорядкованою кількістю польових шпатів (5–14 %), глауконіту (5–12) і слюди (до 3 %). Цемент пісковиків глинистий – гідрослюди́стий з домішкою хлориту.

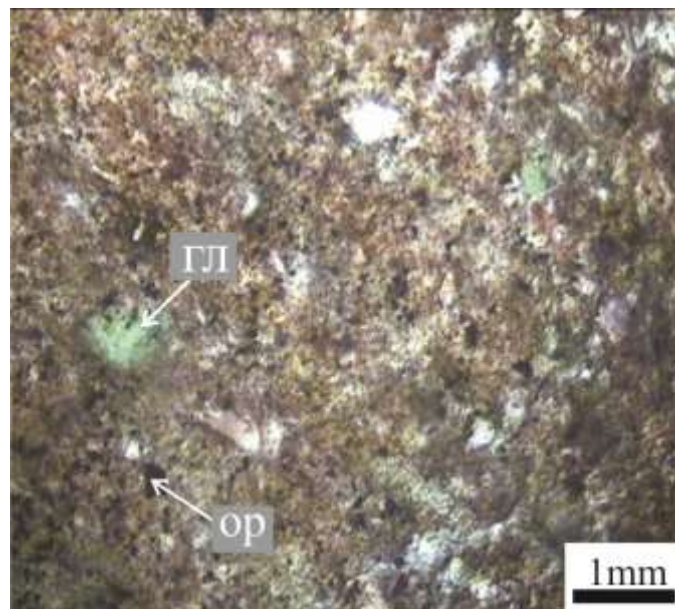


Рис. 4.2.6. Мікрофотографія аргіліта з глауконітом канилівської серії.  
Свердловина: Літовизька-1, глибина 3424,3–3429,4 м  
*г* – глауконіт, *ор* – розсіяна органічна речовина



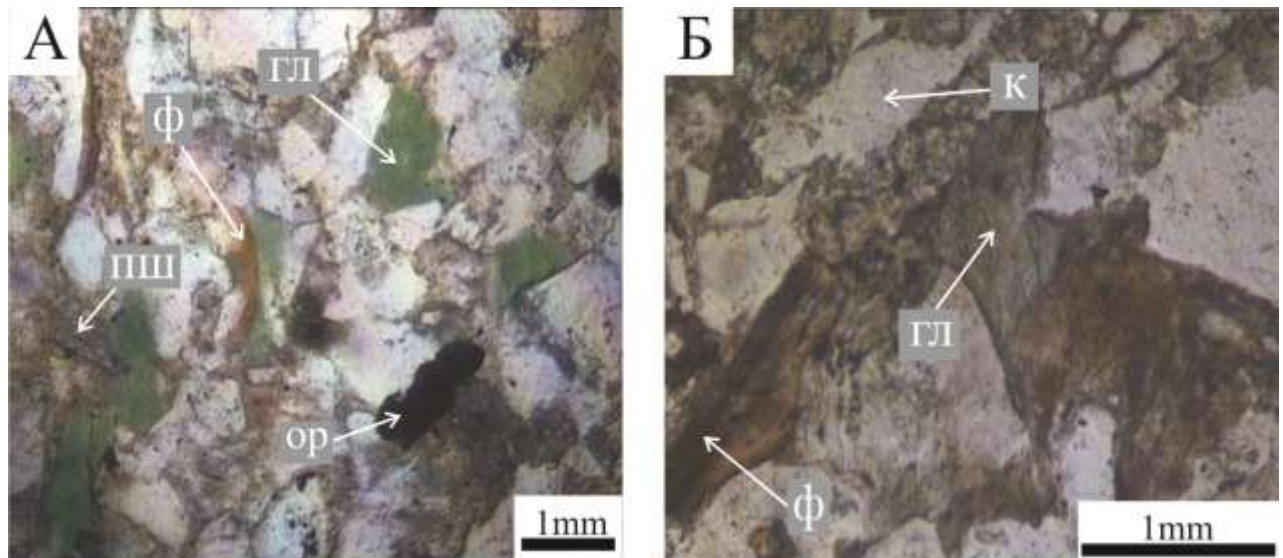


Рис. 4.2.7. Мікрофотографії глауконіт-кварцових пісковиків канилівської серії. Свердловини: А - Літовизька-1, глибина 3439–3446 м; Б – Лиманська-1, глибина 3372–3380 м

*г* – глауконіт, *к* – кварц, *ор* – розсіяна органічна речовина, *пш* – польовий шпат, *ф* – фосфатна речовина

### 4.3. Органічна геохімія калюських верств

#### 4.3.1. Петрографічне вивчення органічної речовини порід

На рисунку 4.3.1.1 показано мікрофотографії калюських порід з відслонень в районі сіл Велике Кужелево (А-Е) і Лядава (Є-Ж). Породи вміщують тверді бітуми у вигляді жил і лінз в яких видно фрагменти піриту. На мікрофотографіях А, Б, В показані вітринітоподібні мацерали. У всіх зразках спостерігається невеликий вміст органічного детриту (фітокластів). Органічна речовина асоціюється з присутністю сульфат-редуючих бактерій. У зразках із відслонень в районі села Велике Кужелево (4.3.1.1А, В) спостерігається більше фітокластів з оптичними характеристиками вітринітових мацералів. В зразках з відслонення в районі села Велике Кужелево та Лядава (рис. 4.3.1.1Є-Ж) органічна речовина в тріщинах є подібною на тверді бітумоїди.

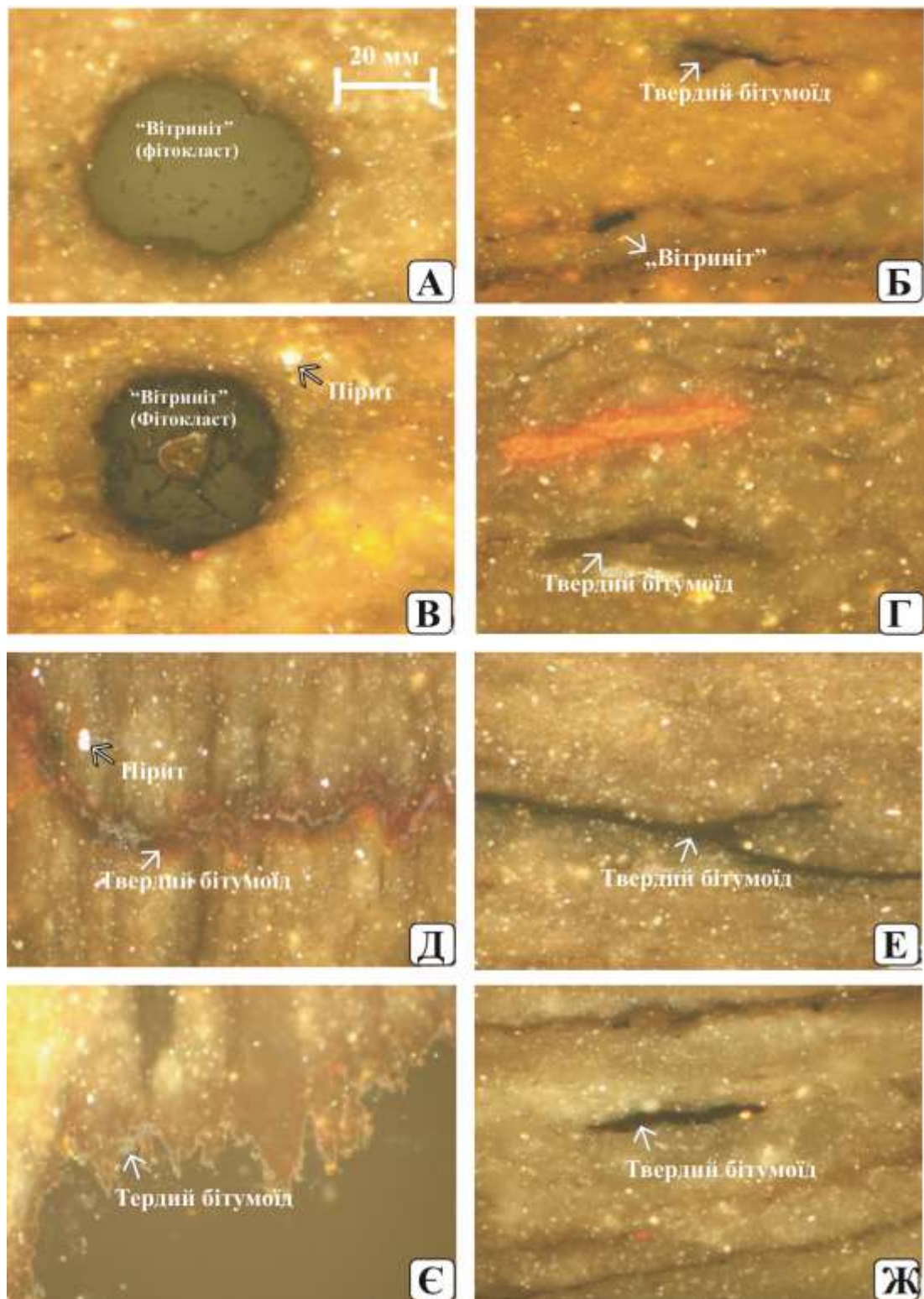


Рис. 4.3.1.1. Мікрофотографії калюських порід, які демонструють твердий бітумоїд з фрагментами піриту і вітринітоподібними мацералами. Відслонення поблизу сіл: Велике Кужелево – А-Е; Лядова – Є-Ж (Radkovets et al., 2018)

### 4.3.2. Дослідження порід методом піролізу Rock-Eval

Зразки порід калюських верств були проаналізовані методом піролізу Rock-Eval (рис. 4.3.2.1, табл. 4.3.2.1). Вміст загального органічного вуглецю ( $C_{\text{орг}}$ ) коливається від 0,15 до 0,89 % (в середньому 0,24 %). Вміст вільних вуглеводнів  $S_1$  коливається в межах 0,07-0,16 мг вуглеводнів/г породи, при середніх значеннях – 0,13 мг вуглеводнів/г породи. Генераційний потенціал  $S_2$  змінюється від 0 до 0,67 мг вуглеводнів/г породи, а отже є низьким за класифікацією (Espitalie, 1985). Водневий індекс (HI) становить 0–200 мг вуглеводнів/г  $C_{\text{орг}}$ .

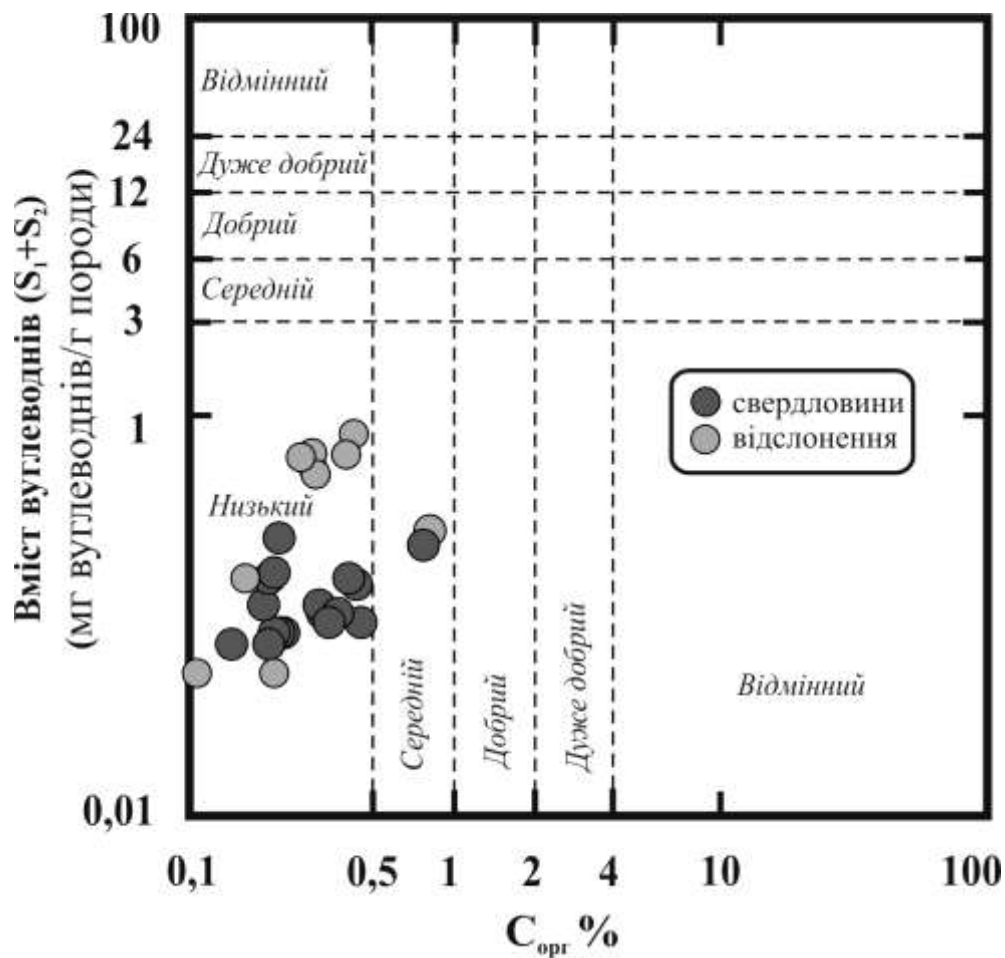


Рис. 4.3.2.1. Діаграма генераційних властивостей органічної речовини калюських порід згідно з класифікацією (Peters and Cassa, 2002)

Таблиця 4.3.2.1.

**Геохімічна характеристика органічної речовини порід калюського віку  
за даними Rock-Eval (Radkovets et al., 2018)**

№	Свердловини/ Відслонення	Глибина, м	C <sub>орг</sub>	T <sub>max</sub>	S <sub>1</sub>	S <sub>2</sub>	S <sub>1</sub> +S <sub>2</sub>	S <sub>3</sub>	PI	S <sub>2</sub> /S <sub>3</sub>	HI	OI	PC	RC
2	Бродівська-1	2009–2010	0,24	***	0,07	0,01	0,08	0,03	0,88	0,33	4	13	0,00	0,24
3	Добротвірська-1	3935	0,15	***	0,07	0,00	0,07	0,04	1,00	0,00	0	27	0,00	0,15
4	Добротвірська-1	3939	0,23	***	0,08	0,00	0,08	0,00	1,00	н.в.	0	0	0,00	0,23
5	Добротвірська-1	3943	0,34	***	0,1	0,00	0,10	0,65	1,00	0,00	0	191	0,00	0,34
6	Добротвірська-1	3947	0,22	***	0,08	0,00	0,08	0,00	1,00	н.в.	0	0	0,00	0,22
7	Глинянська-1	3950,2–3954,7	0,20	350	0,09	0,02	0,11	0,01	0,82	2,00	10	5	0,00	0,20
8	Колинківська-1	1107–1111	0,48	425	0,08	0,01	0,09	0,00	0,89	н.в.	2	0	0,00	0,48
9	Колинківська-1	1314–1318	0,33	***	0,11	0,00	0,11	0,05	1,00	0,00	0	15	0,00	0,33
10	Літовизька-1	3496–3499	0,21	347	0,1	0,05	0,15	0,07	0,67	0,71	24	33	0,01	0,20
11	Літовизька-1	3500–3508	0,46	377	0,12	0,02	0,14	0,26	0,86	0,08	4	57	0,01	0,45
12	Лудинська-1	3218	0,21	***	0,07	0,00	0,07	0,10	1,00	0,00	0	48	0,00	0,21
13	Лудинська-1	3227	0,39	***	0,1	0,00	0,10	0,30	1,00	0,00	0	77	0,00	0,39
14	Перемишлянська-1	4039–4044	0,23	492	0,08	0,16	0,24	0,13	0,33	1,23	70	57	0,02	0,21
15	Сокальська-1	3484–3506	0,84	419	0,2	0,02	0,22	0,41	0,91	0,05	2	49	0,01	0,83
18	Сушновська-1	2942	0,36	***	0,08	0,01	0,09	0,12	0,89	0,08	3	33	0,00	0,36
19	Сушновська-1	2948–2954	0,43	414	0,08	0,07	0,15	0,06	0,53	1,17	16	14	0,01	0,42
20	Сушновська-1	2962–2969	0,22	427	0,09	0,07	0,16	0,09	0,56	0,78	32	41	0,01	0,21
22	Воютинська-1	1822,7	0,05	***	0,06	0,00	0,06	0,04	1,00	0,00	0	80	0,00	0,05
26	с. Миньківці		0,89	393	0,11	0,15	0,26	0,42	0,42	0,36	17	47	0,02	0,87
27	с. Велике Кужелево		0,45	434	0,13	0,67	0,80	0,00	0,16	н.в.	149	0	0,06	0,39
28	с. Велике Кужелево		0,31	434	0,09	0,46	0,55	0,35	0,16	1,31	148	113	0,04	0,27
29	с. Велике Кужелево		0,31	434	0,1	0,54	0,64	0,02	0,16	27,0	174	6	0,05	0,26
30	с. Велике Кужелево		0,42	436	0,09	0,54	0,63	0,02	0,14	27,0	129	5	0,05	0,37
31	с. Велике Кужелево		0,32	433	0,09	0,41	0,50	0,00	0,18	н.в.	128	0	0,04	0,28
32	с. Велике Кужелево		0,17	415	0,08	0,07	0,15	0,02	0,53	3,50	41	12	0,01	0,16
33	с. Лядава		0,28	429	0,16	0,45	0,61	0,03	0,26	15,0	161	11	0,05	0,23
34	с. Лядава		0,03	379	0,13	0,06	0,19	0,09	0,68	0,67	200	300	0,01	0,02

C<sub>орг</sub> – вміст органічного вуглецю (%); T<sub>max</sub> – температура піролізу при максимальному виході продуктів крекінгу керогену (°C); S<sub>1</sub> – кількість вільних вуглеводнів (мг вуглеводнів/г породи); S<sub>2</sub> – залишковий нафтовий потенціал (мг вуглеводнів/г породи); S<sub>3</sub> – вихід CO<sub>2</sub> (мг CO<sub>2</sub>/г породи); PI – індекс продуктивності; HI – водневий індекс (мг вуглеводнів/г C<sub>орг</sub>); OI – кисневий індекс (мг CO<sub>2</sub>/г C<sub>орг</sub>); PC – піролітичний вуглецю (%); RC – залишковий вуглець (%), н.в. – не визначено

Температура піролізу при максимальному виході продуктів крекінгу керогену ( $T_{\max}$ ) коливається в межах 350–492° С і не фіксується в низці зразків з високою постседиментаційною зрілістю, а отже демонструє діапазон термальної перетвореності порід від незрілих, в яких генераційний потенціал ще не почав реалізовуватись, до перезрілих, в яких він вже остаточно зреалізований. Значення індексу продуктивності PI, знаходиться в діапазоні від 0,14 до 1,00. Кисневий індекс (OI) коливається в межах від 0 до 300 мг CO<sub>2</sub>/г C<sub>орг.</sub> Значення піролітичного вуглецю становлять 0–0,06 %, а залишкового вуглецю – 0,02–0,87 %.

Сума параметрів S<sub>1</sub> і S<sub>2</sub>, що показують відповідно кількість вільних вуглеводнів і нафтогенераційний потенціал, в зразках із глибоких свердловин демонструють значення, що коливаються в діапазоні від 0,06 до 0,24 міліграм вуглеводнів/г породи. В зразках із відслонень величина суми цих параметрів є вищою і складає 0,15–0,64 міліграм вуглеводнів/г породи. Середнє значення суми цих параметрів для всіх досліджених зразків є досить низьким і складає 0,13 міліграм вуглеводнів/г породи. Низькі значення вмісту загального органічного вуглецю і суми параметрів S<sub>1</sub> і S<sub>2</sub> є очевидно наслідком високої термальної перетвореності вихідної органічної речовини. В зразках із відслонень органічна речовина порід є незрілою або невисокого ступеня зрілості і значення вмісту загального органічного вуглецю і суми параметрів S<sub>1</sub> і S<sub>2</sub> в них становить 0,19–0,80 міліграм вуглеводнів/г породи.

Значення водневого індекса (HI) для зразків з глибоких свердловин і відслонень також суттєво відрізняється, складаючи відповідно 0 – 25–30 і більше 100 мг вуглеводнів/г C<sub>орг.</sub>

#### **4.4. Палеосередовище в межах східного шельфу Балтика**

Розпад мегаконтиненту Родінії, який почався близько 750 млн.р.т., спричинився до утворення окремих континентів (Балтика, Гондвана, Лавразія, Сибірський) та відкриттям близько 550 млн. років тому



Палеотихого океану з подальшим відкриттям океанів Япетус і Торнквіст (Torsvik et al., 1996). Впродовж пізнього неопротерозою рифтінг який відбувся вздовж майбутньої Трансевропейської шовної зони завершився поділом земної кори між Балтикою і пери-Гондваною, що призвело до розвитку південно-західної пасивної окраїни Балтики (Nawrocki and Poprawa, 2006) (Рис. 4.4.1 А). Впродовж пізнього неопротерозою рифтінг, який зумовив



Рис. 4.4.1. А – Палеографічна карта едіакарію, що показує положення території досліджень в межах Балтики (Torsvik et al., 1996). Б – Схематична карта, що показує модель нагромадження осадів едіакарію (калюські верстви) в межах східного шельфу Балтика

подальше розкриття океану Торнквіста призвів до перебудови структурного плану прилеглої до нього континентальної окраїни Балтики у зв'язку з чим значно розширилися межі басейну осадонагромадження у порівнянні з рифеєм, раннім вендом і змінилося його простягання з північно-східного на південно-східне. Адже найдавніші осадові породи (рифей-нижній венд) в межах західної окраїни Східноєвропейської платформи (Балтики) майже винятково виповнюють порівняно вузькі протяжні смуги авлакогенів, які розсікають платформу з південного-сходу на південний захід, в межах яких відклалися континентальні, прибережно-морські і мілководні відклади.

Сформований епіконтинентальний осадовий басейн простягався майже вздовж всієї східної окраїни Балтики (Рис. 4.4.1Б). Характерною ознакою осадонагромадження для цього басейну в едіакарі в могилівський і яришівський час були палеоріки, які брали свій початок на найдавніших виступах метаморфічних та магматичних порід фундаменту – Українському та Балтійському щитах. Існування розгалуженої річкової системи в межах Балтики свідчить про сприятливі кліматичні умови, певну кількість опадів, температурних показників які забезпечували повноцінне функціонування річок та надходження від їхньої діяльності значної кількості глинисто-теригенного матеріалу. Проведені дослідження свідчать, про існування палеорусел річок (див. рис. 4.1.1), які зформували потужні конуси виносу (Великанов і др., 1983).

У вузький проміжок едіакарію – калюський час, палеосередовище змінилося, відбулася глобальна трансгресія, яка зумовила затоплення палеократонів, зокрема і Балтики (рис. 4.1.1Б), що спричинилося до перших в історії осадонагромадження глобальних безкисневих подій (Радковець, 2017), які зумовили захоронення значної кількості біоти на різних кратонах Світу (Craig et al., 2013).

Встановлено, що віковий аналог калюських верств поширені в межах всієї Східноєвропейської платформи як на території Польщі та Литви, а також в Московській синеклізі (Paczeńska, 2005; Хераскова и др.,

2005). Більше того, провівши аналіз щодо поширення палеошельфових едіакарських відкладів збагачених органічною речовиною ( $C_{org} \geq 1$ ) на інших кратонах, окрім Східноєвропейської платформи, було встановлено, що ці нашарування мають глобальне поширення (рис. 4.4.2), вони фіксуються майже на всіх кратонах, і безперечно їх продовженням є давні глибоководні нашарування.

Особливість едіакарської безкисневої події полягала в тому, що майже всі палеошельфи не говорячи вже про глибоководні частини океану були охоплені стагнацією водної товщі, і судячи з калюських нашарувань зона кисневого мінімуму у водній колоні починалася щонайбільше зі 100 метрів, а можливо і з 50 метрів. Адже темноколірні нашарування едіакарію – калюські верстви встановлені не лише в глибоководних шельфових нашаруваннях, вони також облямовують схил Українського щита, що є свідченням формування цих нашарувань у майже прибережних умовах (Радковець, 2011; Сеньковський, 2012в).

#### **4.5. Оцінка нафтогенераційного потенціалу відкладів едіакарію**

Зважаючи на докембрійський вік, калюські відклади можуть вміщувати лише кероген морського походження, їх вихідний нафтогенераційний потенціал міг бути істотним. Вміст  $C_{org}$  в аргілітах калюських верств становить від десятих часток до близько 1 %, складаючи в більшості досліджених зразків менше 0,5 % (табл. 4.3.2.1). Сума параметрів  $S_1$  і  $S_2$  демонструє істотно вищі значення для зразків із відслонень ніж для зразків із глибоких свердловин. Це пояснюється тим, що у відслоненнях калюські відклади мають невисокий ступінь термальної зрілості, що відповідає самому початку зони генерації рідких вуглеводнів. Отже, не дивлячись на тривалу геологічну історію, тектонічна еволюція регіону не спричинилася до термального перезрівання цих порід. Натомість досліджені зразки із глибоких свердловин (інтервал глибин 2–4 км) демонструють високу



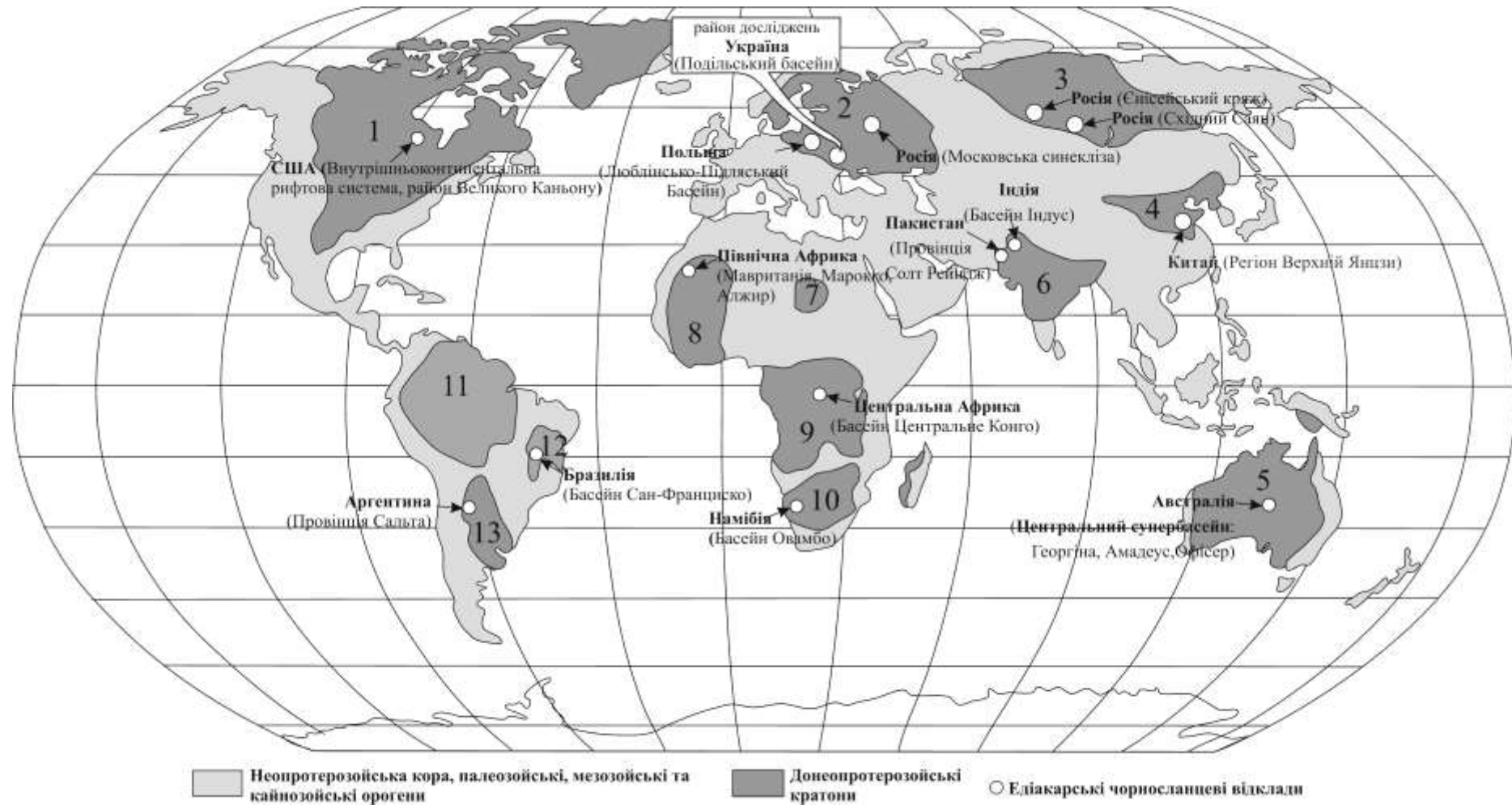


Рис. 4.4.2. Глобальне поширення едіакарських чорносланцевих відкладів на кратонах (карта кратонів за: Ernst et al., 2007; розміщення едіакарських чорносланцевих відкладів на кратонах за: Сидоренко и др., 1975; Palacas, 1997; Lindsay, 2002; Aceñolaza and Tortello, 2003; Хераскова и др., 2005; Paczeńska et al., 2005; Alkmim and Martins-Neto, 2012; Bhat et al., 2012; Sachse et al., 2012; Hoak et al., 2014; Raju et al., 2014; Zecheng et al., 2014). 1 – Північноамерикансько-Грендланський кратон; 2 – Балтико-Східноєвропейський кратон; 3 – Сибірський кратон; 4 – Північнокитайський кратон; 5 – Австралійський кратон; 6 – Індійський кратон; 7 – Увеніат; 8 – Західноафриканський кратон; 9 – кратон Конго; 10 – Південноафриканський кратон; 11 – Амазонський кратон; 12 – кратон Сан-Франциско; 13 – кратон Ріо де ла Плата

термальну зрілість і їх генераційний потенціал є в значній мірі вичерпаний, що пояснює невисокі значення вмісту  $C_{org}$  та суми параметрів  $S_1$  і  $S_2$ .

Проте, слід припустити існування певних зон, історія опускання і термального дозрівання яких, в комбінації з іншими літологічними і тектонічними факторами, могли сприяти проходженню процесів генерації вуглеводнів. Виходячи з одержаного комплексу даних можна передбачити, що для калюських верств зона генерації рідких вуглеводнів знаходиться в інтервалі глибин від 0 до 2 км. На території де ці відклади залягають в межах вищезгаданого діапазону глибин з ними може бути пов'язана потенційна нафтогазоносність.

#### **4.6. Висновки до розділу 4**

Відклади едіакарію південно-західного схилу Східноєвропейської платформи (Волино-Подільська плита, Молдовська платформа, Переддобрудзький прогин) моноклінально занурюються у на південно-західному напрямку. Їх товщина в північно-східній і центральній частинах району досліджень складає близько 300 м, а в південно-західній частині вона збільшується, досягаючи понад 600 м. На фоні загального моноклінального залягання виділяються чотири локальні морфоструктури, котрі співвідносяться з давніми долинами річок, вони простягаються з північного сходу на південний захід і майже паралельні одна одній.

Калюські верстви, подібно до всієї едіакарської товщі, моноклінально занурюються, успадкуючи ці чотирьох локальних морфоструктури. Товщина калюських відкладів досягає 100 м в межах Волино-Подільської плити та Молдовської платформи, а у Переддобрудзькому прогині вона перевищує 150 м і більше.

Відклади едіакарію складаються з глинисто-теригенних порід – конгломератів, пісковиків, алевролітів та аргілітів. Мінералогічний склад цих порід відповідає мінералогічному складу корінних порід Українського

щита. Догори по розрізу, едіакарської товщі, зростає вміст глинистої складової порід, а теригенної зменшується.

Серед теригенно-глинистих порід едіакарію вирізняються калюські верстви – збагаченими розсіяною органічною речовиною аргіліти та глинисті алевроліти, максимальний вміст органічного вуглецю в яких складає 0,89 %. Органічна речовина цих порід представлена залишками водоростей *Vendotenides* зі структурованою (бактеріальною) і аморфною органічною речовиною – твердими бітумами у вигляді жил і лінз в яких встановлено фрагменти піриту.

Досліджені зразки калюських верств, як з глибоких свердловин так із відслонень, демонструють невисокий вміст органічного вуглецю, як правило, нижче 0,5 %. Сума параметрів  $S_1$  і  $S_2$ , також є невисокою, і в середньому становить 0,13 мг вуглеводнів/г породи. Низькі значення вмісту органічного вуглецю і суми параметрів  $S_1$  і  $S_2$  є очевидно наслідком високої термальної перетвореності вихідної органічної речовини. І лише в окремих випадках вміст органічного вуглецю становить 0,98 %.

Сформований в едіакарській час епіконтинентальний осадовий басейн простягався майже вздовж всієї східної окраїні Балтики. Характерною ознакою осадонагромадження для цього басейну в едіакарі в могилівській і яришівській час були палеоріки, які брали свій початок на найдавніших виступах метаморфічних та магматичних порід фундаменту – Українському та Балтійському щитах.

У вузький проміжок едіакарію – калюський час, палеосередовище змінилося, відбулася глобальна трансгресія, яка зумовила затоплення палеократонів, зокрема і Балтики, що спричинилося до перших в історії осадонагромадження глобальних безкисневих подій, які зумовили захоронення значної кількості біоти на різних кратонах Світу.

Особливість едіакарської безкисневої події полягала в тому, що майже всі палеошельфи не говорячи вже про глибоководні частини океану були

охоплені стагнацією водної товщі, і судячи з калюських нашарувань зона кисневого мінімуму у водній колоні починалася щонайбільше зі 100 метрів.

У відслоненнях калюські відклади мають невисокий ступінь термальної зрілості, що відповідає самому початку зони генерації рідких вуглеводнів, а в досліджених зразках із глибоких свердловин (інтервал глибин 2–4 км) вони демонструють високу термальну зрілість і їх генераційний потенціал є в значній мірі вичерпаний.

Потенційна нафтогазоносність пов'язана з калюськими відкладами може бути передбачена на території де ці відклади залягають в інтервалі глибин від 0 до 2 км і знаходяться в зоні генерації рідких вуглеводнів.

## РОЗДІЛ 5

### ЕВОЛЮЦІЯ НАШАРУВАНЬ СИЛУРУ ВНАСЛІДОК ТРАНСГРЕСИВНО-РЕГРЕСИВНИХ ЦИКЛІВ ТА ЇЇ ВПЛИВ НА НАФТОГАЗОНОСНІСТЬ ВІДКЛАДІВ

#### 5.1. Поширення відкладів силуру

Відкладам силуру останнім часом приділяється значна увага, зокрема як одним з основних нашарувань в Європі перспективним на видобуток сланцевого газу. В межах України силурійські відклади є продовженням аналогічних відкладів на території Польщі, де вони розглядаються як перспективні на поклади сланцевого газу (Poprawa, 2010; Sachsenhofer and Koltun, 2011; Porebski et al., 2013). Також перспективними колекторами для видобутку нафти є рифові вапняки (Різун та ін., 2007), які мають значне поширення як на території України так і в межах прилеглих територій.

Силурійські відклади протягуються суцільним пасмом вздовж південно-західного схилу Східноєвропейської платформи від Балтійського до Чорного моря. Досліджувались відклади силуру, які поширені в межах України (Волино-Подільська плита, Переддобрудзький прогин), а також за літературними даними (Lazauskiene et al, 2003; Olaru et al, 2006; Olaru and Tabără, 2011) проведена кореляція цих нашарувань з нашаруваннями на території Молдови та Румунії (Молдовська платформа) (рис. 5.1.1). Це дозволило з'ясувати поширення відкладів силуру, закономірності зміни потужностей, їх петрографічний склад на значній території у межах південно-західного схилу Східноєвропейської платформи від Чорного моря до кордону України з Польщею і Білоруссю. Співставлення цих результатів з дослідженнями, які проводились на території Польщі та Литви (Kiipli, T. et al, 2001; Porebska et al, 2004; Poprawa, 2010; Kaljo et al, 2012), дозволили отримати цілісну характеристику про умови осадонагромадження в силурі в межах південної шельфової окраїни палеоконтиненту Балтики (західної окраїни Східноєвропейської платформи).

Дослідження в межах України проводились на підставі опрацювання даних майже всіх існуючих свердловин (> 40), зокрема, кернавого матеріалу,

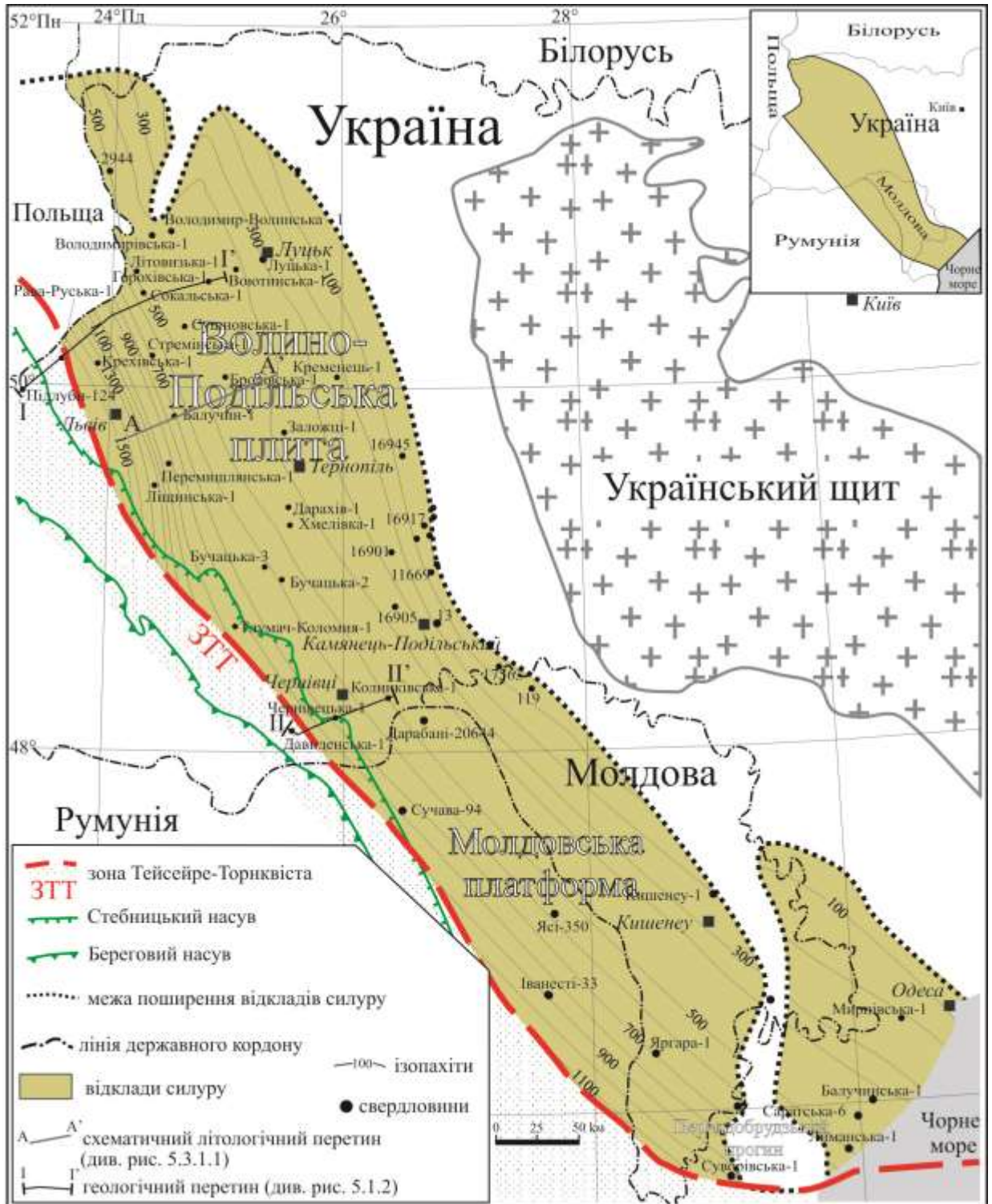


Рис. 5.1.1. Карта поширення та товщин відкладів силуру в межах південно-західного силу Східноєвропейської платформи (Radkovets, 2015)

даних геофізичних досліджень, а також вивчення порід у шліфах під мікроскопом, що дозволило проаналізувати закономірності зміни потужності відкладів силуру, діапазон їх залягання в розрізі, петрографічний склад, побудувати низку літологічних перетинів на основі яких скласти карту поширення силурійських відкладів, з нанесенням ізопакіт а також виділити фації. На цій основі реконструювати палеоокеанографічні умови осадоагромадження нашарувань силуру в межах південного палеошельфу Балтики, встановити поширення осадів та розподіл палеофацій.

Відклади силуру поширені суцільним пасмом вздовж південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи від Балтійського до Чорного моря, де залягають на розмитій під час тривалої регресії поверхні, яка складена породами ордовику, кембрію і венду. Товщини силуру закономірно зростають від Українського щита на захід в напрямку зони Тейсейре-Торнквіста, сягаючи максимальних значень до 1400 м і більше. На перетинах I – I' та II – II' (рис. 5.1.2), видно всю повноту розрізу осадового чохла території досліджень, зокрема залягання відкладів силуру в осадовій товщі регіону.

Відклади силурійської системи південно-західного схилу Східноєвропейської платформи представлені обома відділами – нижнім, який охоплює лише венлокський ярус (китайгородський, баговицький горизонти) і верхнім, складеним повним віковим відрізком – лудловським (малиновецький горизонт) і пржидольським (скальський горизонт) ярусами (Рис. 5.1.3).

### **5.1.1. Трансгресивно-регресивні цикли та фаціальна зональність**

Відклади силуру південно-західного схилу Східноєвропейської платформи представлені карбонатними та глинисто-карбонатними відкладами за поширенням яких, для Львівського прогину, виділяли три



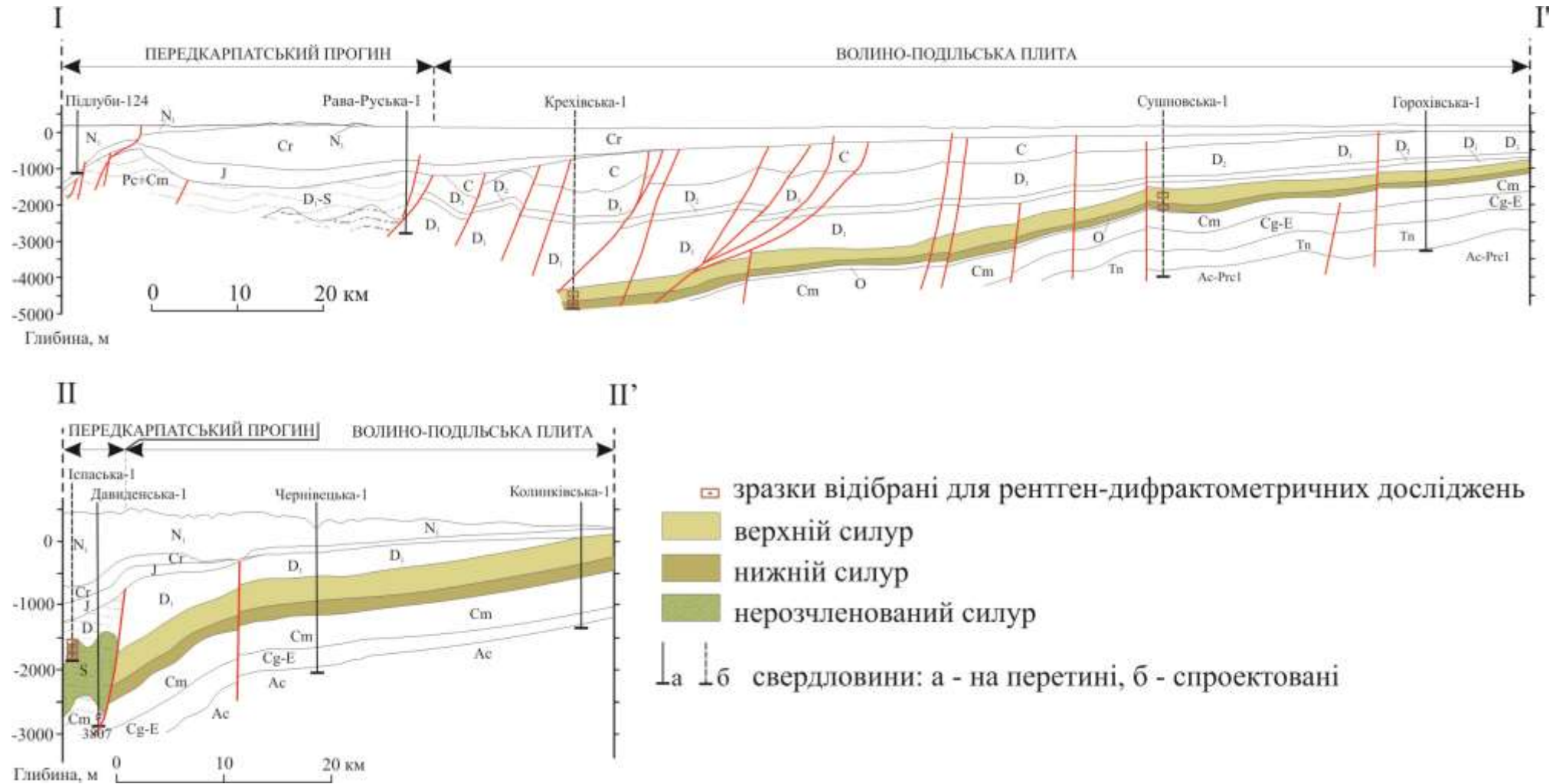


Рис. 5.1.2. Геологічні перетини по лініях I – I' і II – II' через Передкарпатський прогин і Волино-Подільську плиту (модифіковано за Ващенком та ін., 2007)

Ac – архей, Ac-Prcl – архей-нижній протерозой, Tn – тоній (рифей), Cg-E – кріогеній-едиакарій (венд), Cm – кембрій, O – ордовик, D<sub>1</sub> – нижній девон, D<sub>2</sub> – середній девон, D<sub>3</sub> – верхній девон, C – місісіпій і пенсильваній, J – юра, Cr – крейда, N<sub>1</sub> – міоцен (лінії геологічних перетинів I – I' і II – II' показані на рис. 5.1.1)



Никифорова и др. (1972)			Дригант (2000)			Різун та ін. (2007)					
Система/ Відділ	Ярус	Горизонт	Система/ Відділ	Ярус	Горизонт	Система/ Відділ	Ярус	Горизонт			
Силурійська	Верхній	«Надлудловський»	Силурійська	Верхній	Скальський	Силурійська	Верхній	Скальський			
		Лудловський							Малиновецький		
	Венлокський	Устівський							Баговицький		
	Верхній Лландовері	Мукшинський									
	Нижній	Китайгородський	Силурійська	Нижній	Венлокський			Китайгородський	Нижній	Венлокський	Баговицький
		?									

Рис. 5.1.3. Стратиграфічна схема відкладів силуру Волино-Подільської плити (Никифорова и др., 1972; Дригант, 2000; Різун та ін., 2007)

фації (Дригант, 2000) які змінюють одна одну зі сходу від Українського щита на захід в напрямку зони Тейсейре-Торнквіста. Перша фація – прибережна (лагунна), друга – рифова і третя – відкритошельфова. Дослідники (Чиж, 1977; Юшкевич и др., 1982; Дригант, 2000; Різун та ін., 2007) по-різному виділяли межі поширення рифової фації у Львівському прогині для трьох стратиграфічних підрозділів силуру: венлоку (баговицький горизонт), лудлова (малиновецький горизонт), придолу (скальський горизонт).

Взявши за основу ці дослідження, а також провівши власні як для Львівського так і Переддобрудзького прогину і співставивши матеріали досліджень (Olaru et al, 2006; Olaru and Tabăra, 2011), для Румунії та Молдови було побудовано карту (рис. 5.1.1.4) з виділенням фацій для платформових відкладів силуру в межах південно-західного силу Східноєвропейської платформи.

На карті-схемі (рис. 5.1.1.4) продемонстровано поширення відкладів силуру, їх потужності та фаціальну зональність в межах значної території, від кордону України з Польщею і Білоруссю до Чорного моря. Як видно з карти, відклади силуру поширені в межах зазначеної території, і лише на окремих ділянках спостерігається їх відсутність у вигляді окремих пасм.

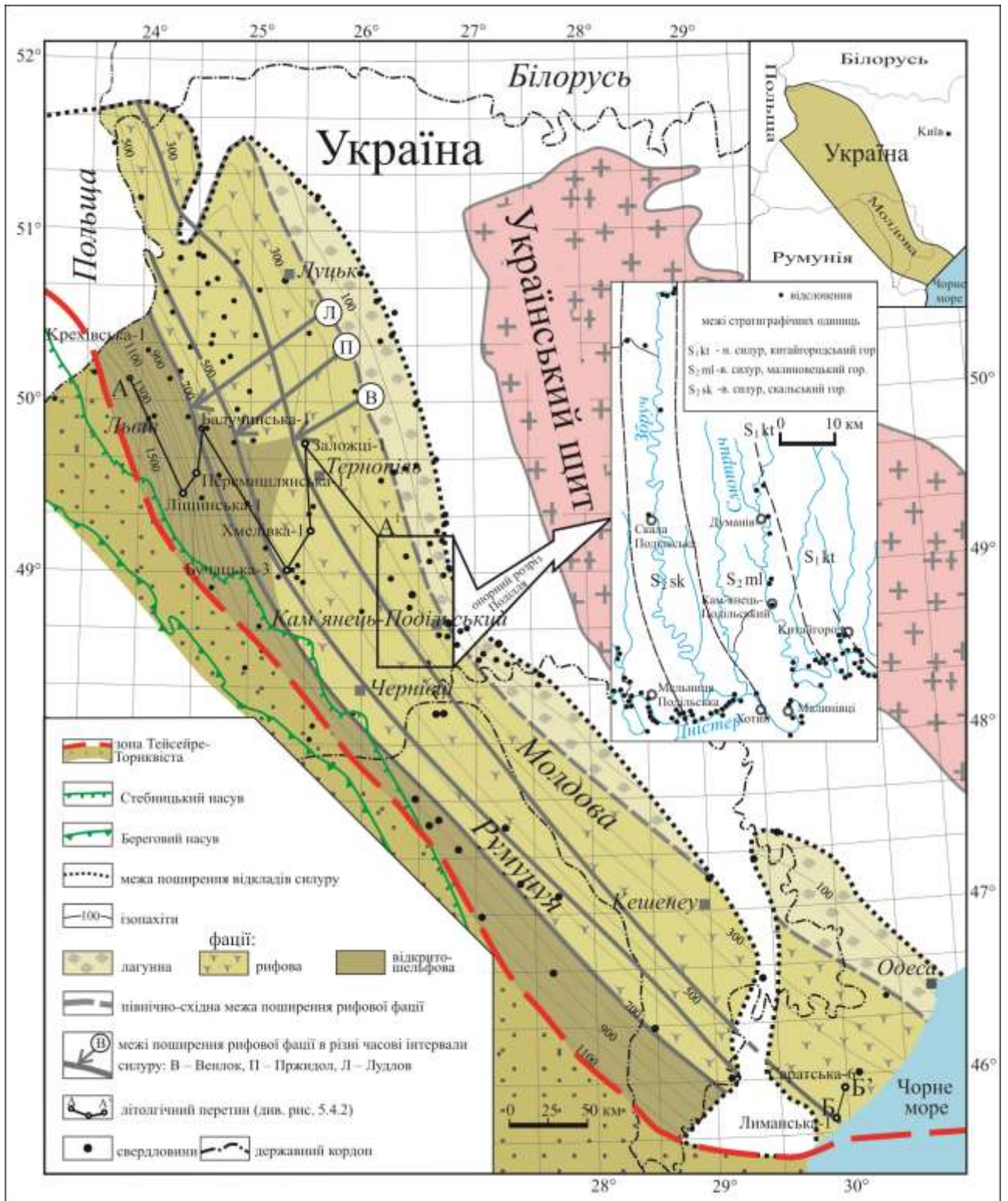


Рис. 5.1.1.4. Літолого-фаціальна карта відкладів силуру південно-західного схилу Східноєвропейської платформи (Radkovets, 2015)

Потужність, при моноклінальному характері залягання відкладів, до 700 метрів наростає полого, а далі стрімко зростає від 800 до понад 1400 м. Зростання потужності має виразну залежність від фаціальної зональності силурійської товщі. Стрімке нарощування потужності (800–1400 м) добре корелюється з глибоководною відкритошельфовою фацією, в той час як силурійська товща потужністю 700 м відображає мілководніші фації – рифову та лагунну.

Рифова фація, яка, як було встановлено в різні відрізки силурійського часу (пізній венлок-середній пржидол) у зв'язку з трансгресивно-регресивними циклами (Olaru and Tabăra, 2011) змінювала по площі свої межі, то в бік берегової лінії, то в бік відкритого моря. З метою кращого відображення природи цієї фації їй було дано назву – «мігруюча рифова фація». На рисунку 5.1.1.4 (див буквені позначки в кільцях) схематично показано поширення фації у венлоку (В) (баговицький горизонт), як бачимо в цей віковий відрізок рифова фація займала найменшу площу, в лудлові (Л) (малиновецький горизонт) поширення цієї літофації було максимальним, а пржидолі (П) (скальський горизонт) площа поширення відносно лудловського часу дещо зменшилася. Відповідно відкритошельфова фація в ці проміжки часу теж змінювала свої межі в зворотньому напрямку: в венлокський час (баговицький горизонт) займала максимум площу відповідно в лудловський (малиновецький горизонт) мінімальну і в пржидолі (сокальський горизонт) дещо більшу як в лудловський час.

## **5.2. Петрографічна характеристика порід силуру**

### **5.2.1. Породи лагунної фації**

*Доломіти* на 60–75 % складені з доломіту і 10–25 % глинистого матеріалу та домішки тонкорозсіяного кальциту і незначної кількості алевриту. Як видно з рисунку 5.2.1.1. свердловини Саратська-6 (Переддобрудзький прогин) (інтервал 4467–4470 м) порода складена з

глинисто-доломітової маси. Зерна доломіту (0,1–0,5 мм), які складають в породі 50–60 %, загалом мають ромбоєдричну форму. Також зустрічаються одиничні дрібні зерна кальциту.

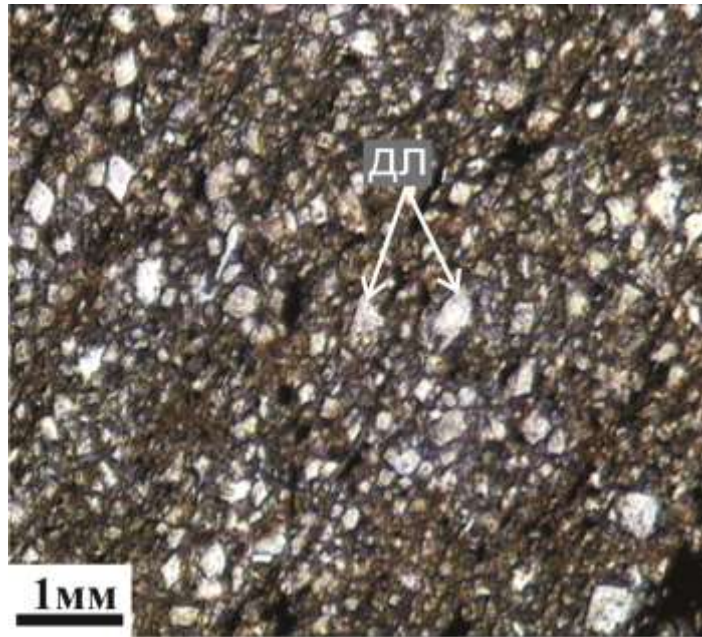


Рис. 5.2.1.1. Мікрофотографія доломіту. Лагунна фація. Переддобрудзький прогин. Свердловина Саратська-6, глибина 4467–4470 м  
*Ромбоєдричні зерна доломіту (дл) в глинисто-карбонатному цементі доломіту*

**Мергелі** темно-сірого кольору, глинисті, доломітизовані, з вмістом тонкозернистого піриту (рис. 5.2.1.2). Вміст карбонатів у породі складає 40–55 %. В породі спостерігаються лінзоподібні утворення з вмістом розсіяної органічної речовини. Основна маса породи складена з тонкошаруватих глинисто-карбонатних частинок. Подекуди зустрічається кварц розміром 0,01–0,08 мм рештки карбонатної фауни 0,1–0,8 мм (іноді понад 1 мм) та дрібний детрит і шлам карбонатного складу.

**Вапняки доломітизовані грудкувато шламово-полідетритові** містять 50–60 % кальциту, від 25 до 40 % доломіту та 10–15 % нерозчинного залишку, який складений глинистим матеріалом (Никифорова и др., 1972). Кальцит представлений в породі у вигляді органогенного детриту і шламу а також у вигляді тонкозернистих грудок. Органогенний детрит і шлам визначити проблематично, хоча зустрічаються уламки, які належать



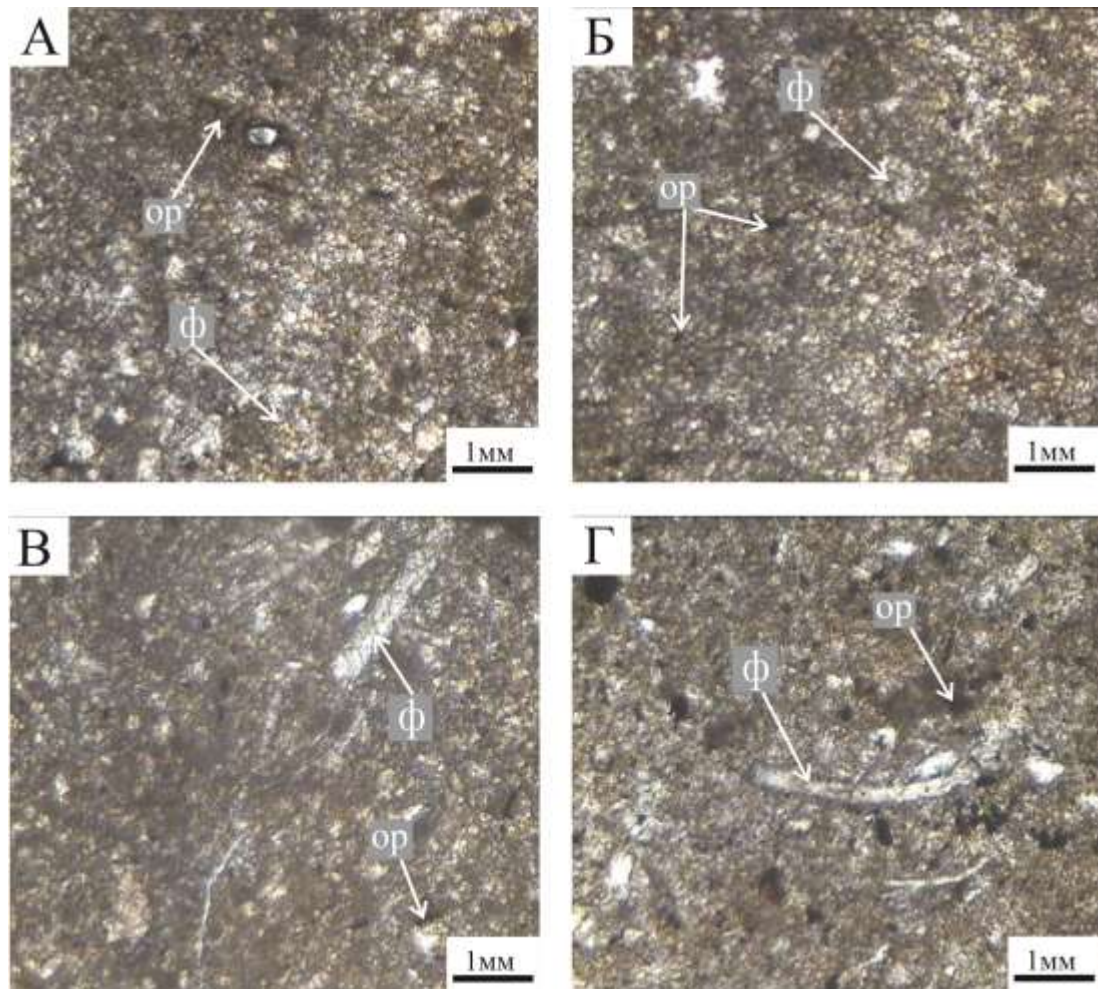


Рис. 5.2.1.2. Мікрофотографії мергелів (А–Г). Лагунна фація. Волино-Подільська плита. А – зі свердловини Заложці-1, глибина 582,8–584,6 м; Б – зі свердловини Заложці-1, глибина 808,8–813,5 м; В – зі свердловини Бучацька-1, глибина 886–891 м; Г – зі свердловини Бучацька-1, глибина 1085 м

*ор* – розсіяна органічна речовина, *ф* – фрагменти карбонатної фауни

брахіоподам, остракодам, коралам, криноїдеям. Детрит загалом представлений дрібною фракцією < 1мм. Доломіт тонко-дрібнозернистий (0,01–0,05 мм). В доломітовій масі присутні дрібні зерна кальциту і розсіяний глинистий матеріал. Також в породі присутні нечітко сформовані грудки (0,05–0,25 мм) залишкового кальциту, серед якого у вигляді вибагливої форми виділяється різнозернистий кальцит.

### 5.2.2. Породи рифової фації

**Рифові вапняки.** Породи дрібно і крупнокристалічні, масивні, кавернозні з численними скелетними рештками коралів, криноїдей,

строматоїдей, водоростей, моховаток, остракод, гастропод та брахіопод, кількість яких, за дослідженнями породи у шліфах, складає 95 % (рис. 5.2.2.1А-Г). За даними хімічного аналізу вміст  $\text{CaCO}_3$  в цих вапняках коливається в межах 80–90 %, здебільшого сягаючи 98 %. *Коралові вапняки* є головною породою органогенних споруд, світло-сірі, дрібно- і крупнозернисті, масивної текстури, тріщинуваті, кавернозні, з численними стилітовими швами. Коралові скелети здебільшого заміщені крупнокристалічним кальцитом.

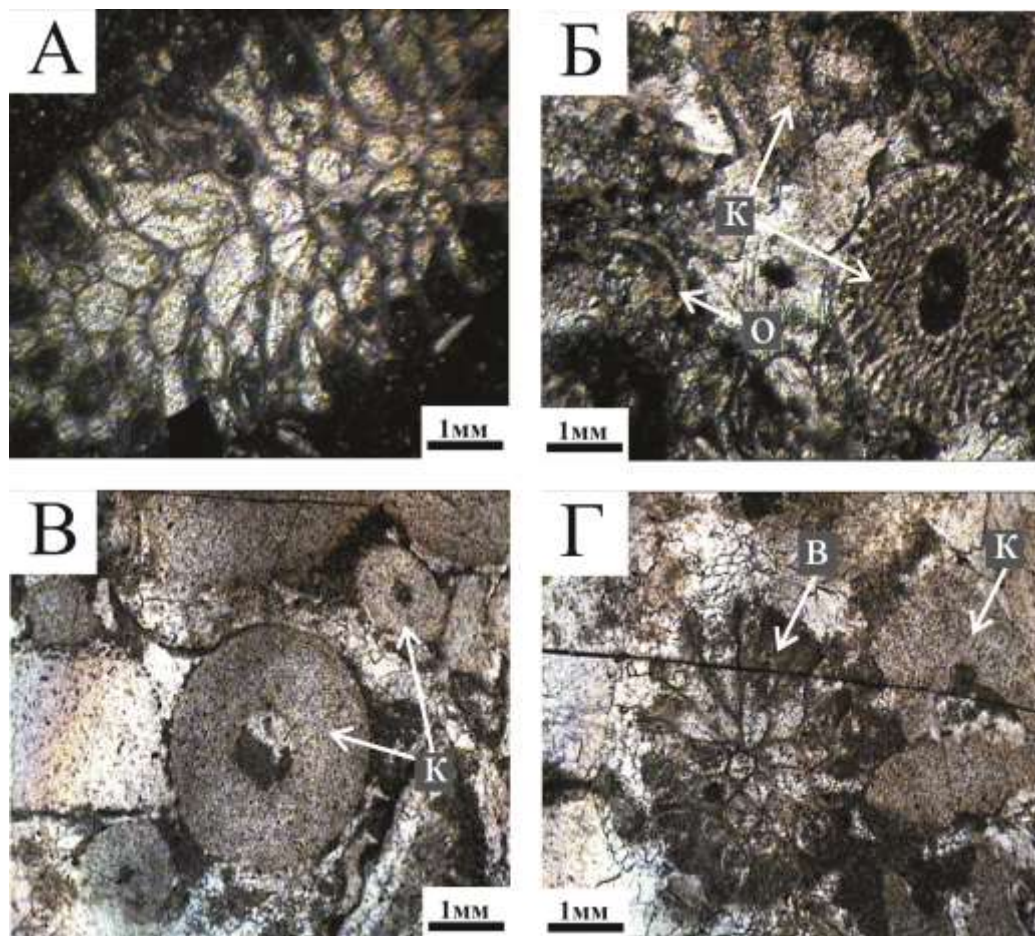


Рис. 5.2.2.1. Мікрофотографії рифових вапняків (А–Г). Рифова фація. А – зі свердловини Лиманська-1, глибина 2756–2760 м; Б – зі свердловини Лиманська-1, глибина 2707–2713 м; В, Г – зі свердловини Заложці-1, глибина 729–761 м

*в – водорість, к - корал, о - остракода*

Рисунок 5.2.2.1А демонструє уламок коралу з органогенного вапняка зі свердловини Лиманська-1 (інтервал 2756–2760 м). Також зі свердловини Лиманська-1 (інтервал 2707–2713 м) (рис. 5.2.2.1Б) продемонстровано



органогенний доломітизований криноїдний вапняк з уламками криноїдей і решткою остракоди. Зустрічаються також строматопорово-коралові, водоростево-коралові водоростево-криноїдні і моховатково-коралові вапняки. Рисунки 5.2.2.1В, Г показують типовий водоростево-криноїдний органогенний вапняк з добре збереженими скелетними рештками водоростей та криноїдей (свердловина Заложці-1, інтервал 729–761 м).

**Органогенно-детритові вапняки** представлені обкатаними і необкатаними уламками рифогенних вапняків, які знаходяться у глинистій масі. Вміст карбонатів в породах складає 56–79 %, глинистий матеріал сягає 10 %. На рисунку 5.2.2.2А продемонстровано органогенно-уламковий вапняк зі свердловини Бучацька-1 (інтервал 1075–1080 м). Як бачимо порода містить численні скелетні рештки карбонатних організмів, які визначити проблематично оскільки вони частково перекристалізовані та доломітизовані.

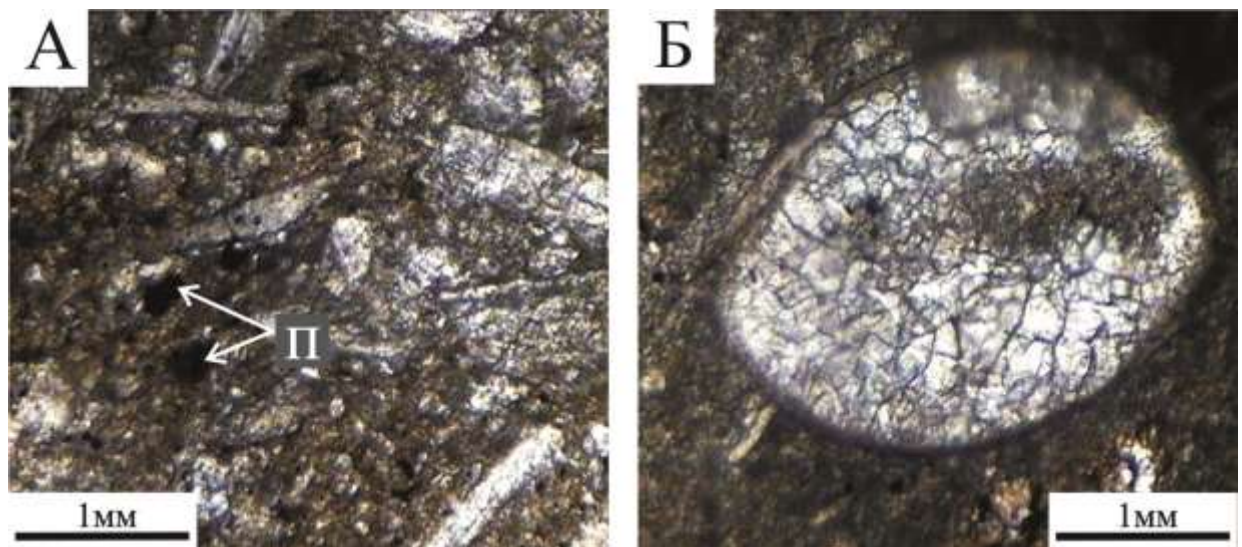


Рис. 5.2.2.2. Мікрофотографії органогенно-детритових вапняків (А, Б). Рифова фація. А – зі свердловини Бучацька-1, глибина 1075–1080 м; Б – зі свердловини Бучацька-1, глибина 919–924 м

*n – пірит*

Також в породі зустрічають окремі вкраплення піриту. Серед скелетних решток супутніх організмів (свердловина Бучацька-1, глибина 919–924 м) спостерігаємо остракоду в органогенному вапняку, зокрема з виповненим дрібнозернистим кальцитом ядром мушлі (рис. 5.2.2.2Б).

### 5.2.3. Породи відкритошельфової фації

**Аргіліти.** Згідно з петрографічними дослідженнями в породах встановлено низький вміст карбонатів (кальцит, доломіт), максимальні кількості яких становлять 5–6 %. Основна маса породи складена ілітом, хлоритом та тонкими лусками слюди і субпаралельними уривками піритизованої чорної ізотропної органічної речовини (рис. 5.2.3.1А, Б). В аргілітах виявлено значну кількість тонкозернистого (< 0,01 мм) кварцу, який сягає до 64 % в породі, фрагменти карбонатної фауни, та луски мусковіту.

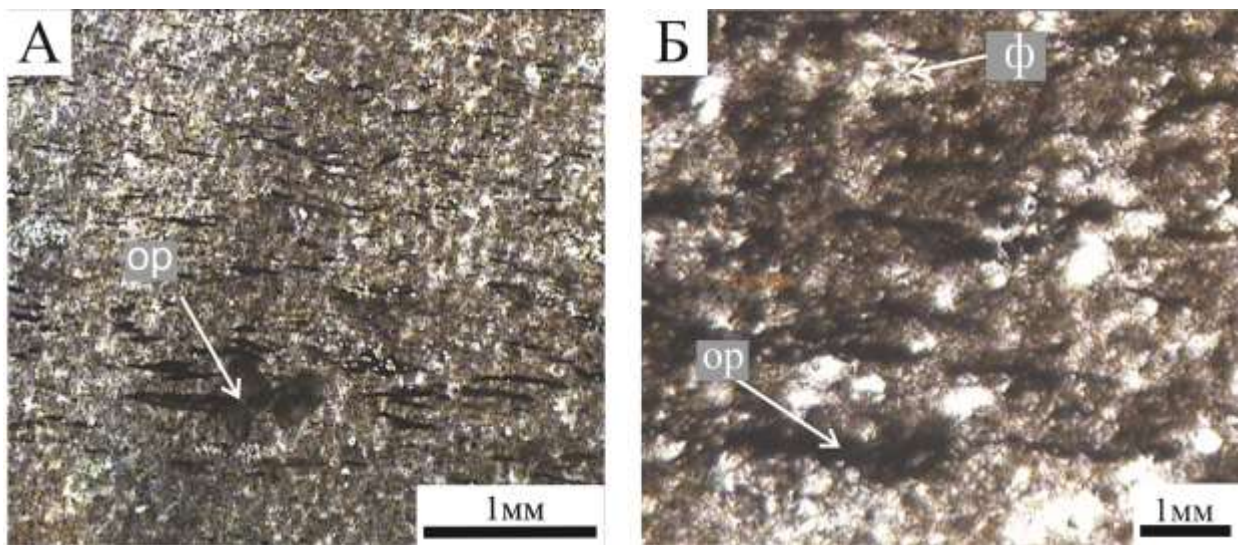


Рис. 5.2.3.1. Мікрофотографії аргілітів (А, В). Відкритошельфова фація. А – зі свердловини Крехівська-1, глибина 4146–4151 м; Б – зі свердловини Крехівська-1, глибина 4560–4565 м

*к – квар, ор – розсіяна органічна речовина, ф – фрагменти карбонатної фауни*

Вміст карбонатів в аргілітах не є стабільним. При збільшенні карбонатності від 5,5 % до 15 % порода переходить у **вапнисті аргіліти**. Породи піритизовані, щільні, міцні, складені глинистим чи серицито-глинистим матеріалом, який має чорний колір за рахунок прошарків тонкорозсіяних волокон вуглефікованої органічної речовини частково чи повністю піритизованої, яка належить до керогену II типу. На рисунку 5.2.3.2А–Г та 5.2.3.3А–Б бачимо мікрофотографії вапнистих аргілітів. На фоні основної глинистої маси виділяються найдрібніші луски гідрослюди, тонкозернистого кварцу (45–60 %) та фрагменти органогенних решток карбонатного складу та піритизовані включення розсіяної органічної речовини.



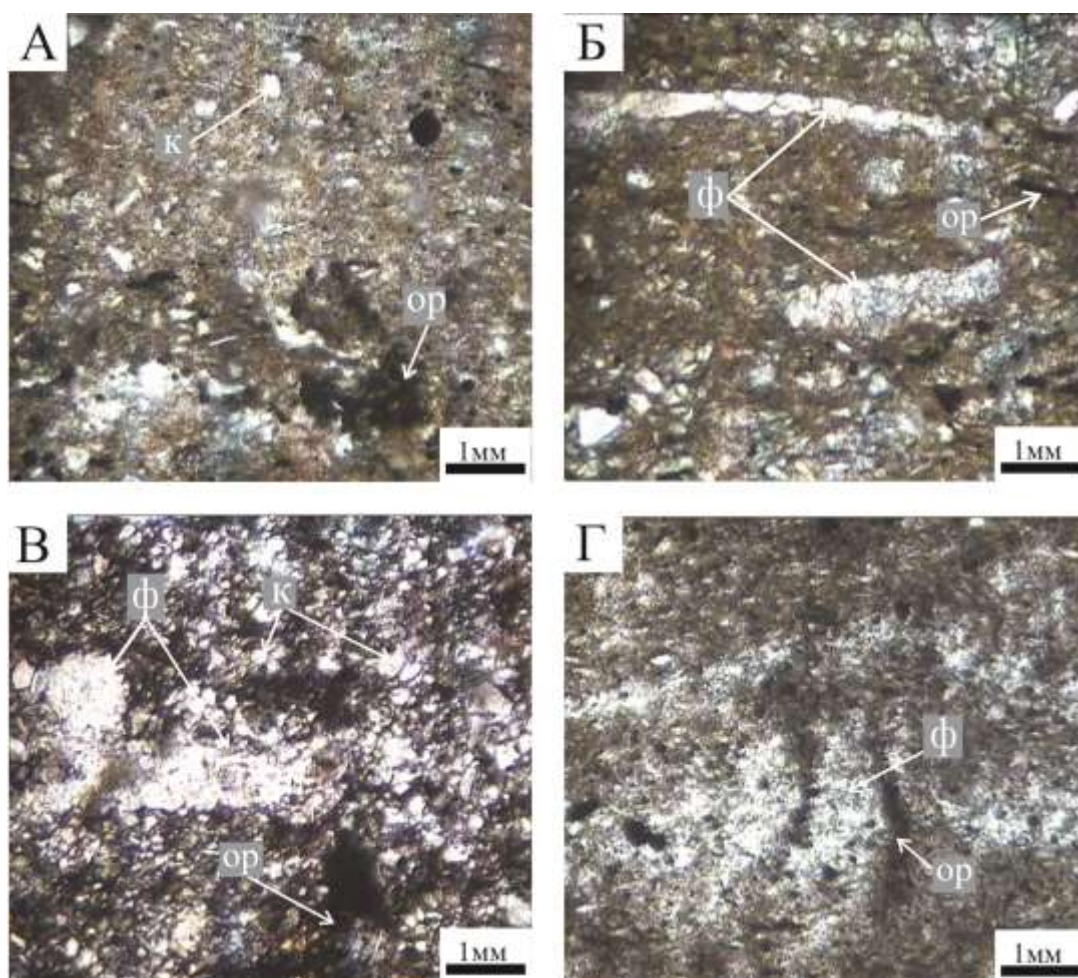


Рис. 5.2.3.2. Мікрофотографії вапнистих аргілітів (А–Г). Відкритошельфова фація. А – зі свердловини Глинянська-1, глибина 2487–2499 м; Б – зі свердловини Сушновська-1, глибина 2047–2055 м; В – зі свердловини Дублянська-4, глибина 4422 м; Г – зі свердловини Крехівська-1, глибина 4146–4151 м

*ор* – розсіяна органічна речовина, *ф* – фрагменти карбонатної фауни

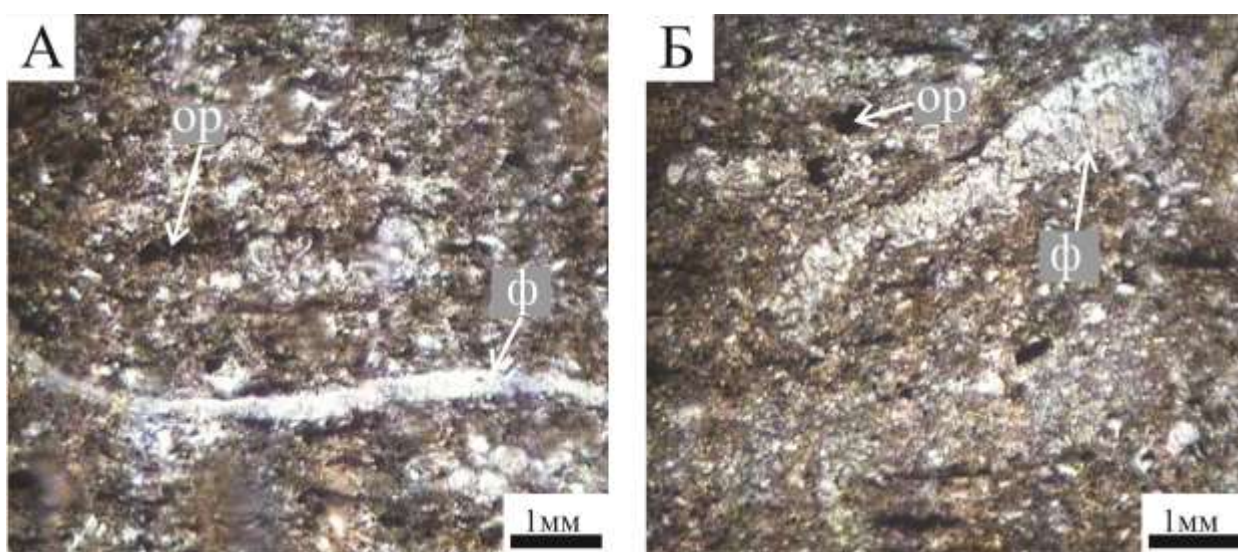


Рис. 5.2.3.3. Мікрофотографії вапнистих аргілітів зі свердловини Іспаська-1 (А, Б). Відкритошельфова фація. А – глибина 1505–1515 м; Б – 1599–1605 м

*ор* – розсіяна органічна речовина, *ф* – фрагменти карбонатної фауни

*Глинисті мергелі* темно-сірі, піритизовані, доломітизовані, вміст карбонатів у породах коливається від 16 до 40 % при середніх значеннях 31 %. Рисунок 5.2.3.4. демонструє мергель зі свердловини Крехівська-1 (глибина 4406,7–4412,2 м). Порода тонко- і мікрошарувата завдяки розподілу дрібних зерен піриту і лінзоподібному скупченню проблематичних органогенних уламків вапнистого складу. Глинистий мергель складається із дисперсних і тонколускових глинисто-карбонатних часток, що утворюють основну масу. У невеликій кількості присутня домішка кластичного матеріалу представлена тонкоалевритовими (< 0,01 мм) зернами кварцу в кількості 35–56 %. Спостерігається рясна тонка вкрапленість піриту, яка часто локалізується у хвилясті мікропрошарки. Зустрічаються проблематичні карбонатного складу органогенні уламки розміром 0,1–0,8 мм, іноді > 1мм, які нагадують значно перекристалізовані уламки криноїдей та водоростей.

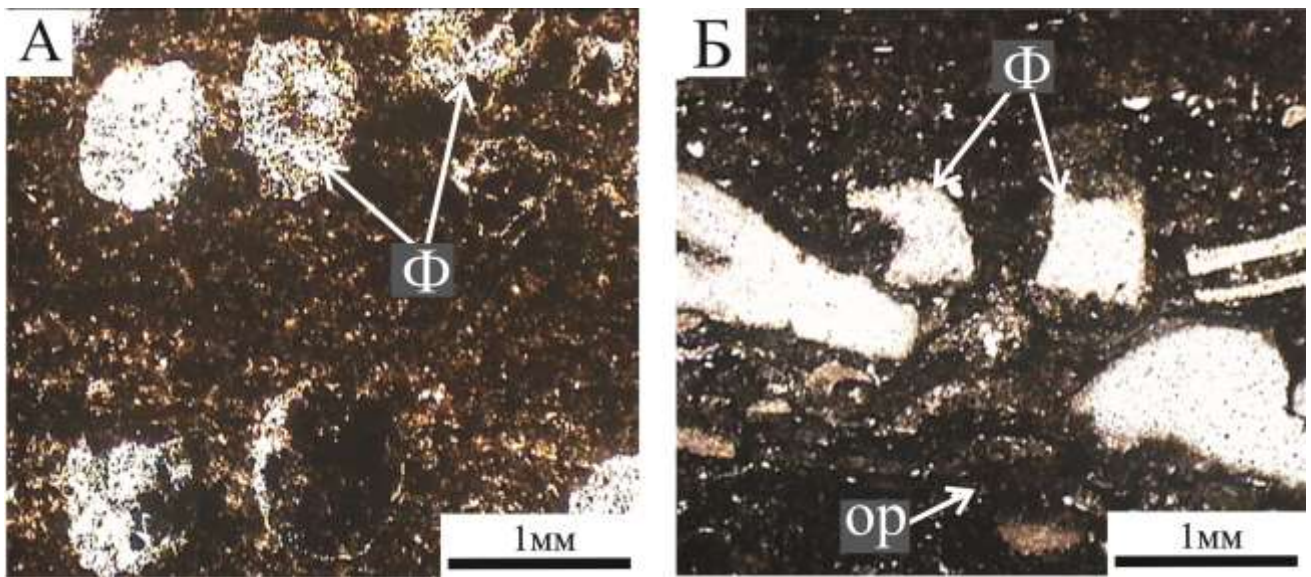


Рис. 5.2.3.4. Мікрофотографії глинистих мергелів (А, Б). Відкритошельфова фація. А, Б – зі свердловини Крехівська-1, глибина 4406,7–4412,2 м  
*ор* – розсіяна органічна речовина, *ф* – фрагменти карбонатної фауни

#### 5.2.4. Уламково-туфогенні породи

У відкладах силуру, від низу і до верху розрізу, незалежно від петрографічного складу порід чи їх фаціального поширення зустрічаються



численні малопотужні прошарки (0,05–3,0 м) уламково-туфогенної породи. За даними електронної мікроскопії, рентгенометричного і термічного аналізів (Никифорова и др., 1972), глинистий матеріал цих порід представлений гідролитою глауконітового типу з досконалою структурою. Він лускувато-волокнистий, лускуваті волокна огортають релікти часточок попелу вулканічного скла. Поряд з глинистим матеріалом присутній уламковий матеріал, загалом пірокластичний, представлений ідіоморфними зернами кварцу, дуже зміненими польовими шпатами і рудними мінералами, численними пластинками біотиту з оплавленими краями. На підставі виявлених прошарків уламково-туфогенної породи у вивчених відкладах (Никифорова и др., 1972), та досліджень (Huff et al., 2000) можна стверджувати, що впродовж силуру періодично відбувалась інтенсивна вулканічна діяльність центри якої знаходилися в межах активної вулканічної дуги вздовж океану Рейх. Як було показано (Histon et al., 2007) давня вулканічна діяльність, яка спричинила нагромадження уламково-туфогенних порід, так званих К-бентонітів у силурійських відкладах мала глобальний характер, будучи поширеною у Європі, Північній Америці і Аргентині. Також К-бентоніти були встановлені (Su et al., 2004) у відкладах ордовіку-силуру (ашгіл-лландовері) у блоці Янцзи в Південному Китаї.

### **5.3. Особливості мінерального складу порід силуру**

#### **5.3.1. Аналіз розподілу $C_{org}$ та карбонатів**

Глинисті темноколірні відклади силуру поширені безперервно від венлоку і до пржидолі в найзануренішій частині території досліджень. Як відомо (Никифорова и др., 1972; Дригант, 2000; Різун та ін., 2007; Radkovets, 2015; Радковець, 2017) в напрямку зменшення товщин силурійських відкладів їх літологічний склад змінюється від глинистих, карбонатно-глинистих до карбонатних і карбонатно-сульфатних порід, хоча, як було вище зазначено, межі поширення карбонатних та глинистих нашарувань не

були фіксованими впродовж силурійського часу, а коливалися в залежності від трансгресій чи регресій, які були частими в цей геологічний проміжок часу. Встановлено, що відклади силуру (табл. 5.3.1.1) містять  $C_{\text{орг}}$  в кількостях від 0,2 до 2,16 % і кількість органічної речовини закономірно зменшується із збільшенням карбонатності порід. На рисунку 5.3.1.1. продемонстровано зміни літологічного складу силурійських відкладів в напрямку від найбільших товщин і до найменших, а також залежність  $C_{\text{орг}}$  від вмісту карбонатів у породах.

В найзануренішій ділянці поширені аргіліти та глинисті аргіліти, вміст  $\text{CaCO}_3$  і  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  в яких є мінімальним для порід силуру водночас  $C_{\text{орг}}$  досягає максимальних значень в таких породах (табл. 5.3.1.1).

Таблиця 5.3.1.1.

**Мінеральний склад відкладів силуру та  
вміст  $C_{\text{орг}}$  (Radkovets et al., 2017)**

Літологія	Кількість зразків	Вміст у породі, %				
		Глинисті мінерали	Кварц	Польові шпати	Карбонати	$C_{\text{орг}}$
аргіліти	8	$\frac{24 - 35}{29}$	$\frac{41 - 64}{59}$	$\frac{3,2 - 5,8}{4,7}$	$\frac{3,8 - 5,2}{5}$	$\frac{0,2 - 2,16}{0,8}$
вапнисті аргіліти	8	$\frac{22 - 45}{28}$	$\frac{45 - 60}{57}$	$\frac{3,2 - 6}{4,5}$	$\frac{5,2 - 15}{10,5}$	$\frac{0,2 - 1,12}{0,6}$
глинисті мергелі	7	$\frac{20 - 31}{25}$	$\frac{35 - 56}{43}$	$\frac{2,9 - 5,5}{4,1}$	$\frac{16 - 40}{31}$	$\frac{0,2 - 0,82}{0,5}$
мергелі	7	$\frac{16 - 20}{17}$	$\frac{23 - 30}{29}$	$\frac{2,1 - 3,3}{3}$	$\frac{40 - 55}{51}$	$\frac{0,2 - 0,8}{0,4}$
органогенно-детритові вапняки	5	$\frac{5,5 - 10}{8,2}$	$\frac{7 - 15}{14,5}$	$\frac{0,5 - 2,9}{1,1}$	$\frac{56 - 79}{77}$	< 0,6
рифові вапняки	4	$\frac{1 - 7}{3,8}$	$\frac{2 - 11}{5,5}$	$\frac{0,5 - 1,2}{0,7}$	$\frac{80 - 98}{92}$	< 0,4

В чисельнику – діапазон вмісту мінералів в породі, в знаменнику – середні значення вмісту мінералів в породі

Аргіліти, згідно даних петрографічних досліджень містять незначну кількість карбонатів (кальцит, доломіт) зазвичай максимальна кількість становить 5–6 %. Вміст  $C_{\text{орг}}$  в таких породах становить 0,7–2,1 %. Вміст карбонатів в аргілітах не є постійним і зазвичай спостерігається його збільшення від 5 до 15 % і вони часто переходять у вапнисті аргіліти. При збільшенні вмісту карбонатів у породах понад 15 % і аж до 40 % вапнисті аргіліти переходять у глинисті мергелі, а максимальна кількість  $C_{\text{орг}}$  в породах зменшується до 0,8 %. В органічно-детритових вапняках, які складені більше як на 55 % і аж до 75 %  $\text{CaCO}_3$  та  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ , вміст  $C_{\text{орг}}$  не перевищує 0,6 %.

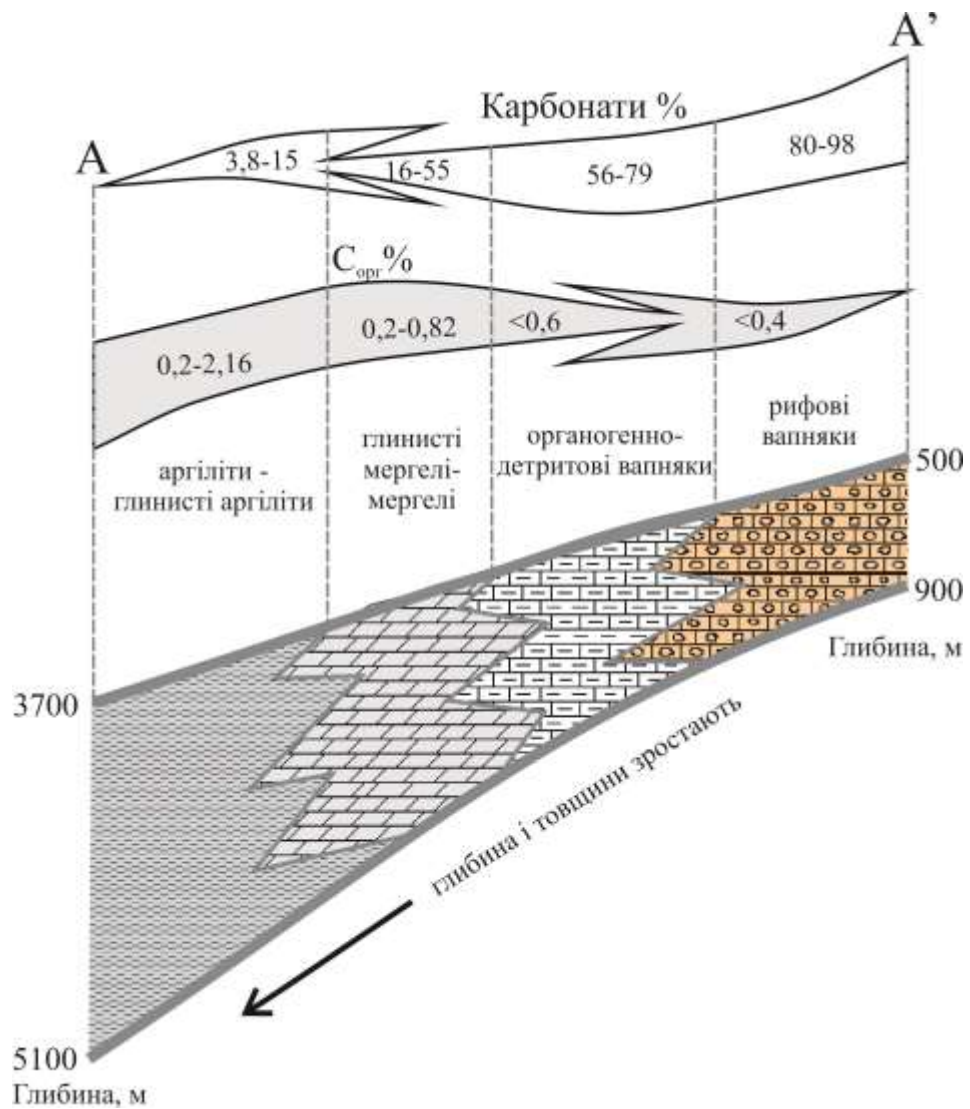


Рис. 5.3.1.1. Схематичний перетин А-А' відкладів силуру, який показує залежність зміни літологічного складу, глибини, товщини, карбонатності та  $C_{\text{орг}}$  (лінія перетину А-А' показана на рис. 5.1.1) (Radkovets et al., 2017)

Максимальний вміст карбонатів, як показали хімічні аналізи, коливається від 80 до 98 % і закономірно, вміст  $C_{\text{орг}}$  таких породах майже не фіксується. Таким чином, в мергелях і глинистих мергелях, вміст карбонатів складає – 16–55 %, а максимальний вміст  $C_{\text{орг}}$  – 0,82 %, з середнім показником 0,5 %. В той час як в аргілітах і вапнистих аргілітах вміст карбонатів становить 3,8–15 %, а максимум  $C_{\text{орг}}$  2,16 % з середнім вмістом 0,8 %. Отже рифові побудови, які започаткувались у венлоку, були межею, за якою нагромаджувались глибоководніші (> 100 м) глинисті нашарування (Radkovets, 2015), в яких завдяки існуванню шару кисневого мінімуму захоронювалась  $C_{\text{орг}}$  і водночас розчинялись планктонні карбонатні організми.

### **5.3.2. Мінеральний склад порід збагачених органічною речовиною**

Проведені петрографічні дослідження глинистих відклади силуру (аргіліти, вапнисті аргіліти, глинисті мергелі, мергелі), які містять  $C_{\text{орг}}$  у підвищених кількостях дозволили відібрати представницькі і найцікавіші з точки зору перспективності проби силурійських порід з різних ділянок території досліджень для кількісного вивчення мінералогічного складу цих глинистих відкладів методом рентген-дифрактометрії (табл. 5.3.2.1).

Було вибрано три свердловини: Іспаська-1, Крехівська-1 і Сушновська-1 (див. рис. 5.1.2). Свердловина Іспаська-1 знаходиться в Передкарпатському прогині, вона пробурена лише до пржидольського ярусу з якого було відібрано вапнисті аргіліти. Друга свердловина – Крехівська-1, знаходиться в найзануренішій ділянці території досліджень, з відкладів венлокського і лудловського ярусів цієї свердловини були відібрані аргіліти і вапнисті аргіліти. Третя свердловина Сушновська-1, доволі віддалена від зони Тейсейре-Торнквіста, але в якій ще поширені вапнисті аргіліти, а також глинисті мергелі з яких було відібрано проби (Radkovets et al., 2017).

**Мінеральний склад порід силуру визначений  
методом рентген-дифрактометрії (Radkovets et al., 2017)**

Свердловини	Глибина, м	Хроностратиграфія	Літологія	Вміст не глинистих мінералів у породі, %						Вміст глинистої фракції у породі, %		
				К	Ка	Дл	Пш	Пр	С <sub>орг</sub>	Хл	Іл	Сума
Крехівська-1	4406,7–412,7	Лудлов	вапнистий аргіліт	59,89	5,79	2,48	4,69	1,56	0,68	62	38	24,91
Крехівська-1	4689,5–4693,7	Венлок	аргіліт	63,54	2,52	2,09	5,4	1,84	0,7	66	34	23,91
Крехівська-1	4825–4830	Венлок	вапнистий аргіліт	43,51	4,95	1,78	2,97	1,62	0,42	64	36	44,75
Сушновська-1	2047–2055	Лудлов	вапнистий аргіліт	49,2	9,68	3,65	3,17	2,32	0,24	48	52	31,74
Сушновська-1	2335–2345	Венлок	глинистий мергель	38	9,23	7,28	2,36	7,8	0,4	44	56	34,93
Іспаська-1	1403–1409	Пржидолі	вапнистий аргіліт	47,04	9,35	3,91	4,66	6,9	0,58	60	40	27,56
Іспаська-1	1505–1515	Пржидолі	вапнистий аргіліт	46,65	5,66	2,11	4,11	2,01	0,6	55	45	38,86
Іспаська-1	1599–1605	Пржидолі	вапнистий аргіліт	55,46	12,89	2,67	4,2	1,46	0,61	65	35	22,71

К – кварц, Ка – кальцит, Дл – доломіт, Пш – польові шпати, Пр – пірит, С<sub>орг</sub> – органічний вуглець, Хл – хлорит, Іл – іліт

На рисунках 5.3.2.1., 5.3.2.2 та 5.3.2.3 продемонстровано дифрактометричні криві препаратів відібраних проб, а також циклограми, які демонструють процентний вміст мінералів у породах встановлених за результатами рентген-дифрактометричних досліджень. На дифрактометричних кривих вихідних препаратів фракцій розміром менше 0,001 мм, спостерігаються рефлекси, які дозволили діагностувати мінеральний склад порід відповідно з свердловин Іспаська-1 (рис. 5.3.2.1.АІ, АІІ, АІІІ), Крехівська-1 (рис. 5.3.2.2.АІ, АІІ, АІІІ) і Сушновська-1 (5.3.2.3.АІ, АІІ, АІІІ). Для всіх вихідних препаратів досліджених порід ми спостерігаємо характерні рефлекси, які вказують такий мінеральний склад: кварц, кальцит, доломіт, плагіоклази і пірит. Дрібнозернистий кварц (> 0,1 мм) був діагностований за характерними рефлексами: 0,424; 0,334; 0,245; 0,228; 0,212;

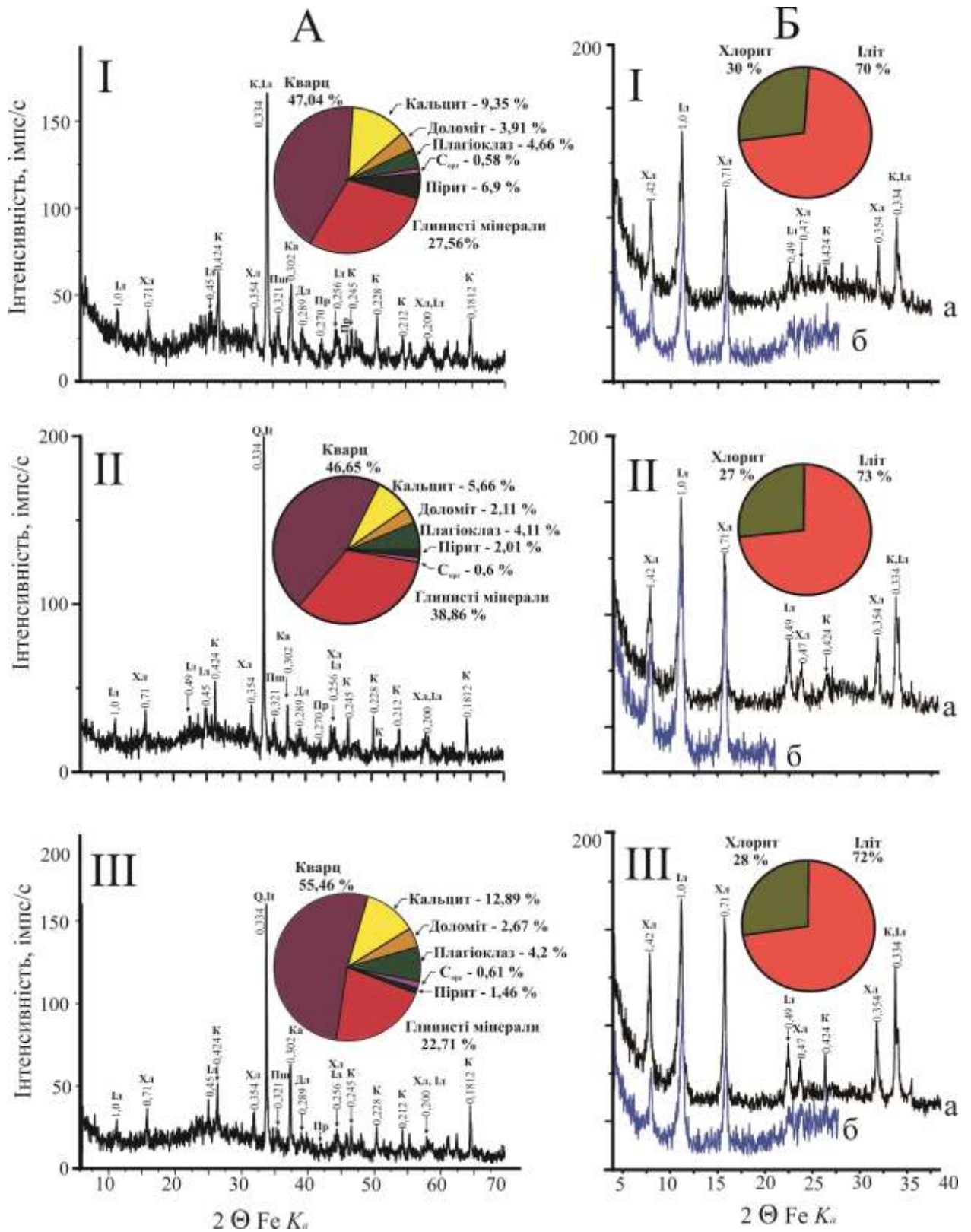


Рис. 5.3.2.1. Дифрактометричні криві та мінеральний склад відкладів силуру зі свердловини Іспаська-1 (Radkovets et al., 2017)

*A* – вихідні препарати (фракція < 0,01 мм). *B* – препарати (фракція менше 0,002 мм): *a* – орієнтовані; *б* – насичені етиленгліколем. Мінерали: *К* – кварц, *Ка* – кальцит, *Дл* – доломіт, *Пиш* – польові шпати, *Пр* – пірит, *С<sub>орг</sub>* – органічний вуглець, *Хл* – хлорит, *Іл* – іліт. *AI*, *BI* – вапнистий аргіліт, пржидольський ярус, глибина 1403–1409 м; *AII*, *BII* – вапнистий аргіліт, пржидольський ярус, глибина 1505–1515 м; *AIII*, *BIII* – вапнистий аргіліт, пржидольський ярус, глибина 1599–1605 м



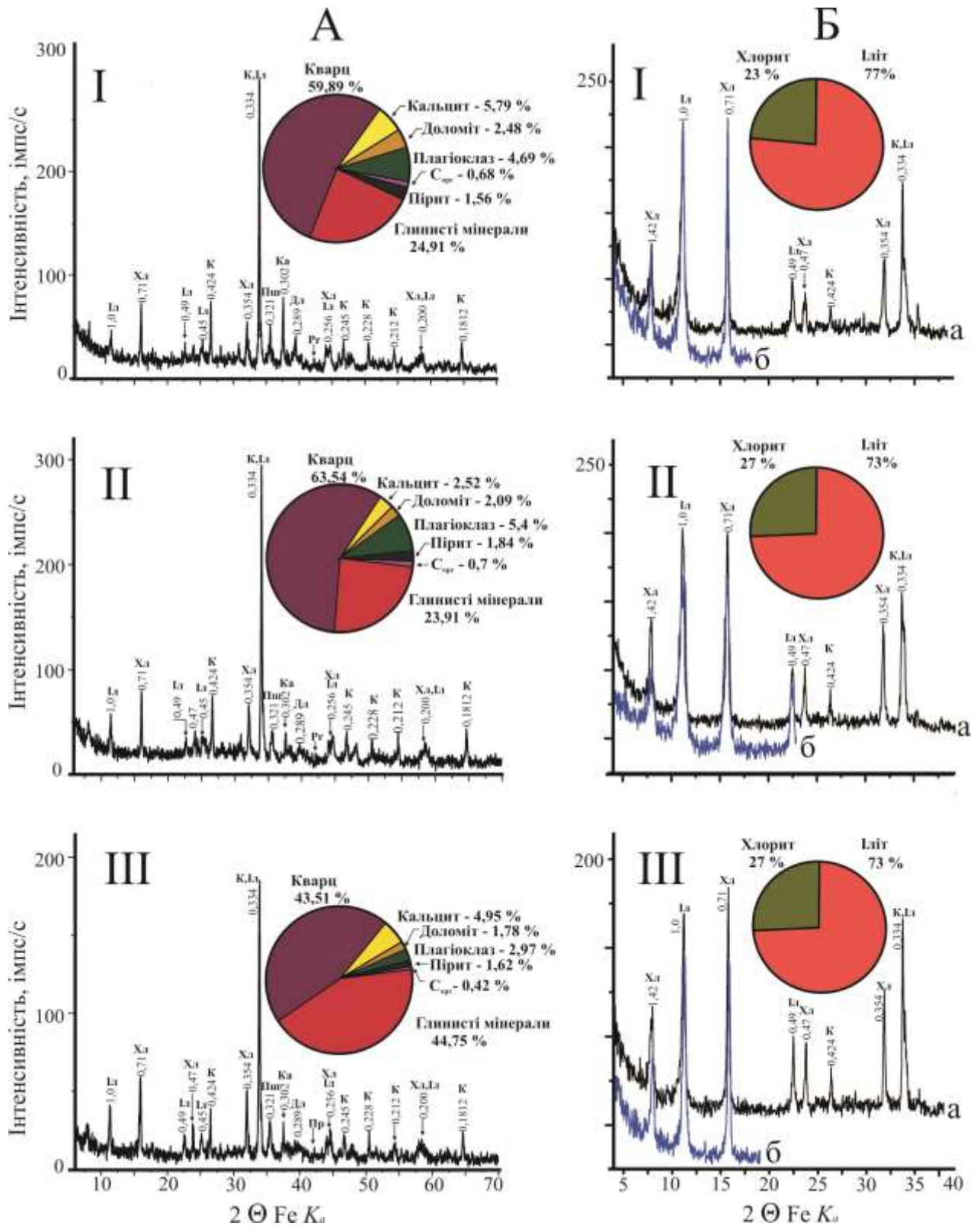


Рис. 5.3.2.2. Дифрактометричні криві та мінеральний склад відкладів силуру зі свердловини Крехівська-1 (Radkovets et al., 2017)

*A* – вихідні препарати (фракція < 0,01 мм). *B* – препарати (фракція менше 0,002 мм): *а* – орієнтовані; *б* – насичені етиленгліколем. Мінерали: *К* – кварц, *Ка* – кальцит, *Дл* – доломіт, *Пи* – польові шпати, *Пр* – пірит, *С<sub>орг</sub>* – органічний вуглець, *Хл* – хлорит, *Іл* – іліт. *АІ*, *БІ* – вапнистий аргіліт, лудловський ярус, глибина 4406,7–412,7 м; *АІІ*, *БІІ* – аргіліт, венлокський ярус, глибина 4689,5–4693,7 м; *АІІІ*, *БІІІ* – вапнистий аргіліт, венлокський ярус, глибина 4825–4830 м

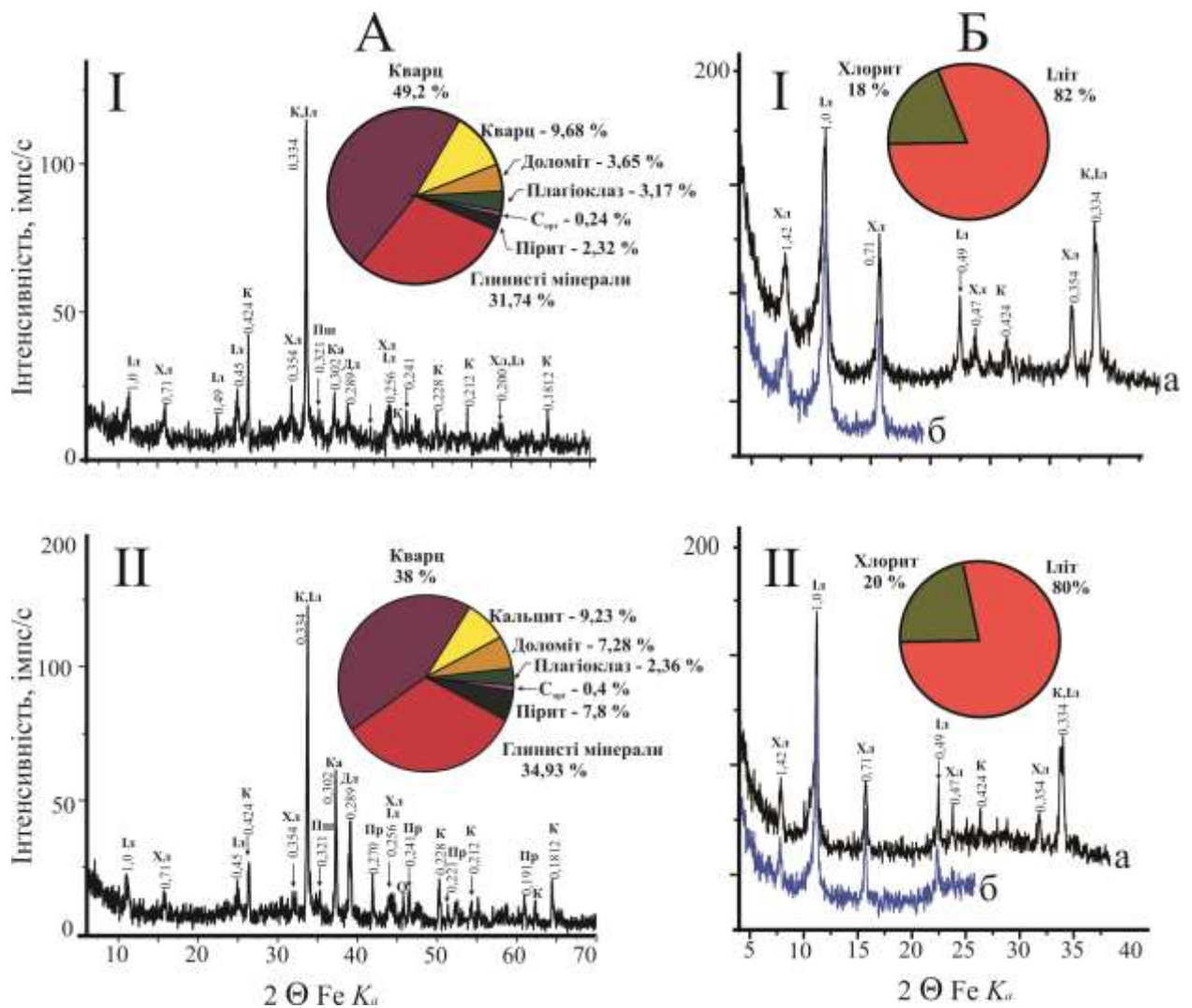


Рис. 5.3.2.3. Дифрактометричні криві та мінеральний склад відкладів силуру зі свердловини Сушновська-1 (Radkovets et al., 2017)

*A* – вихідні препарати (фракція < 0,01 мм). *B* – препарати (фракція менше 0,002 мм): *a* – орієнтовані; *б* – насичені етиленгліколем. Мінерали: *K* – кварц, *Ca* – кальцит, *Dл* – доломіт, *Пи* – польові шпати, *Пр* – пірит, *С<sub>орг</sub>* – органічний вуглець, *Хл* – хлорит, *Іл* – іліт. *АІ*, *БІ* – вапнистий аргіліт, лудловський ярус, глибина 2047–2055 м; *АІІ*, *БІІ* – глинистий мергель, венлокський ярус, глибина 2335–2345 м

01,812 нм, кальциту – 0,302 нм, доломіту – 0,289 нм, плагіоклазу 0,321 нм, піриту – 0,270 нм. Також встановлено слюду, яку було діагностовано за характерними рефlekсами: 1,0; 0,49; 0,45; 0,256 нм і хлорит 1,38; 0,71; 0,354 нм.

Детальні дослідження глинистої фракції орієнтованих (рисунки 5.3.2.1.БІа, БІа, БІа; 5.3.2.2БІа, БІа, БІа та 5.3.2.3БІа, БІа, БІа) і насичених етиленгліколем препаратів (рисунки 5.3.2.1.БІб, БІб, БІб;

5.3.2.2БІб, БПб, БШб та 5.3.2.3БІб, БПб, БШб) показали, що глиниста фракція у всіх пробах представлена хлоритом та ілітом для яких були встановлені характерні рефлекси в області малих кутів, і не змінили своєї позиції при насиченні проб етиленгліколем. Що є показником відсутності смектитів та змішаношаруватих глинистих мінералів. Встановлені рефлекси низької інтенсивності в області малих кутів (до  $8^\circ$ ) і в діапазоні кутів  $22\text{--}32^\circ 2\Theta$  зумовлені сорбцією глинистих частинок органічної речовини. Для свердловини Іспаська-1 ми спостерігаємо характерне співвідношення хлориту і іліту, де вміст хлориту складає щонайменше 28–30 %, в той час як іліту досягає 73 %. Зразки зі свердловини Крехівська-1, де нашарування силуру досягають понад 4000 м глибини, також показує домінування іліту над хлоритом. Вміст іліту досягає 77 % у глинистій фракції. Зразки зі свердловини Сушновська-1, де відклади силуру є не настільки зануреними у порівнянні зі свердловиною Крехівською-1, а залягають на глибині 2000–2300 м, показують, що вміст хлориту є істотно нижчим (аж до 20 %), в той час як іліт досягає 82 %.

Згідно з (Ding et al., 2012) петрографічні особливості та мінеральний склад чорносланцевих відкладів збагачених органічною речовиною є одним з важливих не тектонічних факторів, які впливають на гідророзрив порід, а отже забезпечує сприятливі або ж несприятливі умови ви для видобутку сланцевого газу.

Як показали мінералогічні дослідження (Radkovets et al., 2017) у всіх типах глинистих порід кварц (38–64 %) значно переважає над глинистими мінералами (23–39 %). Породи також містять карбонати (від 5–15 % в аргілітах та глинистих аргілітах і до 51 % в мергелях) так само як і кількість польових шпатів – 3–6 %. Як зазначено у публікаціях (Decker et al. 1992; Curtis, 2002; Jarvie et al., 2003), якщо кварцу, карбонатів і польових шпатів у породі в 1,5–2 рази більше як глинистих мінералів, це забезпечує високу крихкість порід, яка є необхідною умовою для ефективного застосування гідророзриву в процесі розробки сланцевого газу.

Розмір зерен є ще одним фактором, породи, в яких теригенна фракція є тонкозернистою є менш придатними для гідророзриву, а ніж породи де теригенна фракція є дрібно-, середньо- чи грубозернистою. В нашому випадку розмір кварцових зерен коливається від тонкозернистих 0,02 мм до дрібнозернистих 0,125 мм, з переважанням дрібнозернистих зерен, що є також позитивним показником для проведення гідророзривів. Результати рентген-дифрактометричних досліджень показали, що глинисті мінерали не залежно від глибини і території їх поширення представлені хлоритом та ілітом. Сметити та змішано шаруваті глинисті мінерали не були виявлені у досліджених пробах, і це є ще одним позитивним фактором для ефективного застосування гідророзриву (Burtner and Warner 1986).

#### **5.4. Аналіз літологічних розрізів відкладів силуру**

На рисунку 5.1.1.1. нанесена лінія AA<sub>1</sub> поздовжнього кореляційного літологічного профілю відкладів силуру, через 7 представницьких свердловин, які якнайкраще дають уяву про літологічні особливості цих відкладів та зміну фацій у розрізі, а також опорний розріз Поділля, побудований на основі вивчення дослідниками (Никифорова и др., 1972) низки відслонень відкладів силуру в Україні на берегах р. Дністер та її приток. Дослідження, які були проведені групою науковців в 60-х–70-х роках ХХ століття посантиметрово більше сорока відслонень силуру (лагунна та рифова фації) є дуже цінними, оскільки в 70-х роках при будівництві Дністровської ГЕС значні прибережні ділянки Дністра були затоплені і більшість цих відслонень опинились під водою. Також слід зазначити (Дригант и др., 1982), що саме в долині річки Дністер на території України за повнотою відслоненості, численності органічних решток і хорошій доступності були та й залишаються найкращі умови для дослідження відкладів силуру, оскільки в інших частинах Європи ці нашарування відслонюються частково, або ж залягають на значних глибинах.

Серед існуючих схем реконструкції рівня моря (рис. 5.4.1.) в силурі (Johnson, 1996, 2010; Azmy et al., 1998; Haq and Schutter, 2008; Olaru and Țabăra, 2011) нами було використано регіональну схему Olaru and Țabăra (2011), як найбільш прийнятну для Волино-Подільської плити. Співставивши ці цикли з літологічними розрізами для Волино-Подільської плити, а також для Переддобрудзького прогину, було встановлено їх вплив на формування певного петрографічного складу порід як в часовому відтинку силуру так і по площі. На рисунку 5.4.2. показані літологічні перетини А-А' (Волино-Подільська плита) та В-В' (Переддобрудзький прогин), які відображають вплив трансгресивно-регресивних циклів на формування петрографічного складу порід.

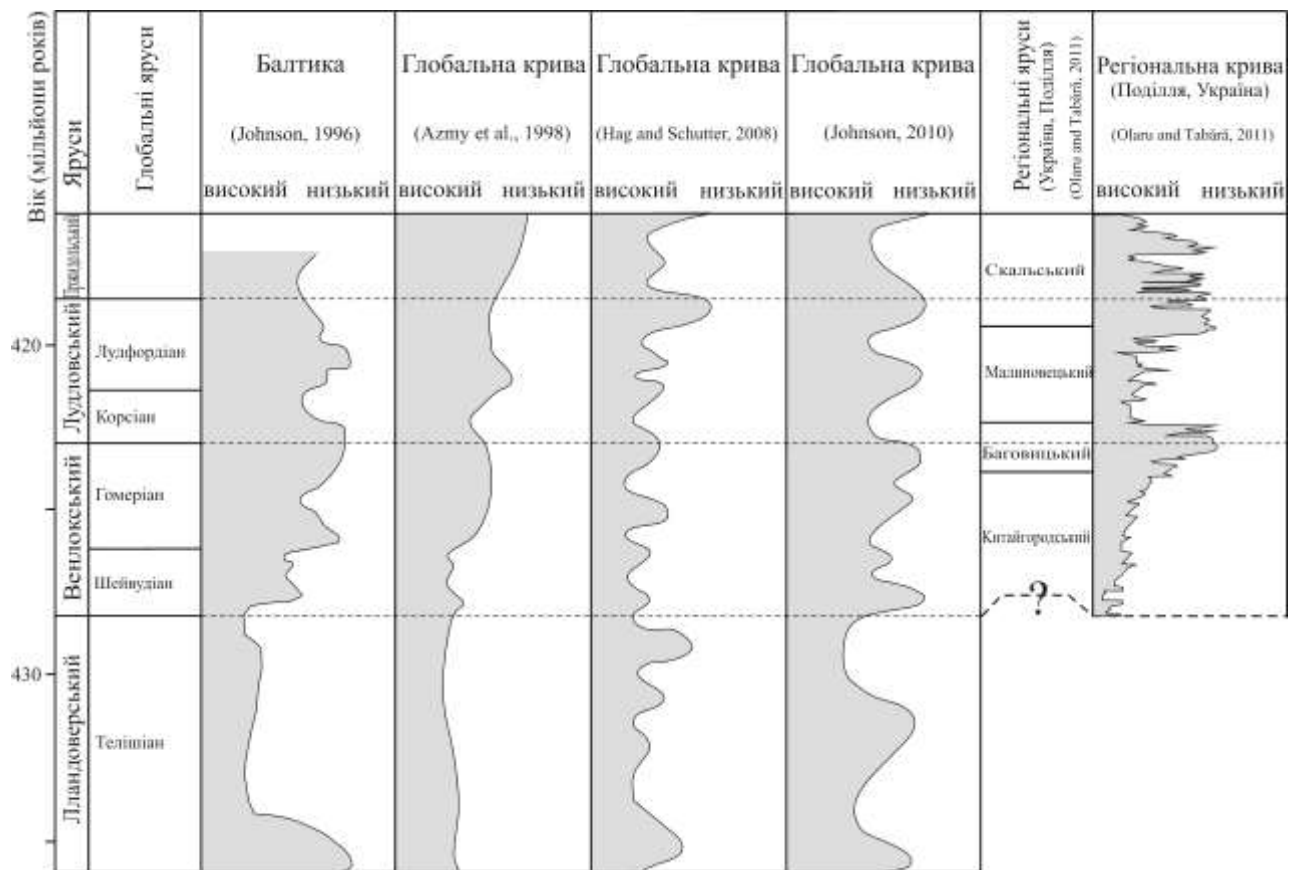


Рис. 5.4.1. Співставлення реконструкцій рівня моря в силурі (Johnson, 1996, 2010; Azmy et al., 1998; Haq and Schutter, 2008; Olaru and Țabăra, 2011)



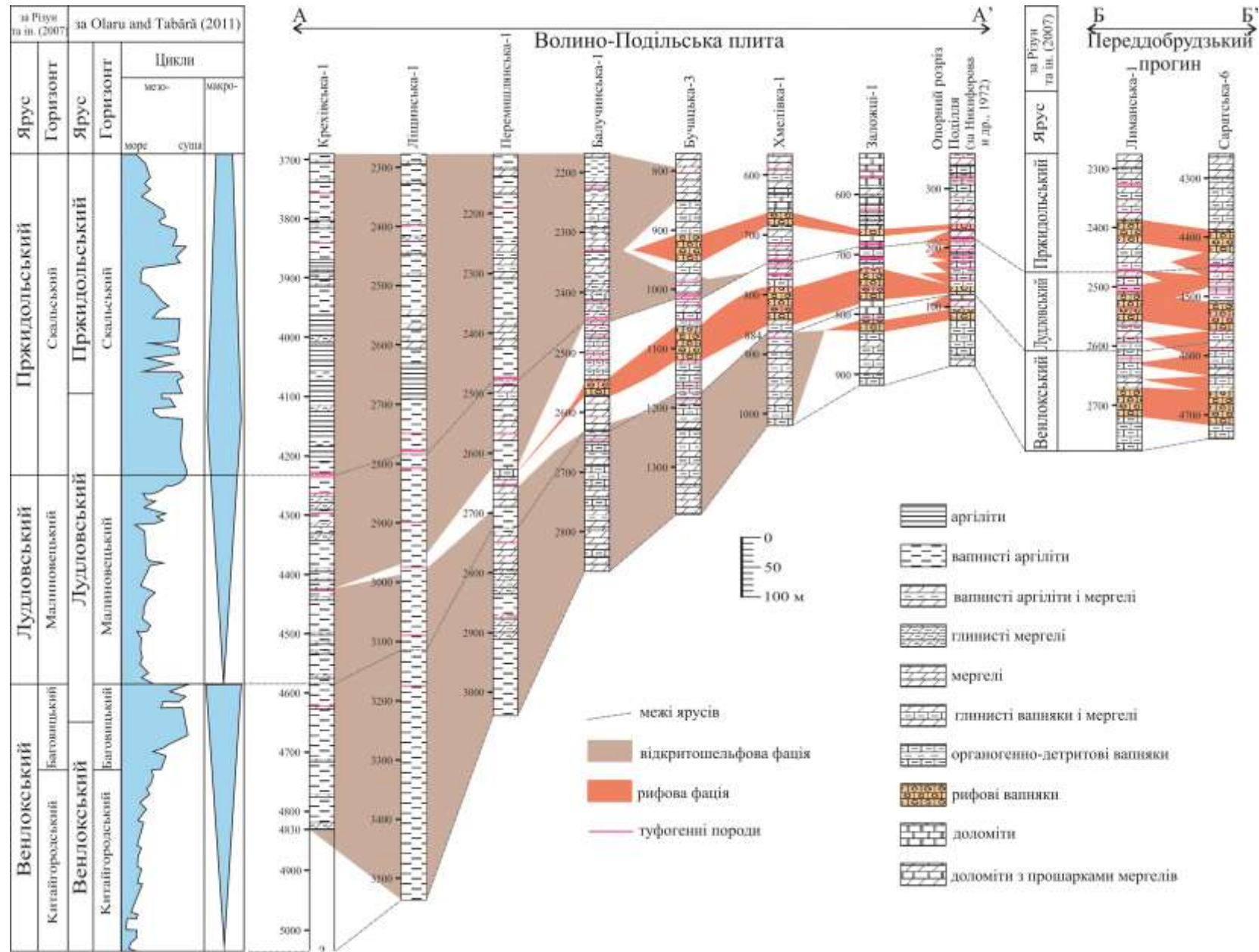


Рис. 5.4.2. Літологічні перетини через Волино-Подільську плиту (А-А') та Переддобрудзький прогин (В-В') (лінії перетину А-А' і В-В' показані на рис. 5.1.1.4) і їх кореляції з регіональною схемою (Olaru and Tabără, 2011) і трансгресивно-регресивних циклів у силурі (Radkovets, 2015)

Отже розглянемо детально літологічні розрізи, їх кореляцію з цими циклами та поширення фацій відображених в межах профілю. Рисунок 5.4.2. демонструє поздовжні кореляційні літологічні профілі (лінія А-А') для відкладів силуру, через 7 типових свердловин та опорний розріз Поділля (Волино-Подільська плита) та 2 свердловини з Переддобрудзького прогину (лінія В-В'). Літологічні розрізи зі свердловин: Крехівська-1, Ліщинська-1 та Перемишлянська-1 складені притаманними для відкритошельфової фації глинистими та карбонатно-глинистими породами. Від свердловини Крехівська-1 до Перемишлянська-1 в східному напрямку до Українського щита спостерігаємо зміни в розрізі – замість аргілітів та вапнистих аргілітів, з'являється більше мергелів та глинистих вапняків, що показує поступовий перехід від глибоководнішої глинистої до плитководнішої карбонатної фації. Наступні літологічні перетини свердловин: Балучинська-1, Буцацька-3, Хмелівка-1, Заложці-1 та опорний розріз Поділля (Никифорова и др., 1972; Дригант та ін., 1982).

Представлені глинисто-карбонатними та карбонатними породами (мергелі, доломіти, грудкувато шламово-полідетритові та органогенні вапняки). У всіх зазначених літологічних перетинах у різних вікових відрізках (венлокський, лудловський, пржидольський яруси) спостерігаємо наявність значної потужності рифогенні вапняки (від перших до 60 метрів). В Переддобрудзькому прогині в силурійських нашаруваннях за літологічними дослідженнями та даними геофізичних досліджень у низці свердловин встановлено такі ж глинисто-карбонатні та карбонатні породи, зокрема і рифогенні вапняки ( $\text{CaCO}_3$  сягає 97 %), які є основою рифопобудов (рис. 5.4.3).

Літологічні розрізи силуру з типових свердловин Переддобрудзького прогину Лиманська-1 та Саратська-6 демонструють їх кореляцію з розрізами свердловин Заложці-1 та

опорним розрізом Поділля (Волино-Подільська плита). Детальний аналіз літологічних перетинів Переддобрудзького прогину показав, що поширення як по площі так і в стратиграфічному відрізку всіх типів порід, як за петрографічними так і за фауністичними характеристиками бездоганно корелюються з аналогічними породами Волино-Подільської плити.

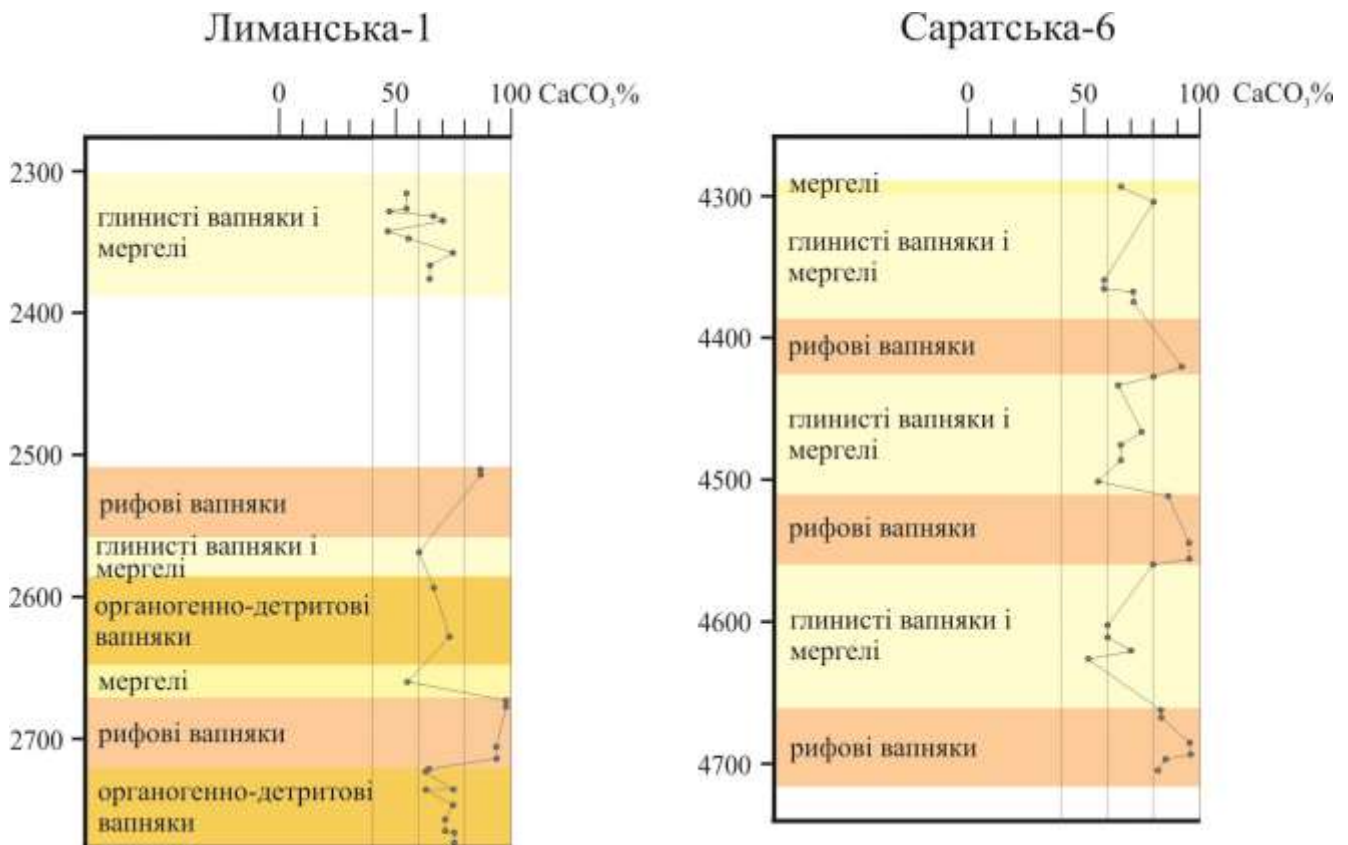


Рис. 5.4.3. Вміст CaCO<sub>3</sub> у відкладах силуру зі свердловин Лиманська-1 і Саратська-1 (Переддобрудзький прогин)

Рифонагромадження в силурі в межах південної окраїни Балтики (західна окраїна Східноєвропейської платформи) почалося у пізньому венлоку (Никифорова и др., 1972; Verniers et al., 2008; Mari-Ann Mõtus and Volodymyr Grytsenko, 2007; Olaru and Tabăra, 2011). Як бачимо з рисунка 5.4.2. (схема трансгресивно-регресивних циклів) в пізньому венлоку (баговицький горизонт) відбулася значна трансгресія, що зумовило просування берегової лінії в глиб континенту до



Українського щита. Це палеоокеанографічне явище добре корелюється з рифонагромадженням. Оскільки наявність рифогенного вапняка (баговицький горизонт) ми спостерігаємо в крайній прибережній точці нашого поздовжнього кореляційного профілю, це опорний розріз Поділля, який детально описаний (Никифорова и др., 1972). В лудлові як видно зі схеми (рис. 5.4.2) була значна регресія. Для цього вікового відрізка спостерігаємо на літологічних перетинах від св. Балучинська-1 по св. Заложці-1 наявність доволі потужного рифогенного вапняка (25–60 м), крайня межа якого, згідно з поздовжнім кореляційним профілем, знаходиться в найвіддаленішій точці від берега.

Для Переддобрудзького прогину у свердловинах Лиманська-1, Саратська-1, Саратська-6 для лудловського та пржидольського часу теж встановлено значної потужності (25–50 м) рифогенні вапняки. Пржидольський час в межах дослідженої території відзначився доволі значною трансгресією, з певними короткочасовими циклами регресій. Як бачимо на літологічних перетинах св. Бучацька-1, Хмелівка-1 та Заложці-1 у відкладах нижньо-середньопржидольського ярусу наявний рифогенний вапняк, який корелюється з короткочасовими циклами регресій. Проте, у відкладах верхньопржидольського ярусу немає рифогенних вапняків, що свідчить про припинення рифоутворення в пізньому пржидолі, цей факт також підтверджується (Verniers et al, 2008).

За типовими літологічними перетинами, які подані на рисунку 5.4.2 а також літологічними перетинами з низки свердловин, як в північно-західній частині (Волино-Подільська плита) так і в південно-східній – на території Придобруджі, а також на території Молдови та Румунії (Olaru et al, 2006; Olaru and Tabăra, 2011) можна зробити наступний висновок, що поширення рифогенних вапняків фіксується від пізнього венлоку по середній пржидол. Цей часовий відрізок є часом постійного рифоутворення. Щодо просторового поширення

рифового тіла, його межі впродовж зазначеного вікового проміжку в залежності від коливань берегової лінії спричиненої трансгресивно-регресивними циклами зміщувалися (мігрували) то в бік берега то в бік брівки шельфу. Таким чином, впродовж силуру (пізній венлок-середній пржидол) формувалася мігруюча рифова фація.

## **5.5. Палеосередовища південного шельфу Балтики**

### **5.5.1. Глобальні і регіональні події**

На прикінці ордовіку, внаслідок значного похолодання і зльоденіння в південній півкулі, коли льодовикова шапка вкривала центральну частину Гондвани, відбулась глобальна регресія, внаслідок чого епіконтинентальний осадовий басейн західної окраїни Східноєвропейської платформи (Балтики) був виведений з-під рівня моря (Verniers et al., 2008; Raski et al., 2012). Ця територія зазнала інтенсивної денудації.

На початку силуру (ранній лландвері) з заходу і північного заходу (сучасна територія Естонії, Латвії, Литви) почалася інтенсивна трансгресія. Виник осадовий басейн, де нагромаджувались переважно глинисті мули збагачені органічною речовиною (Einasto et al., 1986; Pořebska, 2004). Подальша трансгресія у східному напрямку (пізній лландвері-ранній венлок) привела до затоплення значних територій західної окраїни Балтики, осадовий басейн набрав обрисів та розмірів, які були притаманні в ордовіку, до регресії. (Verniers et al., 2008; Дригант, 2000).

Клімат, завдяки відсутності на полюсах льодових шапок був теплим ( $>20^{\circ}\text{C}$ ), особливо в низьких південних широтах ( $15\text{--}20^{\circ}$ ) де знаходився в силурі південний палеошельфовий басейн континенту Балтика (Рис. 5.5.1.1А) (Torsvik et al., 1996). В ранньому венлоку

утворився стабільний осадовий басейн в якому фіксувалась чітка фаціальна зональність в напрямку від берегової лінії до брівки шельфу: лагуна, рифова фація та відкрито шельфова. На рисунку 5.5.1.1Б показано схематичну модель південного палеошельфу Балтики де продемонстровано як поширювалися ці три літофації (західна окраїна Східноєвропейської платформи) для лудловського часу, оскільки в цьому часовому відрізку рифоутворення було в найбільшому розквіті, рифові споруди займали найбільшу площу. Ми бачимо прибережну літофацію – лагунну, яка відмежована від відкритого моря суцільним пасом бар'єрного рифу, який простягається вздовж всього шельфу. За рифовим пасмом, в глибоководнішій частині басейну нагромаджувались відклади відкритошельфової фації.

Стрімка зміна клімату від холодного, що був притаманний для пізнього ордовіку, до парникового на початку силуру, коли температура в глобальних масштабах значно зросла ( $20^{\circ}\text{C}$ ) привела до істотного зменшення кисню в атмосфері (Royer, 2006; Verniers et al., 2008). Це явище привело до збіднення киснем океанічних вод починаючи з глибин 100 м, тобто виникнення зони кисневого мінімуму ( $\text{O}_2 \leq 0,5\text{мл/л}$ ) (Demaison and Moore, 1980) впродовж всього силурійського часу, що забезпечувало ефективну фосилізацію органічної речовини в осадах, в результаті чого утворилась потужна товща збагачена органічною речовиною. Поруч з тим, значна кількість двоокису вуглецю створювала (Verniers et al., 2008) сприятливе лужне середовище ( $\text{pH} \geq 8$ ), яке в поєднанні з високими температурами в екваторіальній зоні забезпечило бурхливий розвиток карбонатних організмів в шельфовій зоні. Як наслідок нагромадились не лише потужні карбонатні товщі, але значні за протяжністю та площею рифові побудови.

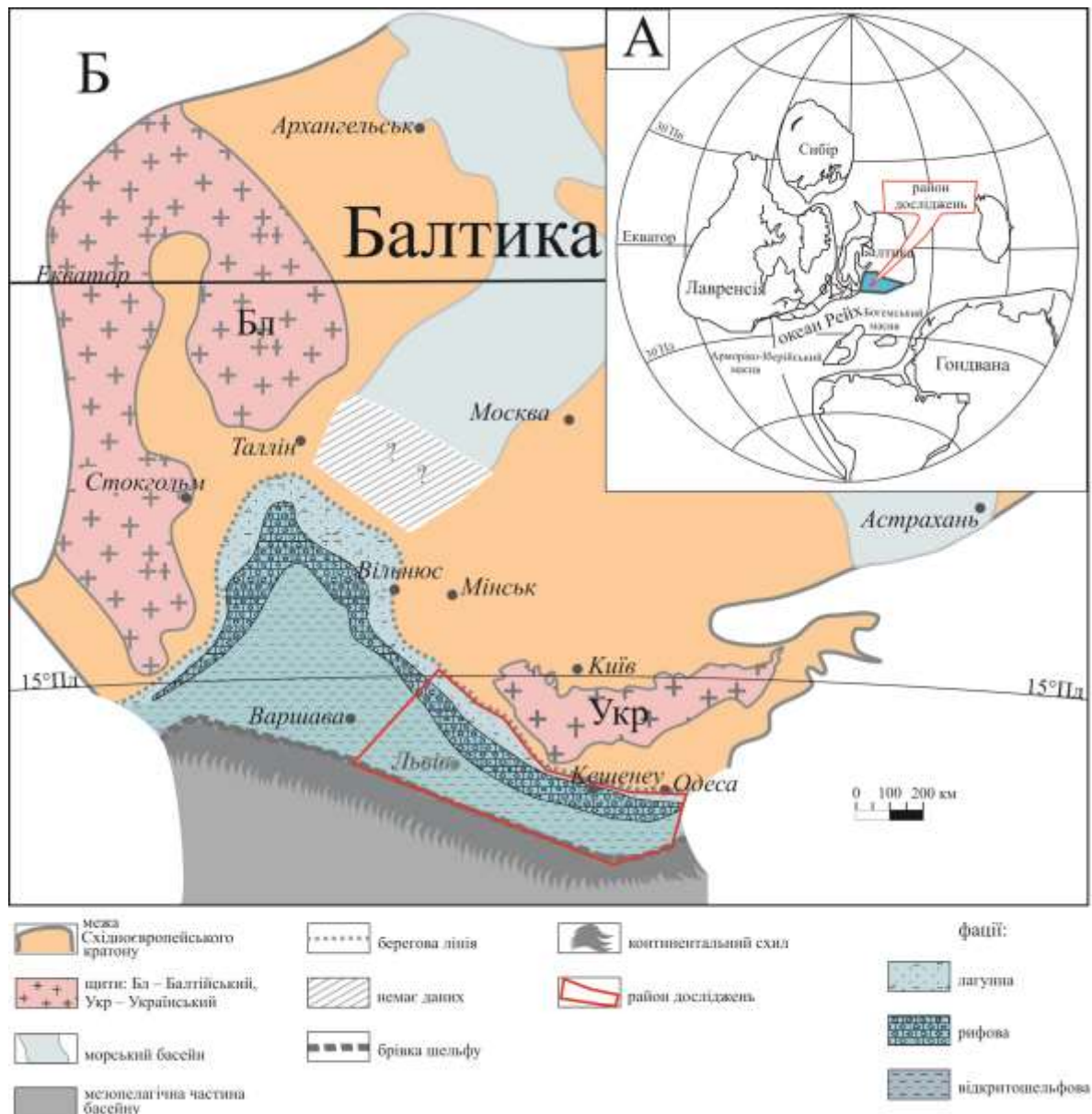


Рис. 5.5.1.1. А – Палеогеографічна карта силуру (лудловський час), яка показує позицію району досліджень в межах Балтики (Torsvik et al., 1996). Б – Схематична карта, яка показує модель південного шельфу Балтики з поширенням фацій в лудловський час (Radkovets, 2015)

## 5.5.2. Процеси осадонагромадження

На рисунку 5.5.2.1 схематично продемонстровано як відбувалося осадонагромадження за зазначених умов в межах південного шельфу Балтики та подано графічно кількість  $C_{org}$  та  $CaCO_3$  як для зони кисневого мінімуму ( $O_2 \leq 0,5 \text{ мл/л}$ ) так і для товщі води збагаченої киснем ( $O_2 \geq 5 \text{ мл/л}$ ). Щоб прокорелювати залежність цих хімічних сполук від глибини басейну розглянемо схематичний рисунок осадонагромадження в межах

дослідженого палеошельфу. Ми бачимо, що на глибинах до 100 метрів, де була достатня кількість кисню в шарі води, в межах всього шельфу розвивався карбонатний планктон, а карбонатні бентосні організми обмежувалися глибиною дна басейну, яка відповідно становила теж не більше 100 м.

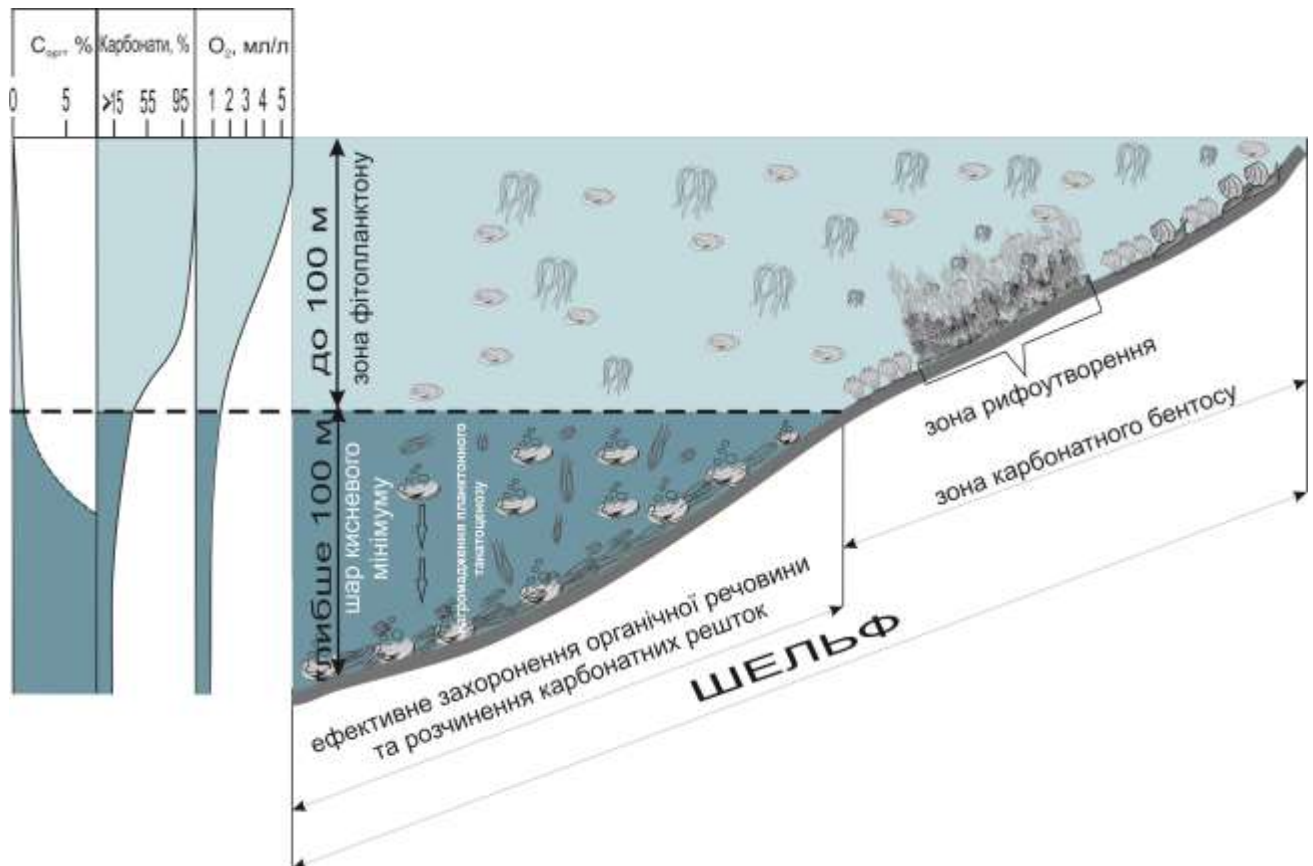


Рис. 5.5.2.1. Схема середовища осадонагромадження в силурі в межах південного шельфу Балтики (Radkovets, 2015). Концентрація O<sub>2</sub> у водній колонії (за Demaison and Moore, 1980)

Шельфовий карбонатний біоценоз був представлений значною кількістю та різноманітністю фауни, такою як: ругози, строматоїдеї, табуляти, пелицеподи, моховатки, евриптери, кріноїдеї, брахіоподи, остракоди, трилобіти та граптоліти (Никифорова и др., 1972). Значна кількість бентосних організмів за сприятливих батиметричних умов створювала багаточисельні підводні чагарники, нарости і банки з яких

згодом вибудовувався риф. Що стосується шельфової зони глибше 100 метрів, так званої зони кисневого мінімум, тут відбувався зворотній процес, зоо- та фітопланктон гинув, карбонатні скелетні рештки частково розчинялися ( $\text{CaCO}_3 \geq 15\%$ ), відновне середовище сприяло нагромадженню органічної речовини. Безкисневе середовище в глибшій частині шельфу  $> 100$  м, стало визначальним фактором для нагромадження глинистих темноколірних товщ – так званих граптолітових сланців збагачених органічною речовиною ( $\text{C}_{\text{орг}}$  сягає понад 2%) поширення яких має глобальний характер (Verniers et al., 2008). Як видно з рисунку 5.5.2.2А впродовж силуру регресії змінювалися

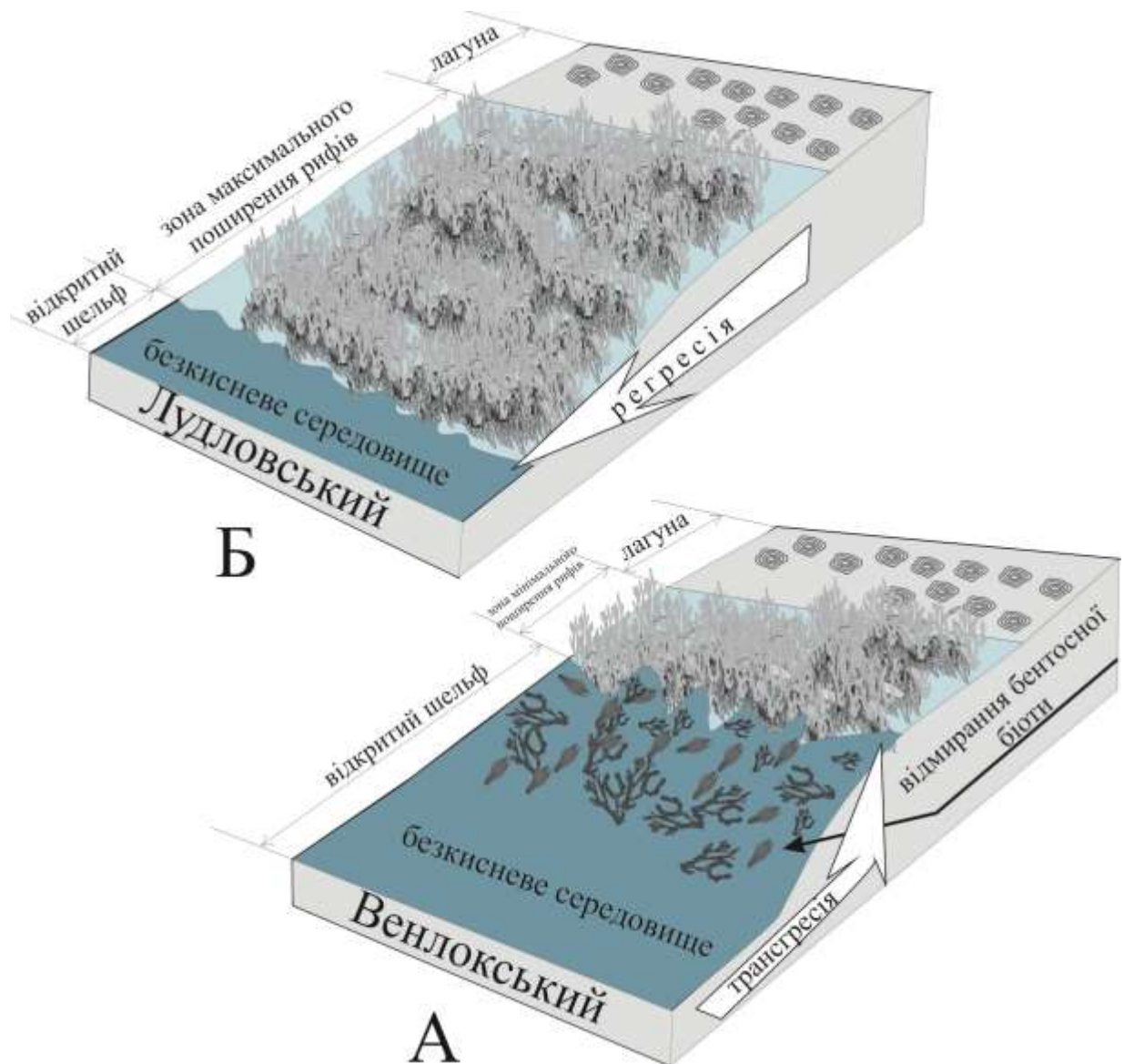


Рис. 5.5.2.2. Моделі південного шельфу Балтики в силурі в період: А – трансгресії і Б – регресії, які контролювали зміщення межі між відкритошельфовою і рифовою фаціями (Radkovets, 2015)



трансгресіями, що безпосередньо позначалося на зміні меж літофацій, особливо відкритошельфової та рифової. Це схематично продемонстровано на рисунку 5.5.2.2Б. Під час трансгресії (рис. 5.5.2.2А), в даному випадку пізній венлок, відкритошельфова фація значно просувалася в бік берегової лінії, збільшувалася площа зони кисневого мінімуму, де відповідно гинула бентосна біота. Зона рифоутворення була мінімальною за шириною і знаходилась в найвіддаленішій прибережній ділянці шельфу де глибина, як було вже сказано, не перевищувала 100 м. В період нижчого рівня моря (регресії) як це було в лудлові (рис. 5.5.2.2Б) зона карбонатагромадження (рифоутворення) займала максимальну площу.

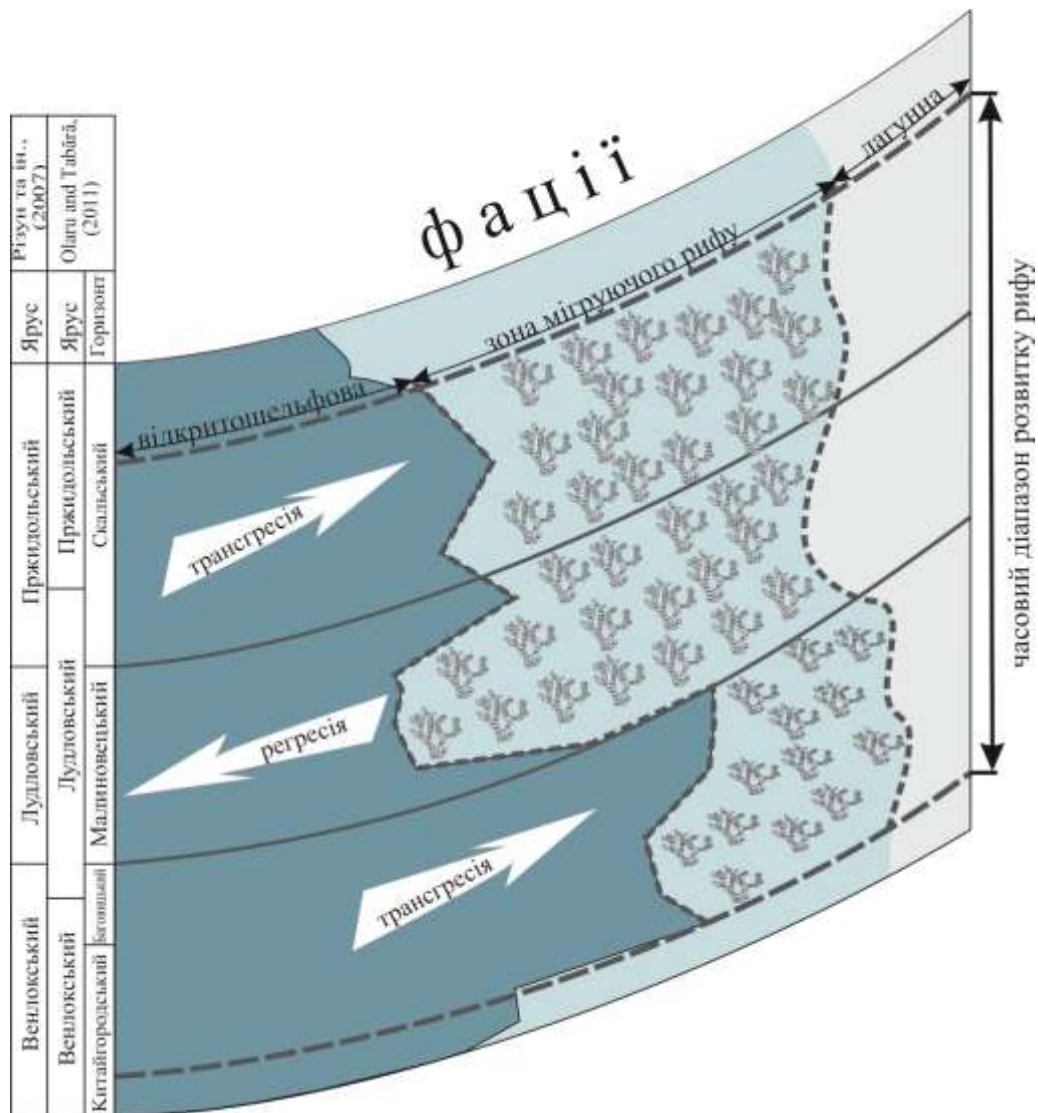


Рис. 5.5.2.3. Просторово-часова еволюція мігруючої рифової фації в силурі в межах південного шельфу Балтики (Radkovets, 2015)

Зміна фацій, зокрема рифоутворення в просторі і в часі проілюстрована на рисунку 5.5.2.3. Як бачимо з рисунку при регресії (лудловський час) молоді рифи зміщувалися в бік басейну нагромаджуючись на передрифових фаціях, а давні рифи перекривалися мілководними зарифовими, лагунними. При трансгресії (пржидольський час) все відбувалось навпаки – молоді рифові утворення залягали на зарифових відкладах а давні перекриваються більш глибоводними передрифовими утвореннями. Отже, впродовж силуру зона рифонагромадження в залежності від рівня моря зміщувалась то в бік берега то в бік брівки шельфу залишаючись від пізнього венлоку по середній пржидол постійним явищем для мілководної ділянки південного шельфу Балтики, яке можна назвати, як «зона мігруючого рифоутворення».

### **5.5.3. Бар'єрний риф давньої Балтики та сучасної Австралії**

Розвиток рифопобудов в силурі (пізній венлок-середній придол) вздовж всієї епіконтинентальної південної окраїни Балтики, спричинились до утворення рифового пасма (див. рис. 5.5.1.1Б), ширина якого, як було вже сказано, у різні вікові відрізки силуру змінювались. Узагальнюючи вище викладене можемо стверджувати, що протяжність рифу становила близько 2300 км, а максимальна ширина – 150 км. Отже в силурі виникло рифове пасмо, яке по аналогії з сучасним Австралійським можна назвати «великий бар'єрний силурійський риф». Між цими рифами виявлено цікаву низку співпадінь. Насамперед це широти, адже південний палеошельфовий басейн палеоконтинету Балтика, де відбувалось рифоутворення як і сучасний східний шельф Австралії, де розвивається Великий бар'єрний риф знаходився в південних широтах (10–25°), наступне, це розміри «тіла» рифу як силурійського так і сучасного Великого бар'єрного, які співпадають (максимальна ширина – 150 км, довжина 2300 км), ще один фактор, який є притаманним для карбонатагромадження це температура. Сучасні температури в межах східного шельфу Австралії становлять 22–27° С, за



даними (Verniers et al., 2008) в межах дослідженого палеобасейну в силурійський час температура була не меншою ( $22^{\circ}\text{C}$ ). І останній цікавий факт, площа Австралії і палеоконтиненту Балтики теж наближено співпадають ( $\approx 7\ 600$  тис.  $\text{m}^2$ ).

### 5.6. До перспектив нафтогазоносності відкладів силуру

Силурійські відклади Східноєвропейської платформи привертають значний інтерес впродовж останніх десяти років, будучи однією з потенційних цілей у Європі для розвідки сланцевого газу. Ці чорносланцеві нашарування охоплюють величезну територію від Балтійського до Чорного моря і є продовженням польської частини осадової силурійської товщі, потенціал сланцевого газу якої широко обговорюється (Poprawa, 2010; Sachsenhofer and Koltun, 2011). Незважаючи на багатоочікувані прогнози, щодо потенціалу силурійських відкладів, які останнім часом не виправдались, ці відклади складають значну зацікавленість, оскільки, хоча і не мають таких перспектив як у США чи Китаї (Decker et al., 1992; Ding et al., 2012) проте ефективна товщина та процентний вміст  $C_{\text{орг}}$  дозволяють розглядати силурійські відклади на Західній Україні як нетрадиційний природний газовий ресурс у подальшій перспективі в якості важливого доповнення до звичайних джерел енергії.

Як показали рентген-дифрактометричні дослідження, особливості мінерального складу порід силуру забезпечують їх високу крихкість, що є необхідною умовою для ефективного застосування гідророзриву в процесі розробки сланцевого газу.

Встановлення меж похованого барерного рифу теж має практичне значення. Адже чітке виокремлення серед платформових силурійських нашарувань рифового пасма, дозволяє виділити зону темноколірних аргілітів, які поширені в зануреній частині схилу платформи за межами рифу. Поряд з тим, важливими є межі поширення рифогенної споруди, адже відомо, що

силурійські рифові вапняки є перспективними колекторами для пошуку нафти. Дослідниками (Юркевич и др., 1982; Різун та ін., 2007) виділені перспективні території для пошуку нафти в рифогенних спорудах в межах північної частини Львівського прогину (Локачівська, Горохівська, Оглядівська ділянки), де зафіксовано найбільшу кількість нафтогазпроявів з силурійських порід у свердловинах, у тому числі приплив нафти непромислового значення на площі Локачі.

### 5.7. Висновки до розділу 5

Палеошельфові відклади силуру, які протягуються вздовж західного схилу Східноєвропейської платформи від Балтійського до Чорного моря останнім часом привертають значну увагу, з огляду перспективних чорносланцевих товщ для видобутку сланцевого газу, також цікавими з точки зору перспективних колекторів є рифові побудови. Досліджувались відклади силуру, які поширені в межах України (Волино-Подільська плита, Переддобрудзький прогин), а також за літературними даними проведена кореляція цих нашарувань з нашаруваннями на території Молдови та Румунії (Молдовська платформа). З'ясовано поширення відкладів силуру, закономірності зміни потужностей, їх петрографічний склад на значній території у межах південно-західного схилу Східноєвропейської платформи від Чорного моря до кордону України з Польщею і Білоруссю, що стало основою для встановлення особливостей поширення фацій: відкритошельфової, рифової та лагунної. Рифова фація (з метою кращого відображення природи цієї фації їй було дано назву – *мігруюча рифова фація*) впродовж часу рифоутворення в силурі – пізній венлок-середній пржидол, змінювала по площі свої межі зміщуючись то в бік берега то в бік відкритого моря, відповідно межа рифопобудов, була межею поширення відкритошельфової та лагунної фацій. Вирішальний вплив на поширення фацій в межах південної шельфової окраїни палеоконтиненту Балтики

(західної окраїни Східноєвропейської платформи мали трансгресивно-регресивні цикли, завдяки яким глибина шельфу в різні відтинки силурійського часу змінювалась. Встановлено, що глибина шельфу, починаючи від глибини води 100 м (зона кисневого мінімуму) впродовж силуру (пізній венлок-середній пржидол) була межею між відкритошельфовою фацією, тобто осадоагромадженням глинистих мулів збагачених органічною речовиною і карбонатагромадженням: формуванням рифопобудов та нагромадженням осадів в ізольованій рифом прибережній ділянці басейну – лагунах.

Встановлено, що відклади силуру містять  $C_{\text{орг}}$  в кількостях від 0,2 до 2,16 % і кількість органічної речовини закономірно зменшується із збільшенням карбонатності порід.

Для відкладів силуру збагачених органічною речовиною, за допомогою рентген-дифрактометрії, встановлено показники мінерального складу цих порід (кварцу, карбонатів і польових шпатів у породі в 1,5–2 рази більше як глинистих мінералів, переважають дрібнозернисті зерна, не виявлено смектитів та змішаношаруватих глинистих мінералів), які позитивно впливають на гідророзрив порід, а отже забезпечують належні умови для видобутку сланцевого газу.

Силурійська рифогенна споруда простягається на всій території досліджень від Чорного моря до кордону України з Польщею та Білоруссю, а далі до Балтійського моря, це суцільне пасмо рифопобудов межі якої як в розрізі (верхній венлок-середній пржидол) так і по площі зміщувались, утворюючи суцільне пасмо вздовж всього південного шельфу палеоконтиненту Балтики довжиною  $\approx 2300$  км та максимальною шириною 150 м. Рифове пасмо, яке сформувалось в силурі на південному палеошельфі Балтики має виразні аналогії з Великим бар'єрним рифом Австралії (розміри рифу, широти басейну, температурні показники, площі континентів).

## РОЗДІЛ 6

# ЕВОЛЮЦІЯ ПАЛЕОСЕРЕДОВИЩ ВІДКЛАДІВ НИЖНЬОГО ДЕВОНУ ВНАСЛІДОК КЛІМАТИЧНИХ ТА ТЕКТОНІЧНИХ ФАКТОРІВ ТА ПЕРСПЕКТИВИ ЇХ ГАЗОНОСНОСТІ

### 6.1. Поширення відкладів нижнього девону

Нижньодевонські палеошельфові відклади простягаються вздовж західного схилу Східно-Європейської платформи від Балтійського до Чорного моря. Ці нашарування були вивчені на території України (Волино-Подільська плита, Переддобрудзький прогин) і співставлені з одновіковими відкладами Молдови і Румунії (Молдовська платформа), а також розглянуто їх співвідношення з нижньодевонськими відкладами на території Польщі, Литви, Латвії та Естонії. У дослідженні використовувалися дані з публікацій (Barbu and Paraschiv, 1969; Paraschiv et al., 1983; Prodan, 1987; Mutihac et al., 2007; Seghedi, 2012), які стосувалися території Молдови та Румунії, а також території Польщі, Литви, Латвії та Естонії (Pożaryski et al., 1982; Turnau and Jakubowska, 1989; Kleesment and Mark-Kurik, 1997; Poprawa et al., 1999; Racki and Turnau, 2000; Shogenova et al., 2009; Narkiewicz, 2011; Filipiak et al., 2012; Mark-Kurik and Põldvere, 2012), що дозволило отримати цілісну характеристику про умови осадонагромадження в нижньому девоні в межах південної шельфової окраїни палеоконтиненту Балтики.

На основі дослідженого петрографічного складу порід, встановлених потужностей відкладів нижнього девону, діапазону їх залягання в розрізі було проведено реконструкцію двох типів літофацій та вирізнено два різних середовища осадонагромадження (Radkovets, 2016; Радковець і Кошіль, 2017). На карті (рис. 6.1.1) показано поширення відкладів нижнього девону, зокрема двох літофацій – глинисто-карбонатної (локхівський ярус) та теригенної (празько-емський яруси) від кордону з Польщею і Білоруссю до Чорного моря (Radkovets, 2016).

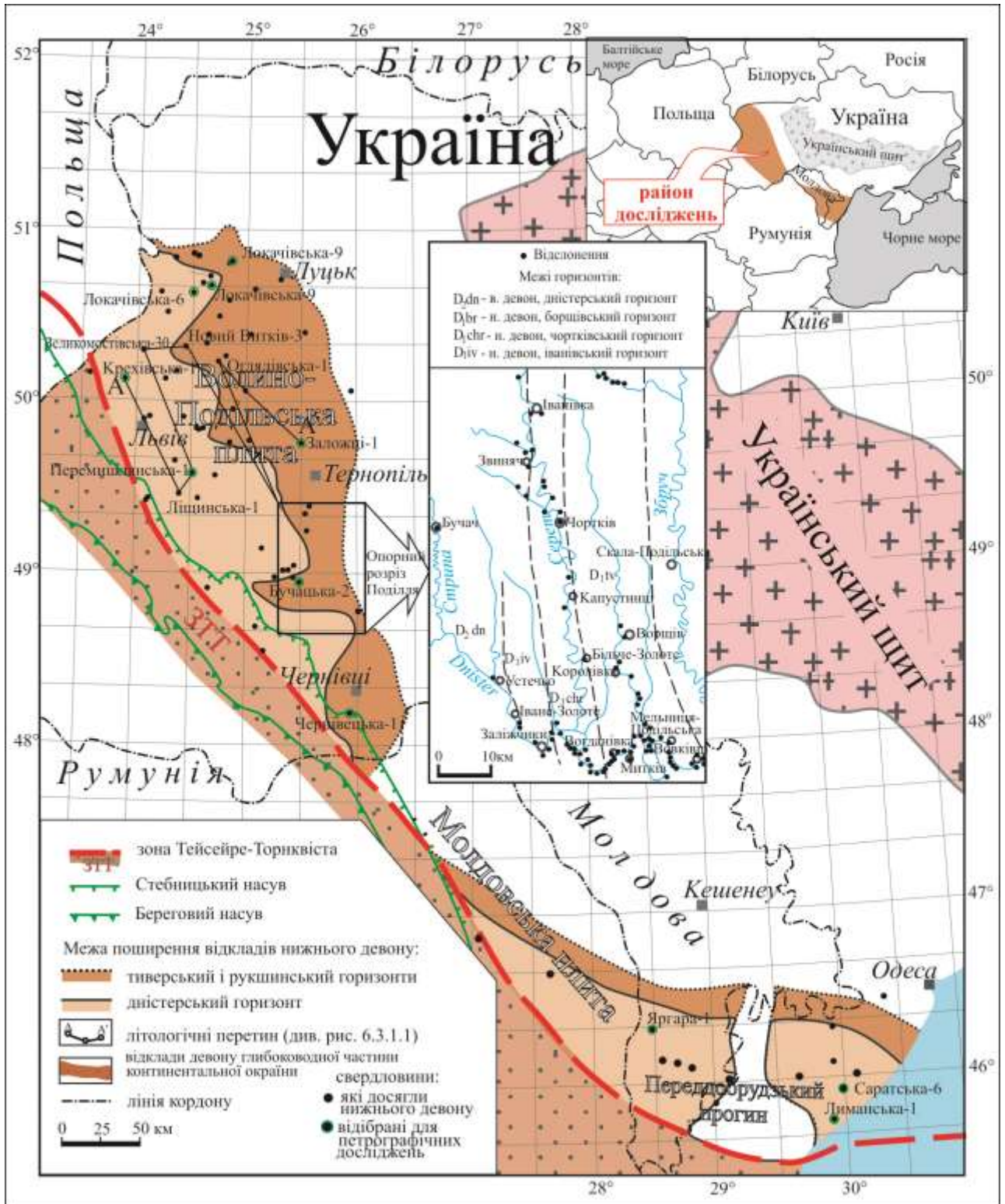


Рис. 6.1.1. Карта поширення відкладів нижнього девону південно-західного схилу Східноєвропейської платформи (Radkovets, 2016)

Перша літофація, що належить до локхівського ярусу, складається з глинисто-карбонатних порід і являє собою продовження верхньопржидольських палеошельфових верств. Друга літофація, залягає на відкладах локхівського ярусу і охоплює празько-емський яруси. Вона складена теригенними червонувато-коричневими пісковиками, алевролітами і аргілітами, і є віковим аналогом континентальних відкладів девону, так званих «Old Red Sandstones».

Відклади нижнього девону згідно з стратиграфічним поділом О.І. Нікіфорової та співавторів (Никифорова и др., 1972) представлені лише локхівським ярусом. Згідно з даними Д.М. Дриганта (Дригант, 2010) відклади нижнього девону представлені всіма ярусами: локхівським, празьким та емським. Нами була взята за основу стратиграфічна схема П.Д. Цегельнюк (Цегельнюк, 1981). Як видно з рисунка 6.1.2. дослідниця виділила локхівський ярус, в якому встановлено два горизонти – рукшинський і тиверський, а також празький і емський яруси до яких належить дністерський горизонт.

Цегельнюк (1994)		
Система	Ярус	Горизонт
Девонська	Нижній	Емський
		Празький
	Локхівський	Тиверський
		Рукшинська

Никифорова и др. (1972)	
Ярус	Горизонт
Локхівський	Верхній
	Нижній

Детальний розподіл горизонтів у таблиці Цегельнюк (1994):

Система	Ярус	Горизонт
Девонська	Нижній	Емський
		Празький
	Локхівський	Тиверський
		Рукшинська

Детальний розподіл горизонтів у таблиці Никифорова и др. (1972):

Ярус	Горизонт
Локхівський	Верхній
	Нижній

Рис. 6.1.2. Стратиграфічна схема відкладів нижнього девону Волино-Подільської плити ( Никифорова и др., 1972; Цегельнюк, 1994)



## 6.2. Петрографічна характеристика порід нижнього девону

### 6.2.1. Породи глинисто-карбонатної фації

Породи глинисто-карбонатної фації представлені мергелями, доломітизованими та біодетритовими вапняками (табл. 6.2.1).

**Мергелі** (рис.6.2.1А-Г; 6.2.2А-Б) темно-сірі, глинисті, доломітизовані з тонкими кальцитовими прожилками, та піритизованими включеннями розсіяної органічної речовини. Вміст кальциту в породі становить 48–52 %, глинистого матеріалу складає 34–48 %, доломіту до 5–10 %. Локально спостерігаються скупчення кварцових зерен, а також ідентифіковано рештки карбонатної фауни такої як остракоди та тентакуліти.

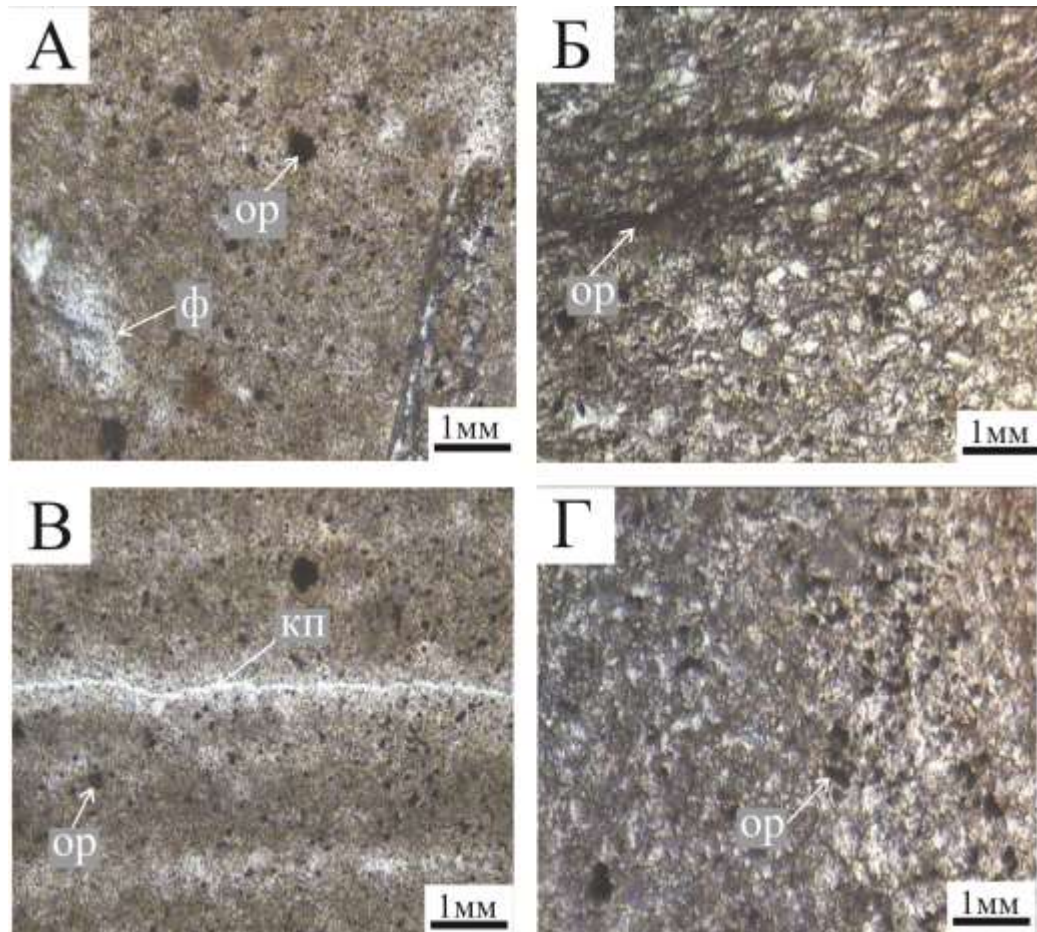


Рис. 6.2.1. Мікрофотографії мергелів. А – зі свердловини Бучацька-2, глибина 555–560 м; Б – зі свердловини Крехівська-1, глибина 3405,1–3414,7 м; В – зі свердловини Бучацька-2, глибина 453-459 м; Г – зі свердловини Крехівська-1, глибина 3486,6–3497,6 м

*ор* – розсіяна органічна речовина, *кп*- кальцитові прожилки, *ф* – фрагменти карбонатної фауни

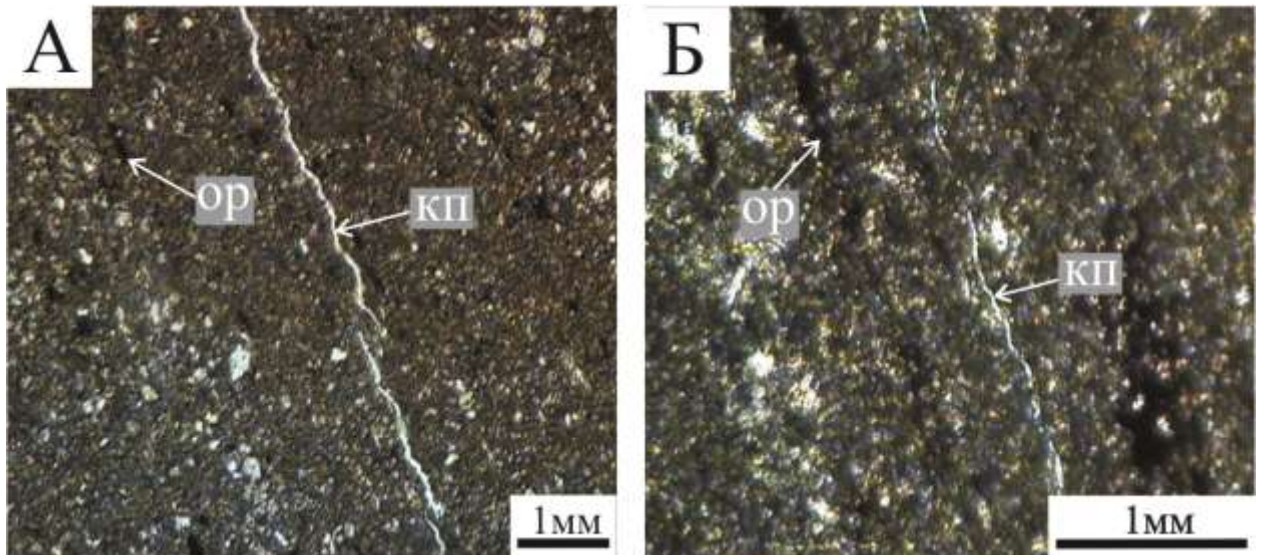


Рис. 6.2.2. Мікрофотографії мергелів зі свердловини Лиманська-1. А глибина 1979–1981 м; Б – глибина 2180–2200 м

*ор* – розсіяна органічна речовина, *кп* – кальцитові прожилки

**Доломітизовані вапняки** (рис. 6.2.3А-Б) темно-сірого кольору, містять 40–47 % кальциту, 40–45 % доломіту та 10–15 % глинистого матеріалу. Часто в породах наявні стилітові шви товщиною від 1 до 3 мм, які складаються з кристалів кальциту та доломіту (0,1–0,3 мм), і зазвичай мають ромбоєдричну форму. В доломітизованих вапняках завжди присутня розсіяна органічна речовина. Породи часто піритизовані та містять рештки значно перекристалізованої карбонатної фауни.

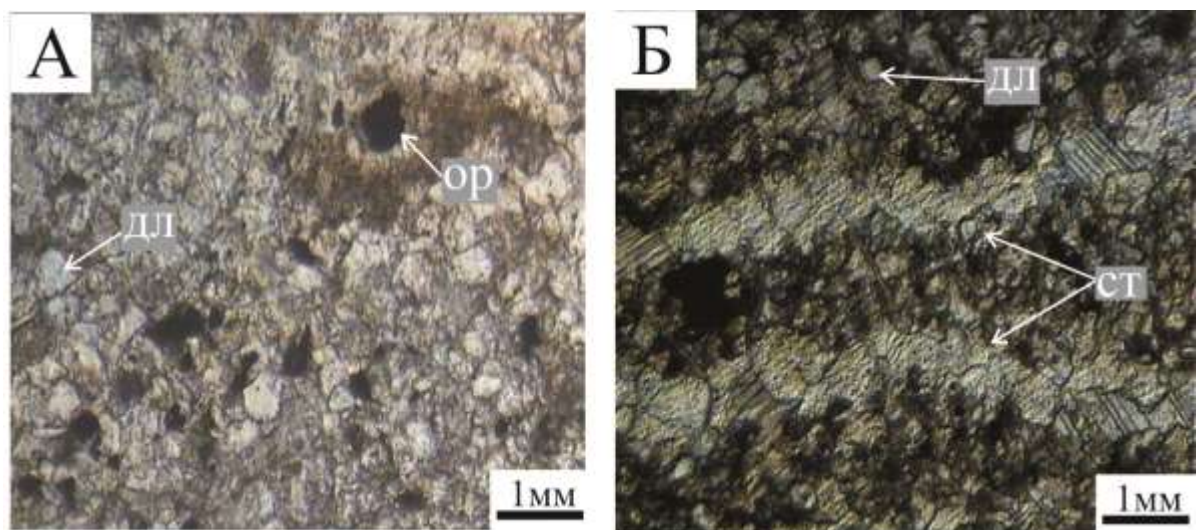


Рис. 6.2.3. Мікрофотографії доломітизованих вапняків. А – зі свердловини Крехівська-1, глибина 3348,7–3356,6 м; Б - зі свердловини Лиманська-1, глибина 2170–2180 м

*ор* – розсіяна органічна речовина, *дл* – доломіт, *ст* – стиліт



Таблиця 6.2.1.

## Мінеральний склад порід нижнього девону (Radkovets, 2016)

Свердловини	Яруси	Літологія	Глибина, м	Мінерали											
				Уламкові			Аутигенні		Карбонатні		Глинисті	Акцесорні			Рудні
				К	Пш	Сл	Гл	Фт	Ка	Дл	Г і Х	Цр	Р	Еп	Пр
				% склад											
Крехівська-1	Локхівський	доломітизовані вапняки	3348,7–3356,6	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	47	40	10	н.в.	н.в.	н.в.	3
Крехівська-1	Локхівський	мергелі	3405,1–3414,7	5	н.в.	3	н.в.	н.в.	48	5	34	н.в.	н.в.	н.в.	5
Крехівська-1	Локхівський	мергелі	3486,6–3497,6	5	н.в.	3	н.в.	н.в.	48	7	34	н.в.	н.в.	н.в.	3
Крехівська-1	Празько-емський	пісковики	1916,2–1918,6	78	7	3	н.в.	н.в.	2	н.в.	9	0,5	н.в.	0,5	н.в.
Крехівська-1	Празько-емський	аргіліти	2151,1–2158	18	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	13	н.в.	65,5	н.в.	н.в.	0,5	3
Локачинська-2	Празько-емський	пісковики	1267,5–1268	80	7	5	н.в.	н.в.	3	н.в.	6	1	н.в.	1	н.в.
Локачинська-2	Празько-емський	пісковики	1337–1337,8	84	5	5	н.в.	н.в.	2	н.в.	5	0,5	н.в.	0,5	н.в.
Локачинська-6	Празько-емський	алевроліти	1298,9–1302	65	3,5	5	н.в.	н.в.	10	н.в.	16	0,5	н.в.	н.в.	н.в.
Локачинська-9	Локхівський	біодетритові вапняки	1165–1168,6	1	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	80	8	6	н.в.	н.в.	н.в.	5
Заложці-1	Локхівський	біодетритові вапняки	501,4–506,5	2	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	73	4	7	н.в.	н.в.	н.в.	5
Бучацька-2	Локхівський	мергелі	453–459	2	н.в.	3	н.в.	н.в.	50	2	35	0,5	н.в.	н.в.	7,5
Бучацька-2	Локхівський	мергелі	555–560	3	н.в.	3	н.в.	н.в.	51	2	34	н.в.	н.в.	н.в.	7
Перемишлянська-1	Празько-емський	аргіліти	1251–1256	10	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	15	н.в.	70	н.в.	н.в.	н.в.	5
Перемишлянська-1	Локхівський	мергелі	1650–1655	3	н.в.	3	н.в.	н.в.	49	5	37	н.в.	н.в.	н.в.	3
Чернівецька-1	Локхівський	мергелі	612–630	4	н.в.	3	н.в.	н.в.	49	8	34	н.в.	н.в.	н.в.	2
Чернівецька-1	Локхівський	мергелі	690–706	5	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	50	6	37	н.в.	н.в.	н.в.	2
Яргара-1	Празько-емський	аргіліти	978–981	8	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	15	н.в.	74,5	0,5	н.в.	н.в.	2
Яргара-1	Празько-емський	пісковики	1030–1058	78	5	3	н.в.	н.в.	5,5	н.в.	8	0,5	н.в.	н.в.	н.в.
Яргара-1	Локхівський	біодетритові вапняки	1171–1175	2	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	69	14	10	н.в.	н.в.	н.в.	5
Яргара-1	Локхівський	мергелі	1458–1461	н.в.	н.в.	0,5	н.в.	н.в.	49	10,5	35	н.в.	н.в.	н.в.	5
Лиманська-1	Празько-емський	пісковики	1406–1412	80	5	1	н.в.	н.в.	5	н.в.	9	0,5	н.в.	н.в.	н.в.
Лиманська-1	Празько-емський	аргіліти	1479–1481	5	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	15	н.в.	79,5	0,5	н.в.	н.в.	н.в.
Лиманська-1	Локхівський	біодетритові вапняки	1565–1571	5	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	63	15	10	н.в.	н.в.	н.в.	7
Лиманська-1	Локхівський	біодетритові вапняки	1816–1821	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	83	5	7	н.в.	н.в.	н.в.	5

## Продовження Таблиці 6.2.1.

Лиманська-1	Локхівський	доломітизовані вапняки	2170–2180	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	40	45	10	н.в.	н.в.	н.в.	5
Лиманська-1	Локхівський	мергелі	1979–1981	н.в.	н.в.	0,5	н.в.	н.в.	51	9,5	34	н.в.	н.в.	н.в.	5
Лиманська-1	Локхівський	мергелі	2180–2200	н.в.	н.в.	0,5	н.в.	н.в.	49	9,5	34	н.в.	н.в.	н.в.	7
Саратська-6	Празько-емський	алевроліти	3391–3395	70	5	5	1	1	6	н.в.	9,5	2	0,5	н.в.	н.в.
Саратська-6	Празько-емський	алевроліти	3442–3446	55	3	3	1	0,5	13	3	20	1	0,5	н.в.	н.в.
Саратська-6	Локхівський	біодетритові вапняки	3860–3866	3	н.в.	н.в.	2	2	68	10	10	н.в.	н.в.	н.в.	5
Саратська-6	Локхівський	мергелі	4217–4226	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	52	8	35	н.в.	н.в.	н.в.	5
Середні значення															
	Празько-емський	пісковики		80	5,8	3,4	н.в.	н.в.	3,5	н.в.	7,4	0,6	н.в.	0,6	н.в.
	Празько-емський	алевроліти		63,3	3,8	4,3	0,6	0,5	9,7	1	15,2	1,2	0,3	п.д	н.в.
	Празько-емський	аргіліти		10,5	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	14,5	н.в.	72,3	0,25	н.в.	0,1	2,5
	Локхівський	мергелі		3,8	н.в.	2,3	н.в.	н.в.	49,25	5,7	35	0,06	н.в.	н.в.	4,3
	Локхівський	біодетритові вапняки		2,2	н.в.	н.в.	0,2	0,2	72,7	9,3	8,3	н.в.	н.в.	н.в.	5,3
	Локхівський	доломітизовані вапняки		0,6	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	42,3	42	11,6	н.в.	н.в.	н.в.	3,3

К – кварц, Пш – польові шпати, Сл – слюда, Гл – глауконіт, Фс- фосфатна речовина, Ка – кальцит, Дл – доломіт, Г і Х – гідрослюда і хлорит,  
Цр- циркон, Р- рутил, Еп – епідот, Пр – пірит, н.в. – не виявлено

**Біодетритові вапняки** (рис. 6.2.4А-Б) сірого кольору, збагачені скелетними рештками карбонатної фауни серед яких домінують: тентакуліти, остракоди, брахіоподи та в підпорядкованій кількості зустрічаються корали. В породі також встановлено одиничні зерна кварцу, розміром до 0,05 мм, скупчення фосфатної речовини (від 1 до 5 %) та розпорошений тонкокристалічний пірит. Хімічний аналіз показав, що вміст  $\text{CaCO}_3$  у цих вапняках коливається в межах 63–83 %. Основна маса породи представлена тонкокристалічним та дрібнокристалічним глинисто-карбонатним матеріалом.

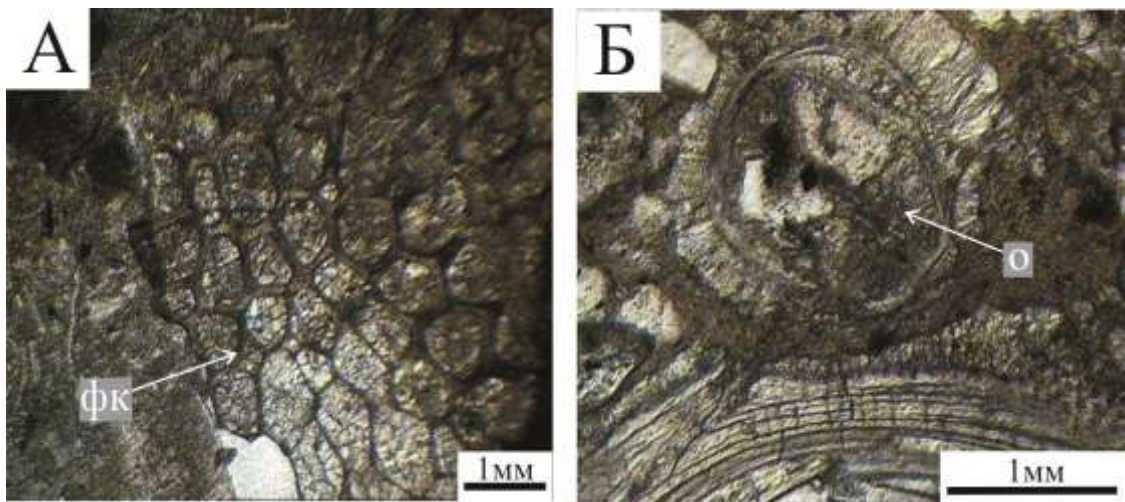


Рис. 6.2.4. Мікрофотографії біодетритових вапняків зі свердловини Лиманська-1. А – глибина 1816–1821 м; Б – глибина 1565–1571 м  
о – остракода, фк – фрагмент корала

### 6.2.2. Породи теригенної фації

Породи теригенної фації складаються з світло-сірих, зеленкувато-сірих і коричнево-червоних, невапнистих пісковиків, які локально перешаровуються з алевролітами і аргілітами (табл. 6.2.1).

**Пісковики** (рис. 6.2.5А-Б) дрібнозернисті з контактово-пористим гідрослюдистим цементом, просочені гідроксидами заліза. Уламковий матеріал напівобкатаний, розміром 0,05–0,2 мм, представлений зернами кварцу (до 80 %), польового шпату (5–7 %) та лусками мусковіту (1–3%).

Також в породі фіксуються уламки кварцитів та халцедонолітів. Акцесорні мінерали, такі як циркон та епідот, спостерігаються спорадично.

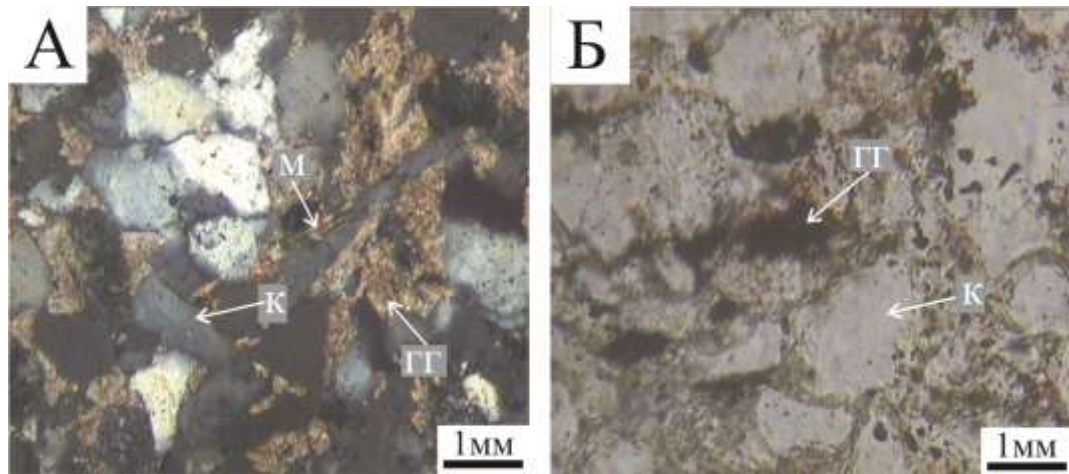


Рис. 6.2.5. Мікрофотографії пісковиків з гідрослюдистим цементом просоченим гідрооксидами заліза. А – зі свердловини Локачівська-2, глибина 1267,5–1268 м, мікрофотографія зроблена з аналізатором; Б – зі свердловини Крехівська-1, глибина 1916,2–1918,6 м

*гг – гідрослюда просочена гідрооксидами заліза, к – кварц, м - мусковіт*

**Алевроліти** мають такий ж речовинний склад як і пісковики.

**Аргіліти** (рис. 6.2.6А-Б) складаються з тонколукуватої гідрослюди з орієнтованою текстурою. Як правило, порода насичена гідрооксидами заліза, іноді вона доломітована. Уламковий матеріал (0,01–0,07 мм) нерівномірно розподілений в основній масі породи від кількох зерен до 25–32 %. В основному, це кварц, рідше зустрічаються польові шпати та мусковіт, а також ромбодричні зерна доломіту та дрібнокристалічного піриту.

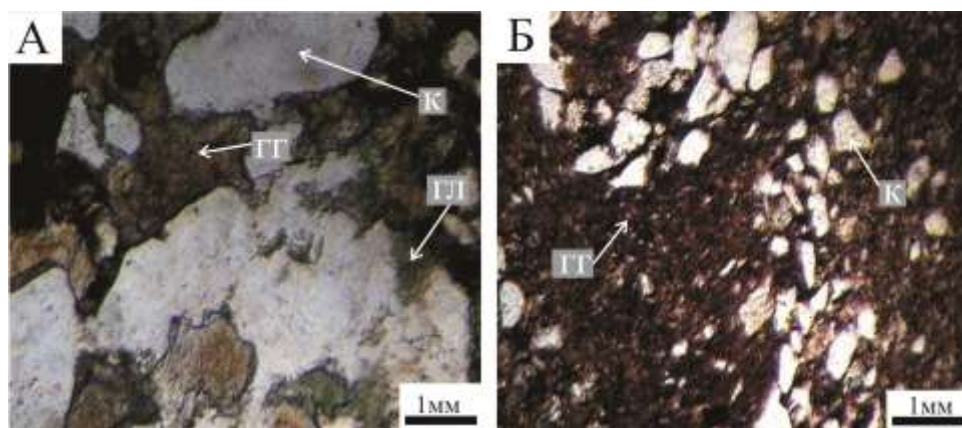


Рис. 6.2.6. Мікрофотографії: А – пісковика різнозернистого з гідрослюдистим цементом, просоченого гідрооксидами заліза, свердловина Сариярська-1, глибина 4301–4305 м; Б – піщаного аргіліта просоченого гідрооксидами заліза, свердловина Саратська-3, глибина 3339–3345

*гг – гідрослюда просочена гідрооксидами заліза, гл – глауконіт, к – кварц*

### 6.2.3. Уламково-туфогенні породи

Уламково-туфогенні породи (туффіти) зустрічаються у вигляді численних прошарків товщиною 0,05–3 м у всьому розрізі нижньодевонської товщі (рис. 6.3.1.1). Вони поширені в породах глинисто-карбонатої фації, аналогічно тому, як це встановлено у верхньопржидольських нашаруваннях (Radkovets, 2015). Для опорного розрізу Поділля уламково-туфогенні породи показані О.І Нікіфоровою та співавторами (Никифорова и др., 1972). Для інших літологічних розрізів (рис. 6.3.1.1) вони встановлені на підставі петрографічних досліджень, геофізичних даних і співставлення з опорним розрізом Поділля.

Отже, уламково-туфогенні породи в межах Волино-Подільської плити зустрічаються як у нашаруваннях силуру, так і у глинисто-карбонатних відкладах нижнього девону. Зокрема В.Д. Хафом і співавторами (Huff et al., 2000) було проінтерпретовано уламково-туфогенні породи (К-бентоніти), які відслонюються в басейні р. Дністер на Поділлі, як свідчення діяльності активних вулканічних дуг вздовж окраїни океану Рейх. Також було зафіксовано в Карнських Альпах в Австрії, в загальній кількості 97 прошарків так званих К-бентонітів, у вигляді верств вулканічного попелу (Histon et al., 2007) в віковому діапазоні від верхнього ордовіку (ашгілський ярус) до нижнього девону включно (локхівський ярус). Ці туфогенні породи свідчать про широкомасштабний вулканізм, пов'язаний з рифтінгом в Палео-Тетисі (von Raumer et al., 2002, 2003), який відкрився в силурі між північним краєм Гондвани та Арморіканськими терейнами. Рифтінг, можливо тривав до кінця середнього девону, коли ці терейни злилися і почалося замикання океану Рейх. В горах Аппалачі від нижньодевонських до верхньодевонських нашарувань встановлено до 80 або більше тонких прошарків туфогенних порід (К-бентонітів), які складені давнім вулканічним попелом. За даними С.А. Вер Страетена (Ver Straeten, 2004), середній локхів, ранній емсій і ранній ейфель були часами пікової вулканічної активності у східній частині

Північної Америки, й пов'язувались з підвищеною тектонічною активністю Акадійського орогену.

### **6.3. Літолого-стратиграфічне зіставлення розрізів та поширення фацій нижнього девону**

#### **6.3.1. Літолого-стратиграфічне зіставлення розрізів**

Рисунок 6.3.1.1. демонструє літологічні особливості і поширення відкладів нижнього девону у розрізах дванадцяти представницьких свердловин, які показують зміни петрографічного складу та потужностей порід девону в розрізі. Зіставлення розрізів показує (рис. 6.3.1.1), що відклади локхівського ярусу (глинисто-карбонатна фація) залягають моноклінально, а верхня частина розрізу цього ярусу частково зденудована (свердловини: Оглядівська-1, Бродівська-1, Заложці-1, Вугільна-7). Відклади празько-емського ярусу теригенної фації є менш поширені, ніж локхівські та значно зденудовані. (Чебаненко и др., 1990). Незважаючи на денудацію в найзануренішій ділянці платформи празько-емські нашарування досягають значної товщини (більше 800 м) (Radkovets, 2016; Радковець і Кошіль, 2017). Цей факт є дуже важливим, оскільки ми розглядаємо теригенні породи червоно-коричневого забарвлення, як потенційно перспективні колектори газу, оскільки на даний час вже встановлено в цих відкладах один поклад газу на Локачівському родовищі (Федишин (Ред.), 1998; Галабуда та ін., 2007).

#### **6.3.2. Поширення фацій нижнього девону**

Відклади нижнього девону в межах району досліджень були поділені на дві фації, локхівський ярус – глинисто-карбонатну, празько-емський ярус – теригенну, віковий аналог континентальних відкладів девону, так званих



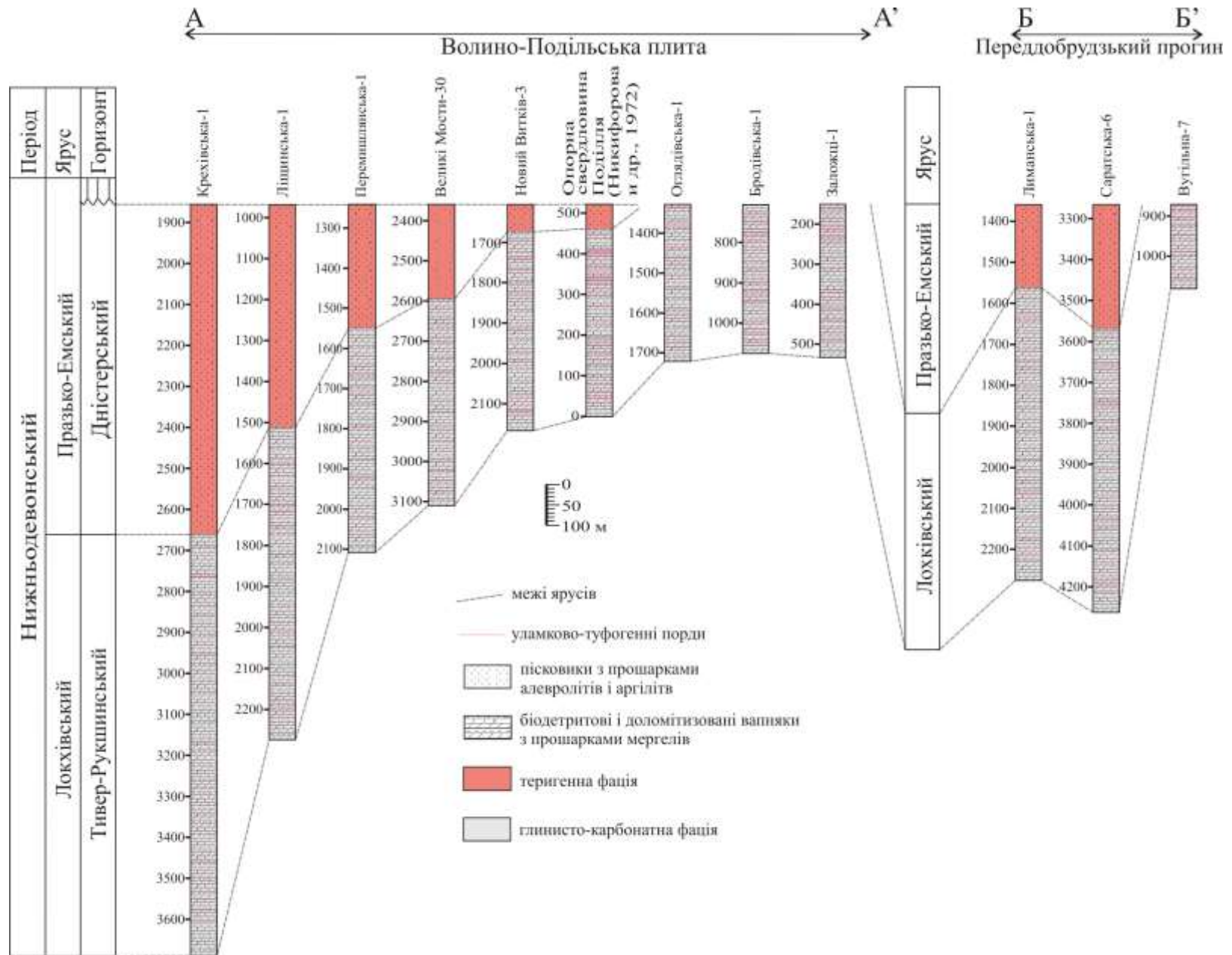


Рис. 6.3.1.1. Літологічні перетини через Волино-Подільську плиту (А-А') та Переддобрудзький прогин (В-В') (лінії перетину А-А' і В-В' див. рис. 6.1.1)



«Old Red Sandstones», поширюються на захід від Українського щита у напрямку до зони Тессейре-Торнквіста. Глинисто-карбонатна фація за своїми петрографічними характеристиками майже не відрізняється від силурійських нашарувань (пржидольський ярус). Теригенна фація – завершує нижньодевонський розріз. Попередні дослідження (Дригант и др., 1982 ; Чабаненко и др, 1990; Дригант, 2000) показали різну товщину і межі між глинисто-карбонатними і теригенними відкладами в межах Волино-Подільської плити. Карти товщини (рис. 6.3.2.1А, Б) нижнього девону були побудовані на підставі вивчення кернового матеріалу, геофізичних даних (каротажні діаграми), а також порід у шліфах під мікроскопом (Radkovets, 2016; Радковець і Кошіль, 2017). Окрім того використовувався стратиграфічний поділ нижнього девону для Волино-Подільської плити (Никифорова и др., 1972; Цегельнюк 1981, 1994), а також для Добрудзького прогину (Сафаров и др., 1967; Грищенко и др., 1986), й інформація, що міститься в публікаціях (Barbu and Paraschiv, 1969; Paraschiv et al., 1983; Prodan, 1987; Круглов и Цыпко (Ред.), 1988; Гнідець та ін., 2002; Mutihac et al., 2007; Seghedi, 2012), для співставлення з даними з Румунії та Молдови.

На рисунку 6.3.2.1А показана глинисто-карбонатна фація (локхівський ярус) та її товщини в межах дослідженої території від кордону України з Польщею та Білоруссю до Чорного моря. Глинисто-карбонатні відклади локхівського ярусу безперервно поширені в межах району досліджень, проте на території Румунії та Молдови ці нашарування зазнали часткової денудації, як і в Переддобрудзькому прогині. При моноклінальному заляганні товщина глинисто-карбонатної фації збільшується поступово в напрямку силу Східноєвропейської платформи до 700 м у Передобрудзькому прогині, та на понад 1100 м в межах Волино-Подільської плити. На карті (рис. 6.3.2.1Б) показано, що пражко-емська теригенна фація зазнала набагато більшої денудації ніж глинисто-карбонатна товща, і поширена у вигляді вузького пасма вздовж лінії Тейсейре-Торнквіста. На тлі загального моноклінального залягання

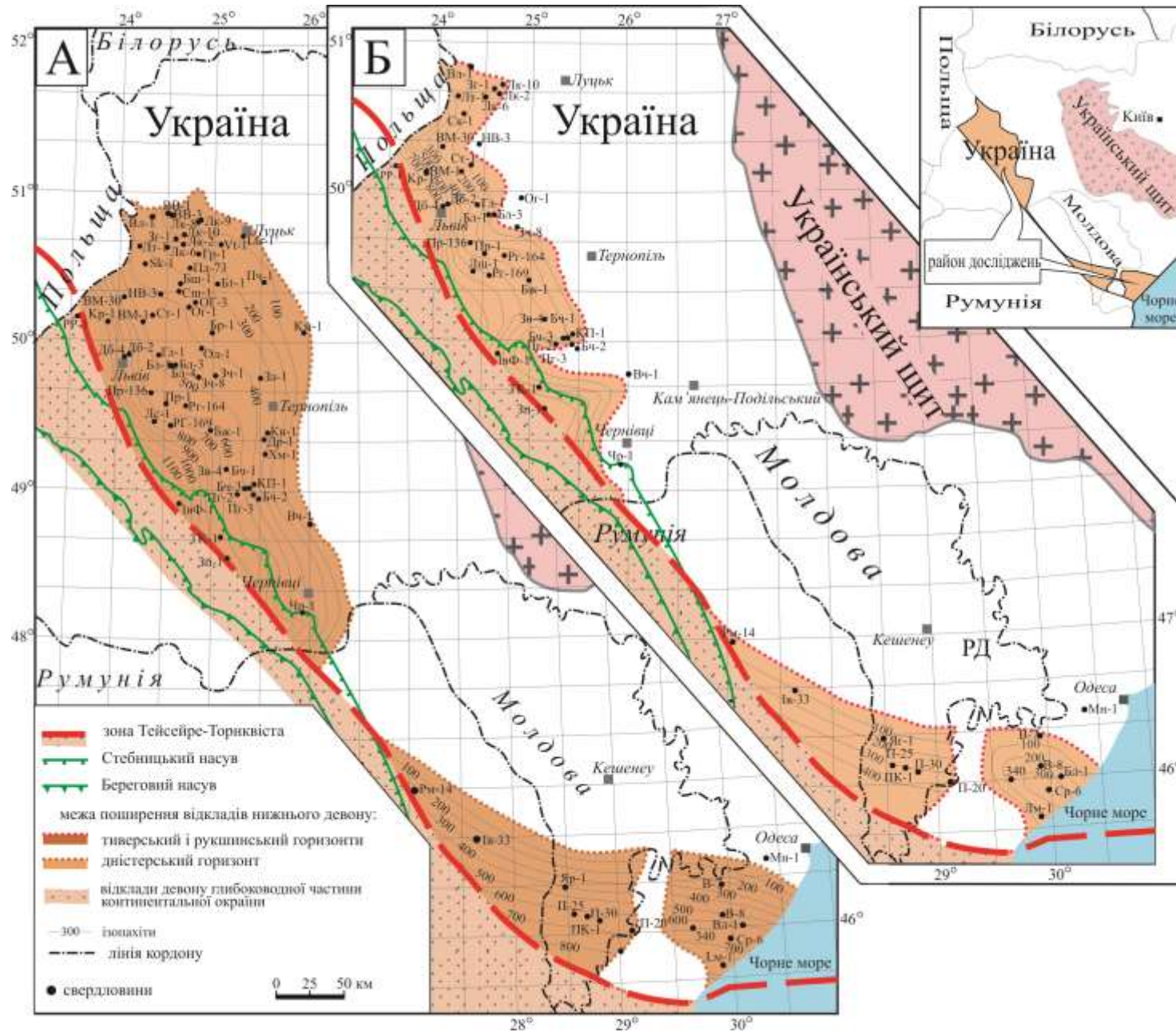


Рис. 6.3.2.1. Карта потужностей девонських відкладів південно-західного схилу Східноєвропейської платформи (Radkovets, 2016): А – локхівський ярус, глинисто-карбонатна фація; Б – празько-емський ярус, теригенна фація (умовні позначення див. на наступній сторінці)

*Умовні позначення до рисунка 6.3.2.1.*

Свердловини: Бч – Бучацька, Бл – Балучинська, Блб – Балабанівська, Бр – Бродівська, Бш – Бишівська, Бт – Берестечко, Бж – Бережани, Вл – Володимирівка, ВВ – Володимир-Волинська, ВМ – Великомоствівська, Вт – Воютинська, Гл – Глинянська, Гр – Горохівська, Дб – Дублянська, Др – Дарахівська, Зч – Золочівська, Зг – Загорівська, Зл – Заложці, Зп – Загайпільська, Зв – Завадівка, Ів-Ф – Івано-Франківська, Ів – Іванесті, Кр – Кременецька, КП – Коропець-Пишківці, Кр – Крехів, Лк – Локачівська, Лм – Лиманська, Лс – Ліщинська, Лт – Літовизька, Лц – Луцька, Мн – Мирнівська, НВ – Новий Витків, Ог – Оглядівська, Ол – Олеська, П – Валя-Пержей, Пч – Повча, Пш – Перемишлянська, Рм – Роман, РР – Рава-Руська, Ск – Сокальська, Ср – Саратська, Сш – Сушновська, Ст – Стемінська, ТК – Тлумач-Коломия, Хм – Хмелівка, Чр – Чернівецька, Яр – Яргара

порід празько емського віку розрізняється п'ять локальних морфоструктур які простягаються з північного сходу на південний захід, будучи майже паралельні одна одній і являють собою давні річкові долини. За даними І.І. Чебаненка та співавторів (Чебаненко и др., 1990), П.Д. Цегельнюк (Цегельнюк 1981, 1994) та нашими даними, які опираються на петрографічні дослідження, відклади теригенної фації є продуктом руйнування корінних порід Українського щита (кварц, польовий шпат, мусковіт, циркон, епідот), які акумулювалися в седиментаційному басейні завдяки перенесенню цього матеріалу річками. На території Румунії ці нашарування зустрічаються лише в межах території, що прилягає до Переддобрудзького прогину, так само, як і в Молдові. Товщини теригенної фації значно менші, ніж глинисто-карбонатної фації. В межах Переддобрудзького прогину вони досягають 400 м, а в межах Волино-Подільської плити максимальні товщини становлять понад 800 м. Рисунки 6.3.2.2 і 6.3.2.3 та таблиця 6.2.1 показують взаємозв'язок

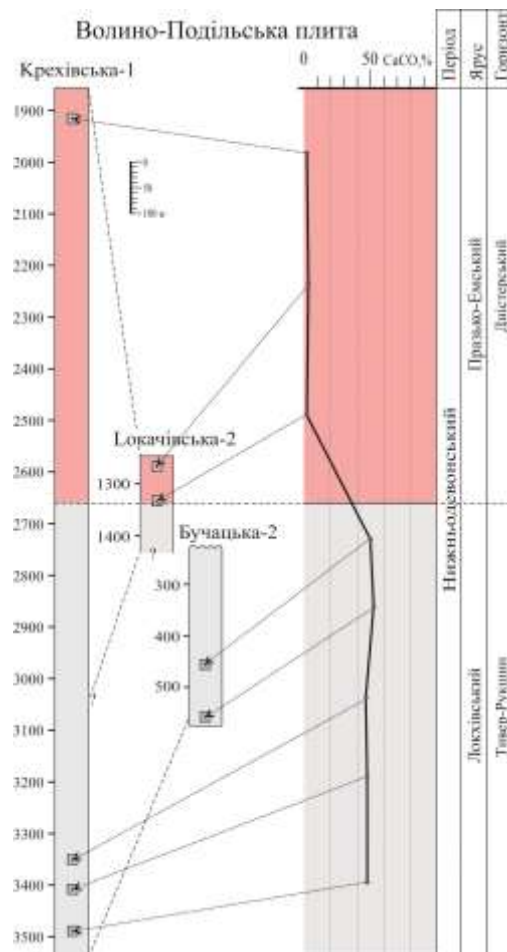


Рис. 6.3.2.2. Вміст карбонату кальцію у відкладах нижнього девону у свердловинах Крехівська-1, Локачівська-2 та Бучацька-2

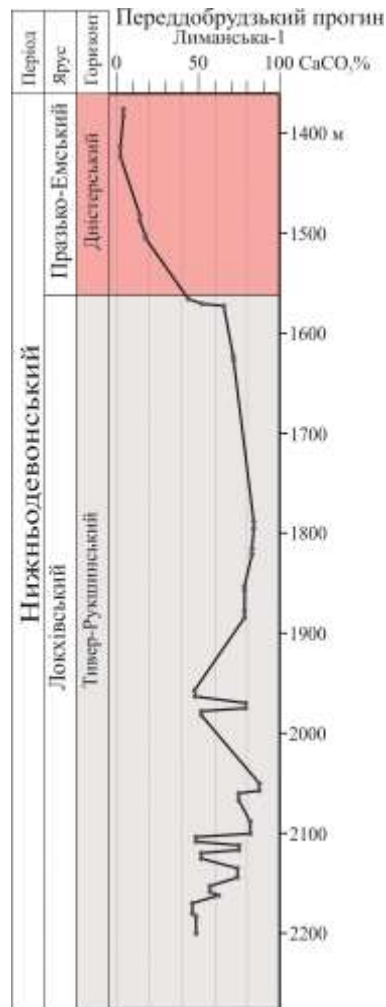


Рис. 6.3.2.3. Вміст карбонату кальцію у відкладах нижнього девону у свердловині Лиманська-1

речовинного складу двох фацій та вмісту  $\text{CaCO}_3$  у нижньодевонських відкладах для обох районів дослідження – Переддобрудзького прогину (свердловина Лиманська-1) і Волино-Подільської плити (свердловини: Крехівська-1, Бучацька-1, Локачівська-1). Розбіжність у кількості  $\text{CaCO}_3$  в породах двох фацій є очевидною. Для глинисто-карбонатної фації (локхівський ярус) вміст  $\text{CaCO}_3$  є значним по всьому розрізу і коливається межах від 40 до 87 %, тоді як, в породах теригенної фації (празько-емський яруси) спостерігається значно менша кількість  $\text{CaCO}_3$ , вона коливається від 18 і аж до мінімальних значень – 2 %. Отже, можна констатувати, що для порід глинисто-карбонатної фації мінімальний вміст  $\text{CaCO}_3$  становить 40 %, а для порід теригенної фації його максимальний вміст становить 18 %. Це вказує на дві зовсім різних середовища осадонагромадження у ранньому

девоні. У локхівський час існувало сприятливе середовище для нагромадження карбонатів, тоді як у празько-емський час – для інтенсивного нагромадження теригенного матеріалу.

#### **6.4. Середовища осадоного нагромадження південно-східного шельфу Балтики, зміна рівня моря та його зв'язок з фаціями**

##### **6.4.1. Глобальні і регіональні події**

Девонський період був одним із найяскравіших і загадкових періодів в історії Землі. На суші вперше з'явилися дерева, насінні рослини, а також ліси (Algeo and Scheckler, 1998). Від силуру до раннього девону внаслідок закриття південного океану Япетус і зіткнення Балтики з Лавренсією відбувся акадійсько-каледонський орогенез (Torsvik et al., 1996; Ver Straeten, 2004). Внаслідок цього зіткнення утворились каледонські гірські масиви в Гренландії, Скандинавії та на Британських островах, а також Апалачі на сході США. Новий великий суперконтинент, який виник внаслідок цього зіткнення також існував в ранньодевонську епоху, часто називають Лаврусія або Євроамерика або ж «Old Red» континент (Golonka, 2007; Golonka and Gawęda, 2012). Значні за розміром мілководні піщані затоки, дельти та лимани на «Old Red» континенті забезпечили сприятливе середовище для черевоногих риб та пласкодерм (Young, 2010).

Впродовж раннього девону досліджувана територія знаходилась у низьких південних широтах (45–52° С) в межах південно-східного шельфу Балтики (рис. 6.4.1.1А). У локхівський час (рис. 6.4.1.1Б, Б') цей осадовий басейн був продовженням пізньосилурського басейну, хоча рівень моря частково знизився. Глинисто-карбонатні осади з численними прошарками уламково-туфогенних утворень (туффітів) нагромаджувались так само у пржидольський час. У силурі та нижньому девоні у локхівський час



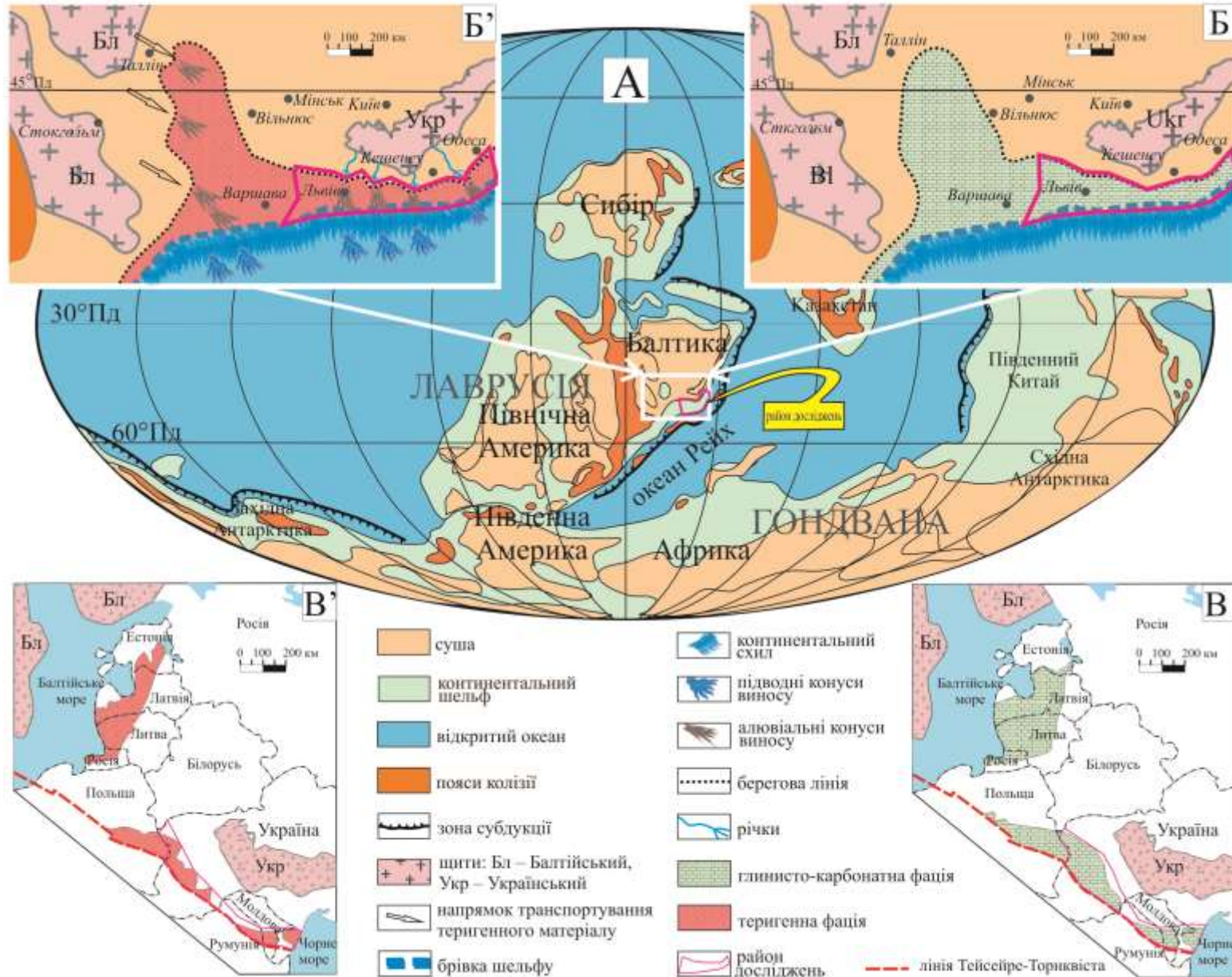
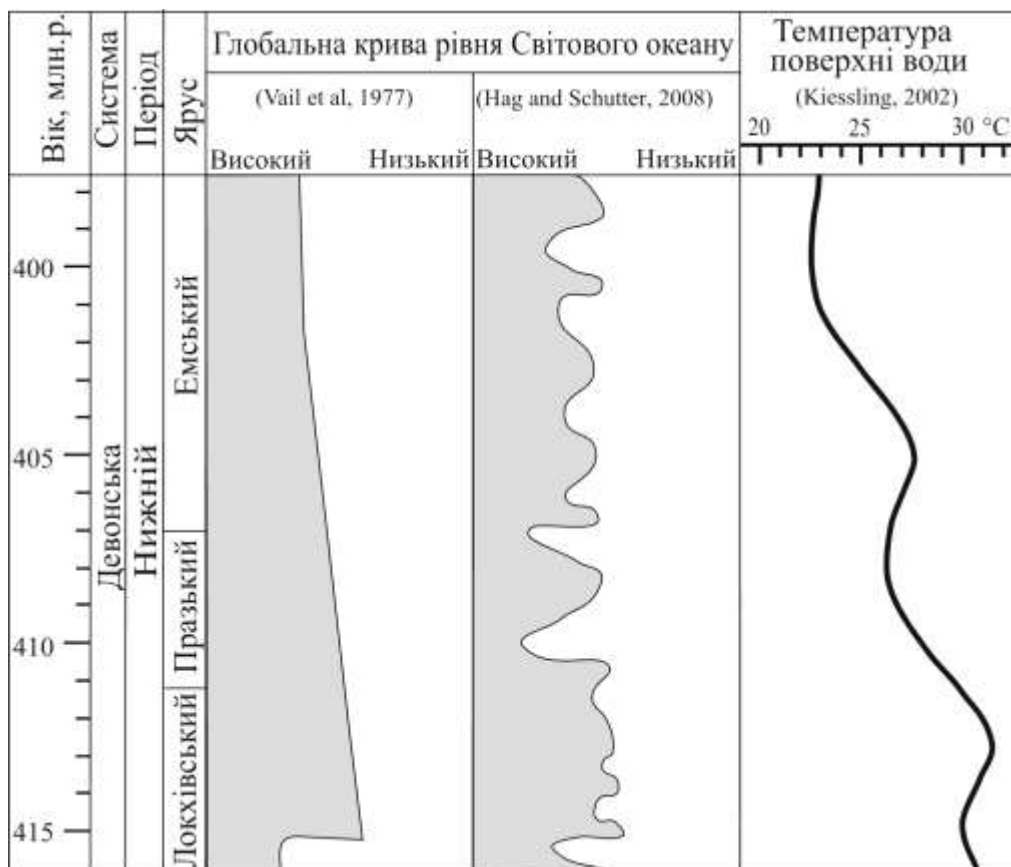


Рис. 6.4.1.1. Палеогеографічна карта нижнього девону, яка демонструє положення району досліджень в межах Балтики (за Golonka and Gawęda, 2012). Карти-схеми, які демонструють модель південно-східного шельфу Балтики з поширенням фацій (Radkovets, 2016): Б – глинисто-карбонатної, локхівський час, Б' – теригенної, пражко-емський час. Карти поширення відкладів нижнього девону в межах південно-західного схилу Східноєвропейської платформи (Radkovets, 2016): В – породи локхівського ярусу, В' – породи пражко-емського ярусу



кліматичні та тектонічні умови залишалися незмінними. Це був теплий парниковий період, що характеризувався високим вмістом CO<sub>2</sub> як в атмосфері так і у водах морських басейнів (Bernier, 2001; Royer, 2006). У празький час середовище осадонагромадження стрімко змінилося. Як видно з рисунка 6.4.1.2 від локхівського до емського часу температура знизилась (Kieessling, 2002) так само знизився рівень моря (Vail et al., 1977; Bernier and Kothavala, 2001; Simon et al., 2007; Haq and Shutter, 2008; Joachimski et al. 2009). Прохолодні кліматичні умови з середньою температурою від 23 до 25° С, зниження кількості CO<sub>2</sub> в атмосфері та відповідно збільшення концентрації O<sub>2</sub> відображають одне з найяскравіших глобальних кисневих середовищ в історії Землі. Згідно з даними (Dahl et al. 2010) перше з них проявилось в докембрії, в едіакарі – 550–560 мільйонів років тому, а друге, мабуть, більше за своїми масштабами, відбулося в ранньому девоні приблизно 400 млн. р.



6.4.1.2. Реконструкція рівня Світового океану і температури водної поверхні в ранньому девоні (Haq and Shutter, 2008; Kieessling, 2002; Vail et al., 1977)

#### **6.4.2. Середовища осадонагромадження в межах південно-східного шельфу Балтики**

Реконструкція умов осадонагромадження осадів в межах південно-східного шельфу Балтики продемонстрована на рисунках 6.4.2Б і 6.4.2Б'. Вона була здійснена на основі наших досліджень (Radkovets, 2016; Радковець і Кошіль, 2017), а також використовуючи опублікованих дані (Kleesment and Mark-Kurik, 1997; Narkiewicz, 2011; Mark-Kurik and Põldvere, 2012) про поширення глинисто-карбонатної фації (локхівський ярус, рис. 6.4.2С) і теригенної фації (празько-емський яруси, рис. 6.4.2С'). В локхівський час епіконтинентальний басейн являв собою типову карбонатну платформу в межах якої розвивався різноманітний карбонатний біоценоз. Серед якого було встановлено (Никифорова и др., 1972; Цегельнюк 1981, 1994) значну кількість брахіопод, пелеципод, тентакуліт, остракод, а також криноїдеї, рогози і корали, черевоногі, трилобіти, граптоліти і конодони (Никифорова та ін, 1972 ; Tsegelnyuk, 1981; Tsegelnyuk, 1994). Рясний розвиток карбонатної фауни сприяв осадонагромадженню відкладів із значним вмістом  $\text{CaCO}_3$ , максимальний вміст якого в породах досягає 87 %. Наявність численних лінзочок розсіяної органічної речовини заповненої піритом в темно-сірих мергелях свідчить про сприятливі умови для захоронення органічної речовини. Хоча це не було безкисневе середовище як у силурійському періоді (Radkovets, 2015), коли нагромаджувались чорносланцеві товщі, проте в ранньому девоні у локхівський час проявилось не значне за масштабами безкисневе середовище.

У празький час осадовий басейн зменшив свої розміри (рис. 6.4.2Б'), нагромадження карбонатів припинилося, натомість почалося теригенне осадонгромадження. Численні річки постачали уламковий матеріал з Балтійського та Українського щитів утворюючи потужну осадову призму, що складалася з пісковиків, алевролітів і аргілітів. Наприкінці емського часу теригенна товща зазнала значної денудації, проте незважаючи на це товщина

нашарувань празько-емського віку перевищує 1000 м. Досліджені палеошельфові відклади (празько-емський ярус) червонувато-коричневого кольору нагромаджувались в окисному середовищі так само як континентальні фації «Old Red Sandstones», які широко поширені у Північній Америці (Friend, 1969; McClay et al., 1986; Friend et al., 2000; Blomeier et al., 2003), незалежно від джерела надходження уламкового матеріалу, речовинного складу осадових порід, а також від середовища осаднагромадження та тектонічних факторів.

### **6.5. До перспектив газоносності відкладів нижнього девону**

Серед відкладів нижнього девону в якості перспективних як традиційних так і щільних колекторів для видобутку газу можна розглядати теригенну строкатоколірну товщу, що відноситься до празько-емського ярусу. Як було встановлено, ця товща має значну товщину, до 1000 м і більше в зануреній частині Східноєвропейської платформи.

Дослідникам сорок років тому методом гідророзриву вдалося видобувати газ з щільних колекторів. На теперішній час газ видобутий зі щільних колекторів є значною і зростаючою частиною виробництва природного газу в США. Розвідка та розробка газу з щільних колекторів не лише з глинистих відкладів силуру, а також теригенних відкладів девону є перспективною, оскільки нижньодевонські відклади значно поширені у вигляді смуги протяжного поясу від Балтійського до Чорного моря вздовж західного краю Східноєвропейської платформи. Також нижньодевонські відклади празько-емського ярусу є важливим об'єктом розвідки як традиційного так і газу зі щільних колекторів у Європі. Впродовж останнього десятиліття інтенсивні заходи з розробки та видобутку газу з щільних газових колекторів відбуваються в Канаді, Австралії, Мексиці, Венесуелі, Аргентині, Індонезії, Китаї, Росії, Саудівській Аравії та Єгипті (Holditch, 2006; Gutiérrez et al., 2009; Sahin, 2013).

В Україні серед відкритих родовищ газу на Локачівській площі у відкладах девону в одному із семи продуктивних горизонтів було виявлено поклад газу у теригенній товщі нижнього девону (Федишин, 1998; Галабуда та ін., 2007).

## **6.6. Висновки до розділу 6**

Досліджено нижньодевонські відклади Волино-Подільської плити та Переддобрудзького прогину на підставі геофізичних, петрографічних та літологічних даних та співставлено їх з одновіковими відкладами Молдови і Румунії (Молдовська платформа), а також розглянуто їх співвідношення з нижньодевонськими відкладами на території Польщі, Литви, Латвії та Естонії.

Це дозволило з'ясувати поширення відкладів нижнього девону, закономірності зміни потужностей, їх петрографічний склад на значній території у межах південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи від Чорного моря до кордону України з Польщею і Білоруссю, що стало основою для встановлення особливостей поширення двох фацій. Ці фації відносяться до різних вікових діапазонів: глинисто-карбонатна до локхівського ярусу, в той час як теригенна до празько-емського. Вони характеризуються різними палеосередовищами. У локхівський час не відбулося суттєвої зміни кліматичних та тектонічних умов з часів пізнього силуру, інтервалу геологічної історії для якого був притаманний теплий клімат з високим вмістом в атмосфері і в океанічній воді  $\text{CO}_2$ . Незважаючи на незначне зниження рівня моря, в локхівський час характеризувався сприятливим середовищем для розвитку карбонатного біоценозу та осадоагромадження глинисто-карбонатних відкладів. У празький час, почалася цілком інша історія осадоагромадження, що свідчить про стрімку зміну кліматичних і тектонічних умов. На це вказує кардинальна зміна петрографічного складу гірських порід. Відклади локхівського ярусу являють

собою типові нашарування карбонатної платформи, тоді як теригенні породи празько-емського ярусів, відзначаються незначною кількістю  $\text{CaCO}_3$  (від 2 до 18 %).

Прохолодний клімат з середніми температурами 23–25°C і виразна глобальна океанічна киснева подія, зумовили осадоагромадження теригенних відкладів червонувато-коричневого кольору в межах південно-східного шельфового басейну Балтики, уламковий матеріал яких був принесений річками з Балтійського і Українського щитів. Одночасно в ранньому девоні в межах суперконтиненту Лаврусія нагромаджувались червонувато-коричневі посторогенні відклади континентального походження (річки, алювіальні рівнини, багаторічні озера), так звані «Old Red Sandstones». Незважаючи на різне середовище осадоагромадження нижньодевонських верств, незалежно від того, чи є вони континентального походження чи осідали у морському басейні, вони мають спільну особливість – червонувато-коричневий колір, що свідчить про окисне середовище в ранньому девоні (празько-емський час) в межах всього суперконтиненту Лаврусія незалежно від тектонічних умов.

Теригенні відклади значно поширені в межах дослідженої території, де їх максимальні товщини сягає 1000 м і більше. Ці теригенні відкладення є важливим об'єктом розвідки газу як з традиційних так і зі щільних колекторів у Європі та США, що є підставою для розгляду цих порід (празько-емський ярус) в якості потенційних колекторів для розвідки та пошуку газу, зважаючи також на той факт, що на Локачівській площі у відкладах девону в одному із семи продуктивних горизонтів було виявлено поклад газу у теригенній товщі нижнього девону.

## РОЗДІЛ 7

# ЛІТОЛОГО-ГЕОХІМІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПОТЕНЦІЙНИХ НАФТОГАЗОГЕНЕРУЮЧИХ ПОРІД СЕРЕДНЬОГО І ВЕРХНЬОГО ДЕВОНУ ТА ДОСЛІДЖЕННЯ ГАЗІВ

### 7.1. Поширення відкладів середнього та верхнього девону

Відклади середнього та верхнього девону в межах південно-західного схилу Східноєвропейської платформи зазнали значної денудації і обмежуються такими геологічними структурами як: Люблінський, Львівський та Передбрудзький прогини. Вони становлять найпотужнішу товщу серед осадових нашарувань палеозою. Характерною особливістю девонських відкладів є їх нафтогазоносність (Гнідець та ін., 2003; Radkovets et al., 2017; Радковець та Кошіль, 2017).

Дослідження в межах України проводились на підставі опрацювання даних майже всіх існуючих свердловин, зокрема, кернавого матеріалу, даних геофізичних досліджень, а також вивчення порід у шліфах під мікроскопом, що дозволило проаналізувати закономірності зміни потужності відкладів середнього та верхнього девону, діапазон їх залягання в розрізі, петрографічний склад, на основі чого були побудовані карти поширення цих відкладів, з нанесенням ізопакіт.

Як видно з рисунка 7.1.1 відклади середнього девону, які поширені у Львівському прогині залягають моноклінально, а їх максимальні потужності складають 300 м і більше. В межах Передбрудзького прогину ці відклади обмежують своє поширення Передбрудзьким розломом, і залягають окремими невеликими ділянками, де їх потужності одразу досягають чималих значень <400 м до 600, що є свідченням значної денудації цих нашарувань і складної тектонічної ситуації в постдевонський час.

Відклади верхнього девону, як продемонстровано на рисунку 7.1.2. теж залягають моноклінально в напрямку занурення платформи, майже

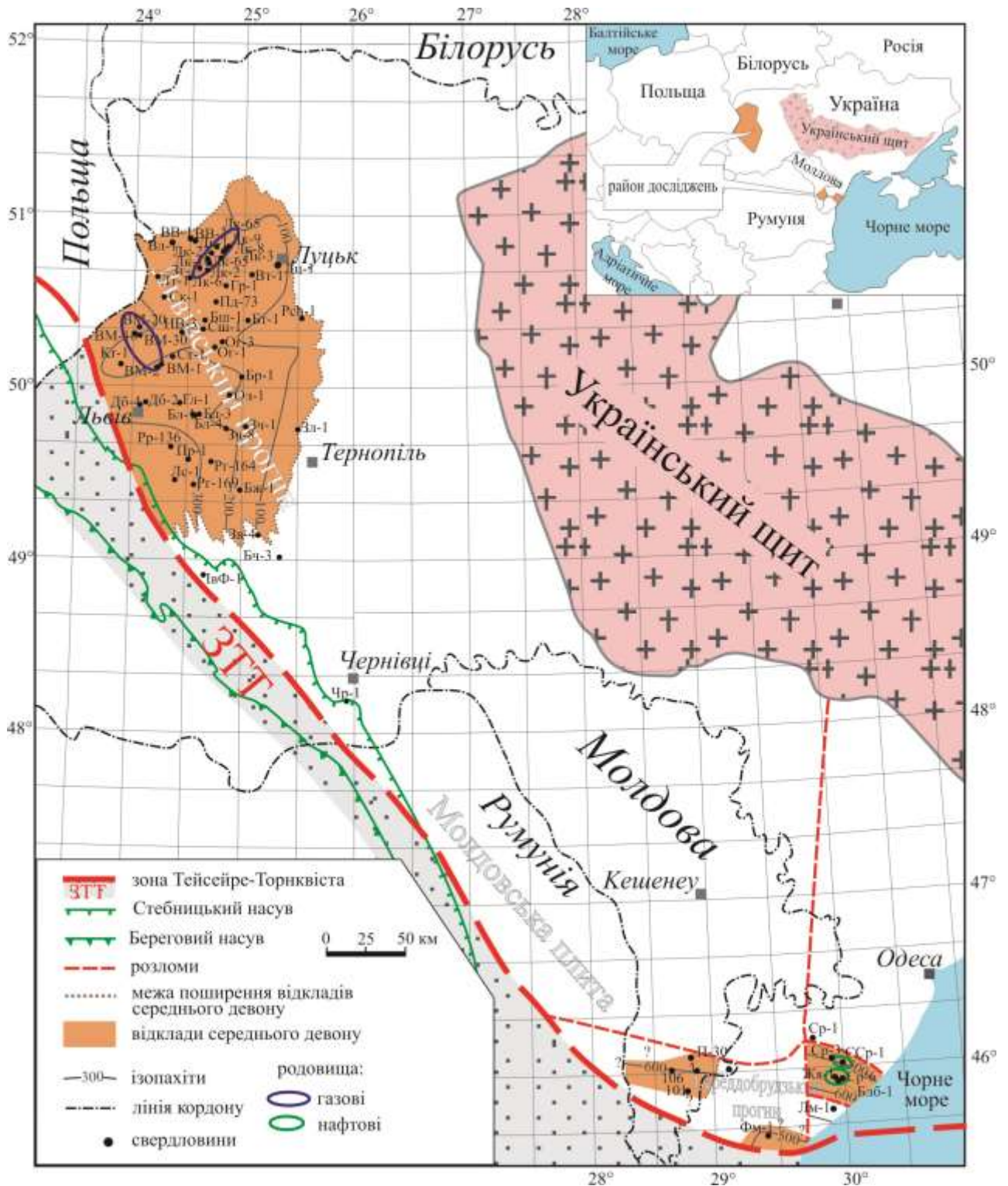


Рис. 7.1.1. Карта поширення та товщин відкладів середнього девону в межах південно-західного кінця Східноєвропейської платформи (за Чебаненко и др., 1990; Гнідець та ін., 2003; Радковець і Кошіль, 2017)

Свердловини: Бч – Бучацька, Бл – Балучинська, Блб – Балабанівська, Бр – Бродівська, Би – Бишівська, Бт – Берестечко, Бж – Бережанська, Вл – Володимирівка, ВВ – Володимир-Волинський, ВМ – Великомоштівська, Вт – Воютинська, Гл – Глинянська, Гр – Горохівська, Дб – Дублянська, Жя – Жовтоторська, Зг – Загорівська, Зл – Заложці, Зв – Завадівка, Зч – Золочівська, ІвФ – Івано-Франківська, Кр – Крехівська, Лк – Локачівська, Лм – Лиманська, Лс – Ліщинська, Лт – Літовизька, Лц – Луцька, Мн – Мурнівська, НВ – Новий Витків, Ог – Оглядівська, Ол – Олеська, П – Валя-Пержей, Пч – Повча, Пг – Підгайці, Пр – Перемишлянська, Рг – Рогатинська, РР – Рава-Руська, Ск – Сокальська, Ср – Саратська, Си – Сушнівська, Ст – Стремінська, Фм – Фурманівська, Чр – Чернівецька



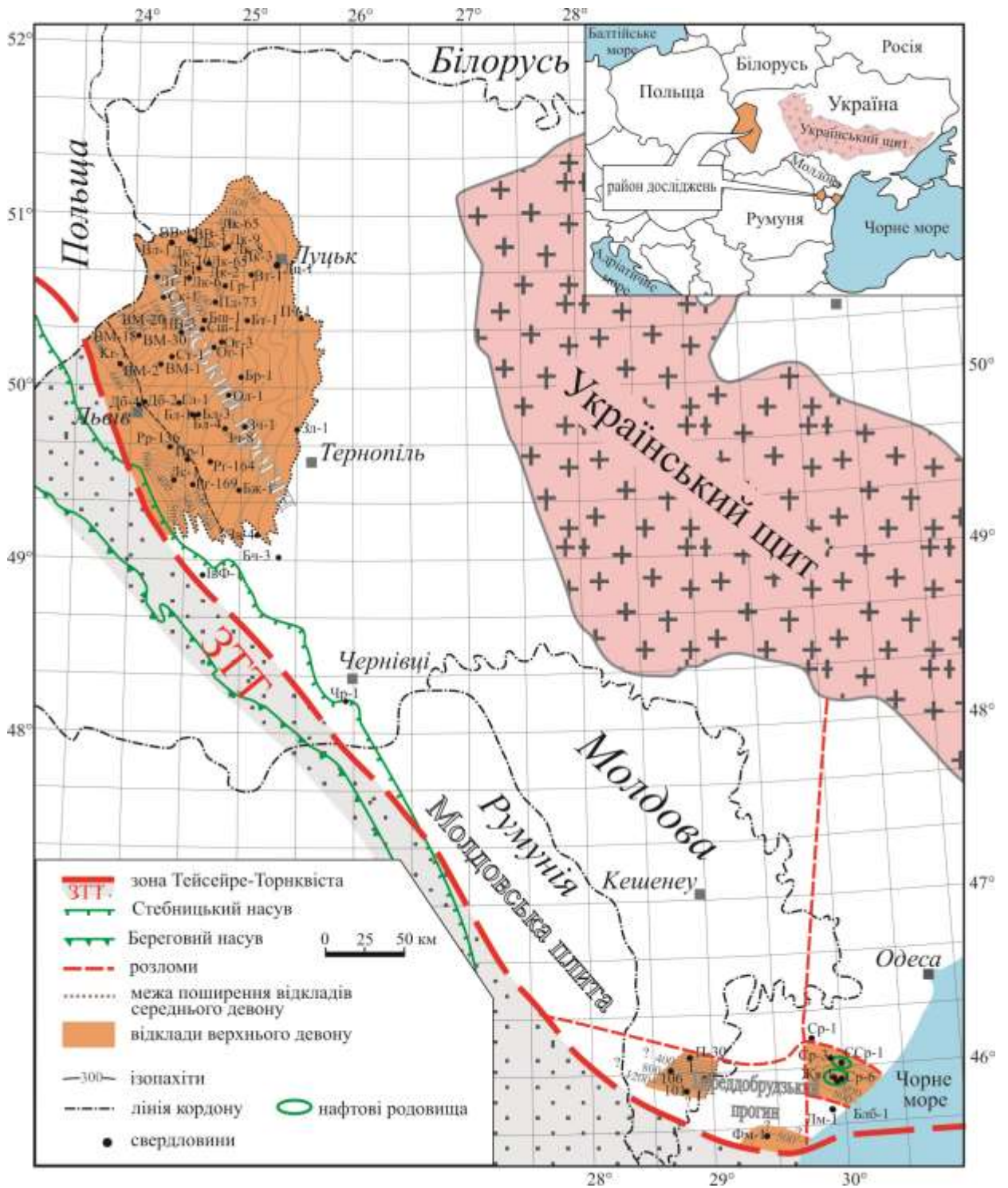


Рис. 7.1.2. Карта поширення та товщин відкладів верхнього девону в межах південно-західного силу Східноєвропейської платформи (за Чебаненко и др., 1990; Гнідець та ін., 2003; Радковець і Кошіль, 2017)

Свердловини: Бч – Бучацька, Бл – Балучинська, Блб – Балабанівська, Бр – Бродівська, Би – Бишівська, Бт – Берестечко, Бж – Бережанська, Вл – Володимирівка, ВВ – Володимир-Волинський, ВМ – Великомоствська, Вт – Воютинська, Гл – Глинянська, Гр – Горохівська, Дб – Дублянська, Жя – Жовтятьська, Зг – Загорівська, Зл – Заложці, Зв – Завадівка, Зч – Золочівська, ІвФ – Івано-Фрнаківська, Кр – Крехівська, Лк – Локачівська, Лм – Лиманська, Лс – Ліщинська, Лт – Літовизька, Лц – Луцька, Мн – Мурнівська, НВ – Новий Витків, Ог – Оглядівська, Ол – Олеська, П – Валя-Пержжей, Пч – Повча, Пг – Підгайці, Пр – Перемішлянська, Рг – Рогатинська, РР – Рава-Руська, Ск – Сокальська, Ср – Саратська, Си – Сушнівська, Ст – Стремінська, Фм – Фурманівська, Чр – Чернівецька

успадковуючи межі поширення середньодевонських відкладів, проте їх товщини значно більші за середньодевонські, у Львівському прогині вони сягають 1300 м і більше, а в Переддобрудзькому прогині становлять не менше 1200 м.

Відклади як середнього, так і верхнього девону є типовими нашаруваннями карбонатної платформи, які були глобально поширені в цьому віковому періоді (Kiessling et al., 2003) Сприятливі палеоокеанографічні умови спричинили інтенсивний розвиток організмів з карбонатним скелетом, зокрема і в межах району досліджень, що спричинило нагромадження органогенних вапняків, які внаслідок постседиментаційних процесів зазнали в тій чи іншій мірі доломітизації, іноді аж до перетворення порід на доломіти. Поряд з карбонатною седиментацією відбувалося евапоритонагромадження, тому карбонатні породи середнього-верхнього девону є сульфатизованими, або ж містять окремі прошарки ангідритів. В незначній кількості в нашаруваннях цього вікового діапазону зустрічаються глинисто-карбонатні (мергелі) та глинисті породи (аргіліти). Таким чином, відклади середнього-верхнього девону відносяться до сульфатно-карбонатного фаціального комплексу.

Детально на дослідженнях відкладів середнього та верхнього девону Переддобрудзького прогину зупинятися не будемо, оскільки метою нашого дослідження були відклади середнього та верхнього девону, які поширені в одній геологічній структурі, яку розділяє лише географічно кордон – це Львівсько-Люблінський прогин. На рисунках 7.1.3. та 7.1.4. продемонстровано карти товщин відкладів середнього (рис. 7.1.3) та верхнього девону (рис. 7.2.4) Львівсько-Люблінського прогину, а також свердловини з яких проводились петрографічне вивчення порід та дослідження методом Rock-Eval. (Radkovets et al., 2017). Як видно з рисунка 7.1.3. відклади середнього девону у Люблінському прогині частково зденудовані, а загалом як у Львівському так і Люблінському прогинах потужності в напрямку занурення платформи зростають, становлячи 200–300 м. Відклади верхнього девону (рис. 7.1.4) максимальних потужностей досягають у Люблінському прогині до 2000 м, тоді як у Львівському прогині вони складають 1100 м.



Рис. 7.1.3. Карта поширення та товщин відкладів середнього девону Львівського та Люблінського прогинів (за Rożaryski and Dembowski, 1983; Żelichowski and Kozłowski, 1983; Чебаненко и др., 1990; Miłaczewski, 2010; Narkiewicz et al., 2015; Radkovets et al., 2017) з локалізацією нафтових і газових родовищ та свердловин з яких проводились дослідження

*Свердловини: Львівський прогин:* Ба – Балучинська, Дв – Добротвірська, Го – Горохівська, Кр – Крехівська, Лі – Літовизька, Ло – Локачівська, Мв – Миньковецька, Ог – Оглядівська, Пе – Перемишлянська, Пі – Підбереззя, Со – Сокальська, Су – Сушновська, Ст – Стремінська, ВВ – Володимир-Волинська, ВМ – Великомоствівська. *Люблінський прогин:* Аб – Абрамівська, Гл – Гліннікська, Гч – Гельчевська, Ко – Коцька, Кр – Комарувська, Св – Свіднікська, Цн – Цецежинська. *Нафтові родовища:* В – Великомоствівське, К – Комарувське, Л – Локачівське





Рис. 7.1.4. Карта поширення та товщин відкладів верхнього девону Львівського та Люблінського прогинів (за Rożarski and Dembowski, 1983; Żelichowski and Kozłowski, 1983; Чебаненко и др., 1990; Miłaczewski, 2010; Narkiewicz et al., 2015; Radkovets et al., 2017) з локалізацією нафтових і газових родовищ та свердловин з яких проводились дослідження

**Свердловини:** **Львівський прогин:** Ба – Балучинська, Дв – Добротвірська, Го – Горохівська, Кр – Крехівська, Лі – Літовизька, Ло – Локачівська, Мв – Миньковецька, Ог – Оглядівська, Пе – Перемишлянська, Пі – Підбереззя, Со – Сокальська, Су – Сушиновська, Ст – Стремінська, ВВ – Володимир-Волинська, ВМ – Великомоствівська. **Люблінський прогин:** Аб – Абрамівська, Гл – Гліннікська, Гч – Гельчевська, Ко – Коцька, Кр – Комарувська, Св – Свіднікська, Цн – Цецежинська. **Нафтові та газові родовища:** Г – Гліннікське, М – Меглевське, Ц – Цецежинське

## **7.2. Літолого-стратиграфічне зіставлення розрізів та петрографічна характеристика порід середнього та верхнього девону**

Відклади девону за петрографічними та палеонтологічними особливостями (Помяновская, 1974) були поділені на яруси, світи та горизонти, положення яких в розрізі показано на рисунку 7.2.1А. Нашарування середнього та пізньодевонського віку в межах Львівського прогину представлені всіма ярусами: ейфельським і живетським (середній девон) та франським і фаменським (верхній девон).

На рисунку 7.2.1Б показано літологічні особливості і поширення відкладів девону у розрізах двадцяти шести свердловин, які охоплюють територію всього Львівського прогину і показують зміни петрографічного складу та товщин порід девону у розрізі, а також глибини відбору зразків для петрографічних досліджень та досліджень методом Rock-Eval. Відклади середнього девону, поділені (Помяновская, 1974) на лопушанську, пелчинську та струтинську світи. Вони складені карбонатними породами з прошарками сульфатно-карбонатних та уламкових порід. Товщини кожної світи майже співпадають між собою, різниця є незначною, не залежно від глибини залягання середньодевонських відкладів, що свідчить про денудаційні процеси, які відбувались у середньодевонський час, що зумовили «вирівнювання» доверхньодевонської поверхні (Krzywies, 2009; Radkovets et. al, 2017). Відклади фаменського ярусу, які поділені на дві світи: ремезівську й золочівську та три горизонти: воронежський, свланівський та лівенський, складені типовими відкладами карбонатної платформи. Відклади фаменського ярусу поділені на два горизонти: задонський і елецький та три світи: літовизьку, західнобузьку та володимир-волинську. Верхня частина верхньодевонського розрізу є значно зденудованою, особливо це стосується західнобузької та володимир-волинської світ.

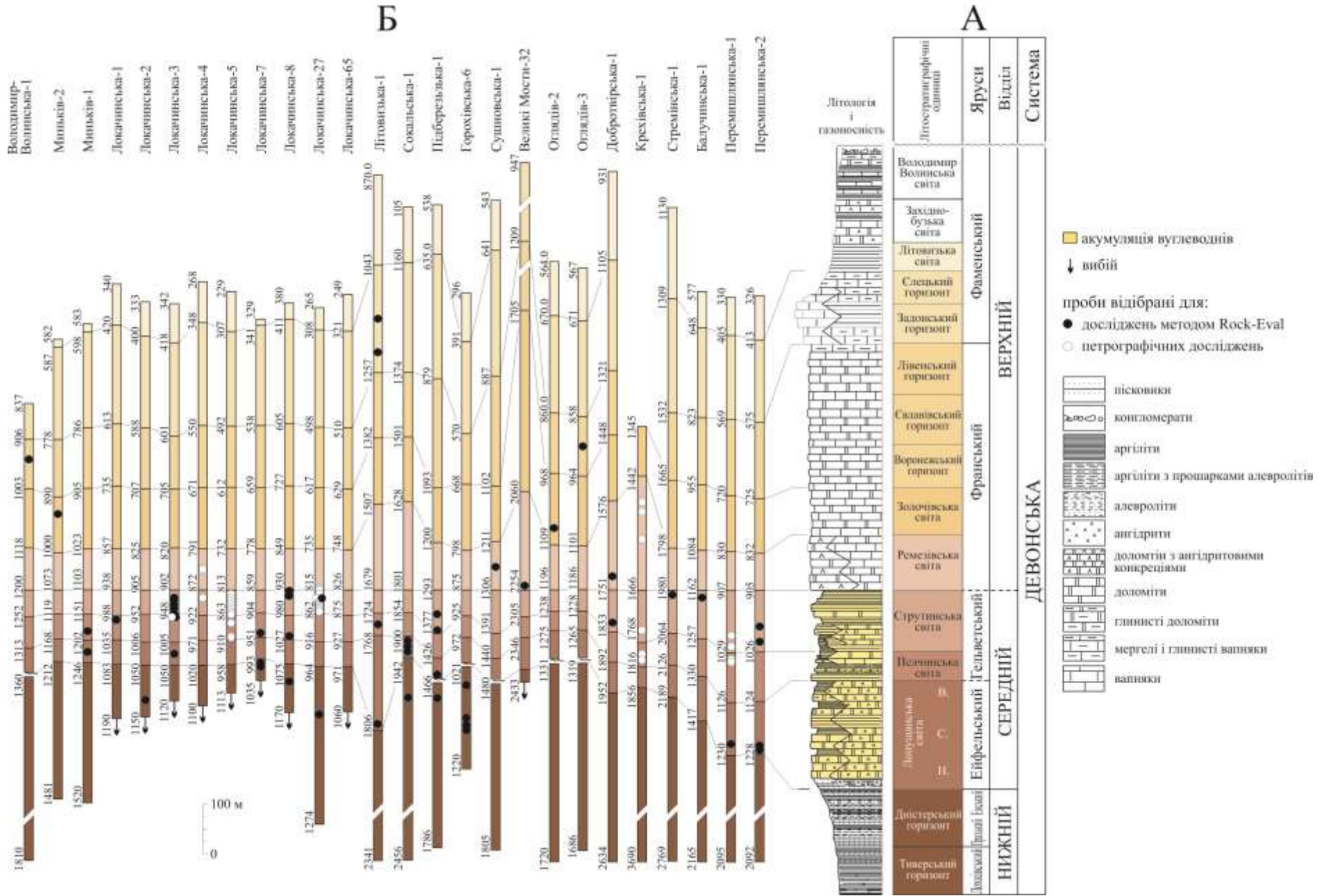


Рис. 7.2.1. А. Стратиграфія, літологія та вуглеводневий потенціал відкладів девону Львівського прогину (Radkovets et. al, 2017). Б. Кореляція з локалізацією відбору проб із свердловин. Стратиграфія і літологія (за Помяновская, 1974); вуглеводневий потенціал (за Крупський та ін., 2014)

Як видно з рисунка 7.2.1Б для петрографічного дослідження порід середнього та верхнього девону було відібрано 40 зразків та вивчено 32 шліфи із 6 свердловин. Для середнього девону досліджувались наступні породи: доломіти, доломітизовані вапняки, пісковики, алевроліти та ангідрити. Для верхнього девону – доломіти, доломітизовані вапняки, пісковики та аргіліти. Дані петрографічних досліджень подані в таблиці 7.2.1.

Таблиця 7.2.1.

## Петрографічний склад порід середнього та верхнього девону (Radkovets et al., 2017)

Свердловини	Умовні позначення назви свердловин	Яруси	Літологія	Глибина, м	Мінерали									
					Уламкові			Аулігенні	Карбонатні		Сульфатні	Глинисті	Акцесорні	Рудні
					К	Пш	Сл	Гл	Ка	Дл	Ан	Г і Х	Цр	Пр
					% склад									
Крехівська-1	Кх-1	франський	доломіти	1564,0	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	95	н.в.	3	н.в.	2
Крехівська-1	Кх-1	франський	вапнисті доломіти	1489,3	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	30	66	н.в.	2	н.в.	2
Крехівська-1	Кх-1	франський	вапнисті доломіти	1503,7	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	29	64	н.в.	2	н.в.	5
Локачівська-4	Ло-4	франський	доломіти з ангідритовими конкреціями	841,7	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	80	18	2	н.в.	н.в.
Перемишлянська-1	Пе-1	живетський	доломіти	1033,0	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	92	н.в.	4	н.в.	4
Перемишлянська-1	Пе-1	живетський	доломіти	1038,0	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	92	н.в.	5	н.в.	3
Локачівська-4	Ло-4	живетський	доломіти	886,0	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	97	н.в.	2	н.в.	1
Локачівська-5	Ло-5	живетський	доломіти	885,0	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	96	н.в.	3	н.в.	1
Локачівська-5	Ло-5	живетський	доломіти	905,6	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	88	7	2	н.в.	3
Локачівська-5	Ло-5	живетський	доломіти	903,4	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	95	2	н.в.	н.в.	3
Крехівська-1	Кх-1	живетський	доломіти	1745,0	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	95	н.в.	3	н.в.	2
Крехівська-1	Кх-1	живетський	доломіти	1791,0	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	93	н.в.	3	н.в.	4
Крехівська-1	Кх-1	живетський	доломіти	1809,0	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	96	н.в.	2	н.в.	2
Локачівська-27	Ло-27	живетський	доломіти	832,0	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	96	н.в.	2	н.в.	2
Локачівська-27	Ло-27	живетський	доломіти	845,0	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	4,7	92	н.в.	2	н.в.	1
Локачівська-5	Ло-5	живетський	вапнисті доломіти	831,7	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	21	75	н.в.	3	н.в.	1
Перемишлянська-1	Пе-1	живетський	вапнисті доломіти	972,0	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	23	73	н.в.	3	н.в.	1
Локачівська-27	Ло-27	живетський	доломітизовані вапняки	816,0	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	69	24	н.в.	2	н.в.	5
Локачівська-27	Ло-27	живетський	доломітизовані вапняки	861,0	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	68	25	н.в.	3	н.в.	4



## Продовження Таблиці 7.2.1.

Локачівська-5	Ло-5	живетський	доломітизовані вапняки	856,6	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	76	23	н.в.	1	н.в.	н.в.
Локачівська-5	Ло-5	живетський	доломіти з ангідритовими конкреціями	841,9	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	76	17	3	н.в.	4
Локачівська-5	Ло-5	живетський	доломіти з ангідритовими конкреціями	864,4	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	73	27	н.в.	н.в.	н.в.
Перемишлянська-1	Пе-1	живетський	доломіти з ангідритовими конкреціями	1006,0	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	69	30	н.в.	н.в.	1
Локачівська-27	Ло-27	живетський	ангідрити	827,8	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	15	79	1	н.в.	5
Локачівська-5	Ло-5	живетський	ангідрити	823,0	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	20	70	10	н.в.	н.в.
Локачівська-5	Ло-5	живетський	ангідрити	847,4	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	16	83	1	н.в.	н.в.
Локачівська-27	Ло-27	живетський	пісковики	833,0	80	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	19	н.в.	н.в.	0,3	0,7
Локачівська-27	Ло-27	живетський	пісковики	837,0	91	н.в.	н.в.	1	н.в.	4,5	н.в.	н.в.	0,5	3
Локачівська-27	Ло-27	живетський	пісковики	838,0	91	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	5,7	н.в.	н.в.	0,3	3
Локачівська-27	Ло-27	живетський	пісковики	851,0	94	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	3	н.в.	3
Локачівська-5	Ло-5	живетський	пісковики	814,0	95	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	5	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.
Локачівська-5	Ло-27	живетський	алевроліти	863,0	67	н.в.	2	1	н.в.	5	н.в.	22	2	1
				Кількість зразків	Середні значення									
франський	доломіти	1	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	95	н.в.	3	н.в.	2	
франський	вапнисті доломіти	2	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	295	65	н.в.	2	н.в.	3,5	
франський	доломіти з ангідритовими конкреціями	1	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	80	18	2	н.в.	н.в.		
живетський	доломіти	11	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	0,4	93,5	0,82	2,82	н.в.	246	
живетський	вапнисті доломіти	2	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	22	74	н.в.	3	н.в.	1	
живетський	доломітизовані вапняки	3	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	24,5	н.в.	2	n.d.	н.в.	
живетський	доломіти з ангідритовими конкреціями	3	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	72,7	24,7	1	н.в.	1,6	
живетський	ангідрити	3	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	17	77,3	4	н.в.	1,7	
живетський	пісковики	5	902	н.в.	н.в.	0,2	н.в.	6,84	н.в.	0,6	0,22	194		
живетський	алевроліти	1	67	н.в.	2	1	н.в.	5	н.в.	22	2	1		

К – кварц, Пш – польові шпати, Сл – слюда, Гл – глауконіт, Фс- фосфатна речовина, Ка – кальцит, Дл – доломіт, А – ангідрит, Г і Х – гідрослюда і хлорит, Цр- циркон, Пр – пірит, н.в. – не виявлено

### 7.3. Геохімічна характеристика органічної речовини порід середнього та верхнього девону

Для дослідження органічної речовини методом Rock-Eval було відібрано 51 зразок із 22 свердловин (рис. 7.2.1.Б) з відкладів середнього та верхнього девону, а також для порівняння їхніх характеристик із відкладами ранньодевонського віку, з цього вікового діапазону теж були відібрані зразки. Попередні геохімічні дослідження показали, що головними нафто- та газоматеринськими породами для відкладів палеозою у Львівському та Люблінському прогинах є відклади ордовіку та силуру (Kotarba et al., 2011; Więśław et al., 2011, 2012; Radkovets, 2015, 2016). В той час як породи середнього та верхнього девону (Kotarba et al., 1998, 2004, 2011; Kosakowski et al., 2012a, b) мають підпорядковане значення. В наших дослідженнях ми охарактеризували розсіяну органічну речовину, її кількість, генетичний тип, ступінь зрілості та вуглеводневий потенціал базуючись на Rock-Eval 6 даних піролізу для Львівського прогину та співставленні цих даних з породами девону Люблінського прогину (Radkovets et al., 2017).

У Львівському прогині вуглеводневий потенціал порід нижнього девону загалом коливається від бідного до задовільного (табл. 7.3.1). Вміст органічного вуглецю у відкладах локхівського ярусу змінюється в межах від 0,01 до 0,20 % (середні значення 0,04 %). Для порід празько-емського ярусу вміст органічного вуглецю складає від 0,04 % до 0,45 % (середні значення 0,12 %) (табл. 7.3.1, 7.3.2). Для відкладів нижнього девону Люблінського прогину середні значення органічного вуглецю дещо вищі – 0,06 %, і навіть в окремих пробах встановлено 1,16 та 1,82 %.

Температура піролізу при максимальному виході продуктів крекінгу керогену  $T_{\max}$  встановлена 422° С (табл. 7.3.1, 7.3.2, рис. 7.3.1), вказує, що відклади нижнього девону знаходиться у зоні термально незрілих порід. Для відкладів нижнього девону Люблінського прогину встановлено (Radkovets et al., 2017), що породи локхівського ярусу досягли рівня термальної зрілості,

## Результати піролізу Rock-Eval порід девону Львівського прогину (Radkovets et al., 2017)

Львівський прогин				Дані Rock-Eval					
Свердловини		Глибина, м	Яруси	C <sub>орг</sub>	T <sub>max</sub>	HI	OI	PI	
<i>Нижній девон</i>									
Горохівська-6	Го-6	1116–1119,5	локхівський	0,01					
Горохівська-6	Го -6	1135–1143	локхівський	0,04					
Горохівська-6	Го -6	1143–1150	локхівський	0,02					
Горохівська-6	Го -6	1052,2–1058,7	локхівський	0,20	422	10	35	0,33	
Локачівська-2	Ло-2	1114–1123	празько-емський	0,04					
Локачівська -7	Ло-7	993–1002	празько-емський	0,45					
Локачівська -7	Ло-7	1002–1008,5	празько-емський	0,09					
Локачівська -8	Ло-8	1106–1113	празько-емський	0,20					
Локачівська -27	Ло-27	995–1006	празько-емський	0,14					
Підбереззя-1	Пі-1	1501–1503,4	локхівський	0,10					
Сокальська-1	Со-1	2006-2016	празько-емський	0,04					
<i>Середній девон</i>									
Літовизька-1	Лі-1	1796–1806	ейфельський	0,10	428	90	90	0,21	
Локачівська -3	Ло-3	1014–1023	ейфельський	0,06					
Миньковецька-3	Мн-3	1220–1226	ейфельський	0,11	434	55	0	0,07	
Перемишлянська-2	Пе-2	1210–1218	ейфельський	0,09					
Перемишлянська-2	Пе-2	1218–1226	ейфельський	0,05					
Перемишлянська -1	Пе-1	1200,8–1204,9	ейфельський	0,07					
Підбереззя -1	Пі-1	1458–1462	ейфельський	0,64	428	152	353	0,07	
Сокальська -1	Со-1	1902–1914	ейфельський	0,21	440	119	0	0,07	
Сокальська -1	Со-1	1914–1927	ейфельський	0,03	441	100	100	0,11	
Сокальська -1	Со-1	1927–1940	ейфельський	0,02					
Балучинська-1	Ба-1	1176,1–1178,9	живетський	0,10					
Добротвірська-1	Дв-1	1814–1823	живетський	0,04					
Літовизька -1	Лі-1	1743,2–1747,3	живетський	0,03					
Локачівська -1	Ло-1	983–988	живетський	0,32					
Локачівська -3	Ло-3	924,7–932	живетський	0,02					
Локачівська -3	Ло-3	920–924	живетський	0,19	416	21	0	0,20	
Локачівська -3	Ло-3	921,7–928,2	живетський	0,08	427	50	12	0,33	
Локачівська -3	Ло-3	938–942	живетський	0,46	429	211	13	0,04	
Локачівська -3	Ло-3	948–952	живетський	0,17	431	118	94	0,12	
Локачівська -3	Ло-3	952–962	живетський	0,19	427	100	153	0,13	
Локачівська -3	Ло-3	942	живетський	0,18					
Локачівська -7	Ло-7	939–942,7	живетський	0,30					
Локачівська -8	Ло-8	930–939,3	живетський	1,89	429	56	49	0,28	
Локачівська -8	Ло-8	932,3–948	живетський	2,35	424	22	41	0,24	
Локачівська -27	Ло-27	833	живетський	0,01					
Миньковецька -3	Мн-3	118–1191	живетський	0,24	430	67	17	0,06	
Підбереззя -1	Пі-1	1345,7-1355	живетський	0,27					
Підбереззя -1	Пі-1	1371–1377	живетський	0,08					
Перемишлянська -2	Пе-2	968–974	живетський	0,38	527	5	18	0,39	
Перемишлянська -2	Пе-2	991–997	живетський	0,57	518	12	7	0,24	
Стремінська-1	Ст-1	1988–1999	живетський	0,12					
<i>Верхній девон</i>									
Добротвірська -1	Дв-1	1725–1729	франський	0,09					
Літовизька -1	Лі-1	1139,8–1144,7	фаменський	0,07	431	29	29	0,20	
Літовизька -1	Лі-1	1207,3–1213	фаменський	0,10	435	160	20	0,09	
Миньковецька -2	Мн-2	928–933	франський	0,37	428	30	19	0,07	
Оглядівська-2	Ог-2	1074–1084	франський	0,04					
Оглядівська -3	Ог-3	900–910	франський	0,06					
Сушновська-1	Ст-1	1250–1258	франський	1,43	428	252	3	0,11	
Великомостівська-32	ВМ-32	2237–2250	франський	0,04					
Володимир-Волинська-1	ВВ-1	940–943,9	франський	0,08					

C<sub>орг</sub> – вміст органічного вуглецю (%); T<sub>max</sub> – температура піролізу при максимальному виході продуктів крекінгу керогену (°C); HI – водневий індекс (мг вуглеводнів/г C<sub>орг</sub>); OI – кисневий індекс (мг CO<sub>2</sub>/г C<sub>орг</sub>)

**Геохімічна характеристика органічної речовини та вмісту мінерального вуглецю у породах девону Львівського прогину  
отримана на основі досліджень Rock-Eval (Radkovets et al., 2017)**

Відділ	Нижній девон		Середній девон		Верхній девон	
	Локхівський	Празько-Емський	Ейфельський	Живетський	Франський	Фаменський
Органічний вуглець (%)	$\frac{0,01 - 0,20}{0,04} \left(\frac{5}{2}\right)$	$\frac{0,04 - 0,45}{0,12} \left(\frac{6}{5}\right)$	$\frac{0,02 - 0,64}{0,08} \left(\frac{10}{7}\right)$	$\frac{0,01 - 2,35}{0,19} \left(\frac{21}{12}\right)$	$\frac{0,04 - 1,43}{0,08} \left(\frac{7}{7}\right)$	$\frac{0,07 - 0,10}{0,09} \left(\frac{2}{1}\right)$
Rock-Eval T <sub>max</sub> (°C)	422 (1)	-	$\frac{428 - 441}{434} \left(\frac{5}{4}\right)$	$\frac{416 - 527}{429} \left(\frac{10}{4}\right)$	$\frac{428}{428} \left(\frac{2}{2}\right)$	$\frac{431 - 435}{433} \left(\frac{2}{1}\right)$
S <sub>2</sub> (мг НС/г породи)	0,02 (1)	-	$\frac{0,03 - 0,97}{0,09} \left(\frac{5}{4}\right)$	$\frac{0,02 - 1,06}{0,18} \left(\frac{10}{4}\right)$	$\frac{0,11 - 3,61}{1,86} \left(\frac{2}{2}\right)$	$\frac{0,02 - 0,16}{0,09} \left(\frac{2}{1}\right)$
Індекс продуктивності (PI)	0,33 (1)	-	$\frac{0,07 - 0,21}{0,07} \left(\frac{5}{4}\right)$	$\frac{0,04 - 0,39}{0,22} \left(\frac{10}{4}\right)$	$\frac{0,07 - 0,11}{0,09} \left(\frac{2}{2}\right)$	$\frac{0,09 - 0,20}{0,15} \left(\frac{2}{1}\right)$
Вуглеводневий індекс (HI) (мг НС/г C <sub>2</sub> )	10 (1)	-	$\frac{55 - 152}{100} \left(\frac{5}{4}\right)$	$\frac{5 - 211}{53} \left(\frac{10}{4}\right)$	$\frac{30 - 252}{141} \left(\frac{2}{2}\right)$	$\frac{29 - 160}{95} \left(\frac{2}{1}\right)$
Індекс окиснення (OI) (мг CO <sub>2</sub> /г C <sub>2</sub> )	35 (1)	-	$\frac{0 - 353}{90} \left(\frac{5}{4}\right)$	$\frac{0 - 153}{18} \left(\frac{10}{4}\right)$	$\frac{3 - 19}{11} \left(\frac{2}{2}\right)$	$\frac{20 - 29}{25} \left(\frac{2}{1}\right)$
Вміст мінерального вуглецю (MINC) (%)	$\frac{0,05 - 3,76}{1,70} \left(\frac{5}{2}\right)$	$\frac{0,01 - 1,36}{0,45} \left(\frac{6}{5}\right)$	$\frac{0,03 - 3,78}{0,89} \left(\frac{10}{7}\right)$	$\frac{0,04 - 13,0}{3,12} \left(\frac{21}{12}\right)$	$\frac{0,07 - 13,0}{12,14} \left(\frac{7}{7}\right)$	$\frac{7,54 - 11,03}{9,29} \left(\frac{2}{1}\right)$
Тип керогену	н.в.	н.в.	II/ III?	II/ III?	II/ III?	н.в.
Ступінь зрілості	незрілі?	н.в.	зрілі	незрілі / зрілі/ перезрілі	зрілі/ перезрілі	зрілі
Вуглеводневий потенціал	н.в. (бідний?)	н.в.	бідний і незадовільний	бідний до хорошого	бідний до хорошого?	н.в.

T<sub>max</sub> – температура піролізу при максимальному виході продуктів крекінгу керогену (°C); S<sub>1</sub> – кількість вільних вуглеводнів (мг вуглеводнів/г породи); н.в. – не визначено. В чисельнику – діапазон геохімічних параметрів, в знаменнику їх середні значення. У дужках: в чисельнику – кількість зразків, в знаменнику – кількість свердловин

що відповідає зоні генерації нафти, а празько-емського ярусу – термальності перезрілості керогену.

В досліджених породах нижнього девону Львівського прогину (рис. 7.3.2) встановлено кероген наземного походження типу III, який зазнав первинних та / або вторинних процесів окиснення. Однак зміщення на графіку (рис.7.3.2), в напрямку керогену типу III може бути пов'язане з первинним окисненням при осадженні та / або вторинному гідротермічному окисненні розсіяної органічної речовини під час доломітизації, а отже вказувати на домінування керогену морського походження типу II (Kotarba et al., 1998; 2005).

Для відкладів нижнього девону Люблінського прогину (Radkovets et al., 2017), де дослідженням охоплено значно більшу кількість проб (17) діагностується кероген всіх типів: I, II і III. Проте, оскільки кероген теж зазнав первинних та / або вторинних процесів окиснення його відносять до змішаного керогену морського походження типу II і наземного походження типу III.

Для відкладів середньодевонського віку Львівського прогину встановлено, що вміст органічного вуглецю у породах ейфельського ярусу коливається від 0,02 до 0,64 % (середні значення 0,08 %). Для порід живецького ярусу встановлено істотно вищий вміст органічного вуглецю, хоча показники в пробах коливаються від 0,01 до 2,35 %, а середнє значення становить 0,19 %.

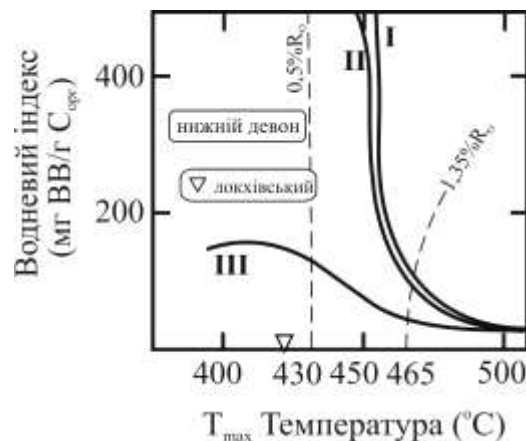


Рис. 7.3.1. Діаграма температура піролізу при максимальному виході продуктів крекінгу керогену  $T_{\max}$  – водневий індекс для відкладів нижнього девону Львівського прогину (Radkovets et al., 2017). Криві генетичних типів керогену і поля термальної зрілості (за Espitalié et al., 1985)

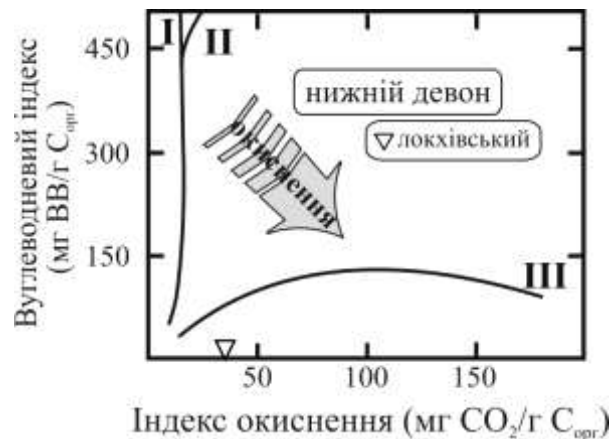


Рис. 7.3.2. Діаграма водневий індекс – кисневий індекс для відкладів нижнього девону Львівського прогину (Radkovets et al., 2017). Криві термальної зрілості індивідуальних типів керогену (за Espitalié et al., 1985)

У верхньодевонських відкладах для порід франського ярусу теж встановлені показники органічного вуглецю в багатьох пробах, що становлять вище 1 %, хоча загалом вони коливаються від 0,04 до 1,43 % при середньому значенні 0,08 %. Для відкладів фаменського ярусу встановлено найнижчий показник органічного вуглецю серед відкладів середнього-верхнього девону і він становить 0,07–0,1 % при середньому значенні 0,09 % (табл. 7.3.1 та 7.3.2., рис. 7.3.3). Для відкладів середнього девону Люблінського прогину встановлено подібні показники вмісту у породах органічного вуглецю. При середньому значенні 0,17 %, вони коливаються від 0,00 до 1,63 %. У верхньодевонських відкладах встановлено підвищені показники вмісту органічного вуглецю як у відкладах франського, так і фаменського ярусів, де максимальні значення сягають 2,62 % при середніх значення 0,18 % (Radkovets et al., 2017).



Рис. 7.3.3. Діаграма залишкового вуглеводневого потенціалу – органічний вуглець (Radkovets et al., 2017). Класифікація (за Peters and Cassa, 1994)

Для відкладів середнього девону ейфельського ярусу значення температури піролізу при максимальному виході продуктів крекінгу керогену  $T_{\max}$  відповідають зоні незрілих порід або початку зони генерації нафти (табл. 7.3.1. та 7.3.2, рис. 7.3.4).

Відклади живетського ярусу (табл. 7.3.1. та 7.3.2, рис. 7.3.4) за значеннями температури піролізу при максимальному виході продуктів крекінгу керогену  $T_{\max}$  є термально незрілими, або знаходяться на межі незрілих порід і зони генерації нафти. Проте у свердловині Перемишлянська-2, встановлено показники температури  $T_{\max}$  – 518 °С та 527 °С, це є свідченням того, що породи живетського ярусу тут є термально перезрілими.

Відклади верхнього девону франського і фаменського ярусів (табл. 7.3.1. та 7.3.2, рис. 7.3.4) згідно з показниками температури  $T_{\max}$  відповідають зоні незрілих порід або початку зони генерації нафти.

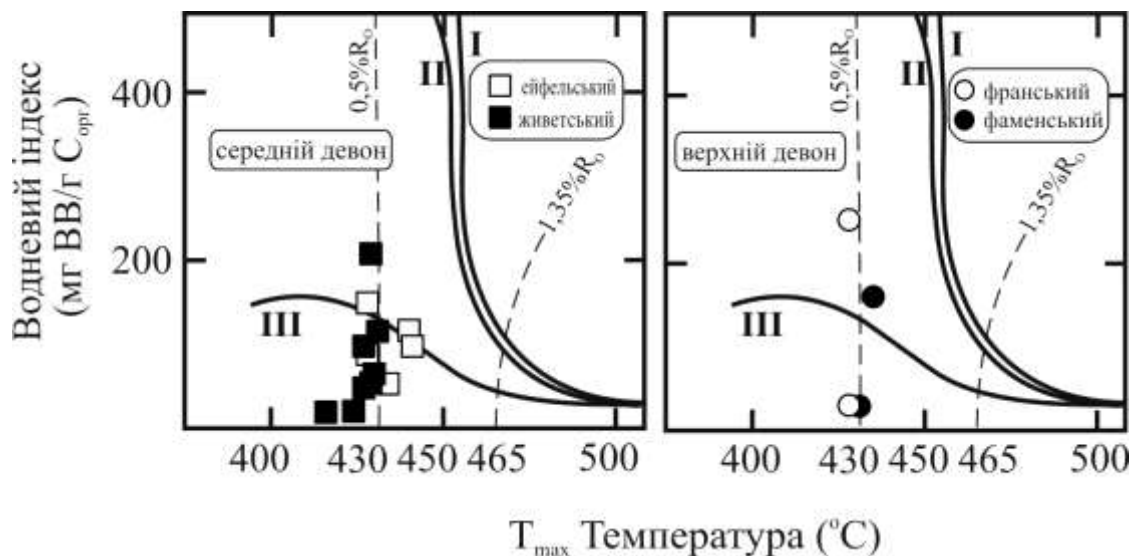


Рис. 7.3.4. Діаграма температура піролізу при максимальному виході продуктів крекінгу керогену  $T_{\max}$  – водневий індекс для відкладів середнього та верхнього девону Львівського прогину (Radkovets et al., 2017). Криві генетичних типів керогену і поля термальної зрілості (за Espitalié et al., 1985)

Відклади середнього девону (ейфельський і живетський яруси) Люблінського прогину демонструють (Radkovets et al., 2017) температури піролізу при максимальному виході продуктів крекінгу керогену  $T_{\max}$ , що відповідають зоні генерації нафти.



У відкладах верхнього девону (франський та фаменський яруси) Люблінського прогину значення температури піролізу при максимальному виході продуктів крекінгу керогену  $T_{\max}$  охоплюють всю зону генерації нафти з переходом до зони перезрілих порід (Radkovets et al., 2017).

Вуглеводневий потенціал загалом коливається від бідного до задовільного у відкладах середнього девону (ейфельський та живетський яруси), а у породах верхнього девону (франський та фаменський яруси) – від бідного до хорошого.

Діаграми водневого індексу в порівнянні з температурою  $T_{\max}$  (рис. 7.3.4) та кисневим індексом (рис.7.3.5) вказують на те, що у відкладах середнього та в верхнього девону як у Львівському так і в Люблінському прогинах (Radkovets et al., 2017) переважає змішаний кероген морського походження типу II і наземного походження типу III. Однак зміщення на графіку (рис.7.3.5), в напрямку керогену типу III може бути пов'язане з первинним окисненням при осадженні та / або вторинному гідротермічному окисненні розсіяної органічної речовини під час доломітизації, а отже вказувати на домінування керогену типу II. Такі висновки ґрунтуються на результатах (Kotarba et al., 1998; 2005) низки прицезійних аналізів (розподіл біомаркерів, елементний склад керогену та стабільних ізотопів вуглецю).

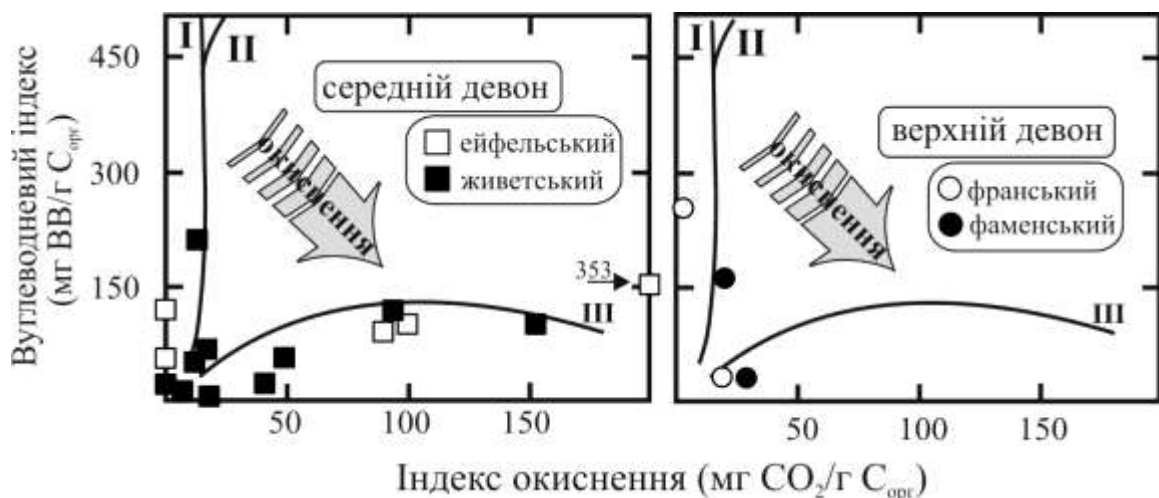


Рис. 7.3.5. Діаграма водневий індекс – кисневий індекс для відкладів нижнього девону Львівського прогину (Radkovets et al., 2017). Криві термальної зрілості індивідуальних типів керогену (за Espitalié et al., 1985)

Для нижньодевонських відкладів Львівського прогину за допомогою методу піролізу Rock-Eval було встановлено, що вміст мінерального вуглецю (еквівалентний вмісту у карбонатах) для порід локхівського ярусу становить 1,7 %, а для порід празько-емського ярусу коливається від 0,01 до 3,76 %, при середніх значення 0,45 % (табл. 7.3.2, рис.7.3.6).

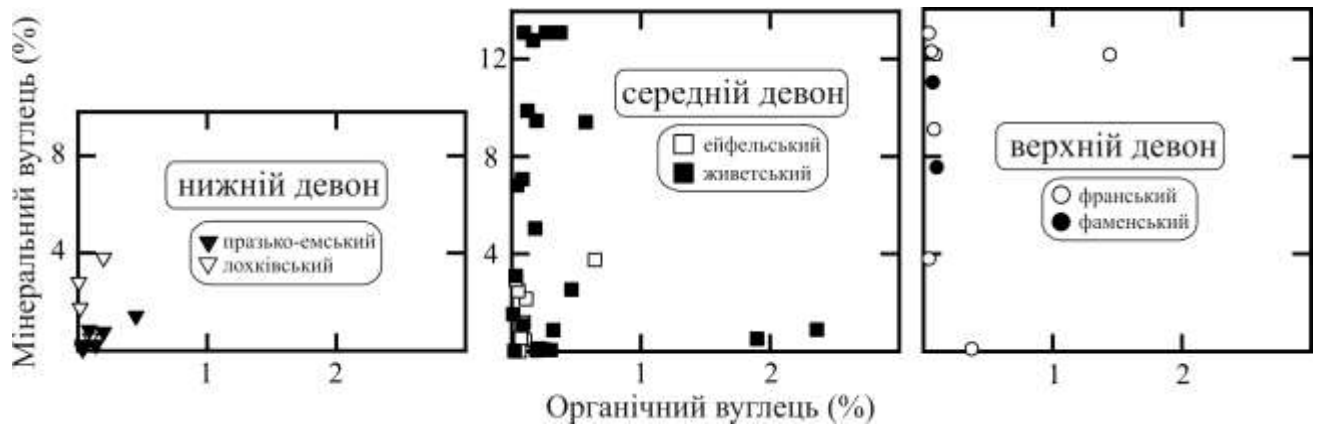


Рис.7.3.6. Діаграма співвідношення органічного вуглецю з мінеральним вуглецем (Radkovets et al., 2017)

Для відкладів середнього та верхнього девону вміст мінерального вуглецю коливається у широкому діапазоні від 0,00 у глинисто-теригенних до 13,0 % у органогенних вапняках, що є відображенням речовинного складу цих нашарувань.

## 7.4. Характеристика газових і нафтового родовищ та петрографічна характеристика порід-колекторів і покришок

### 7.4.1. Характеристика газових і нафтового родовищ

У Львівському та Люблінському прогинах відкрито шість газових і одне нафтове родовище. Серед них: Гліннікське, Цецеженське, Меглевське та Комарувське у Люблінському прогині; Локачівське і Великомоствівське у Львівському прогині.

Гліннікське нафтове родовище розташоване в центральній частині Люблінського прогину (рис. 7.1.3). Нафтовий поклад тут було виявлено в 1990 р у верхньодевонських (фаменський ярус) пісковиках. Породи колектори поширені на глибинах від 3293,0 до 3300,0 м, їх товщина складає від 1,5 до 7,0 м. Пористість пісковиків коливається від 1,7 до 13,0 %, а проникність оцінюється в 1,06 мД. (Helcer-Weil and Dzięgielowski, 2003; Rzeźnik, 2012). Антиклінальна структура Гліннікського родовища пробурена 3 свердловинами: Гліннік-1, -3 і -4. Площа нафтової поверхні становить 0,6 км<sup>2</sup>, а поточні ресурси оцінюються в 5000 т нафти та 0,0006 млрд. м<sup>3</sup> газу. Породами-покришками на цьому родовищі виступають породи нижнього карбону візейського ярусу, алевроліти та аргіліти.

Цецеженське газове родовище розташоване в центральній частині Люблінського прогину приблизно в 20 км від Гліннікського (рис.7.1.3). Ефективний поклад газу був виявлений в 1984 році в верхньодевонських (франський ярус) доломітах (Miłaczewski, 1981). Продуктивний газовий горизонт потужністю від 33 до 80 м встановлений на глибинах від 3736,0 до 3820,0 м. Породи-колектори тріщинного типу, їх пористість становить від 1,0 до 1,6 %, а проникність оцінюється в 0,1 мД (Stachurski et al., 1985; Helcel-Weil and Dzięgielowski, 2003; Helcel-Weil et al., 2007). Незначний поклад газу на Цецеженському родовищі встановлено у глинистих вапняках фаменського ярусу на глибинах 3431,0 і 2449,0 м, а також у пісковиках того ж ярусу на глибинах між 1560,0 і 1590,0 м. Поклад газу із відкладів фаменського ярусу ніколи не експлуатувався. Антиклінальна структура Цецежинського родовища пробурена трьома свердловинами: Цецежин-1, -2 і -3. Площа поверхні газу становить 6,5 км<sup>2</sup>, а поточні запаси газу оцінюються в 0,450 млрд. м<sup>3</sup>. Продуктивний газоносний горизонт Цецежинського родовища екранується карбонатними породами франського ярусу. Поклади газу фаменського ярусу екрануються мергелями (фаменський ярус) та аргілітами і алевролітами нижнього карбону (візейський ярус).

Окрім вищезгаданих родовищ відкрито ще два газових родовища – Меглевське, яке розташоване в центральній частині Люблінського прогину та Комарувське в південно-східній частині. Меглевське родовище, яке пробурене дев'ятьма свердловинами, було виявлено в 1991 році в верхньодевонських (франський ярус) карбонатних відкладах (Helcer-Weil and Dzięgielowski, 2003). Ефективний поклад газу на Комарувському родовищі, яке пробурене дев'ятьма свердловинами, був виявлений у 1967 році у вапняках, доломітах та пісковиках середнього девону (гельветський ярус). Родовище виведене з експлуатації в 1979 році.

Локачівське газове родовище розташоване у північно-східній частині Львівського прогину. Продуктивний поклад газу був виявлений в 1979 році в одному горизонті пісковиків нижнього девону і в шести горизонтах середнього девону (ейфельський та живетський яруси) в пісковиках, біодетритових доломітизованих вапняках і доломітах лопушанської, пелчинської та струтинської світи (рис. 7.4.1.1). Породи колектори поширені на глибинах від 815,0 до 1200,0 м, їх товщина складає від 3,2 до 7,8 м. Пористість пісковиків коливається від 8 до 19,8 %, а проникність оцінюються від 0,02 до 8,33 мД. Карбонатні породи-колектори мають пористість від 3 до 16,5 %, а проникність від 0,01 до 4,34 мД (Федишин (Ред.), 1998; Галабуда та ін., 2007). Газові поклади екрануються сульфатними та карбонатно-сульфатними породами, товщиною від 15 до 20 м. Локачівське газове родовище пробурено двадцятьма свердловинами, в той час як газоносні горизонти були виявлені у двадцяти одній з них. Площа газової поверхні становить 38,5 км<sup>2</sup>, а поточні ресурси оцінюються в 6972 млн. м<sup>3</sup> газу.

Поряд з Локачівським газовим родовищем встановлено Великомоствівське, яке розташоване в північній частині Львівського прогину. Великомоствівське газове родовище, яке було відкрито у 1964 році, пробурено тридцятьма однією свердловиною, у двох із яких виявлено продуктивний поклад газу у теригенних породах гельветського ярусу (середній девон)

лопушанської світи. Покришкою служить гіпсоангідритовий горизонт лопушанської світи, потужність якого сягає 20 м.

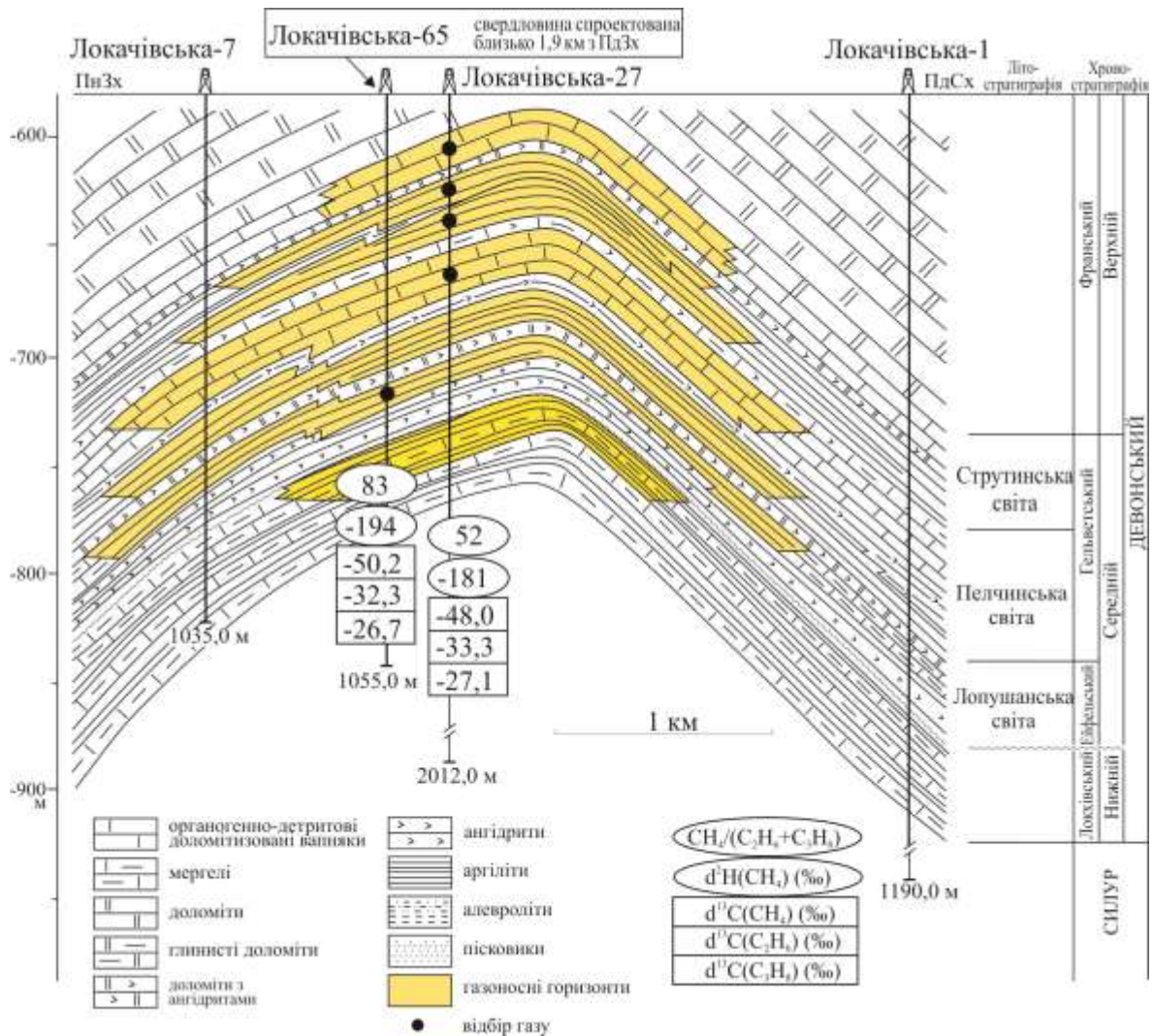


Рис. 7.4.1.1. Геологічний перетин продуктивної товщі девону Локачівського газового родовища Львівського прогину (за Федішин (Ред.), 1998) (для локалізації див. рис. 7.1.1 і 7.1.3)

#### 7.4.2. Петрографічна характеристика порід-колекторів і покришок

Продуктивні горизонти газових та нафтового родовища у відкладах середнього і верхнього девону Люблінського та Львівського прогину представлені двома типами порід – теригенними та карбонатними (Radkovets et al., 2017).

**Теригенні породи** представлені дрібними та середньозернистими пісковиками та дрібнозернистими алевролітами. Вони утворюють кілька

окремих горизонтів у середньому девоні (ейфельський та гельветський яруси): в лопушанській, пелчинській та струтинській світах на Локачівському родовищі (Львівський прогин), а також на Комарувському (Люблінський прогин). Тонкі прошарки теригенних порід зустрічаються у відкладах верхнього девону Люблінського прогину у відкладах франського ярусу на Мелгевському родовищі та у відкладах фаменського ярусу на Гліннікському та Цецежинському родовищах. Ці алевро-піщані породи являють собою пористі колектори, фільтраційні властивості яких обумовлені існуванням міжкристалічного простору, тоді як пористо-тріщинуваті колектори мають підпорядковане значення.

**Пісковики** середньодевонського віку (рис 7.4.2.1) складаються з напівкруглих, іноді округлих зерен, представлених кварцом (80–90 %), рідше польовими шпатами (0,1–5 %), а також лусочками мусковіту (0,1–1 %) (табл. 7.2.1). У породах спостерігаються два види цементу: карбонатний (4–19 %) – представлений доломітизованим кальцитом (рис. 7.4.2.1А) та глинистий (3–13 %), який складається з гідрослюди (рис. 7.4.2.1Б). Серед акцесорних мінералів спорадично зустрічається циркон. Цемент у пісковиках є контактним-пористим і контактним. Незалежно від типу цементу, поровий

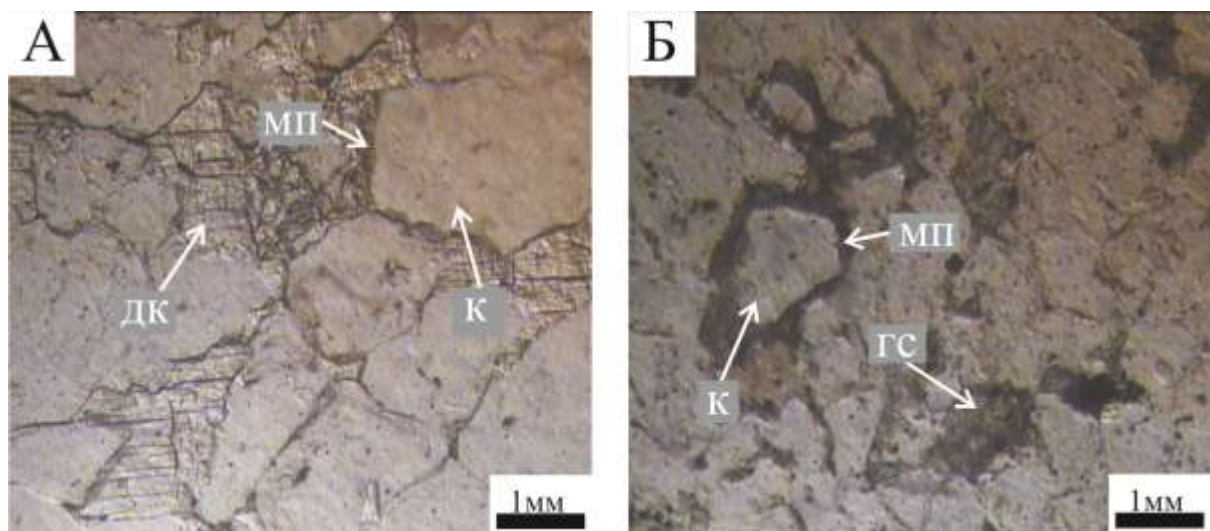


Рис. 7.4.2.1. Мікрофотографії теригенних порід-колекторів середнього девону, живетського ярусу, струтинської світи Локачівського родовища (Львівський прогин). А – пісковик з карбонатним цементом зі свердловини Локачівська-27, глибина 833 м; Б – пісковик з глинистим цементом зі свердловини Локачівська-27, глибина 850 м

*гс* – гідрослюдистий цемент, *дк* – доломітизований карбонатний цемент, *мп* – міжзерновий простір, *к* – кварц



простір в породах утворюється міжзерновим простором розміром від 0,05 до 0,5 мм. Пористість пісковиків становить від 8 до 19,8 %, а проникність коливається від 0,02 до 8,33 мД (Федишин (Ред.), 1998).

**Алевроліти** середньодевонського віку (рис. 7.4.2.2), як правило, тонкошаруваті. Шаруватість утворена глинистим матеріалом товщиною до 0,5 мм, а також тонкозернистих пасмами, що складаються з кварцових зерен (60–67 %), польового шпату (до 3 %), ромбоєдричних зерен доломіту (до 5 %), лусок мусковіту (2–3 %), глауконіту (до 1%) і піриту (1–7 %). Органічна речовина присутня у вигляді жилюподібних прошарків. Цемент порового та контактово-порового типу, представлений гідрослюдою (до 22 %) і незначною домішкою доломіту (0,5–5 %). В алевролітах спостерігаються міжзернові пори розміром від 0,05 до 0,3 мм.

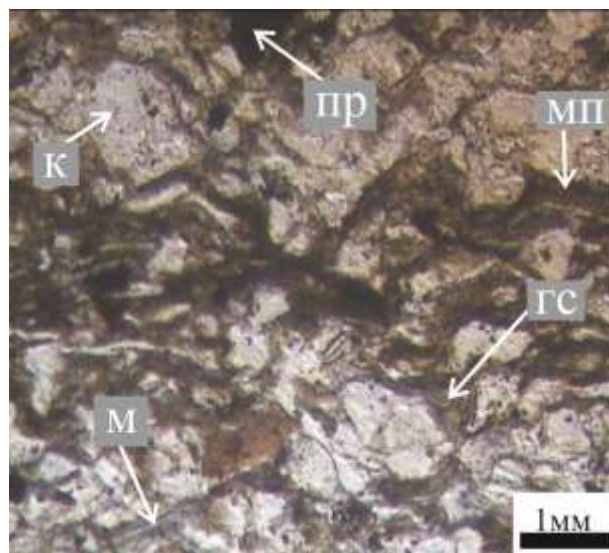


Рис. 7.4.2.2. Мікрофотографія теригенної породи-колектора середнього девону, живецького ярусу, пелчинської світи Локачівського родовища (Львівський прогин). А – алевроліт з глинистим цементом зі свердловини Локачівська-27, глибина 863 м

гс – гідрослюдистий цемент, м – мусковіт, мп – міжзерновий простір, к – кварц, пр – пірит

**Пісковики** пізньодевонського віку характеризуються контактово-поровим та поровим гідрослюдистим цементом, який досягає 21 % у породі (рис. 7.4.2.3). Міжзернові пори у пісковиках становлять від 0,08 до 1,3 мм, а пористість коливається від 1,7 до 13,0 %, проникність оцінюється в 1,06 мД



(Helcer-Weil and Dzięgielowski, 2003; Rzeźnik, 2012). Уламкова частина породи представлена теригенними зернами кварцу (до 73 %), аутигенним глауконітом (іноді до 7 %), польовими шпатами (4–6 %), мусковітом (1,5–2 %). Рудні мінерали представлені піритом (до 5 %).

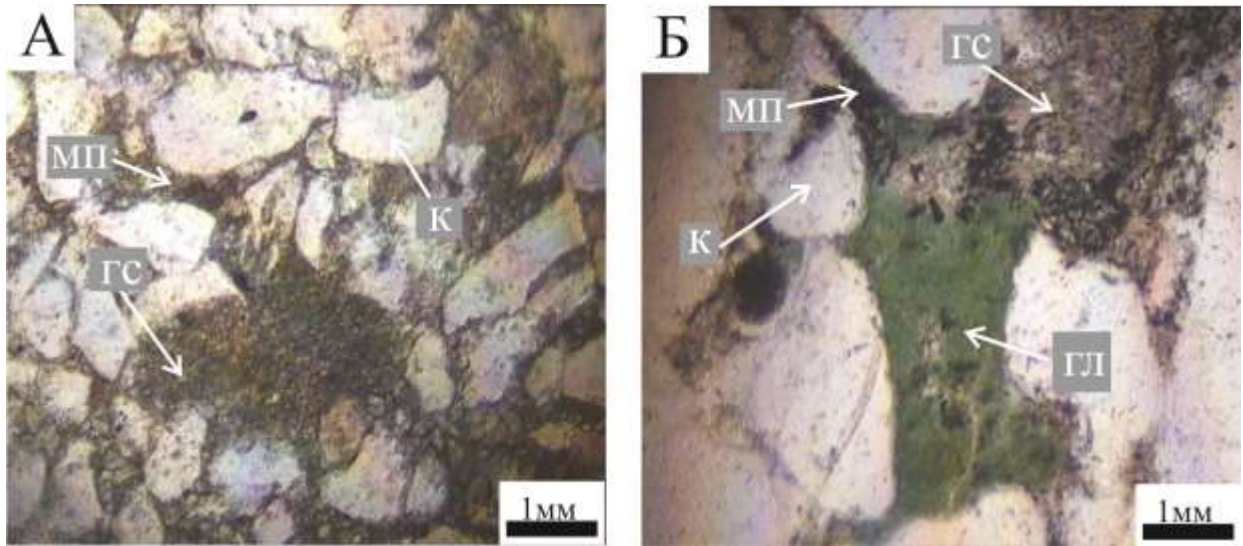


Рис. 7.4.2.3. Мікрофотографії теригенних порід-колекторів верхнього девону, фаменського ярусу (Люблінський прогин). А – пісковик з глинистим цементом зі свердловини Люблінська ПГ-1, глибина 2224 м. Б – глауконітовий пісковик з глинистим цементом зі свердловини Гліннік-2, Гліннікське нафтове родовище, глибина 2330,5 м  
 гл – глауконіт, гс – гідролюдистий цемент, мп – міжзерновий простір, к – кварц

**Карбонатні породи** середньодевонського віку (ейфельський і живецький яруси) утворюють продутивні горизонти на Локачівському (Львівський прогин) та Комарувському (Люблінський прогин) родовищах. Верхньодевонські (франський ярус) доломіти, мергелі та глинисті вапняки утворюють продуктивні горизонти на Цецежинському родовищі (Люблінський прогин).

Карбонатні породи відображають широкий спектр вторинних процесів від незначно доломітизованих органічно-детритових вапняків аж до вторинних доломітів. Завдяки перекристалізації та доломітизації пористість порід досягає 9 %.

**Органогенно-детритові доломітизовані вапняки** (Рис. 7.4.2.4) складені скелетними рештками (35 %) брахіопод, тентакуліт, коралів та перекристалізованими рештками не встановленої фауни. Також

спостерігається невелика домішка піриту та органічної речовини, які заповнюють лінзоподібні порожнини у вапняку. Основна маса породи складена з тонкокристалічних до дрібнокристалічних карбонатів, з яких: 69–76 % кальцит, 23–26 % доломіт та 1–3 % припадає на глинисті мінерали.

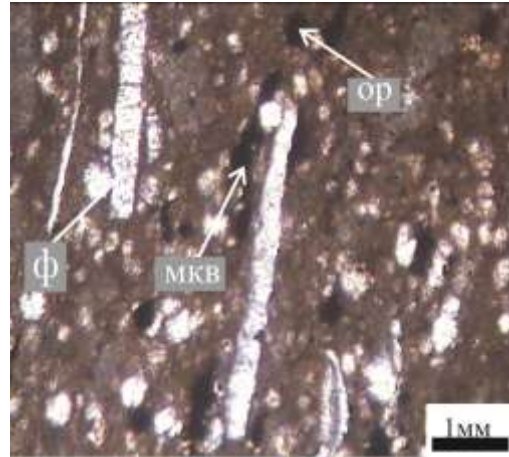


Рис. 7.4.2.4. Мікрофотографія карбонатної породи-колектора середнього девону, живецького ярусу, стуртинської світи Локачівського родовища (Львівський прогин). Органогенно-детритивний доломітизований вапняк зі свердловини Локачівська-27, глибина 816 м

*мкв – мікрокаверна, ор – органічна речовина, ф – рештки карбонатної фауни*

**Доломіти** середньодевонського віку містять 92–97 %  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  і 1–4 % глинистих мінералів. Наявність тонкокристалічного розсіяного піриту та органічних речовини зумовлює сірий і темно-сірий колір у породах. Доломіти (рис. 7.4.2.5) складаються з тонкокристалічних і дрібно-середньозернистих (0,3–2 мм) кристалів доломіту, які, як правило, мають ромбоїдричну форму та утворюють міжзерновий простір у породах.

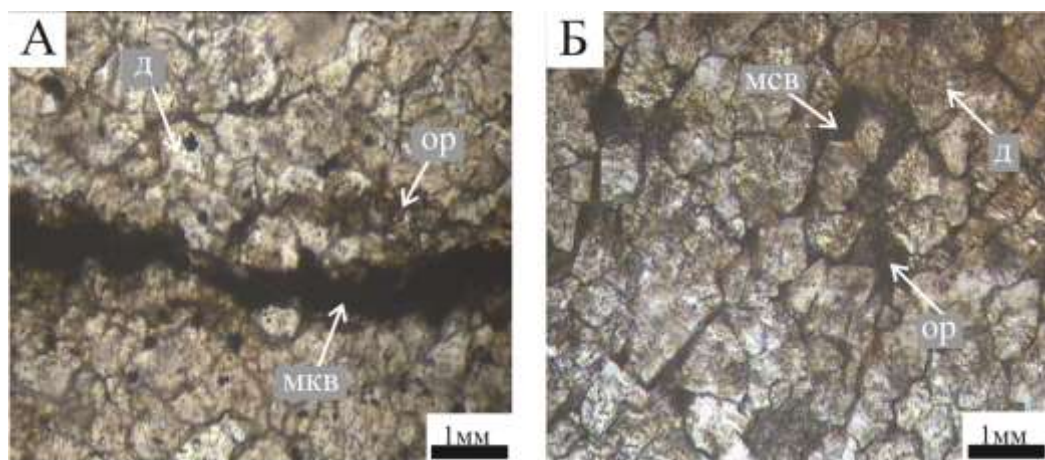


Рис. 7.4.2.5. Мікрофотографії карбонатних порід-колекторів середнього девону, живецького ярусу, стуртинської світи, Локачівського родовища (Львівський прогин). Дрібно-середньозернистий доломіт: А – зі свердловини Локачівська-5, глибина 905,5 м; Б – зі свердловини Локачівська-27, глибина 832 м

*д – зерна доломіту, мкв – мікрокаверна, ор – органічна речовина*

Поровий простір представлений загалом ізометрично-неправильної форми порами і тріщиноподібними мікрокавернами розміром від 0,01 до 0,5 мм. Карбонатні породи-колектори Локачівського родовища характеризуються пористістю від 3 до 16,5 %, а проникність становить від 0,01 до 4,34 мД.

Доломіти пізньодевонського віку, як правило, представлені грубозернистими кристалами доломіту ромбоєдричної форми. В породах розвинена міжзернова пористість та тріщиноподібні мікрокаверни розміром від 0,01 до 0,5 мм (рис. 7.4.2.6). Пори заповнені тонкокристалічним піритом, кількість якого досягає 5 % у породі. Для доломітів встановлено, що тріщинно-пористі пустоти, які становлять від 1,0 до 1,6 %, а проникність оцінюється в 0,1 мД (Stachurski et al., 1985; Helcel-Weil and Dziegielowski, 2003; Helcel-Weil et al., 2007). Вміст  $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$  у породах коливається від 93 до 98 %.

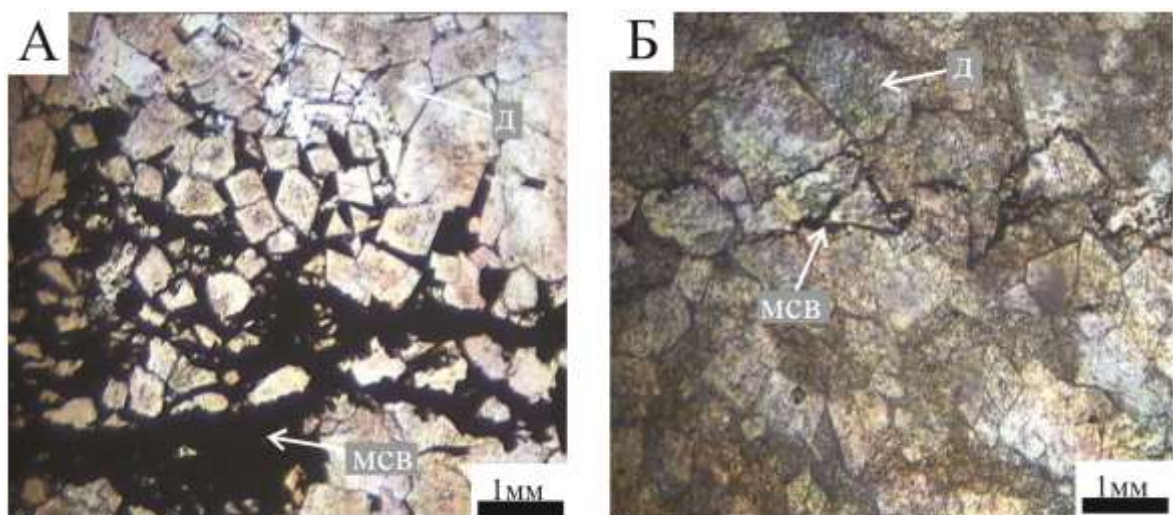


Рис. 7.4.2.6. Мікрофотографії карбонатних порід-колекторів верхнього девону, фаменського ярусу (Люблінський прогин). Дрібно-середньозернистий доломіт: А – зі свердловини Цецежинська-1, глибина 3776,5 м, Цецежинське газове родовище; Б – зі свердловини Люблінська ІГ-1, глибина 4234 м  
д – зерна доломіту, мкв – мікрокаверна

**Мергелі** пізньодевонського віку (рис. 7.4.2.7) складені на 44–48 % кальцитом, 38–46 % глинистими мінералами і 7–12 % доломітом. В породах спостерігаються мікрокаверни (до 0,1 мм), заповнені органічною речовиною та піритом (до 5 %).



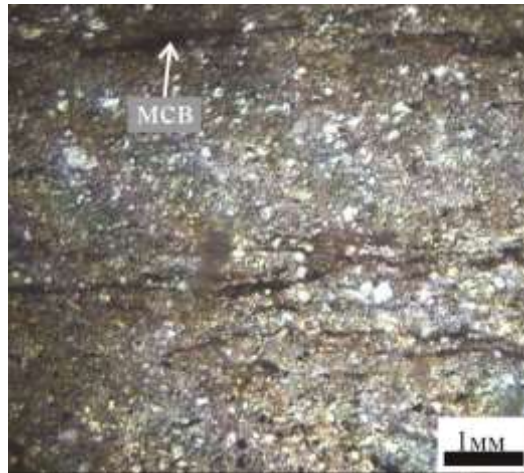


Рис. 7.4.2.7. Мікрофотографія мергеля зі свердловини Люблінська ПГ-1, глибина 3512,6 м. Верхній девон, франський ярус (Люблінський прогин)  
мкв – мікрокаверна

**Сульфатні та сульфатно-карбонатні породи** значно поширені у середньодевонських (ейфельський і живетський яруси) і частково у верхньому девоні (франський ярус) як у Львівському так і в Люблінському прогинах. Вони формують нафтоносний горизонт на Комарувському родовищі (Люблінський прогин) а також виступають в якості порід-покришок на Локачівському газовому родовищі (Львівський прогин).

**Ангідрити** (рис. 7.4.2.8) представлені дрібно- і середньозернистими паралельно орієнтованими або сплутано-волокнистими агрегатами кристалів

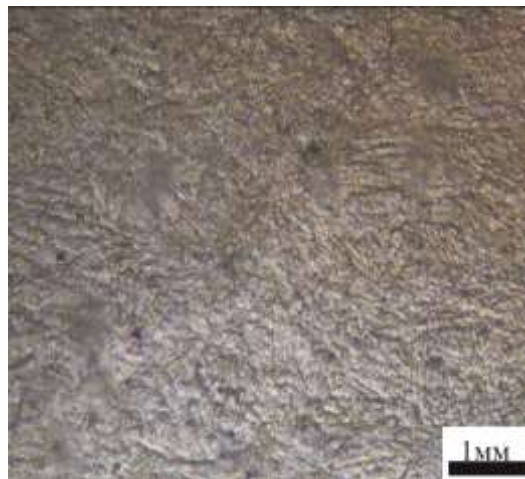


Рис. 7.4.2.8. Мікрофотографія сульфатної породи-покришки середнього девону, живетського ярусу, стуртинської світи, Локачівського родовища (Львівський прогин). Ангідрит зі свердловини Локачівська-27, глибина 827,8 м

ангідриту, а також незначною домішкою (1–2%) включень глинистих мінералів  $>0,1$  мм, які зустрічаються в основній масі породи.

**Доломіти з конкреціями ангідритів** (рис. 7.4.2.9) складені дрібнозернистим ромбодричної форми доломітом (0,1–1 мм). Міжзерновий простір заповнюють кристали ангідриту, а також кристали піриту (до 0,1 мм), які завжди наявні у породі.

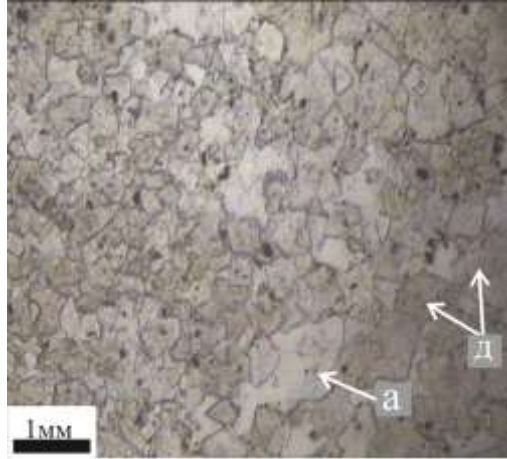


Рис. 7.4.2.9. Мікрофотографія сульфатно-карбонатної породи-покришки середнього девону, живетського ярусу, стуртинської світи, Локачівського родовища (Львівський прогин). Доломіт з ангідритовими конкреціями зі свердловини Локачівська-27, глибина 841,9 м

*a* – ангідрит, *д* – доломіт

## 7.5. Дослідження газів з продуктивних горизонтів середнього девону

Проби газу з відкладів середнього девону Львівського прогину Локачівського родовища були взяті з карбонатних і теригенних порід з двох свердловин: Локачівська-27 (інтервал відбору 815–870 м) і Локачівська-65 (інтервал відбору 938–956 м). Вільний газ був відібраний безпосередньо зі свердловин Локачівська-27 і Локачівська-65 в металеві контейнери (~1000 см<sup>3</sup>) (табл. 7.5.1).

Таблиця 7.5.1

### Локалізація свердловин з яких відбирались проби газу на Локачівському родовищі (Radkovets et al., 2017)

Свердловина	Вік	Ярус, Світа	Альтитуда	Інтервал перфорації	Тип газового покладу	Координати	
						Широта (Пн)	Довгота (Сх)
Локачівська-27	середній девон	живетський <i>п. і с.</i>	210	815-870	вільний	50°46'27"	24°41'15"
Локачівська-65	середній девон	ейфельський <i>лопушанська</i>	230	938-956	вільний	50°43'15"	24°43'46"

*п. і с.* – пелчинська і струтинська

Аналіз газів відібраних з порід продуктивних газових горизонтів середнього девону показав, що їх молекулярний і ізотопний склад не є стабільним. В таблицях 7.5.2 і 7.5.3 продемонстровано молекулярний склад та індекси а також ізотопний склад газів (рис. 7.5.1).

Таблиця 7.5.2.

**Молекулярний склад природних газів з  
Локачівського родовища (Radkovets et al., 2017)**

Свердловина	Молекулярний склад (об'ємні %)												
	CH <sub>4</sub>	C <sub>2</sub> H <sub>6</sub>	C <sub>3</sub> H <sub>8</sub>	iC <sub>4</sub> H <sub>10</sub>	nC <sub>4</sub> H <sub>10</sub>	iC <sub>5</sub> H <sub>12</sub>	nC <sub>5</sub> H <sub>12</sub>	C <sub>6</sub> H <sub>14</sub>	N <sub>2</sub>	CO <sub>2</sub>	He	Ar	H <sub>2</sub>
Локачівська-27	92,7	1,55	0,24	0,10	0,09	0,10	0,07	0,01	4,79	0,03	0,25	н.а.	0,012
Локачівська-65	95,4	0,96	0,19	0,07	0,07	0,08	0,07	0,01	2,92	0,04	0,13	н.а.	0,012

н.а. – не аналізовано

Таблиця 7.5.3.

**Геохімічні індекси і склад стабільних ізотопів карбону, гідрогену і нітрогену  
природних газів Локачівського родовища (Radkovets et al., 2017)**

Свердловина	Індекси						Стабільні ізотопи (‰)							
	C <sub>HC</sub>	C <sub>1</sub> /C <sub>2</sub>	C <sub>2</sub> /C <sub>3</sub>	C <sub>3</sub> /C <sub>4+</sub>	i-C <sub>4</sub> / n-C <sub>4</sub>	i-C <sub>5</sub> / n-C <sub>5</sub>	δ <sup>13</sup> C (CH <sub>4</sub> )	δ <sup>2</sup> H (CH <sub>4</sub> )	δ <sup>13</sup> C (C <sub>2</sub> H <sub>6</sub> )	δ <sup>13</sup> C (C <sub>3</sub> H <sub>8</sub> )	δ <sup>13</sup> C (iC <sub>4</sub> H <sub>10</sub> )	δ <sup>13</sup> C (nC <sub>4</sub> H <sub>10</sub> )	δ <sup>13</sup> C (CO <sub>2</sub> )	δ <sup>15</sup> N (N <sub>2</sub> )
Локачівська-27	52	59,7	6,4	0,6	1,20	1,37	-48,0	-181	-33,3	-27,1	-26,2	-26,3	-8,1	-8,2
Локачівська-65	83	99,8	5,0	0,7	0,9	1,17	-50,2	-194	-32,3	-26,7	-27,0	-27,2	-8,9	-7,9

$$C_{HC} = CH_4 / (C_2H_6 + C_3H_8)$$

**Вуглеводневі гази.** Для класифікації проаналізованих вуглеводневих газів були використані діаграми (рис. 7.5.1 і 7.5.2) (Whiticar et al., 1986; Schoell, 1988; Whiticar, 1994; Berner and Faber, 1996, 1997). Важливим аспектом інтерпретації одержаних даних є те, що лінійне співвідношення стабільних ізотопів вуглецю метану, етану, пропану та бутанів відносно оберненої величини кількості атомів вуглецю (рис. 7.5.3), як це показано (Chung et al., 1988; Rooney et al., 1995) не є однозначним індикатором того, що цей газ був генерований з єдиного джерела. Як було показано (Zou et al., 2007; Kotarba et al., 2009), цей характерний тип кривих, що характеризуються

відносним збідненням метану ізотопом  $^{13}\text{C}$  і збагаченням пропану ізотопом  $^{13}\text{C}$  в порівнянні з етаном, є визначальним для природних газів, які були генеровані більше ніж однією материнською породою, або зазнали постгенераційних змін (наприклад вторинний крекінг газу, бактеріальне окиснення, термохімічна сульфатредукція). Більше того, ступінь збіднення метану ізотопом  $^{13}\text{C}$  по відношенню до етану може використовуватися для оцінки співвідношення бактеріального метану та термогенних газів (Kotarba and Lewan, 2004; Kotarba et al., 2009).

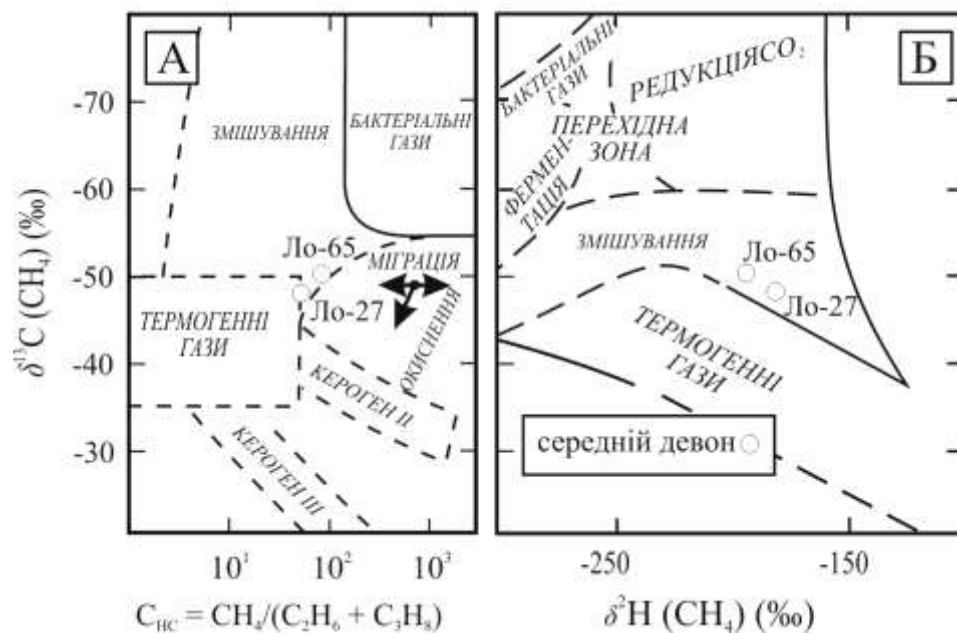


Рис. 7.5.1. Діаграма  $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$  – вуглеводневий індекс  $\text{C}_{\text{HC}}$ , що дає генетичну характеристику газів із Локачівського родовища (Radkovets et al., 2017). Генетична шкала (за Bernard et al., 1976; Whiticar, 1994). Дані нанесені на діаграму подані в табл. 7.5.2

Ло – Локачівська

Графіки складу стабільних ізотопів карбону в метані відносно вуглеводневого індексу  $\text{C}_{\text{HC}}$  (рис. 7.5.1А) та ізотопного складу гідрогену метану (рис. 7.5.1Б) із покладів природного газу з відкладів середнього девону зі свердловин Локачівська-27 та Локачівська-65 показали, що газ містить значну кількість бактеріального метану.

Бактеріальний етан, збагачений ізотопом  $^{13}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C}$  від -61 до -52 ‰) був встановлений у покладах бактеріального газу, які знаходяться в експлуатації (Lillis, 2007), а бактеріальний пропан був виявлений в деяких глибоководних



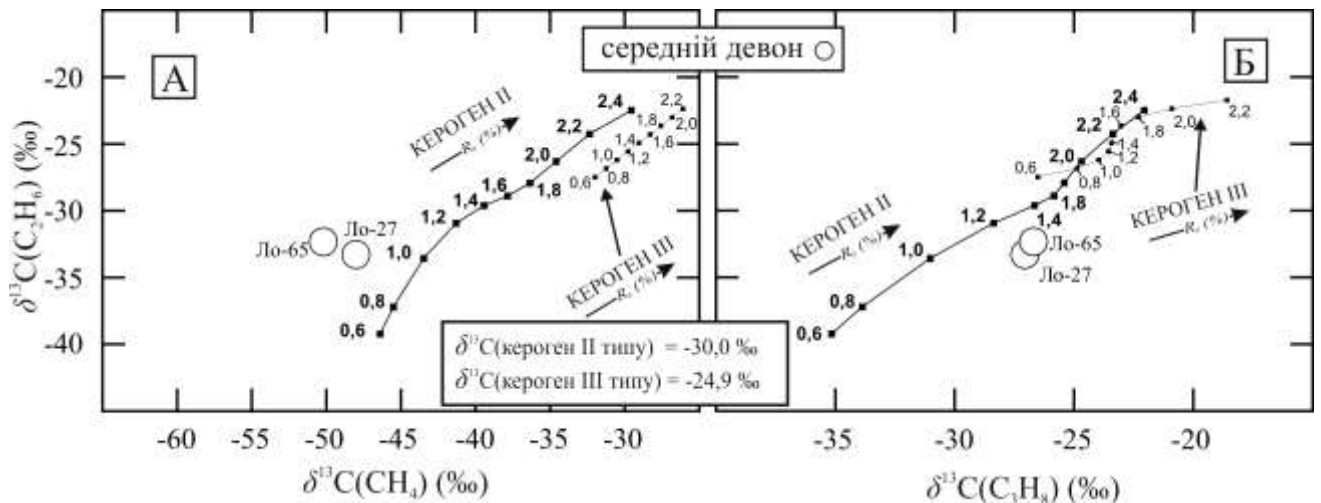


Рис.7.5.2. Діаграма ізотопний склад вуглецю етану  $\delta^{13}\text{C}(\text{C}_2\text{H}_6)$ . А – ізотопний склад вуглецю метану  $\text{C}(\text{CH}_4)$  і В – ізотопний склад вуглецю пропану  $\text{C}(\text{C}_3\text{H}_8)$  для проаналізованих газів з Локачівського родовища (Radkovets et al., 2017). Шкала відбивної здатності вітриніту (за Berner and Faber, 1996, 1997). Дані нанесені на діаграму подані в табл. 7.5.2.

Ло – Локачівська

осадах (Hinrichs et al., 2006). Але ні бактеріальний етан ні пропан не були виявлені в досліджених нами газах (рис. 7.5.2, 7.5.3 і 7.5.4 Д, Е). Склад стабільних ізотопів вуглецю етану, пропану і бутанів (рис. 7.5.2 і 7.5.3) свідчить про те, що термогенні вуглеводні були генеровані породами ордовіку-силуру, що містять кероген типу II (Kotarba et al., 2011; Więśław et al., 2011, 2012) і частково середньодевонськими відкладами, які вміщують змішаний кероген типу II/III (рис. 7.5.2 і 7.5.3), ступінь термальності якого знаходиться в межах 0,9–1,4 % за шкалою відбивної здатності вітриніту (рис. 7.5.3).

**Вуглекислий газ** може генеруватися при певних геологічних умовах в результаті різних біогенних і абіогенних процесів, а саме бактеріальної ферментації, термогенної деструкції органічної речовини, декарбоксилації ліпідів, бактеріального дихання, окислення вуглеводнів в результаті термoxiмічної або бактеріальної сульфатредукції та мінералізованими водами, термальна деструкція карбонатних порід, дегазація мантії і розчинення карбонатних порід кислими флюїдами (Гуцало и Плотников,

1981; Kotarba, 2012; Jenden et al., 1993; Dai et al., 1996; Kotarba and Rice, 2001; Fischer et al., 2006; Zhang et al., 2008).

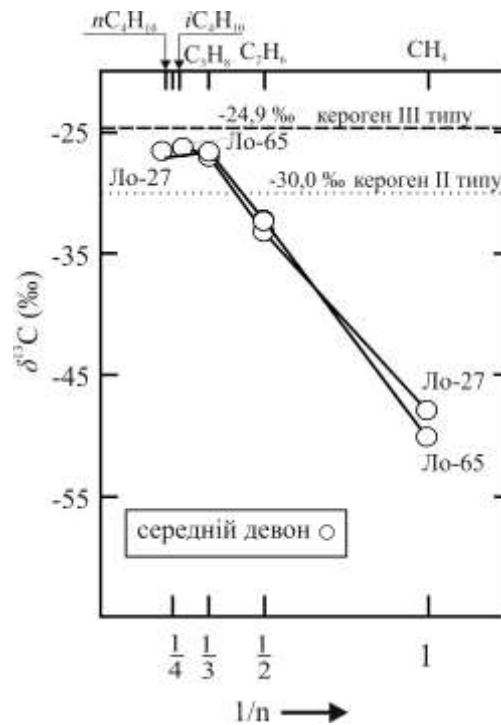


Рис. 7.5.3. Діаграма розподілу значень  $\delta^{13}\text{C}$  для метану, етану, пропану та і-бутану й n-бутану в порівнянні з оберненою кількістю вуглецю для аналізованих природних газів з Локачівського родовища (Radkovets et al., 2017). Дані нанесені на діаграму подані в табл. 7.5.2.

Ло – Локачівська

Спостерігалось систематичне збільшення парціального тиску вуглекислого газу із підвищенням температури у нафтогазоносних басейнах (Smith and Ehrenberg, 1989). Крім того цей ефект може стимулюватися польовими шпатами, глинистими мінералами або карбонатами, що свідчить про те, що первинний вуглекислий газ може виділятися при осадженні мінералів (Smith and Ehrenberg, 1989; Hutcheon and Abercrombie, 1990).

В досліджених газах вуглекислий газ знаходиться в концентраціях від 0,03 до 0,28 об.% (табл. 7.5.2), а значення  $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$  в них коливаються від -14,8 до -8,1‰ (табл. 7.5.3). Незначні концентрації вуглекислого газу (табл. 7.5.3), значення індексу вуглекислий газ-метан (CDMI) (рис. 7.5.4Б) і графік залежності  $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$  від  $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4)$  (рис. 7.5.5) свідчить про те, що проаналізований газ із Локачівського родовища (Локачівська-27 і

Локачівська-65) містить як термогенний, так і бактеріальний компоненти (табл. 7.5.3, рис. 7.5.4В та 7.5.5).

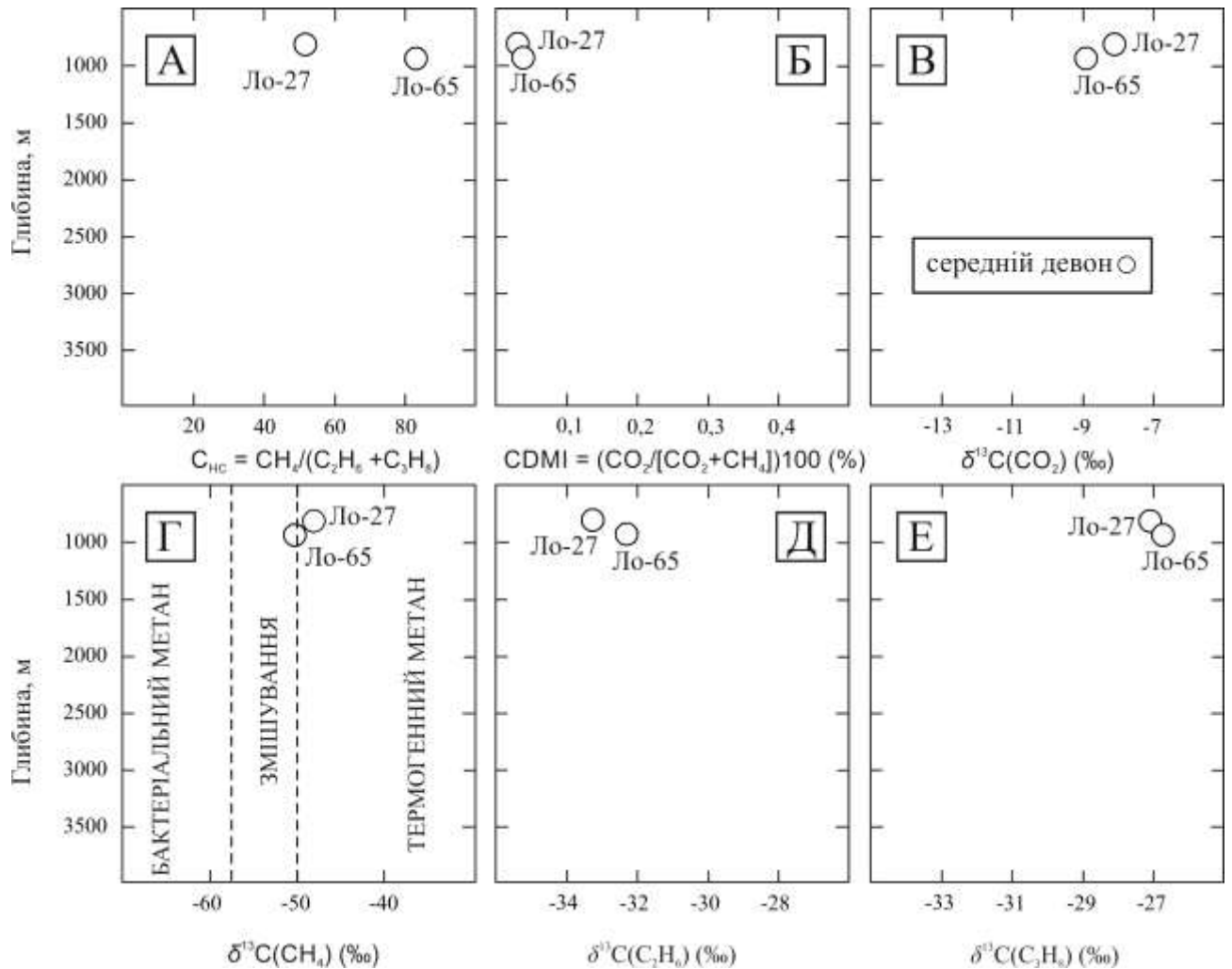


Рис. 7.5.4. А – вуглеводневий індекс, Б – карбон діоксин-метан індекс, В –  $\delta^{13}C(CO_2)$ , Г –  $\delta^{13}C(CH_4)$ , Д –  $\delta^{13}C(C_2H_6)$  та Е –  $\delta^{13}C(C_3H_8)$  в залежності від глибини проаналізованих природних газів із Локачівського родовища (Radkovets et al., 2017). Дані нанесені на діаграму подані в табл. 7.5.2.

Ло – Локачівська

**Молекулярний азот** генерується в значних кількостях як під час бактеріальних процесів, так і при термогенній трансформації органічної речовини (Kotarba, 1988; Krooss et al., 1995). Процес генерації молекулярного азоту з органічної речовини був також вивчений при проведенні піролітичних експериментів (Gerling et al., 1997; Kotarba and Lewan, 2013). Молекулярний азот може також виділятися із збагачених  $NH_4$  іллітів, що були піддані інтенсивній взаємодії порід із флюїдами (Mingram et al., 2005; Lüders et al., 2005). Величини  $\delta^{15}N$  молекулярного азоту із природних газів

знаходяться в межах від -15 до 18 ‰ (Gerling et al., 1997). Таке фракціонування ізотопів є результатом як первинних генетичних факторів, так і вторинних процесів, що мають місце на межі газ-порода і газ-флюїд

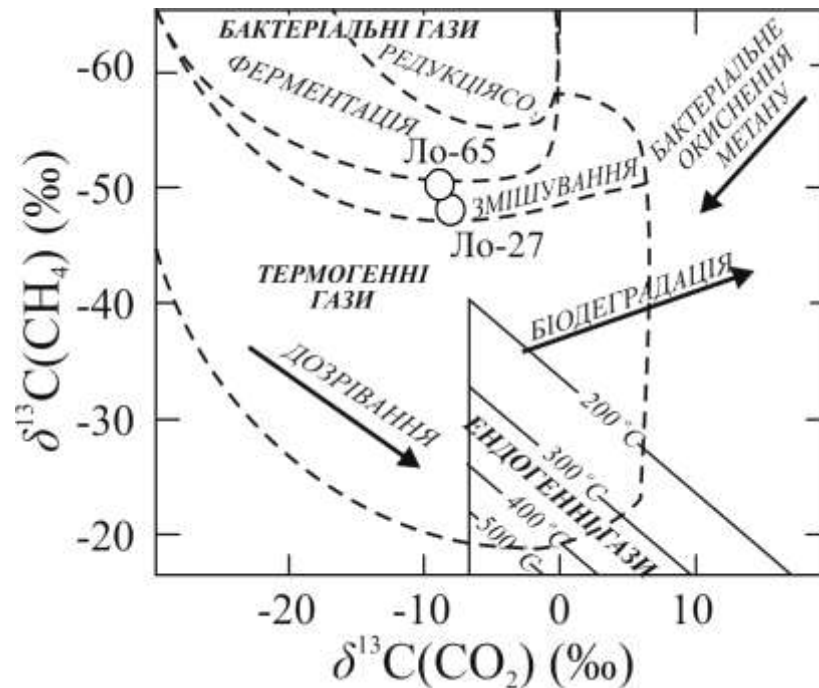


Рис. 7.5.5. Діаграма  $\delta^{13}\text{C}(\text{CH}_4) - \delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$ , що дає генетичну характеристику газів із Локачівського родовища (Radkovets et al., 2017). Генетична шкала (за Гуцало и Плотников, 1981; Milkov, 2011; Kotarba, 2012). Дані нанесені на діаграму подані в табл. 7.5.2.

Ло – Локачівська

породи-колектора під час міграції газу (Stahl, 1977; Littke et al., 1995; Gerling et al., 1997; Zhu et al., 2000; Krooss et al., 2005; Mingram et al., 2005; Lüders et al., 2005).

В досліджених газах молекулярний азот знаходиться в концентраціях від 2,52 до 8,52 ‰ (табл. 7.5.2), а значення  $\delta^{15}\text{N}(\text{N}_2)$  змінюються від -11,3 до -2,1 ‰ (табл. 7.5.3). Загальна тенденція до збільшення значень  $\delta^{15}\text{N}(\text{N}_2)$  із збільшенням концентрації  $\text{N}_2$  (рис. 7.5.6) може означати, що молекулярний азот із проаналізованих природних газів із Локачівського родовища (Lo-27 and Lo-65) був генерований в основному під час термальної трансформації органічної речовини, проте незначні його об'єми могли також надходити в результаті під час деструкції збагачених  $\text{NH}_4$  іллітів із глинистих фацій ордовицько-силурійських відкладів.

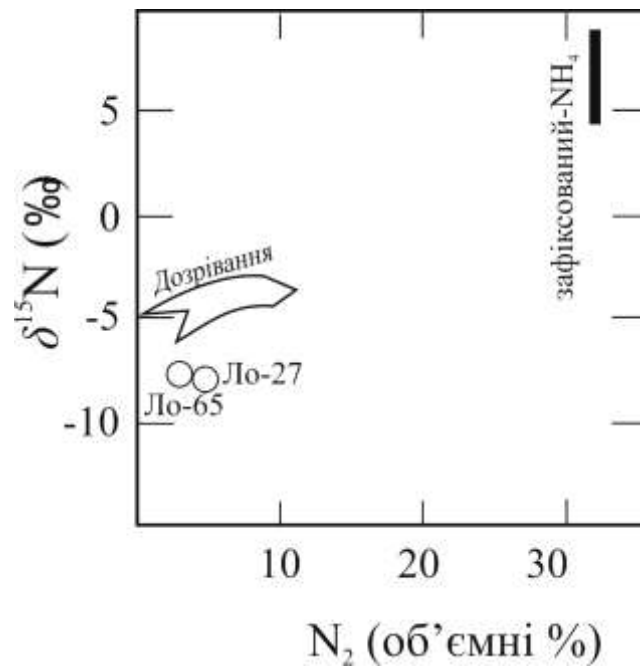


Рис. 7.5.6. Діаграма  $\delta^{15}\text{N}(\text{N}_2)$  – концентрації  $\text{N}_2$  у газах із Локачівського родовища (Radkovets et al., 2017). Дані нанесені на діаграму подані в табл. 7.5.2.

Ло – Локачівська

## 7.6. До перспектив газонасності відкладів середнього та верхнього девону

В межах Львівського, Люблінського та Переддобрудзького прогинах регіональні геологічні дослідження та сейсмозрозвудувальні роботи розпочалися ще у 50-х роках ХХ століття. Ці дослідження призвели до відкриття починаючи з 1960-х років у відкладах середнього та верхнього девону газових та нафтових родовищ. Зокрема п'ять газових родовищ у Люблінському та Львівському прогинах та одне нафтове у Люблінському прогині. (Karnkowski, 1999; Helcel-Weil and Dzięgielowski, 2003, Хижняков, 1975; Крупський, 2001; Крупський та ін., 2014). Серед яких: Гліннікське, Цецежинське, Мелгєвське та Комарувське родовище (верхній та середній девон) в Люблінському прогині, і Локачівське та Великомоствівське родовище (середній девон) у Львівському прогині. Крім газових покладів на Локачівському родовищі у відкладах середнього девону відкрито один нафтовий поклад, який приурочений до однієї із складових структур

Локачівського валу. У Переддобрудзькому прогині відкрито два нафтові родовища (середній та верхній девон): Східно-Саратське та Жовтоярське (Іванюта (Гол. ред.), 1998; Гнідець та ін., 2003).

Така кількість вже відкритих родовищ, сприятливі колекторські властивості та наявність порід-покришок, а також значна потужність відкладів девону, вказують на перспективи подальших пошуків вуглеводнів в нашаруваннях цього вікового діапазону.

### **7.7. Висновки до розділу 7**

Відклади середнього та верхнього девону в межах південно-західного схилу Східноєвропейської платформи зазнали значної денудації і обмежуються такими геологічними структурами як: Люблінський, Львівський та Переддобрудзький прогини. Вони становлять найпотужнішу товщу серед осадових нашарувань палеозою. Характерною особливістю девонських відкладів є їх нафтогазоносність.

Побудовані карти товщин відкладів середнього та верхнього девону для Львівського, Люблінського та Переддобрудзького прогинів демонструють особливості поширення нашарувань середнього та пізньодевонського віку.

Методом Rock-Eval були вивчені збагачені розсіяною органічною речовиною породи. Ці дослідження показали, що у нижньодевонських відкладах вміст загального органічного вуглецю коливається від 0,01 до 0,45 % (середні значення 0,08 %) у Львівському прогині та від 0,01 до 1,82 % (середні значення 0,06 %) у Люблінському прогині. Органічна речовина у цих відкладах містить в основному кероген морського походження II типу, і зазнала первинних та / або вторинних процесів окиснення. Ступінь термальної зрілості порід коливається від недозрілих (відклади локхівського ярусу Львівського прогину) до зрілих і перезрілих (відклади емського ярусу Люблінського прогину).

В межах Львівського прогину вміст загального органічного вуглецю змінюється: у породах ейфельського ярусу від 0,02 до 0,64 % (середні значення 0,08 %), живетського від 0,01 до 2,35 % (середні значення 0,19 %), франського від 0,04 до 1,43 % (середні значення 0,08 %), фаменського від 0,07 % до 0,10 % (середні значення 0,09 %). Органічна речовина термально недозріла у відкладах живетського ярусу, зріла в породах ейфельського та фаменського ярусів і перезріла в нашаруваннях франського ярусу.

У відкладах середнього та верхнього девону Люблінського прогину вміст загального органічного вуглецю змінюється: у породах ейфельського ярусу від 0,00 до 0,62 % (середні значення 0,16 %), живетського, від 0,03 до 1,63 % (середні значення 0,18 %), франського від 0,02 до 2,44 % (середні значення 0,17 %), фаменського від 0,00 до 2,62 % (середні значення 0,18 %). Органічна речовина термально зріла у всьому розрізі.

У відкладах середнього та верхнього девону Львівського та Люблінського прогинів переважає кероген морського походження II типу, який зазнав первинного окиснення під час седиментації та / або вторинного гідротермального окиснення розсіяної органічної речовини під час доломітизації.

Петрографічні дослідження теригенних порід показали, що породи-колектори складені дрібнозернистими та середньозернистими пісковиками, а також дрібнозернистими та грубозернистими алевролітами. Цемент у цих породах контактово-поровий та контактний складений доломітизованим кальцитом (19–4 %) та гідрослюдою (3–13 %). Незалежно від типу цементу, поровий простір у породах утворюється межзерновими проміжками розміром від 0,05 до 0,5 мм в середньодевонських відкладах і від 0,08 до 1,3 мм – у верхньодевонських відкладах.

Алевро-піщані відклади являють собою породи-колектори гранулярного типу, фільтраційні властивості яких обумовлені існуванням міжзернового простору, а тріщинуватість має підпорядковане значення. Теригенні породи утворюють газоносні горизонти у відкладах середнього



девону (ейфельський і живетський яруси) на Локачівському родовищі Львівського прогину та нафтогазоносні горизонти у верхньодевонських відкладах (фаменський ярус) на Гліннікському і Цецеженському родовищах Люблінського прогину.

Карбонатні породи представлені широким спектром літологічних відмін від злегка доломітизованих біодетритних вапняків до вторинних доломітів. Доломітизація та перекристалізація утворюють тріщиноподібні мікрокаверни розміром до 0,5 мм і високу пористість до 9 %. У карбонатних породах-колекторах переважає тріщинуватість, а пористість має підпорядковане значення.

Серед карбонатних порід середнього та верхнього девону, карбонатні породи Локачівського родовища (ейфельський і живетський яруси) Львівського прогину відзначаються найкращою пористістю та характеризуються найкращими колекторськими властивостями. Проаналізовані природні вуглеводневі гази із покладів середнього девону відрізняються за своїм молекулярним і ізотопним складом. Відносно збіднений ізотопом  $^{13}\text{C}$  метан і збагачений ізотопом  $^{13}\text{C}$  пропан, порівняно з етаном, свідчать про даний природний газ був генерований більше ніж однією материнською породою або зазнав постгенераційних змін. Гази, відібрані із покладів середнього девону Львівського прогину включають в себе істотний компонент бактеріального метану і були генеровані середньодевонським керогеном змішаного типу Ш/П, термальна зрілість якого відповідала величинам від 0,9 до 1,4 % за шкалою відбивної здатності вітриніту.

Вуглекислий газ знаходиться в проаналізованих природних газах в концентраціях від 0,03 до 0,28 об. % і величини  $\delta^{13}\text{C}(\text{CO}_2)$  в них знаходяться в діапазоні від -14,8 до -8,1 ‰. Незначні концентрації і склад стабільних ізотопів вуглецю свідчать про те, що гази із покладів середнього девону Львівського прогину (свердловини Локачівська-27 і Локачівська -65) можуть вміщувати як термогенний, так і бактеріальний компонент.

Молекулярний азот в проаналізованих природних газах (свердловини Локачівська-27 і Локачівська-65) знаходиться в концентраціях від 2,52 до 8,52 % і величини  $\delta^{15}\text{N}(\text{N}_2)$  в них знаходяться в діапазоні від -11,3 до -2,1 ‰. Загальна тенденція до збільшення значень  $\delta^{15}\text{N}(\text{N}_2)$  із збільшенням концентрації  $\text{N}_2$  може свідчити про те, що молекулярний азот був генерований в основному в процесі термальної трансформації органічної речовини, а також в процесі деструкції збагачених  $\text{NH}_4$  ілітів із глинистих фацій ордовицько-силурійських відкладів Львівського прогину.

## РОЗДІЛ 8

### ФАЦІАЛЬНІ ОСОБЛИВОСТІ, БЕЗКИСНЕВИЙ СЕДИМЕНТОГЕНЕЗ ТА НАФТОГЕНЕРАЦІЙНИЙ ПОТЕНЦІАЛ ВІДКЛАДІВ КРЕЙДИ

Палеошельфові відклади крейдового віку в платформовому фундаменті Передкарпатського прогину були розкриті багатьма свердловинами завдяки проведенню глибокого буріння, яке почалося в 50-х роках ХХ століття і продовжується до сьогодні. Це послужило поштовхом до стратиграфічного і літологічного вивчення цих нашарувань. Палеонтологічні дослідження, за результатами яких було зроблене розчленування крейдових відкладів (Лінецька, 1964; Дулуб, 1965), стосувалися лише північно-західної частини платформового фундаменту Передкарпатського прогину (свердловини Північні Медичні-37, Вербіж-1, Угерсько-7) та прилеглої платформи (свердловини Підлуби-110, Язів-24, 85 та Яворів-49).

У 80-х роках ХХ століття, в межах Міжнародної програми геологічної кореляції (Пастернак та ін., 1987), науковцями багатьох європейських країн проводились комплексні дослідження, які були присвячені глобальним геологічним подіям крейдового часу. Цими дослідженнями були охоплені крейдові відклади на значних територіях Західної та Східної Європи. Проте відклади, які знаходяться під насувною спорудою Карпат, не вивчалися.

Відкриття у Покутських Карпатах Лопушнянського родовища (1984 р.) з покладами нафти і газу в автохтонних юрських, крейдових та палеогенових відкладах підвищило як науковий, так і практичний інтерес до нашарувань крейдового віку.

#### **8.1. Поширення платформових відкладів нижньої крейди**

Відклади ранньокрейдового віку платформового фундаменту Передкарпатського прогину залягають на розмитій поверхні юри і поширені на значній території досліджень (рис. 8.1.1), а також частково охоплюють



Рис. 8.1.1. Схематична карта району досліджень

терени прилеглої Східноєвропейської платформи. Проте на окремих ділянках ці нашарування відсутні і на донеогенову поверхню виступають юрські та палеозойські утворення. Нижньокрейдяні відклади району досліджень залягають на глибинах 250–5517 м, а їх потужності зростають в напрямку занурення автохтона від перших метрів на платформі до 150 м у прогині (дані аналізу свердловинних геолого-геофізичних матеріалів).

Згідно з палеонтологічними дослідженнями (Дулуб, 1965; Гаврилишин та ін., 1991; Гаврилишин, 1998; Огороднік, 2005) нашарування ранньокрейдяного віку автохтона Українських Карпат належать до валанжину, готериву, баррему та апту (?). Нижньокрейдяні відклади платформового фундаменту Передкарпатського прогину в літологічному аспекті вивчали ряд дослідників (Пастернак та ін., 1980, 1987; Щерба, 1987; Радковець та ін., 2002; Радковець, 2004; Щерба і Радковець, 2008, 2009), проте робіт, які б детально розглядали ці питання не було.

На підставі опрацювання геолого-геофізичних матеріалів значної кількості (більше 300) глибоких свердловин, а також результатів літологічних досліджень зразків порід, побудовано геологічну карту нижньокрейдяної

поверхні Зовнішньої зони Передкарпатського прогину (рис. 8.1.2). На карті відображено сучасне поширення палеошельфових нижньокрейдяних нашарувань платформового фундаменту Передкарпатського прогину, що

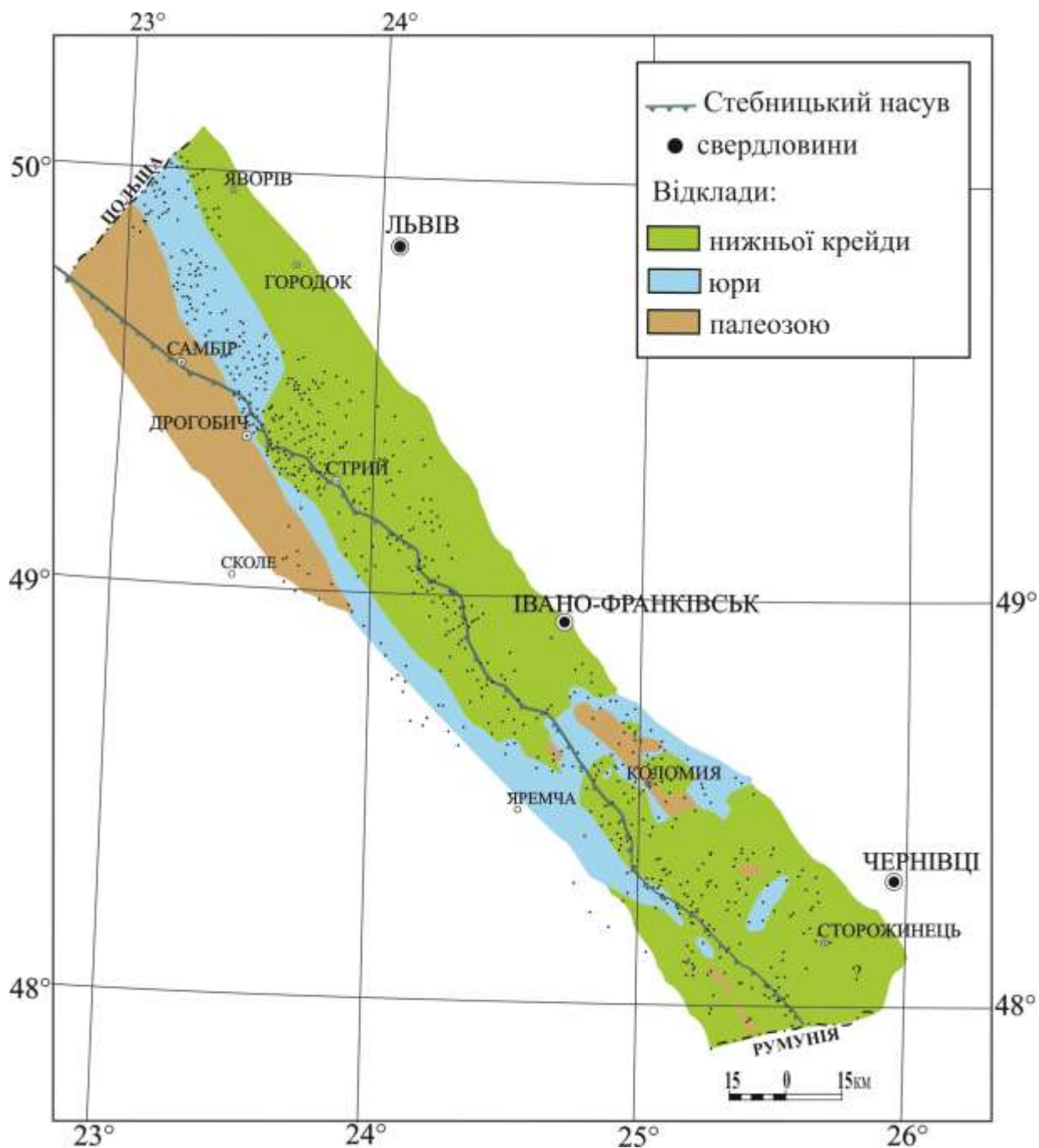


Рис. 8.1.2. Геологічна карта досенманської поверхні платформового фундаменту Передкарпатського прогину (Щерба і Радковець, 2008)

стало вагомим підґрунтям для побудови літолого-стратиграфічних розрізів, які охоплюють весь Передкарпатський прогин. На підставі аналізу цих розрізів виділені окремі фації та з'ясовано умов седиментогенезу нашарувань ранньокрейдяного віку, в районі досліджень.

## **8.2. Фації та літолого-стратиграфічне зіставлення розрізів нижньокрейдяних відкладів**

Проведені мінералого-петрографічні дослідження зразків порід (40 зразків) та опрацювання геолого-геофізичних матеріалів значної кількості (>100) глибоких свердловин дозволили встановити літологічні особливості нижньокрейдяних відкладів на території досліджень. На підставі даних про мінералого-петрографічний склад і поширення цих утворень (Щерба і Радковець, 2008) та опрацювання літературних джерел (Ślaczka, 1976; Leszczyński і Waksmundzka, 2008) було з'ясовано, що нагромадження нижньокрейдяних відкладів відбувалося за відмінних седиментаційних умов у різних частинах дослідженого палеобасейну. Як видно з рисунка 8.2.1. північно-західна частина території досліджень представлена карбонатною фацією, центральна частина – карбонатно-теригенною, а південно-східна – теригенною фацією.

Типи літофацій відображені на перетині через розрізи свердловин (рис. 8.2.2): Північні Мединичі-2, Гринівка-11, (північно-західна частина), Богородчани-Парище-36 (центральна частина), Парище-14, Богородчани-Парище-54, Лопушнянська-4, Сторожинецька-52 (південно-східна частина).

**Карбонатна фація.** Потужності цієї фації в середньому складають 100–150 м. В нижній частині розрізу (до 1,5 м) фація представлена вапнистими пісковиками, які перешаровуються з глинистими мергелями. Вапнисті пісковики містять до 50 % уламкового кварцу (0,05–0,15 мм), 5–10 %, органічно-детритового матеріалу карбонатного складу (скелетні рештки

форамініфер, остракод і под.). Цемент у пісковиках (40–55 %) глинисто-карбонатний, вміст глинистої речовини незначний (до 10 %), карбонатний матеріал у породі сягає 38–45 %. У мергелі (глинистий матеріал – 22–35 %, карбонат кальцію – 35–45, доломіт – 2–5 %) завжди містяться скелетні рештки, представлені карбонатом кальцію (3–7 %), а також уламкові зерна кварцу (до 10 %).

Догори по розрізу карбонатна фація представлена глинистими органогенно-полідетритовими вапняками світло-сірого кольору. Вапняки складені пелітоморфним кальцитом (20–35 %), по якому часто розвивається доломіт (1–5 %), та різнозернистим органогенним детритом. Останній представлений кальцитовими скелетними рештками (0,1–1 мм до 2,5 мм) форамініфер, остракод, моховаток, теребратулід та голкошкірих молюсків у кількості 25–40 %. Домішка уламкового матеріалу в вапняках, вміст якого коливається в межах від 3 до 30 %, представлена напівобкатаними зернами кварцу алевритового розміру (0,05–0,1, іноді до 0,3 мм). У вапняках часто поряд з органогенним детритом знаходяться псевдооліти (0,1–0,4 мм), складені пелітоморфним карбонатним матеріалом; у верхніх верствах розрізу в породах зустрічаються псевдооліти (0,5–1,7 мм), забарвленні в чорний колір пелітоморфним піритом. У вапняках (верхня частина розрізу) у кількості 1–6 % зустрічаються обкатані і напівобкатані зерна (0,02–0,2 мм) аутигенного глауконіту, частково лімонітизовані, темно-зеленого до темно-жовтого кольору; іноді глауконіт заміщує скелетні рештки карбонатних організмів. Глиниста фракція (28–42 %) вапняків складена гідрослюдою та незначною домішкою каолініту.

**Карбонатно-теригенна фація** поширена в центральній частині району досліджень. Середні потужності цієї фації складають 50 м. Представлена вапнистими пісковиками, які заміщуються ідентичними за мінеральним складом алевролітами, піщаними та глинистими вапняками, які переходять у мергелі. Підпорядковане значення мають аргіліти.



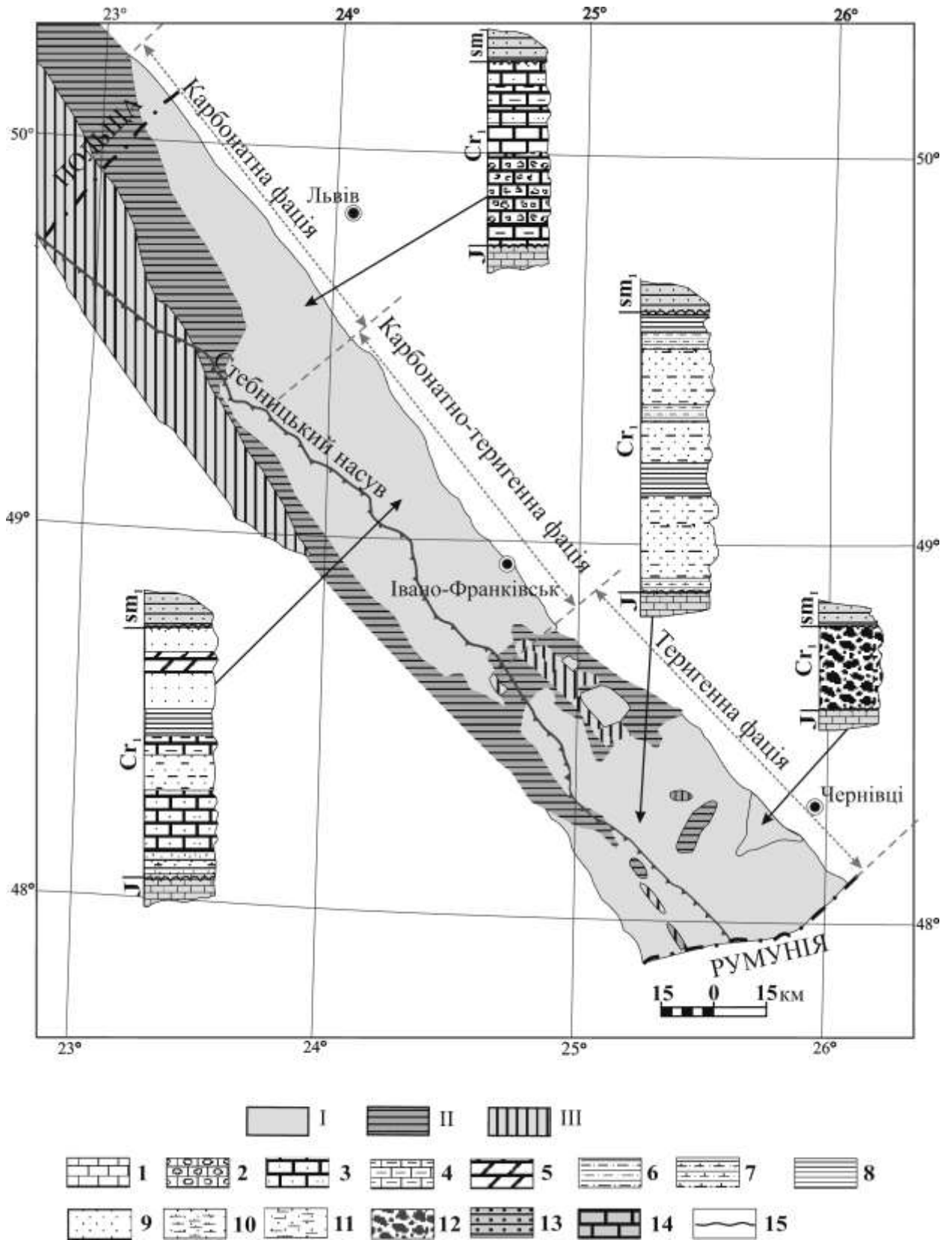


Рис. 8.2.1. Фаціальна карта-схема нижньокрейдяних відкладів платформового фундаменту Передкарпатського прогину (Щерба і Радковець, 2009)

Відклади: I – крейди, II – юри, III – палеозою. Вапняки: 1 – з домішкою глинисто-теригенного матеріалу, 2 – псевдоолітові, 3 – піщані, 4 – глинисті; 5 – мергелі; алевроліти: 6 – глинисті, 7 – вапнисті; 8 – аргіліти; пісковики: 9 – кварцові, 10 – вапнисті, 11 – глинисті; 12 – гравеліти; відклади: 13 – нижньосенманські, 14 – юрські; 15 – перерва в осадонагромадженні. J – юра, Cr<sub>1</sub> – нижня крейда, sm<sub>1</sub> – нижній сенман

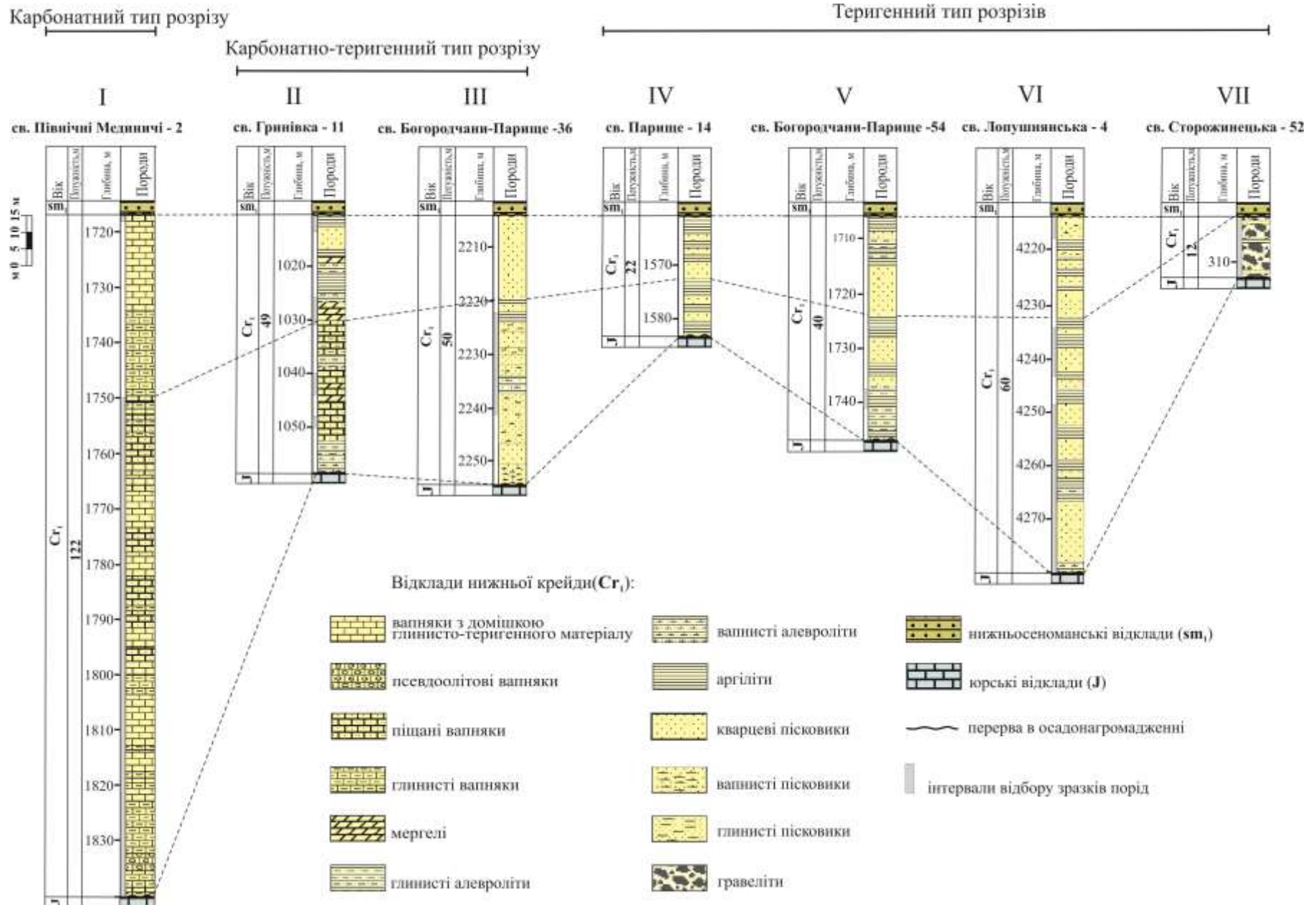


Рис.8.2.2. Поздовжній кореляційний літологічний профіль через типові свердловини, які розкрили нижньокрейдяні відклади в платформовому фундаменті Передкарпатського прогину (Щерба і Радковець, 2008)

Вапнисті пісковики темно-сірого, зеленкувато-сірого, жовтувато-сірого і сірого кольору, здебільшого, ущільнені, міцні. Зустрічаються слабозцементовані, сипучі. Основна маса ( $\approx 40\text{--}50\%$ ) пісковиків пелітоморфна глинисто-карбонатного складу. Глинистий матеріал (від 7 до 17 %) полімінеральний – каолінітово-гідролюдистого складу.  $\text{CaCO}_3$  у пісковиках становить 23–43,6 %. Уламковий матеріал (від 45 до 55 %) представлений обкатаними і напівобкатаними зернами кородованого кварцу здебільшого псамітової розмірності (0,1–0,3 мм). Спорадично зустрічається слабосерицитизований польовий шпат (плагіоклаз, рідше мікроклін), одиничні лусочки мусковіту. Окрім вище згаданих мінералів, завжди присутній органічно-детритовий матеріал (1–5 %) карбонатного складу (скелетні рештки форамініфер, остракод, моховаток і под.).

Глинисті органічно-полідетритові вапняки за мінеральним складом ідентичні до вапняків карбонатної фації завжди містять уламкові зерна кварцу, кількість якого коливається в межах 5–30 %, різнозернистий органічний детрит, поряд з яким часто знаходяться псевдооліти.

**Глинисто-теригенна фація** поширена в південно-східній частині району досліджень. Потужність фації коливається від перших до 70 метрів. На ділянках суміжних з Східноєвропейською платформою потужності зменшуються до 0–10 м, в той час як у піднасувній частині, набувають максимальних значень.

Нижня частина розрізу фації (0,5–2 м) представлена мергелями, які перешаровуються з вапнистими пісковиками. Мергелі складені пелітоморфним глинисто-карбонатним матеріалом (глиниста складова 25–50 %, карбонатна – 40–50 %). У породі постійно зустрічаються скелетні рештки форамініфер та остракод (1–5 %), а також уламкові зерна кварцу (до 10 %). Вапнисті пісковики, як і мергелі, містять органічно-детритовий матеріал (1–5 %), теригенний кварц (50–60 %), карбонатний матеріал (32–61,2 %). Догори по розрізу вапнисті пісковики перебиває товща, в якій чергуються глинисті пісковики і алевроліти з аргілітами.

*Глинисті пісковики* переважно середньо-дрібнозернисті, середньо- та слабо відсортовані. Кластичний матеріал пісковиків складає 50–60 % і складений зернами кварцу 40–50 %, польового шпату (0,5–5 %), уламками порід (1–5 %): кварцити, кременисті і кременисто-слюдисті сланці, рідше серицитизовані гранітоїди, метаморфізовані пісковики, алевроліти і вапняки здебільшого обкатаної і напівобкатаної форми, ізометричні і овальні розміром до 0,7–0,8 мм. Цемент пісковиків карбонатно-глинистий (40–50 %). Домішка карбонату кальцію незначна і становить 1,8–5, іноді до 16 %. Вміст мінералів групи глин – хлорит-каолінит-гідрослюда асоціація (за даними рентгендіфрактометричного аналізу) у породі складає 34–47,2 %.

*Алевроліти.* Уламковий матеріал алевролітів представлений кутуватими і напівобкатаними зернами кварцу (50–55 %). З інших породоутворюючих мінералів присутні кальцит (0–5 %), глауконіт (0,5–2 %), мусковіт (0,5–3). Цемент в алевролітах становить 40–50 %. За мінеральним складом він, як і в глинистих пісковиках, змішаного складу – карбонатно-глинистий: карбонату кальцію – 4,5–11,6 %, мінерали з групи глин – хлорит-каолінит-гідрослюда асоціація (дані рентгендіфрактометричного аналізу) (27–35 до 45 %).

*Аргіліти.* Головними породоутворюючими мінералами аргілітів є гідрослуди. В меншій кількості – каолінит. Підпорядковане значення мають хлорит і карбонатний матеріал. Аргіліти містять уламковий матеріал: псамоалевритової розмірності (0,01–0,3 мм). Представлений напівобкатаними та кутуватими зернами кварцу вміст якого коливається від 2–5 %, хоча зустрічаються алеврито-піщані різновиди цих порід, де вміст теригенного матеріалу збільшується і становить 15–35 %. (2–3, до 30 %).

Теригенні і глинисті породи представлені як щільними, так і крихкими відмінами різного забарвлення (сірі, зелені, коричневі та чорні). Коричнєве забарвлення зумовлює присутність гідроокислів заліза (гетит,гідрогетит). Чорне забарвлення спричинене значним вмістом обвуглених рослинних решток (до 20 %) мають відклади верхньої частини розрізу цієї фації.

### 8.3. Осадонагромадження у валанжин-барремський час

Регресія, яка відбулася після юрського періоду зумовила виведення дослідженої території з-під рівня моря у берріаський час. Пізніше, внаслідок валанжинської трансгресії, у палеобасейні розпочалось осадонагромадження нижньокрейдяних відкладів. Кліматичні умови ранньокрейдяної епохи відзначалися високими температурами. Слід зазначити, що мезозойська ера, загалом, характеризувалася теплим кліматом, з відсутністю льодового покриву на полюсах. Окрім того район досліджень знаходився між 33° і 36° північної широти (Зоненшайн и др., 1987) і належав до субтропічного поясу, де середньодобові температури басейну седиментації сягали +22°C (Вахрамеев, 1988). Глибини внутрішнього шельфу Східнокарпатського сегмента палеобасейну коливалися від перших метрів у прибережній частині до 250 м у напрямку континентального схилу. Нагромадження різних за літологічним складом нижньокрейдяних нашарувань свідчить про відмінність умов седиментогенезу в цих частинах басейну та в межах прилеглої суші. Спробуємо з'ясувати причини неоднакових умов осадонагромадження.

Північно-західна частина внутрішнього палеошельфу була частково відмежована від Східнокарпатського сегмента басейну. Зв'язок з басейном перегороджувався Свентокшиською грядою. Це встановлено на підставі аналізу товщин нижньокрейдяних нашарувань на межі зони Краковецького розлому, які сягають 100–140 м, а за зоною розлому у напрямку континентального схилу поширені лише відклади юрського та палеозойського віку. В такій водоймі з достатньо високими температурами (не менше +20°C), були сприятливі умови для нагромадження карбонатної фауни: двостулкових молюсків, форамініфер, остракод.

Надходження теригенного матеріалу як з боку берега (прилегла Східноєвропейська платформа), так і з Свентокшиської гряди було незначним. Центральна частина внутрішнього палеошельфу теж була частково відмежована від Східнокарпатського сегменту басейну, але підводним пасмом.

У цій частині відбувалося не лише карбонатне, але й теригенне осадонагромадження. Теригенний матеріал, ймовірно, надходив з прилеглої суші по палеоруслу, про існування якого свідчить базальний конгломерат, встановлений (Пастернак и Улизло, 1980) у свердловині Журавно-14. Проте цей факт потребує ґрунтовніших досліджень.

Південно-східна частина внутрішнього палеошельфу характеризується глинисто-теригенним осадонагромадженням (глинисті пісковики, алевроліти, аргіліти). Винятком є нижня частина товщі, де у розрізах встановлено незначної потужності (0–2 м) карбонатно-теригенні відклади (темно-сірі піщані

вапняки з черепашковим детритом, вапнисті пісковики, мергелі). Таку седиментологічну ситуацію можна пояснити інтенсивним надходженням в басейн седиментації теригенно-глинистого матеріалу з суші й острівної споруди по палеоруслу, існування якого підтверджується наявністю у розрізах свердловин гравелітів, що зустрічаються в межах Східноєвропейської платформи (св. Сторожинецька-52) та прилеглий до неї частині Передкарпатського прогину (св. Сторожинецька-39), а також гравіметричними дослідженнями (Біліченко, 1999). Потужність гравелітів на платформі становить 7–10 м, у прогині – 1–5 м, а у напрямку складчастої споруди Карпат поступово зменшується до нульових значень.

Верхня частина розрізу відкладів глинисто-теригенної фації (південно-східна частина території досліджень) представлена темнозбарвленими піскуватими аргілітами. Ці нашарування відображають глобальну баррем-альбську безкисневу подію в Світовому океані, яка спричинила нагромадження збагачених розсіяною речовиною відкладів цього віку інтервалу в межах Карпатського сегменту океану Тетис.

У пізньому барремі-апті (?) в межах внутрішнього шельфу Східнокарпатського сегменту палеобасейну внаслідок регресії, нагромадження нижньокрейдяних відкладів припинилося. Досліджена територія була виведена з-під рівня моря і зазнала денудації.

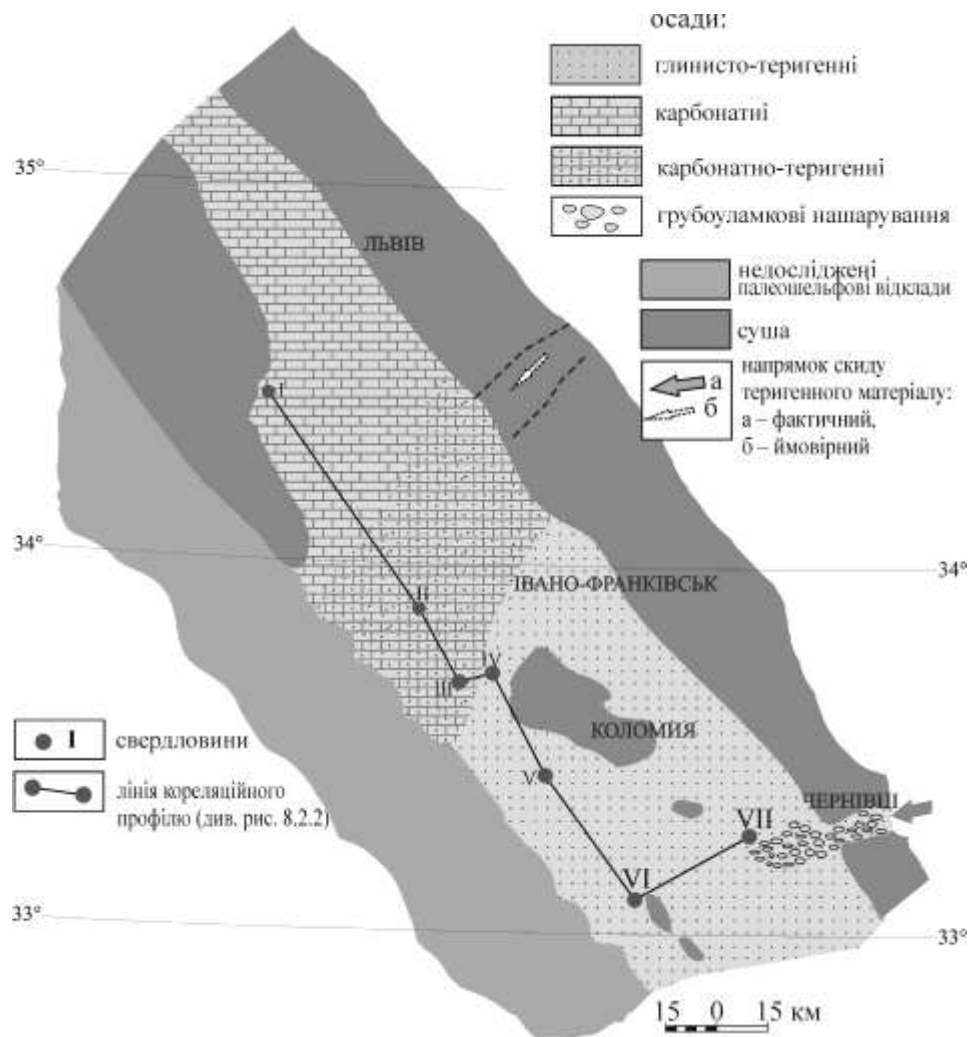


Рис. 8.3.1. Карта-схема поширення внутрішньошельфових утворень Східнокарпатського сегменту давньої континентальної окраїни Мезо-Тетису. Ранньокрейдяна епоха (Щерба і Радковець, 2008)

Глобальна баррем-альбська безкиснева подія, яка проявилася в дослідженому басейні спричинила нагромадження збагачених розсіяною речовиною відкладів цього віку в межах Карпатського сегменту океану Тетис. Потужний шар кисневого мінімуму контролював формування широкого спектру фацій від мілководних шельфових відкладів до глибоководних дистальних частин підводних конусів виносу. Геохімічні та петрографічні дослідження порід показали, що органічна речовина баррем-аптських порід автохтону Карпат є в основному наземного походження, в той час як флішові відклади спаської і шипотської свит вміщують суміш органічної речовини наземного і морського походження. Палеоокеанографічна реконструкція



вказує на те, що основна частина баррем-аптського розрізу поширюється під насувом Карпат аж до давньої брівки шельфу, причому передбачається збільшення в цьому напрямку потужності відкладів, вмісту органічної речовини, її генераційного потенціалу та термальної зрілості. Це свідчить про ймовірне існування там цілої низки нафтових і газових покладів, а отже, про перспективність їх подальших пошуків в межах автохтону Карпат.

Протягом останніх десятиліть седиментологічні аспекти вивчення нафтогазоносних провінцій набули важливого значення у визначенні подальших напрямків пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ. Вони використовуються не тільки при дослідженні нових перспективних на нафту і газ територій, але й при вивченні зрілих нафтогазоносних басейнів, де інтенсивна розвідка і видобуток вуглеводнів відбуваються протягом тривалого часу, серед яких одна із найстаріших нафтогазоносних провінцій світу – Карпатська. Розроблена (Сеньковський, 1978; Сеньковський та ін., 2004, 2012а, 2012б) концепція седиментогенезу в межах давньої Карпато-Подоло-Чорноморської континентальної окраїни океану Тетис дозволила застосувати нові підходи до вивчення процесів осадонагромадження в регіоні. 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. В цьому плані важливого значення набуває палеоокеанографічне вивчення нафтогазоносних товщ в аспекті давніх безкисневих подій, що дає можливість на основі дослідження умов седиментації відкладів зробити висновки про масштаби розвитку в просторі і часі в межах певного седиментаційного басейну потенційно нафтогазогенеруючих товщ.

#### **8.4. Формування збагачених органічною речовиною товщ в умовах глобальних безкисневих подій**

Основними факторами збагачення осадів розсіяною органічною речовиною в умовах морських басейнів (Schlanger and Jenkyns, 1976;

Demaison and Moore, 1980) є інтенсивна поставка органічної речовини в осади і ефективно її захоронення в товщі осадів. У випадках коли в результаті постачання на дно великої кількості органічної речовини споживання кисню переважає над його надходженням, створюються безкисневі умови, сприятливі для збагачення осадів органічною речовиною. Саме такі умови в глобальному масштабі створювалися в Світовому океані в періоди безкисневих подій.

Термін “океанічні безкисневі події” був введений в літературу на основі аналізу глобального розповсюдження одновікових крейдяних відкладів, збагачених розсіяною органічною речовиною за даними глибоководного буріння в Світовому океані (Deep Sea Drilling Project) “Гломар Челленджер” (Schlanger and Jenkyns, 1976). Зокрема, було виявлено широке розповсюдження осадових товщ, збагачених розсіяною органічною речовиною, баррем-альбського віку. Результати цих досліджень послужили основою для створення С.Шлянгером та Х.Дженкінсом концепції про існування у певні геологічні епохи крейдяного періоду обширних зон кисневого мінімуму в Світовому океані. Утворені в цей час збагачені розсіяною органічною речовиною відклади за визначенням цих авторів стали результатом “океанічних безкисневих подій”. Ці уявлення прийшли на зміну попереднім, які в основному пояснювали причини утворення відкладів, збагачених розсіяною органічною речовиною, локальними топографічними особливостями і замкнутою геометрією басейну. Концепція океанічних безкисневих подій запропонувала більш універсальне пояснення цього явища.

Баррем-альбська глобальна безкиснева подія є однією з найпотужніших в історії Світового океану. Одним із основних глобальних факторів, що в комплексі спричинили феномен крейдяних глобальних «безкисневих подій» в баррем-альбі слід в першу чергу назвати значне підвищення рівня Світового океану (Сеньковський та ін., 2004, 2006, 2016; Senkovsky, 2015). В свою чергу, існуванню глобальних

безкисневих подій сприяли кліматичні особливості цього періоду. Відсутність контрастності клімату, що полягала в незначній різниці температур між полюсами і екватором, танення льодових шапок на полюсах, глобальна трансгресія, всі ці фактори призвели до відсутності глибоководної циркуляції в Світовому океані, і як наслідок формування потужного шару кисневого мінімуму, а отже до утворення умов стагнації в глибоких шарах океанічних вод, незалежно від топографії і геометрії морського дна. За оцінками С.О. Шлянгера і Х.К. Дженкинса (Schlanger and Jenkyns, 1976) шар кисневого мінімуму в баррем-альбський час розповсюджувався у більшій частині Світового океану і охоплював діапазон глибин від 300 м до 2–3 км.

Баррем-альбські чорносланцеві відклади були виявлені в багатьох частинах Світового океану (Schlanger and Jenkyns, 1976), зокрема, в західній і східній частинах центральної Атлантики (Berger, 1972), в західній частині південної Атлантики, в Карібському басейні, в Північній Атлантиці, в Індійському океані, в північній, центральній і південній частинах Тихого океану. Знайдені вони і на континентах у відкладах давніх континентальних окраїн, зокрема в Альпійсько-Середземноморському регіоні. Всі ці відклади збагачені розсіяною органічною речовиною, як наземного, так і морського походження.

#### **8.4.1. Геологічна та літолого-геохімічна характеристика збагачених органічною речовиною нижньокрейдяних відкладів**

*Відклади платформи.* Баррем-альбські відклади Східно-Європейської платформи в межах форленду Карпат представлені тонкошаруватими чорними аргілітами, вміст органічного вуглецю у яких сягає 1,6 %. Вони розкриті свердловинами на площах Святославська і Черногузи, де їх потужність становить 0,5–3,5 м, та в Буковинських Карпатах (площа Лопушна) де вона зростає до 6–7 м. Очевидно, ці відклади поширені на значно більшій території автохтону Карпат і можна припустити збільшення їх потужності в південно-

західному напрямку під насувом Карпат, де вони не досягнуті бурінням. На рис. 8.4.1.1. показана карта поширення досягнутих бурінням в межах автохтону Карпат нижньокрейдяних чорних аргілітів.

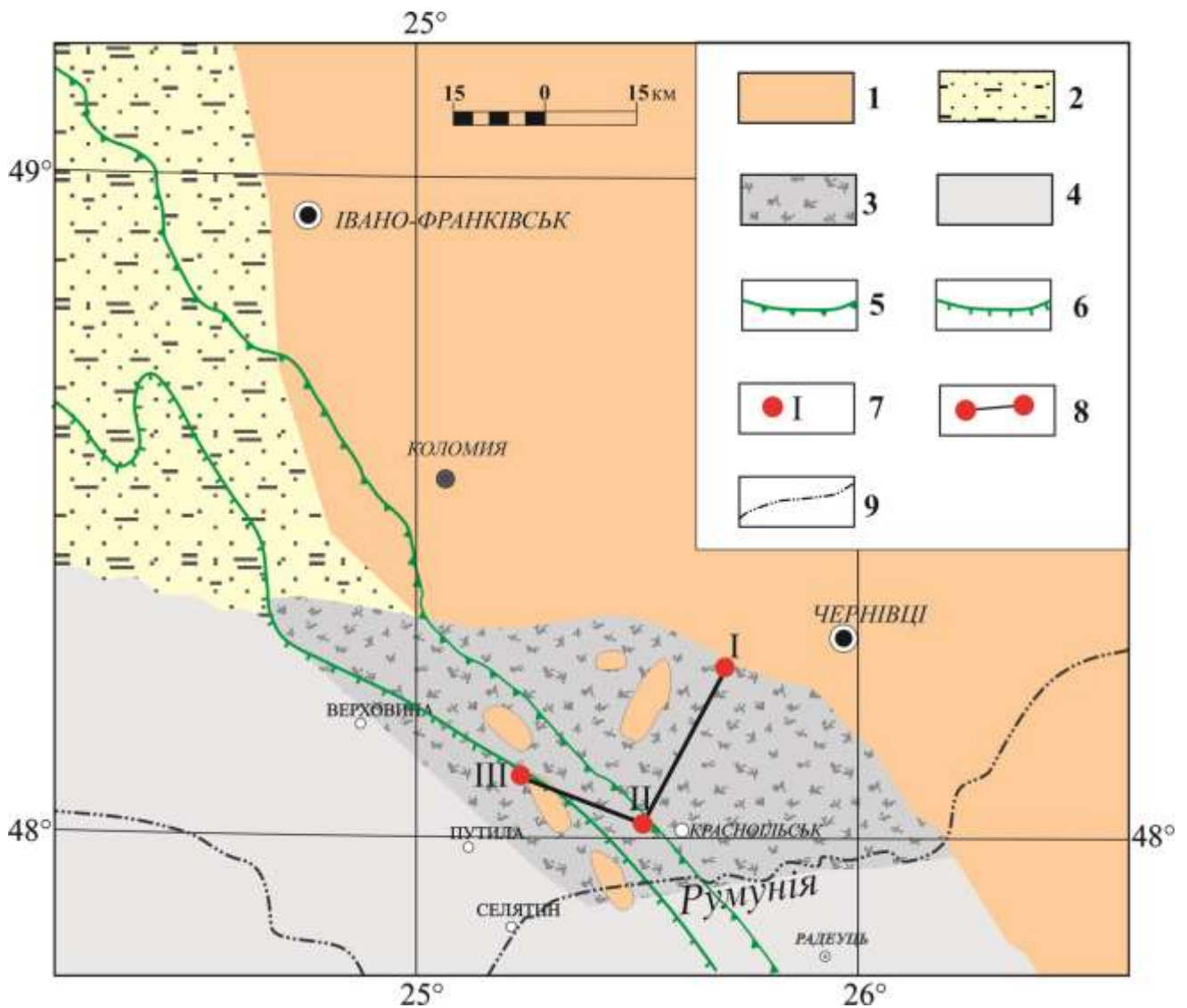


Рис. 8.4.1.1. Поширення баррем-аптських аргілітів збагачених органічною речовиною в автохтоні Українських Карпат (Радковець, 2016)

Відклади: 1 – докрейдяні (палеозой, юра); нижньокрейдяні: 2 – глинисто-теригенні (валанжін-готерів), 3 – аргіліти збагачені органічною речовиною (баррем-апт); 4 – територія ймовірного поширення чорних аргілітів, 5 – Стебницький насуву, 6 – Береговий насуву, 7 – свердловини (I – Сторожинецька, II – Красноільська-1, III – Лопушнянська-4), 8 – лінія літологічного профілю (див. рис. 8.4.2.2.), 9 – лінія державного кордону

Рис. 8.4.1.2. демонструє літологічні перетини основних свердловин, що пройшли, збагачені органічною речовиною відклади баррему-альбу, та їх кореляцію в межах різних тектонічних блоків автохтону Карпат.

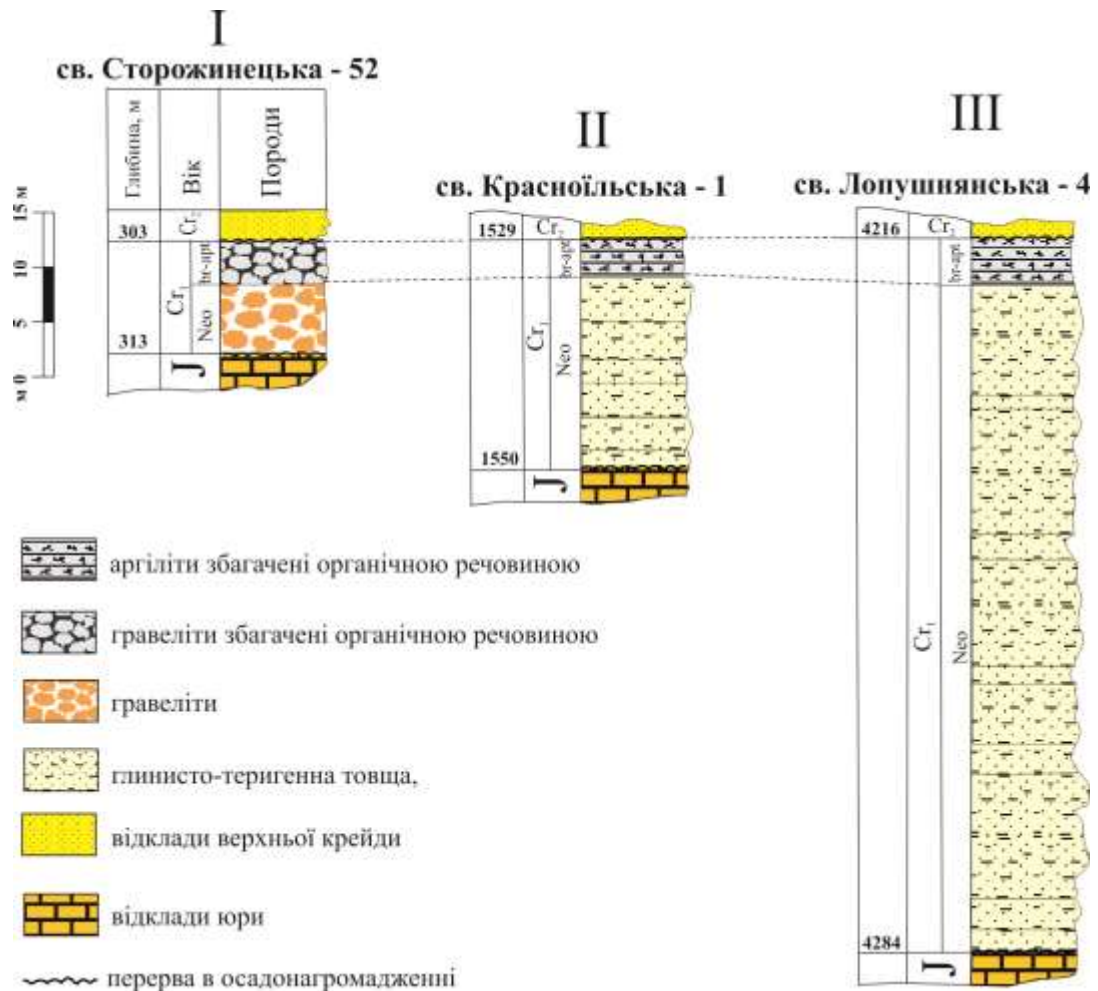


Рис. 8.4.1.2. Зіставлення літологічних перетинів відкладів автохтона Українських Карпат, які розкрили нижньокрейдяні аргіліти збагачені органічною речовиною  
*Cr<sub>2</sub>* – верхня крейда, *Cr<sub>1</sub>* – нижня крейда, *J* – юра, *Neo* – неом, *br-apt* – баррем-апт

Петрографічні та рентгенометричні дослідження порід (Радковець і Манжар, 2003) показали, що глиниста складова представлена хлорит-каолініт-гідролудистою асоціацією мінералів. Розсіяна органічна речовина характеризується таким комплексом мікрокомпонентів наземного генезису: гумусові (до 95 %) – фізенозовані фрагменти рослинних тканин з різноманітною збереженістю первинної клітинної структури (рис. 8.4.1.3); ліпоїди (7–5 %) – спорадичні знахідки мікрокомпонентів, що утворилися внаслідок нагромадження найбільш стійких біохімічних речовин (смола, воски і под.) вищих рослин; мікрокомпоненти планктоногенного походження: рештки водоростей (альгіно-таломіт) від поодиноких фрагментів до 1 %. Підвищена

кількість Сорг (> 1 %) в чорних аргілітах обумовлена акумуляцією алохтонних та автохтонних фіто решток (Радковець, 2010).

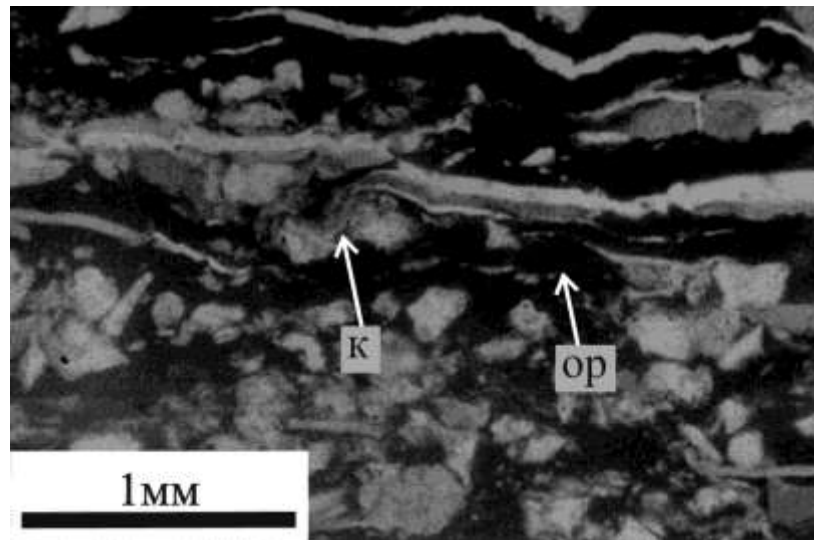


Рис. 8.4.1.3. Мікрофотографія алевритистого аргіліта (баррем-апт) зі свердловини Святославська-3, глибина 1612–1617 м  
к – кварц, ор - органічна речовина (фюзеніто-тельніт)

Про те, що органічна речовина баррем-аптських порід є в основному наземного походження свідчать і результати піролізу Rock-Eval. Діаграма водневий індекс (HI) – температура піролізу  $T_{max}$  для порід, відібраних з глибин до 1,5 км (св. Святославська-1) (рис. 8.4.1.4.A) демонструє, що породи вміщують кероген типу III, ступінь термальної перетвореності якого є близьким до верхньої межі зони утворення нафти. Дані літолого-геохімічних досліджень дозволяють стверджувати, що седиментація баррем-альбських чорносланцевих відкладів автохтону Карпат відбувалось в умовах дефіциту кисню в придонних водах і осаді, що забезпечувало ефективну фосилізацію в осадах органічної речовини, значна частина якої поступала з прилеглої суші Східноєвропейської платформи. Нафтогенераційний потенціал баррем-альбських відкладів, розкритих існуючими свердловинами є незначним в силу термальної незрілості порід в межах досліджених нами глибин. Однак, припускаємо значне поширення цих відкладів під насувом Карпат, про що свідчать приведені нижче палеоокеанографічні побудови. Як за потужністю і вмістом органічної речовини, які ймовірно збільшувались в бік бровки шельфу, так і за ступенем

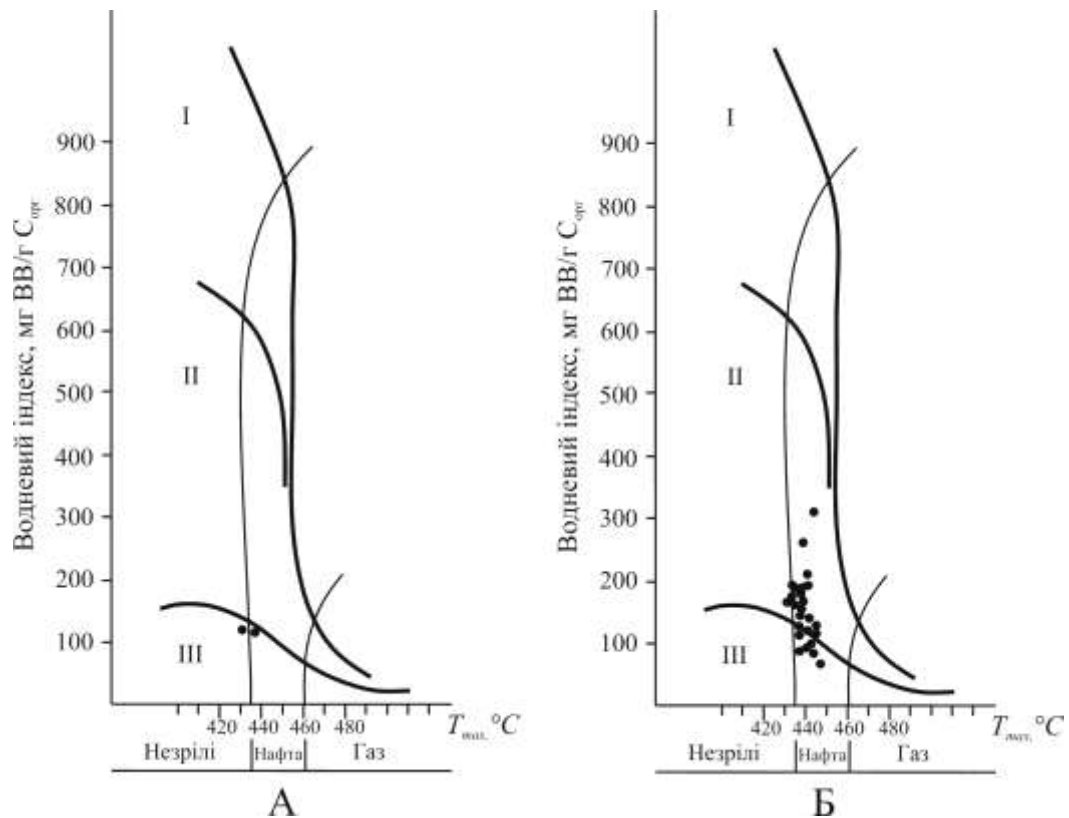


Рис. 8.4.1.4. Діаграма Водневий індекс (НІ) – температура піролізу  $T_{\max}$  для порід нижньої крейди автохтону Карпат, відібраних з глибин до 1,5 км. А – спаська і шипотська світи флішу Карпат, Б – проби, відібрані з поверхневих відслонень

термальній перетвореності, завдяки зануренню під насувом Карпат, ці відклади можуть складати масштабну потенційно генеруючу товщу.

**Відклади флішу.** В підшві розрізу флішу Скибової зони залягають нижньокрейдяні відклади спаської і шипотської світ. Вони відповідають віковому діапазону пізній баррем-альб (Вялов др., 1988) і є, на наш погляд, фаціальними аналогами. Відклади спаської світи поширені в межах Скибової зони, а шипотської – в межах Кросненської, Чорногорської та Дуклянської зон. Чорносланцеві товщі, які складають нижню підсвіту, досягають потужності 150–250 м. Об’єми порід, збагачених розсіяною органічною речовиною, в межах цих світ дозволяють розглядати їх, як важливу потенційно нафтогазогенеруючі товщі, що підтверджується геохімічними дослідженнями. Вміст органічного вуглецю в чорних аргілітах складає в більшості випадків 2–4 % досягаючи в окремих зразках 8 %. Їх вивчення за методом Rock-Eval (Koltun, 1993) показало, що ці породи вміщують кероген II і III генетичних типів



(суміш керогену морського походження і залишків вищої наземної рослинності) з середнім до доброго нафтогенераційним потенціалом (рис. 8.4.1.4Б).

За своїми літолого-геохімічними характеристиками відклади шипотської і спаської світ являють собою типові чорносланцеві відклади, сформовані в умовах дефіциту кисню в седиментаційному басейні.

#### 8.4.2. Модель формування баррем-альбських «чорносланцевих товщ»

Східнокарпатський басейн в ранньокрейдяну епоху простежувався в північно-західній окраїні Центрального Тетису в північних широтах 33–36° (рис. 8.4.2.1). В крейдяному періоді середньодобова температура поверхневих вод сягала 28° С.

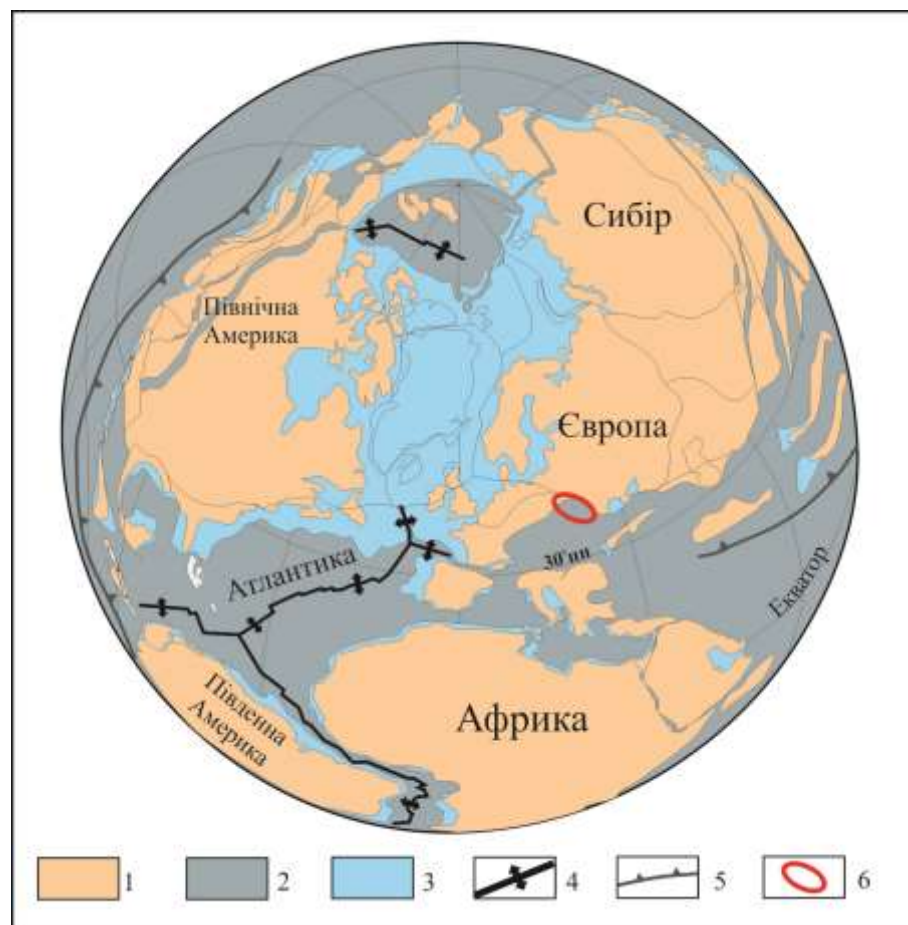


Рис. 8.4.2.1. Схема реконструкції континентів і океанів в крейдяному періоді (Torsvik et al., 2008)

1 – континенти, океанічний басейн: 2 – глибоководна частина, 3 – шельф, 4 – зони спредингу, 5 – зона субдукції, 6 – положення Східнокарпатської континентальної окраїни

Для суходолу була властива субторпична рослинність (Вахрамеев, 1988; Радковець, 2002). Формування ранньокрейдяного шельфового Східнокарпатського басейну відбулось у валанжині після берріаської регресії. Чергова трансгресія глобального характеру зумовила розширення Східнокарпатського басейну внаслідок затоплення значної частини Європейського континенту. Сформувався епіконтинентальний – палеошельфовий басейн (рис. 8.4.2.2), який в багатьох рисах успадкував тектонічний план пізньоюрського. Водночас, починаючи з баррему, вже був сформований Карпатський флішовий басейн, що являв собою підніжжя континентального схилу карпатського сегменту океану Тетис (Радковець, 2010).

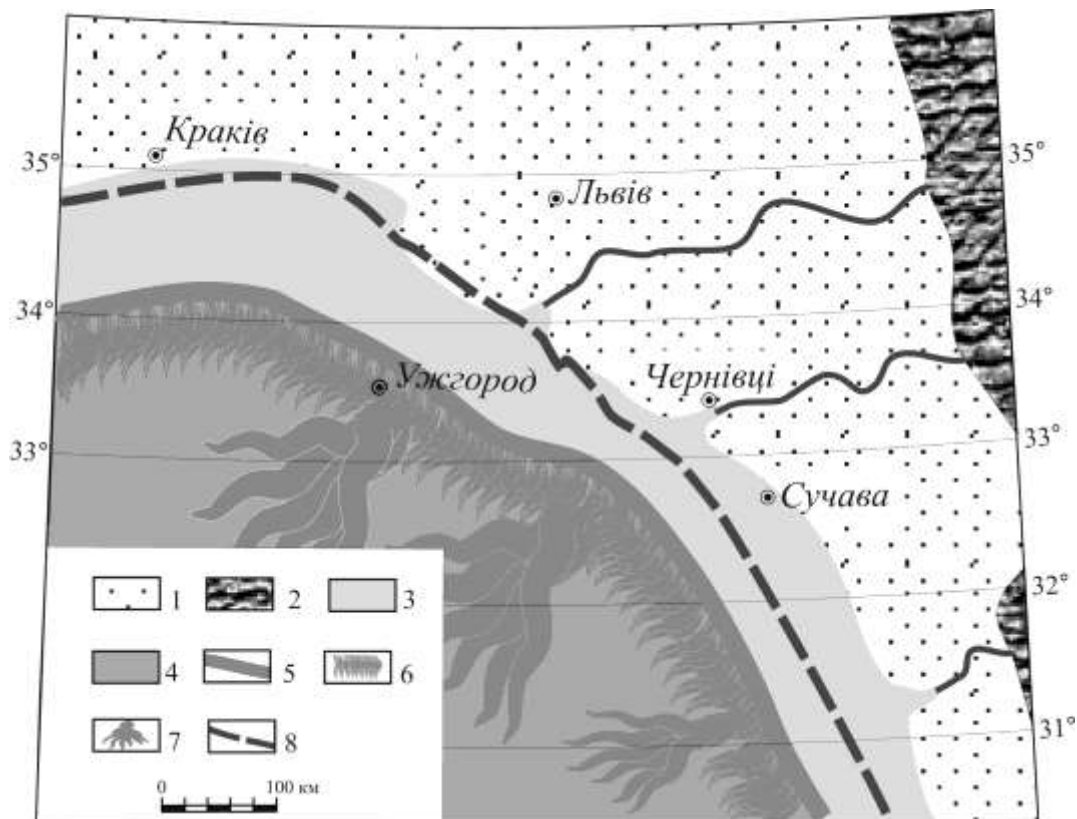


Рис. 8.4.2.2. Палеоокеанографічна модель Східнокарпатського сегмента океану Тетис. Неком (модифіковано за Ślaczka, 1986)

1 – суша, 2 – область зносу теригенного матеріалу, 3 – шельф, 4 – континентальне підніжжя, 5 – брівка шельфу, 6 – континентальний схил, 7 – фени, 8 – Береговий насув

Оскільки в крейдяний період верхня границя шару кисневого мінімуму існувала на глибинах близько 300 м (Schlanger and Jenkyns, 1976), ефективно збагачення осадів органічною речовиною відбувалося починаючи з цієї

глибини. В період потужної крейдянної трансгресії глибини в районі брівки шельфу суттєво перевищували сучасні, а отже і зона кисневого мінімуму очевидно охоплювала значну частину зовнішнього шельфу. В зв'язку з цим є підстави передбачати знаходження в межах значної частини зовнішнього палеошельфу Карпатської частини континентальної окраїни океану Тетис, що знаходиться зараз під насувом Карпат, осадових товщ баррем-альбського віку, що збагачені органічною речовиною морського та континентального походження, а це в свою чергу говорить про можливість розвитку там потенційно нафтогенеруючих товщ.

Розглянемо вплив баррем-альбської глобальної безкисневої події на процеси седиментації в межах Карпатської континентальної окраїни Тетису. На нашу думку, саме цей регіон дозволяє прослідкувати деякі закономірності впливу шару кисневого мінімуму на седиментогенез, які не вдалося вивчити в інших регіонах світу. В межах Української частини Карпатської континентальної окраїни Тетису є весь спектр фацій від мілководних шельфових відкладів до глибоководних дистальних частин підводних конусів виносу що дає змогу дослідити особливості та закономірності просторово-часового поширення шару кисневого мінімуму та пов'язаних з ним процесів безкисневого седиментогенезу в різних частинах давньої континентальної окраїни.

Порівняння двох одновікових товщ, седиментація яких відбувалася в істотно різних частинах одного і того ж седиментаційного басейну дозволяє оцінити вплив різних седиментологічних факторів на формування осадових товщ, збагачених розсіяною органічною речовиною. Платформі відклади автохтону Карпат нагромаджувались в межах шельфу, в той час, як флішові відклади шипотської і спаської світ формувались в результаті дії гравітаційних потоків, що скидали теригенний матеріал до підніжжя континентального схилу. Отже дві досліджувані осадові товщі є суттєво відмінними за своєю природою. Різними є тектонічні і батиметричні умови осадонагромадження. Якщо шельфові осади відкладались на глибинах, що не перевищували перші сотні метрів,

то батиметричні умови континентального підніжжя передбачають глибини, що відповідають першим тисячам метрів. Відповідно відрізняється і потужність цих двох товщ, яка відповідає їх тектонічній природі. Флішові відклади багаторазово перевищують за потужністю одновікові платформові. Суттєвими є і літологічні відмінності між флішовими ритмами з градаційною верствуватістю шипотської і спаської світ та нормальними шельфовими осадами платформи. Однак, дві важливі спільні риси, а саме їх вікова кореляція і збагаченість розсіяною органічною речовиною роблять їх порівняння важливим для розуміння умов седиментації в межах Карпатської континентальної окраїни Тетису.

Палеоокеанографічна ситуація в Карпатському сегменті континентальної окраїни Мезо-Тетису в баррем-альбі в значній мірі нагадувала прото-Атлантику. В межах розширеного в результаті трансгресії шельфу відбувалось нагромадження морських платформових відкладів, а на щойно сформованому континентальному підніжжі проходила седиментація осадів спаської і шипотської світ. Існування потужного шару кисневого мінімуму створювало умови для ефективного захоронення органічної речовини в осадах в межах широкого діапазону глибин басейну. Наземна органічна речовина потрапляла в морські осади в результаті затоплення обширних районів суші внаслідок апт-альбської трансгресії. Морська органічна речовина (планктонного походження) потрапляла в осади, проходячи через шар кисневого мінімуму під високопродуктивними поверхневими водами.

На рисунку 8.4.2.3 показана модель Карпатського сегменту континентальної окраїни Тетису в баррем-альбі. Потужний шар кисневого мінімуму, що був поширений у всьому Світовому океані в баррем-альбський час, в Карпатській частині Мезо-Тетису очевидно охоплював практично весь спектр глибин і відклади цього віку, включаючи, як платформові (автохтон), так і відклади всіх теперішніх структурно-фаціальних зон Карпат, формувалися під його впливом. Саме цим, очевидно, пояснюється поширення чорносланцевих товщ баррем-альбського віку в масштабах всього Карпатського

басейну як вздовж, так і поперек простягання Карпат. В межах глибоководних конусів виносу безкисневий седиментогенез відбувався, як в більш периферійних частинах басейну (спаська світа), так і в його внутрішніх частинах (шипотська світа).

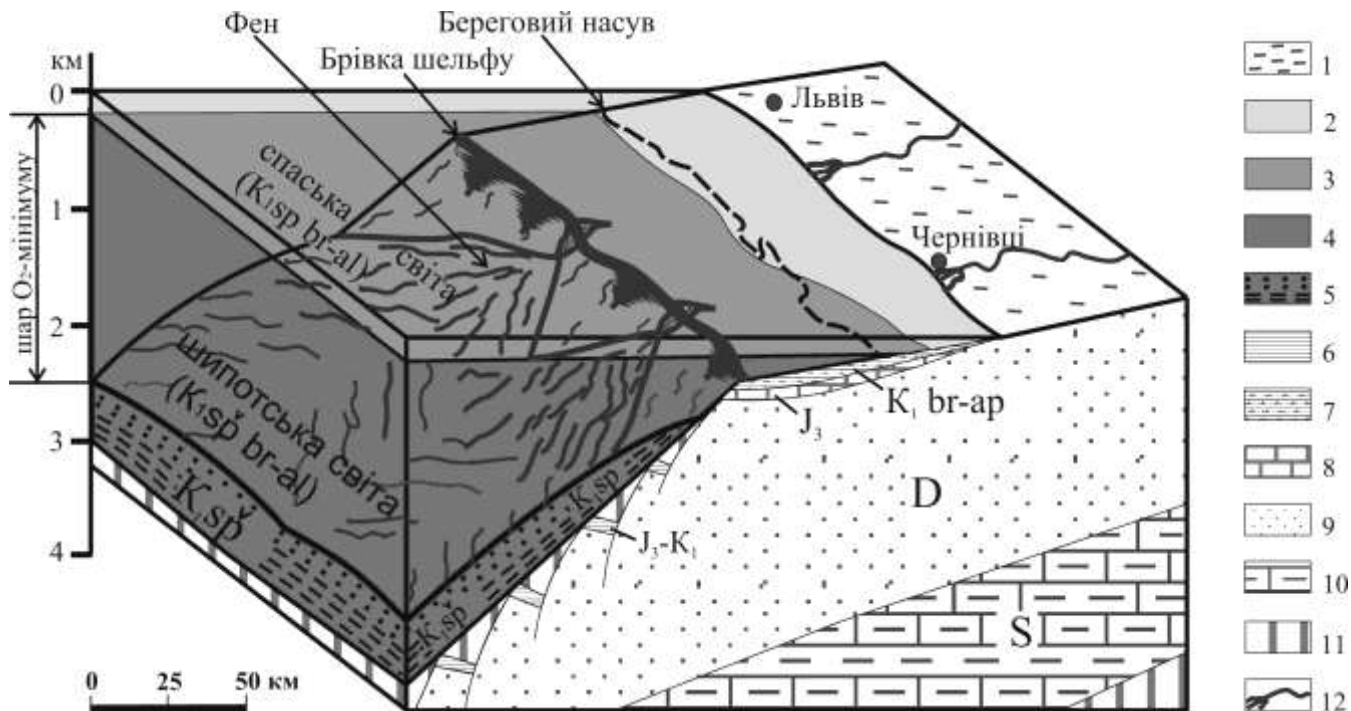


Рис. 8.4.2.3. Модель безкисневої седиментації в межах Карпатського сегменту континентальної окраїни Тетису в баррем-альбі (Радковець, 2016)

1 – суша, 2 – внутрішній шельф (зона фотосинтезу), 3 – зовнішній шельф (шар кисневого мінімуму), 4 – континентальне підніжжя, 5 – верхньоюрські-нижньокрейдяні відклади рифтового етапу розвитку Карпатської континентальної окраїни; 6 – теригенно-глинисті осади спаської та шипотської світ; відклади: 7 – нижньої крейди (баррем-апт), 8 – верхньої юри, 9 – девону, 10 – силуру, 11 – кембрію; 12 – річка

Шельфові відклади, що перебували в межах того ж потужного шару кисневого мінімуму, що забезпечував формування збагачених органічною речовиною осадів, були поширені в межах значної частини зовнішнього і всього внутрішнього шельфу, сягаючи бровки шельфу. Цей факт є важливим з точки зору оцінки масштабів можливого поширення чорносланцевих відкладів баррем-аптського віку під сучасним насувом Карпат.

Запропонована модель дозволяє зробити певні припущення щодо перспектив нафтогазоносності досліджуваних відкладів. В той час як високий генераційний потенціал порід шипотської і спаської світ і можливість їх участі у формуванні нафтогазових покладів в межах Карпатського флішового поясу були показані в попередніх дослідженнях (Koltun, 1993; Радковець, 2016), потенціал більшої частини баррем-альбських відкладів автохтону Карпат, будучи зануреним під насувом флішового поясу, залишається невідомим, і палеоокеанографічні реконструкції є поки що єдиним методом його передбачення.

Існування Лопушнянського нафтового родовища є свідченням можливості подальшого відкриття в межах цієї геологічної структури серії нових покладів вуглеводнів, а існування цілого ряду антиклінальних структур лише підтверджують це. В товщі мезозою автохтону Карпат лише баррем-апські відклади є збагаченими розсіяною органічною речовиною. Проте, як показують приведені вище геохімічні дослідження, в межах розкритої бурінням території ці породи на вряд чи можна розглядати, як потенційно нафтогенеруючі, з огляду на невисокий вміст органічного вуглецю, III тип керогену, термальну незрілість порід та невелику потужність. Однак, палеоокеанографічна реконструкція вказує на те, що основна частина баррем-апського розрізу поширюється під насувом Карпат аж до давньої брівки шельфу. В цьому напрямку передбачається збільшення потужності цих відкладів порівняно із дослідженою мілководною частиною палеошельфу, збільшення вмісту органічної речовини в породах завдяки глибшому знаходженню в шарі кисневого мінімуму, більша частка морської органічної речовини завдяки віддаленості від берега, що різко підвищує нафтогенераційний потенціал керогену, і збільшення термальної зрілості порід із досягненням нафтового і навіть газового вікна завдяки зануренню під насувом Карпат. Згідно з дослідженнями (Radkovets et al., 2016) основною генеруючою товщею для Лопушнянського нафтового родовища є відклади менілітової світи флішу Карпат. Однак, можемо припустити, що вище згадані

платформові баррем-аптські відклади могли стати додатковим джерелом вуглеводнів для цього родовища, а їх ймовірне значне поширення під насувом Карпат може свідчити про можливе існування там цілого ряду нафтових і газових покладів, а отже, про перспективність подальших пошуків вуглеводнів в регіоні.

### **8.5. Літолого-геохімічні особливості стилолітизованих карбонатних відкладів туронського віку**

Відклади туронського віку в автохтоні Покутсько-Буковинських Карпат розкриті численними свердловинами завдяки проведенню глибинного буріння, яке розпочалося з кінця 60-х років і триває до сьогоднішнього дня. Значний науковий і практичний інтерес до платформових нашарувань цього регіону з'явився після відкриття Лопушнянського родовища (1984 р) з покладами нафти та газу в юрських, крейдяних та палеогенових відкладах.

Потужність нашарувань туронського віку в межах дослідженої території коливається в діапазоні від 25 до 150 м, в середньому становить 100–120 м. Туронські відклади характеризуються значними стилолітовими утвореннями заповненими глинисто-бітумінозною речовиною. Наявність в епіконтинентальних туронських вапняках текстур «hard ground» з вкладками «чорних глин», які виповнюють стилолітові шви вважаємо свідченням короткотривалих підфаз фази ОАЕ2. Прошарки «чорних глин» глобальне поширення яких зафіксовано на границі сеноман-турону вперше в автохтоні Українських Карпат встановлені авторами в розрізі вапнякової товщі нижнього турону (Сеньковський та ін., 2012а, 2012б).

З метою вивчення бітумінозної речовини з стилолітових утворень туронських відкладів, був відібраний керновий матеріал зі свердловин: Іспаська-7 (897–904 м), Лопушнянська-4 (4166–4174 м), Святославська-3 (1479–1487 м), Черногузька- 3 (1204–1210 м), Черногузька-14 (1170 – 1177



м) (рис.8.5.1) та досліджений речовинний склад цих відкладів, тип та ступінь постседиментаційних перетворень бітумінозної речовини.



Рис. 8.5.1. Схематична карта району досліджень  
 1 – район досліджень, 2 – свердловини: I – Святославська-3, II – Лопушнянська-4, III – Черногузька-3, IV - Черногузька-14, V – Іспаська-7

### 8.5.1. Мінералого-петрографічні дослідження

За даними хімічного аналізу вміст  $\text{CaCO}_3$  в карбонатних породах туронського віку коливається в межах від 68 до 92 %, нерозчинний залишок складає 10–20 %. Згідно з класифікацією (Швецов, 1958) ці карбонатні породи ми відносимо до глинистих вапняків.

Глинисті вапняки органогенно-полідетритові світло-сірого кольору, нешаруваті, масивні, стилолітизовані. Проведені літологічні дослідження (поляризаційна мікроскопія) дозволили встановити що, органічні рештки в

породи складають (40–55 %), зрідка зустрічаються цілі карбонатні черепашки, в переважній більшості це уламки форамініфер, гастропод, брахіопод, призматичного шару іноцерами розміром від 0,02 до 1 мм, присутні сфери. Цементуюча маса породи складена пелітоморфним кальцитом (< 0,01 мм) на фоні якої доволі рівномірно розподілений органогенний детрит. Подекуди кальцит (>5 %) простежується у вигляді таблитчастих зерен розміром 0,1–0,2 іноді 1,2 мм. У вапняках (1–5 %) зустрічаються обкатані і напівобкатані зерна аутигенного глауконіту блідо-зеленого кольору (0,02–0,2 мм). Глауконіт розвивається по черепашках форамініфер та карбонатних сферах. Спорадично зустрічаються фосфатизовані уламки карбонатних черепашок. З акцесорних мінералів в породі виявлено циркон до 0,5 %, з рудних – пірит (1–2 %) який рівномірно розподілений по основній цементуючій карбонатній масі.

Стилолітові утворення глинистих вапняків туронського віку, загалом, представлені горизонтальними по відношенню до нашарування зубчастими стиололітовими швами 1–5 мм та іноді близькими до стиололітів з вузлуватою структурою – парастилолітами. Стилолітові шви повністю заповнені глинисто-бітумінозною речовиною з домішкою піриту (рис 8.5.1.1).

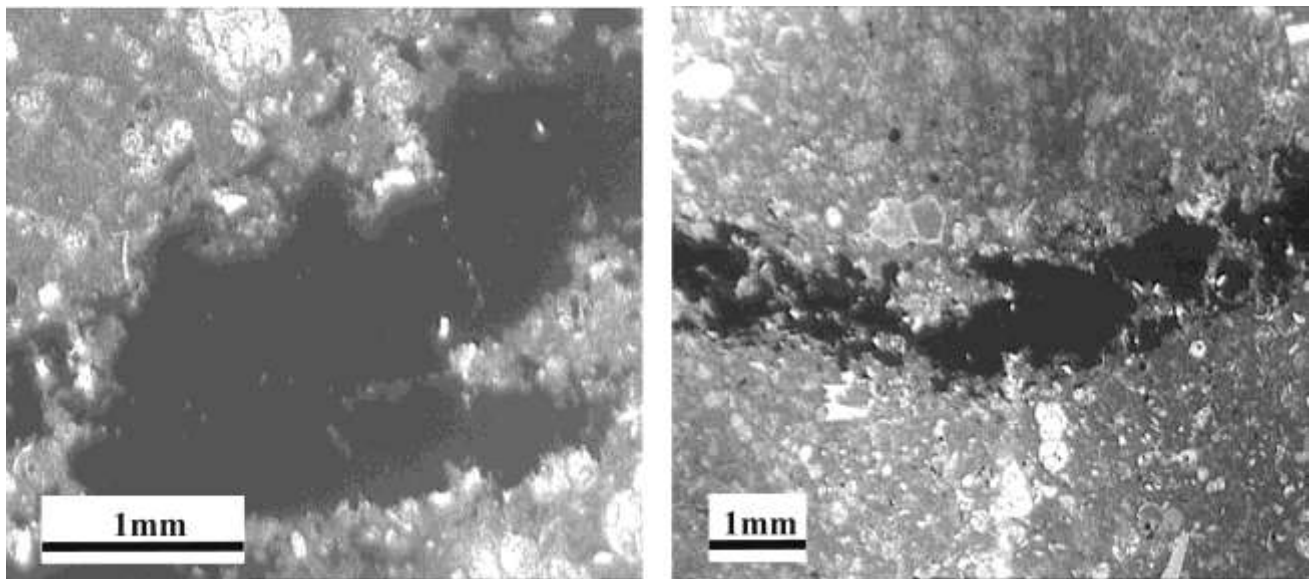


Рис. 8.5.1.1. Мікрофотографія глинистого вапняка зі стиололітом горизонтальним, заповнений глинисто-органічною бітумінозною речовиною з домішкою піриту. Турон, свердловина Лопушнянська -4, глибина 4166–4174 м

### 8.5.2. Геохімічні дослідження

Зі стилолітів відібрали глинисто-бітумінозну речовину з метою вилучення з неї бітумоїда, способом холодної екстракції (Корчагина и Четверикова, 1976). Насамперед з проби вилучили хлороформом бітумоїд «А» – ХБА, та спиртобензолом бітумоїд «А» – ДСББА, після екстракції бітумоїда «А» і обробки залишку 10 % НСІ – вилучили спиртобензолом бітумоїд «С» – ДСББС. Отримали такий вміст компонентів у пробах (%): ХБА – 9–12, ДСББА – 3–4, ДСББС – 1–2,  $\text{CaCO}_3$  – 65–70, нерозчинного залишку – 15–18.

Для встановлення мінерального складу нерозчинного залишку використано рентген-дифрактометричний метод.

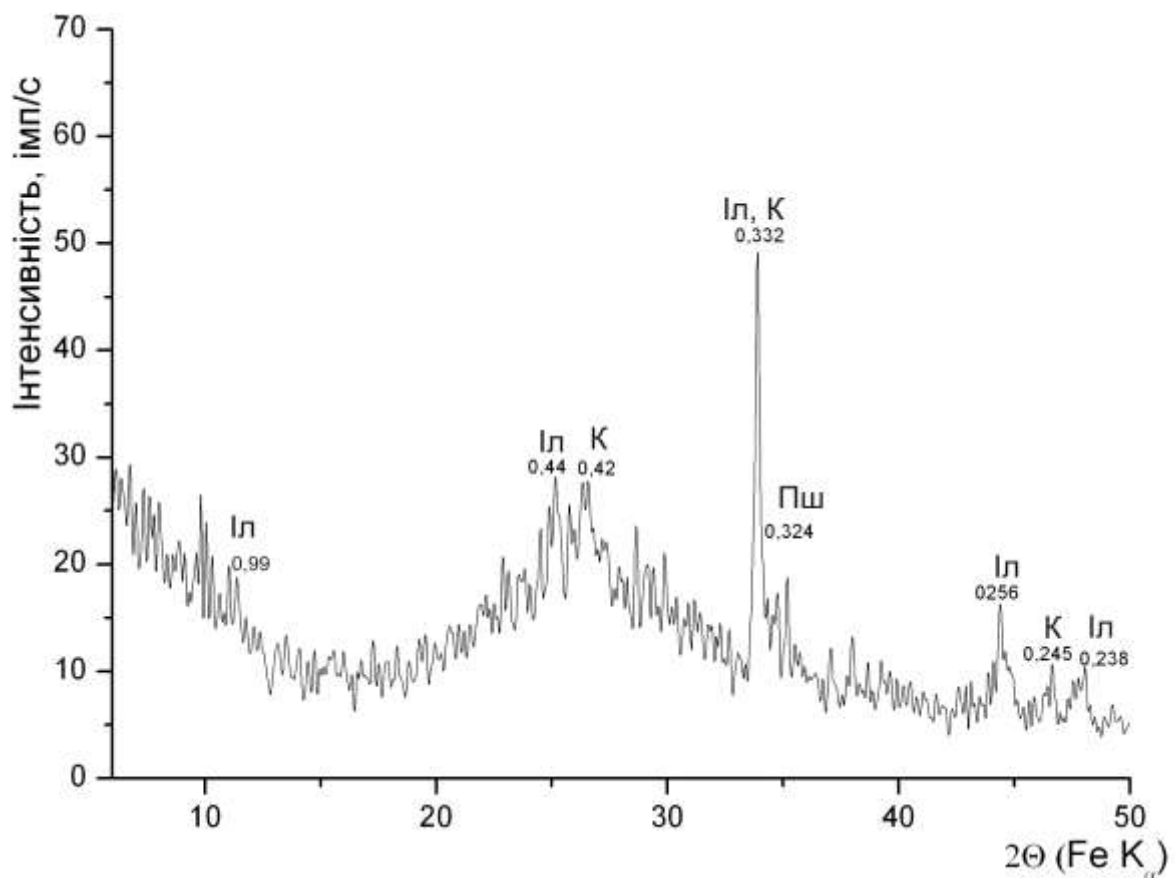


Рис. 8.5.2.1. Рентген-дифрактограма глинистої фракції < 0,01 мм, св. Святославська – 5, глибина 1576–1578 м (Radkovets and Manzhar, 2012)

*Іл* – гідролюда (іліт), *Пш* – польовий шпат, *К* – кварц; гало в області кутів 22–32° дифракції свідчить про незначний вміст органічної речовини у пробі

На дифрактометричній кривій (рис. 8.5.2.1) спостерігається серія базальних рефлексів 1,0; 0,44; 0,33 нм, яка є характерною для діоктаедричного різновиду гідролуд типу іліту (Дриц и Сахаров, 1976). Окрім іліту в пробі спостерігається незначна домішка: тонкодисперсного кварцу, яка діагностується по відображеннях 0,42; 0,334 нм, польових шпатів (0,324 нм), а також органічної речовини, про що свідчить гало малої інтенсивності в області кутів 22–32°. Отже нерозчинний залишок загалом представлений гідролудистим мінералом – ілітом, та домішка органічної речовини. На підставі кількісного спектрального аналізу проводилось вивчення хімічного складу глинисто-бітумінозної речовини відібраної зі стилолітових утворень туронських карбонатних порід (Radkovets and Manzhar, 2012). Встановлено наступний середній вміст мікроелементів у пробах глинисто-бітумінозної речовини (у %): Pb –  $9 \cdot 10^{-3}$ ; Mn –  $2 \cdot 10^{-2}$ ; Fe – 2,42; Ti – 0,13; Cr –  $2 \cdot 10^{-3}$ ; Cu –  $9 \cdot 10^{-3}$ ; Be –  $2 \cdot 10^{-4}$ ; Co –  $3 \cdot 10^{-3}$ ; Zn –  $1 \cdot 10^{-2}$ ; Ni –  $6,5 \cdot 10^{-3}$ ; V –  $6 \cdot 10^{-3}$ ; Mo –  $6 \cdot 10^{-5}$ ; Sr – 0,23; Ba –  $1,4 \cdot 10^{-2}$ ; Cd –  $5,6 \cdot 10^{-3}$ .

Аналогічне вивчення хімічного складу на підставі кількісного спектрального аналізу проводилось для карбонатної речовини породи. Встановлений середній вміст мікроелементів у пробах для карбонатної речовини істотно не відрізняється від середнього вмісту мікроелементів глинисто-бітумінозної речовини (у %): Pb –  $2 \cdot 10^{-3}$ ; Mn –  $3 \cdot 10^{-2}$ ; Fe – 2, Ti – 0,2; Cr –  $2 \cdot 10^{-3}$ ; Cu –  $5 \cdot 10^{-4}$ ; Be –  $3 \cdot 10^{-4}$ ; Co –  $8 \cdot 10^{-4}$ ; Zn –  $1 \cdot 10^{-2}$ ; Ni –  $1,5 \cdot 10^{-3}$ ; V –  $2 \cdot 10^{-3}$ ; Mo –  $6 \cdot 10^{-4}$ ; Sr – 0,2; Ba –  $5 \cdot 10^{-2}$ ; Cd –  $4,3 \cdot 10^{-3}$ .

Встановлено, що середній вміст мікроелементів у пробі не перевищує середнього вмісту мікроелементів (Виноградов, 1962) для глинистих та карбонатних порід за винятком Fe та Sr. Завищений вміст заліза, можна пояснити значним розвитком піриту в породі. Вміст стронцію значно перевищує (> 10 разів) середні значення для карбонатних порід. Встановлено (Юдович и др., 1980), що для карбонатних відкладів вміст Sr має пряму залежність від складу карбонатного (скелетного) матеріалу, якщо переважає арагоніт, то відклади містять значну кількість стронцію, із зменшенням арагоніту, зменшується кількість стронцію.

Оскільки стилоліти складені бітумінозною речовиною, методом інфрачервоної (ІЧ) спектроскопії було досліджено хлороформний бітумоїд (ХБА), який найінформативніший за своїм складом, оскільки представлений вуглеводневими сполуками. Дослідженням інфрачервоних спектрів ХБА встановлено структурно-груповий склад бітумоїда, його генетичний тип і ступінь його перетворення. Зйомка спектрів проводилась на приладі UR-20 в області частот від 4000 до 700  $\text{см}^{-1}$  (призма NaCl).

Дослідження хлороформних бітумоїдів А (ХБА) показало, що за своїм груповим складом вони, в основному, однотипні (рис. 8.5.2.2). В бітумоїдах присутня велика кількість кисневих сполук, на що вказує інтенсивна смуга

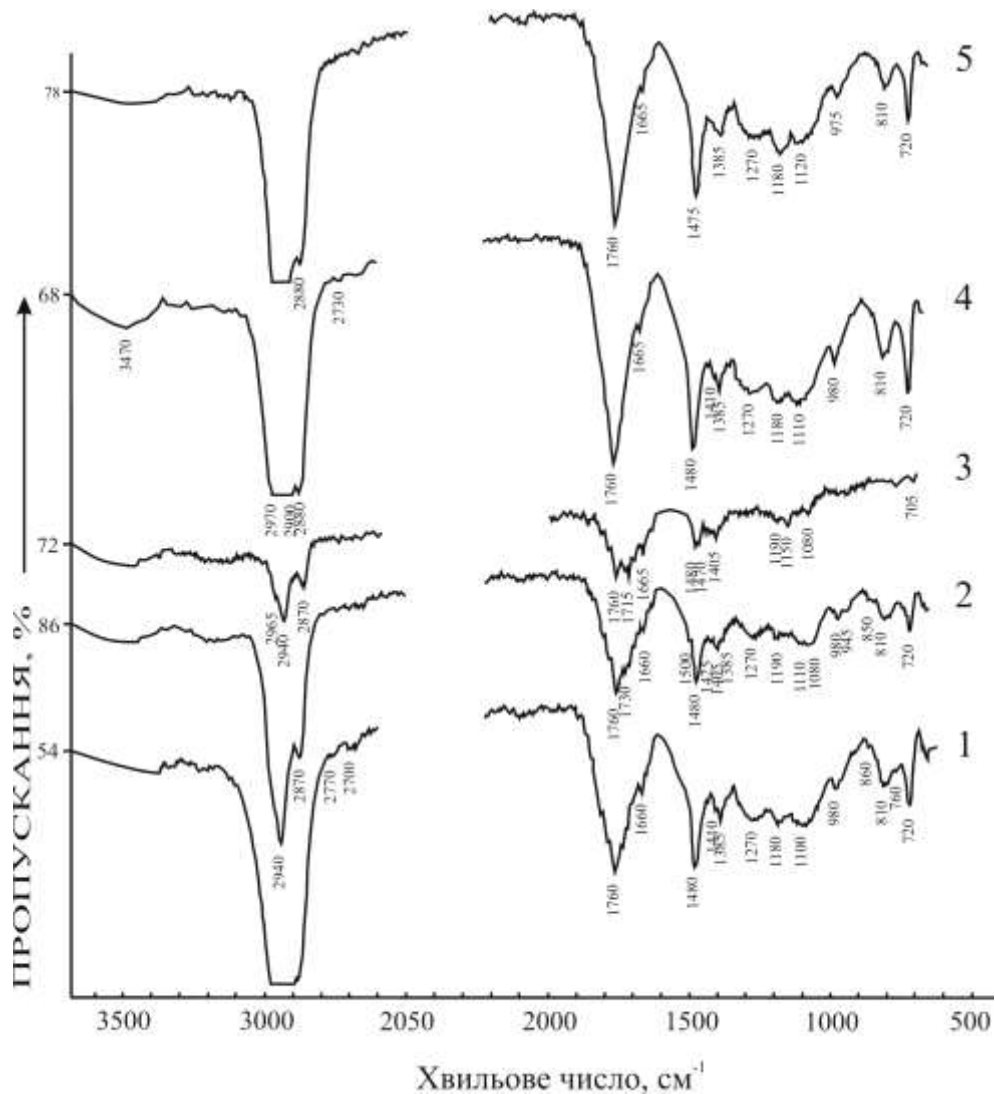


Рис. 8.5.2.2. ІЧ-спектри поглинання хлороформних бітумоїдів А вилучених з стилолітових утворень глинистих вапняків туронського віку (Radkovets and Manzhar, 2012)

1 – св. Іспаська-7 (897–904 м); 2 – св. Лопушнянська-4 (4166–4174 м); 3 – св. Святославська-3 (1479–1487 м); 4 – св. Черногузька-3 (1204–1210 м); 5 – св. Черногузька-14 (1170–1177 м)

поглинання в області  $1760\text{ см}^{-1}$ , яка обумовлена валентними коливаннями  $\text{C}=\text{O}$  груп аліфатичних альдегідів, карбонових кислот, аліфатичних ефірів. Смуги поглинання скелета цих органічних сполук, тобто зв'язків  $\text{C}-\text{C}$ ,  $\text{C}-\text{O}$  фіксуються в області  $1270\text{--}1110\text{ см}^{-1}$ . Широка смуга поглинання малої інтенсивності при  $3550\text{ см}^{-1}$  відповідає коливанням зв'язаної  $\text{OH}$  – гідроксильної групи. Підтверджує також присутність груп  $\text{OH}$  смуга поглинання при  $1660\text{ см}^{-1}$ . Насичені вуглеводні характеризуються смугами поглинання в області  $2900\text{--}2800\text{ см}^{-1}$ ; (валентні) коливання аліфатичних сполук і деформаційні коливання в метиленових  $\text{CH}_2$  і метилових групах  $\text{CH}_3$ . ( $1390\text{--}1375\text{ см}^{-1}$ ;  $1495\text{--}1480\text{ см}^{-1}$ ) Характерне поглинання довголанцюжкових парафінів  $(\text{CH}_2)_{n \geq 4}$  спостерігається при  $725\text{--}720\text{ см}^{-1}$ . Смуга поглинання при  $980\text{ см}^{-1}$  та  $1175\text{ см}^{-1}$  свідчить про присутність заміщених нафтенів – ізопарафінів, а також про присутність груп  $\text{C}-\text{O}$  кислот, ефірів. Всі спектри даних зразків вказують на аліфатичний характер молекул ефірів, карбонових кислот, альдегідів. Слід зазначити, що в досліджених ІЧ-спектрах відсутні основні смуги поглинання бензольного кільця ароматичних сполук ( $3000\text{--}3100\text{ см}^{-1}$  і  $1450\text{--}1600\text{ см}^{-1}$ ). Чіткий ароматичний триплет в області  $900\text{--}700\text{ см}^{-1}$  не фіксується. Проте, у всіх досліджених ІЧ-спектрах наявна чітка смуга поглинання  $810\text{ см}^{-1}$ , що в даному випадку підтверджує зв'язки  $\text{C}-\text{H}$  аліфатичного класу.

За допомогою методу базисної лінії та методу «нормування» Гейро С.С. пораховані оптичні густини смуг поглинання. Оскільки, бітумоїди є сумішами багатьох сполук і їхні смуги поглинання в ІЧ-спектрах є складними, проводилась одна базисна лінія для всіх смуг поглинання в області частот від  $700\text{ см}^{-1}$  до  $1800\text{ см}^{-1}$  (табл. 8.5.2.1).

З метою проведення півкількісного аналізу ІЧ-спектрів, було визначено ряд спектральних коефіцієнтів для функціональних груп, які дають інформацію, про будову алканових структур ( $K_1$ ), кількість кисневмісних сполук ( $K_2$ ), співвідношення  $\text{CH}_2$  і  $\text{CH}_3$  у парафінових ланцюжках ( $C_3$ ).

За даними наведеними у табл. 8.5.2.2, встановлено, що частка  $\text{CH}_2$  – груп більша або рівна частці  $\text{CH}_3$  – груп, тобто структури незначно розгалужені ( $K_1 = 0,49–0,54$ ), і довжина парафінових ланцюжків достатньо велика ( $C_3 = 0,65–0,81$ ),  $K_2 = 1,03–1,39$  – вказує на значну кількість карбонових кислот, аліфатичних ефірів. (Большаков и др., 1967; Глебовская, 1971).

Проаналізувавши кисневмісні функціональні групи, встановлено, що в цих групах домінує карбоксильний кисень, який входить в структурний фрагмент жирних кислот, це дозволяє зробити висновок, що досліджена органічна речовина належить до сапропелевого типу, тобто складена планктоногенними (автохтонними) мікрокомпонентами (Конторович, 1976).

Таблиця 8.5.2.1.

**Нормовані оптичні густини основних смуг поглинання хлороформних бітумоїдів вилучених з глинисто-бітумінозної речовини відібраної зі стилолітових утворень туронських відкладів автохтона Покутсько-Буковинських Карпат**

Свердловина	Інтервал, м	Нормована оптична густина для хвильових чисел						
		1760	1660	1475	1385	975	810	720
Лопушнянська – 4	4166–4174	1,20	0,45	1	0,60	0,30	0,25	0,35
Чорногузька – 3	1204–1210	1,28	0,23	1	0,52	0,31	0,25	0,42
Чорногузька –14	1170–1177	1,39	0,28	1	0,54	0,24	0,17	0,35
Іспаська –7	897–904	1,08	0,33	1	0,49	0,27	0,24	0,33

Результати вище викладених досліджень дозволяють стверджувати що, бітумінозна речовина, яка складає стилолітові утворення за генезисом загалом складена планктоногенними (автохтонними) мікрокомпонентами. Аналіз ІЧ-спектрів ХБА показав, що наявна бітумінозна речовина в стилолітових утвореннях зазнала суттєвих постседиментаційних змін: полімеризації та окислення про що свідчить значна кількість кисневих сполук і відсутність основних смуг поглинання бензольного кільця ароматичних сполук.



Таблиця 8.5.2.2.

**Спектральні коефіцієнти хлороформних бітумоїдів вилучених з глинисто-бітумінозної речовини відібраної зі стилолітових утворень туронських відкладів автохтона Покутсько-Буковинських Карпат**

Свердловина	<u>Інтервал, м</u>	Коефіцієнти відносних інтенсивностей смуг		
		K <sub>1</sub>	K <sub>2</sub>	C <sub>3</sub>
Лопушніанська – 4	4166–4174	0,49	1,08	0,67
	1204–1210	0,52	1,23	0,81
Чорногузька – 3	1170–1177	0,54	1,39	0,65
Чорногузька –14	897–904	0,49	1,03	0,67
Іспаська –7				

Як встановлено бензолні сполуки є надзвичайно стійкі і руйнуються у вуглеводневих утвореннях останніми, а окисленню насамперед підлягають анільні ланцюги і нафтеніві кільця з утворенням кисневмісних функціональних груп, а вже пізніше поглиблюється деструктивне окислення структурних ланок в напрямку розкриття ароматичних сполук до утворення аліфатичних дікарбонових кислот, аліфатичних ефірів, (Поконова, 1980) що якраз і зафіксовано на досліджених спектрах (рис. 8.5.2.2).

### 8.6. Висновки до розділу 8

Відклади ранньокрейдяного віку платформового фундаменту Передкарпатського прогину залягають на розмитій поверхні юри і поширені на значній території досліджень, а також частково охоплюють терени прилеглої Східноєвропейської платформи. На деяких ділянках дослідженої території відклади ранньокрейдяного віку відсутні і на досенманську поверхню виступають юрські та палеозойські відклади. Максимальні потужності нижньокрейдяних відкладів складають 50–70 м у південно-східній частині, 140–150 м – у північно-західній та центральній частинах Передкарпатського прогину.

Нагромадження нижньокрейдяних відкладів платформового фундаменту Передкарпатського прогину відбувалося за відмінних седиментаційних умов у різних частинах дослідженого палеобасейну: I частина (північно-західна) – у каньйоноподібному глибокому (до 200 м) і вузькому (5–30 км) басейні майже ізольованому від Тетидного океанічного простору з обмеженим надходженням теригенного матеріалу з суші. II частина (центральна) – прибережна седиментація, сегмент палеобасейну частково відгороджений від відкритого океану підводною грядою, кластогенний матеріал з суші поступає річковим стоком. III частина (південно-східна) – нагромадження нижньокрейдяних відкладів за умов повноцінного зв'язку з динамічною системою відкритої океанічної водойми та інтенсивного надходження теригенного матеріалу з прилеглої суші завдяки річковій артерії. Такі умови седиментації спричинились до карбонатного осадонагромадження (вапнисті пісковики, глинисті мергелі, домінування глинистих органічно-полідетритових вапняків) в північно-західній, карбонатно-теригенного (вапнисті пісковики, ідентичні за мінеральним складом алевроліти; глинисті органічно-полідетритові вапняки, підпорядковане значення мають аргіліти,) в центральній та глинисто-теригенного (чергування пісковиків глинистих і алевролітів з аргілітами) в південно-східній частинах району досліджень.

Карпатський палеобасейн у ранньокрейдяну епоху охоплював північно-західну окраїну океану Мезо-Тетис. Дослідженнями була охоплена східна частина цього палеобасейну – Східнокарпатський сегмент, а саме континентальна окраїна – шельф (внутрішня частина) умовно внутрішній шельф, який простягався від берега до поглибленої частини морської водойми (0–250 м) – зовнішнього шельфу. Район досліджень знаходився між 33° і 36° північної широти і належав до субтропічного поясу, де середньодобові температури басейну седиментації сягали 22°C.

Збагачення органічною речовиною нижньокрейдяних відкладів Карпатського сегменту океану Тетис стало результатом глобальної безкисневої події в Світовому океані. Поширення одновікових чорносланцевих відкладів, як

в межах автохтону, так і в товщі Карпатського флішу, вказує, що зона кисневого мінімуму в водній колоні седиментаційного басейну охоплювала значний діапазон глибин від палеошельфу до дистальних турбідитів Карпатського флішу.

В мезозойському розрізі платформового фундаменту Передкарпатського прогину баррем-аптські відклади є єдиною товщею, збагаченою органічною речовиною, яка судячи з представлених в даній роботі побудов, розповсюджується під насувом Карпат в межах всього палеошельфу, і поряд з основною генеруючою товщею менілітової світи карпатського флішу могла стати додатковим джерелом вуглеводнів в регіоні.

Можливість існування такого значного обсягу потенційно генеруючих порід, що досягли необхідного ступеня термальної зрілості під насувом Карпат, дозволяє припустити значні перспективи нафтогазоносності платформового фундаменту Передкарпатського прогину, які на сьогоднішній день розкриті лише на Лопушнянському нафтовому родовищі. Хоча основною генеруючою товщею для Лопушнянського нафтового родовища є відклади менілітової світи флішу Карпат, можна припустити, що вище згадані платформові баррем-аптські відклади могли стати додатковим джерелом вуглеводнів для цього родовища, а їх ймовірне значне поширення під насувом Карпат може свідчити про можливе існування там цілого ряду нафтових і газових покладів, а отже, про перспективність подальших пошуків вуглеводнів в регіоні.

Проведені літолого-геохімічні дослідження карбонатних відкладів туронського віку платформового фундаменту Передкарпатського прогину дозволили встановити, що вони характеризуються значними стилітовими утвореннями заповненими глинисто-бітумінозною речовиною. Наявність в епіконтинентальних туронських вапняках текстур «hard ground» з вкладками «чорних глин», які виповнюють стилітові шви є свідченням короткотривалих підфаз фази океанічних безкисневих подій (OAE2).

Вміст  $\text{CaCO}_3$  в породах коливається в межах 68–92 %, нерозчинний залишок становить 10–20 %. У складі карбонатного (скелетного) матеріалу в породі значна роль припадає на арагоніт, оскільки вміст стронцію (у %) значно перевищує (> 10 разів) середні значення для карбонатних порід. Вихід бітумоїда, екстрагованого з глинисто-бітумінозної речовини відібраної зі стилітових утворень туронських нашарувань, склав 13–18 %, нерозчинного залишку 15–18 %.

Аналіз ІЧ-спектрів хлороформного бітуму А показав, що органічна речовина в стилітах за своїм генезисом складається в основному з планктоногенних (автохтонних) мікрокомпонентів. Ця органічна речовина зазнала істотних постседиментаційних перетворень: полімеризації та окиснення, про що свідчить значна кількість сполук кисню та відсутність основних смуг поглинання бензольного кільця ароматичних структур.

## РОЗДІЛ 9

### ЮРСЬКО-КРЕЙДЯНІ НАФТОВІ ПОКЛАДИ ЛОПУШНЯНСЬКОГО РОДОВИЩА

Значна частина відкладів мезозой-палеогенового фундаменту Передкарпатського прогину знаходиться під насувом Карпат. Ця товща являє собою важливий об'єкт для пошуків нафти і газу в регіоні. Як відомо (Picha, 1996), родовища нафти і газу такого типу становлять значний потенціал в багатьох нафтогазоносних провінціях світу.

Лопушнянське нафтове родовище (рис. 9.1) було відкрито в мезозой-палеогенових відкладах платформового фундаменту під насувом Карпат в південно-східній частині Передкарпатського прогину. Відкриття цього родовища показало, що відклади піднасуву Карпат є перспективними для подальших пошуків вуглеводнів. В 1984 році із свердловини Лопушнянська-3 було отримано приплив нафти із альб-сеноманських пісковиків із дебітом 283,4 т/добу. З цього часу на родовищі триває видобуток нафти. Початкові видобувні запаси нафти становлять 6401 тис.т, а розчиненого газу – 1162 млн м<sup>3</sup> (Федишин (Ред.), 1998).

Незважаючи на те, що Лопушнянське нафтове родовище знаходиться в тих самих стратиграфічних горизонтах (юра, крейда) що й нафтові родовища мезозойського фундаменту північно-західної частини Передкарпатського прогину (Коханівське, Орховицьке) ці нафти істотно відрізняються за своїми фізичними та хімічними властивостями. Таким чином, походження нафти на Лопушнянському родовищі та її приналежність до існуючих нафтових систем в регіоні досі залишалось нез'ясованою проблемою. Попередні дослідники (Lafargue et al., 1994; Roure and Sassi, 1995; Picha, 1996, Маєвський та ін., 2004) припускали, що нафта мігрувала в породи-колектори Лопушнянського родовища з відкладів менілітової світи Зовнішніх Карпат перед міоценовим насуютворенням.

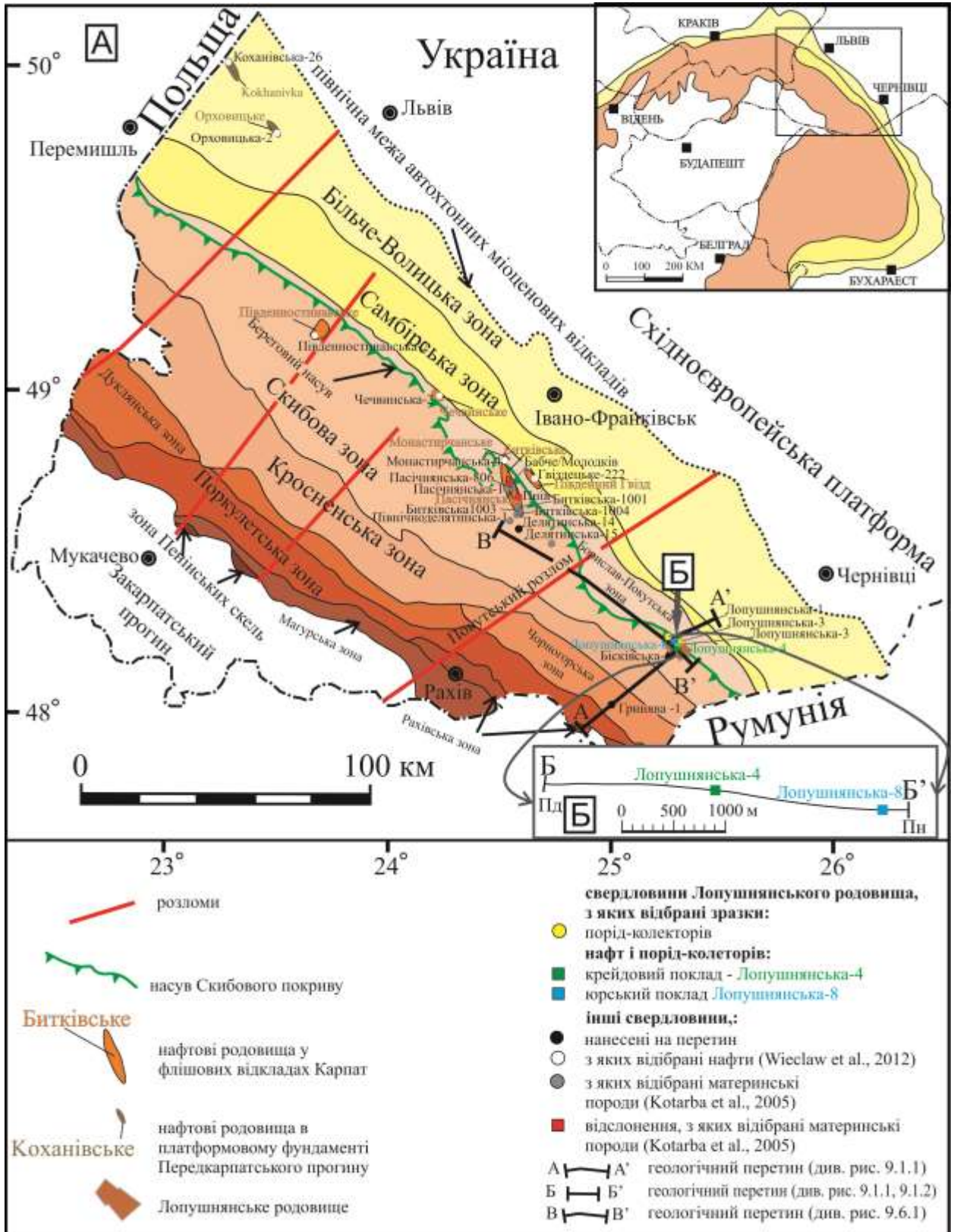


Рис. 9.1. Схематична геологічна карта Українських Карпат, що показує основні структурно-тектонічні зони, лінії геологічних перетинів, Лопушнянське нафтове родовище та місця відбору проб нафти і порід-колекторів (Radkovets et al., 2016). Геологічна будова (за Шакин та ін., 1977; Круглов та ін., 1985)

Однак дані, отримані іншими дослідниками (Koltun et al., 1998) показали, що відклади менілітової світи досягли ступеня термальної зрілості, що відповідає зоні утворення нафти, лише після міоценового насувоутворення і термально зрілі материнські породи існують на глибинах понад 4,5 км. Інші дослідники (Krzywies et al., 2009) припустили, що збагачені органічною речовиною аргіліти альбського віку мезозойського фундаменту Передкарпатського прогину були материнськими породами для нафт Лопушнянського родовища. Однак, наші дослідження цих порід (Radkovets, 2010, 2015; Kosakowski et al., 2012), які згідно з палеонтологічними дослідженнями (Гаврилишин, 1998; Огороднік, 2005) є баррем-аптського віку, показали, що незначна товщина даних відкладів, відносно невисокий вміст в них органічного вуглецю, III тип керогену (газогенеруючий) свідчать про те, що можливість генерації нафти цими породами навряд чи мала місце.

Дослідники (Ten Haven et al., 1993, Curtis et al., 2004) вважають, що олігоцені відклади менілітової світи є основною материнською породою для нафт із мезозойського фундаменту (верхня юра, нижня крейда) Польських Карпат. Згідно з даними (Więśław, 2011) значна кількість нафтових сімейств у палеозой-мезозойському фундаменті польської частини Передкарпатського прогину були генеровані силурійськими, девонськими, нижньокам'яновугільними, середньо- і верхньоюрськими материнськими породами.

Завданням нашого вивчення було провести детальні геохімічні дослідження нафт Лопушнянського родовища і на цій основі ідентифікувати породи, які генерували ці нафти, їх термальну зрілість і можливі шляхи міграції. Питання полягає в тому, чи Лопушнянське родовище являє собою окрему нафтову систему, чи належить до відомих систем в Карпатській нафтогазоносній провінції. Вирішення цієї проблеми є важливим для розуміння процесів генерації вуглеводнів, їх міграції та акумуляції і оцінки



можливості відкриття нових родовищ вуглеводнів в платформових відкладах під насувом Українських Карпат.

Для дослідження нафт Лопушнянського родовища були відібрані дві проби нафти із свердловин, які знаходяться в експлуатації – Лопушнянська-4 та Лопушнянська-8. У свердловині Лопушнянська-4 проби нафти були взяті з альб-сеноманських пісковиків з інтервалу 4200–4218 м, а в свердловині Лопушнянська-8, з верхньоюрських вапняків з інтервалу 42800–4330 м (табл. 9.1). Зразки нафти, зібрані у 1л скляні контейнери очищали від механічного забруднення перед аналізом шляхом центрифугування (1500 об/ хв впродовж 5 хв). Для петрографічного дослідження порід-колекторів було відібрано десять представницьких зразків: верхньоюрські вапняки та верхньокрейдяні пісковики зі свердловин Лопушнянська-3, -4, -11 та -13 (табл. 9.2).

Таблиця 9.1.

### Густина нафт, вміст сірки, ванадію і нікелю, фракції і склад стабільних ізотопів карбону (Radkovets et al., 2016)

Свердловини	Продилколектори/вік	Глибина, м	Густина (°API)	Сульфур (вагові %)	V (чнм)	Ni	Фракція (вагові %)				нс./ар.	Стабільні ізотопи карбону $\delta^{13}C$ (‰)				
							нс.	ар.	см.	асф.		нс.	нафта	ар.	см.	асф.
Лопушнянська-4	пісковик/ в.крейда	4200–4218	33,1	0,12	4,8	12	63,3	26,6	8,1	2,0	2,4	-26,9	-26,5	-26,1	-26,3	-26,4
Лопушнянська-8	вапняк/ в.юра	4280–4330	39,6	0,03	<0,5	2,0	78,9	15,0	5,2	0,9	5,3	-27,1	-26,2	-25,6	-25,8	-25,8

Вуглеводні: нс. - насичені, ар – ароматичні; см. – смоли, асф – асфальтени

## 9.1. Геологічна будова і нафтогазоносність

Українські Карпати являють собою центральний сегмент Карпатської дуги (рис. 9.1). Зовнішні Карпати складені рядом насувів і складок, які представлені крейдяно-палеогеновим флішем, який частково насунутий на південно-західний схил Східноєвропейської платформи (рис.9.1.1). Мезозойсько-палеогенові нашарування платформового фундаменту поховані

на значних глибинах внаслідок міоценового насувоутворення. Вони часто містять структурні пастки придатні для акумуляції вуглеводнів, які екрануються міоценовими моласовими відкладами. Лопушнянське нафтове родовище знаходиться під Береговим насувом в платформовому фундаменті в південно-східній частині Українських Карпат поблизу українсько-румунського кордону (рис .9.1.1).

Таблиця 9.2.

## Петрографічний склад порід-колеторів (Radkovets et al., 2016)

Свердловини	Вік	Літологія	Глибина, м	Мінерали											
				Уламкові			Аутигенні		Карбонатні		Гл.	Акцесорні		Рудні	
				К	Пш	Мс	Гл	Фт	Ка	Дл	Гс	Цр	Еп	П	Ім
				% склад											
Лопушнянська-4	Cr <sub>2</sub>	пісковик	4213,8	70	1	2	4	2	5	5	8	1,5	0,8	0,5	0,2
Лопушнянська-4	Cr <sub>2</sub>	пісковик	4212	55	0,5	3	5	2	8	6	15	0,2	0,2	0,1	0,5
Лопушнянська-4	Cr <sub>2</sub>	пісковик	4215,8	60	1	0,5	3	0,5	10	10	10	1	0,5	3	0,5
Лопушнянська-4	Cr <sub>2</sub>	пісковик	4210,7	50	2	0,2	20	10	5	5	5	0,5	0,1	2	0,2
Лопушнянська-3	Cr <sub>2</sub>	пісковик	4187-4188	70	0,2	0,1	8	5	7	2	5	0,2	н.в.	1,5	1
Лопушнянська-3	J <sub>2</sub>	вапняк	4294-4300	10	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	60	15	12	н.в.	н.в.	3	н.в.
Лопушнянська-11	J <sub>2</sub>	вапняк	4290-4295	7	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	50	30	10	н.в.	н.в.	3	н.в.
Лопушнянська-4	J <sub>2</sub>	вапняк	4360-4368	2	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	65	25	15	н.в.	н.в.	3	н.в.
Лопушнянська-11	J <sub>2</sub>	вапняк	4135-4143	2,5	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	60	25	12	н.в.	н.в.	0,5	н.в.
Лопушнянська-13	J <sub>2</sub>	вапняк	5138-5144	5	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	55	25	13	н.в.	н.в.	2	н.в.
			Кількість зразків	Середні значення											
	Cr <sub>2</sub>	пісковик	5	61	0,9	1,1	8	3,9	6	5,6	8,6	0,7	0,3	1,4	0,5
	J <sub>2</sub>	вапняк	5	5,3	н.в.	н.в.	н.в.	н.в.	58	24	12,4	н.в.	н.в.	2,3	н.в.

Cr<sub>2</sub> – верхня крейда, J<sub>2</sub> – верхня юра, Гл. – Глинисті, К – кварц, Пш – польові шпати, Мс – мусковіт, Гл – глауконіт, Фс – фосфатна речовина, Ка – кальцит, Дл – доломіт, Г – гідроліуда, Цр – циркон, Еп – епідот, Пр – пірит, Ім – ільменіт, н.в. – не виявлено

Чотири основні структурні комплекси можна вирізнити у платформовому фундаменті в межах Лопушнянського родовища: протерозойський, пізньодокембрійський-ранньодевонський, мезозойсько-палеогеновий та неогеновий. Відклади мезозою представлені юрськими та крейдовими породами. В межах Лопушнянського родовища верхньоюрські

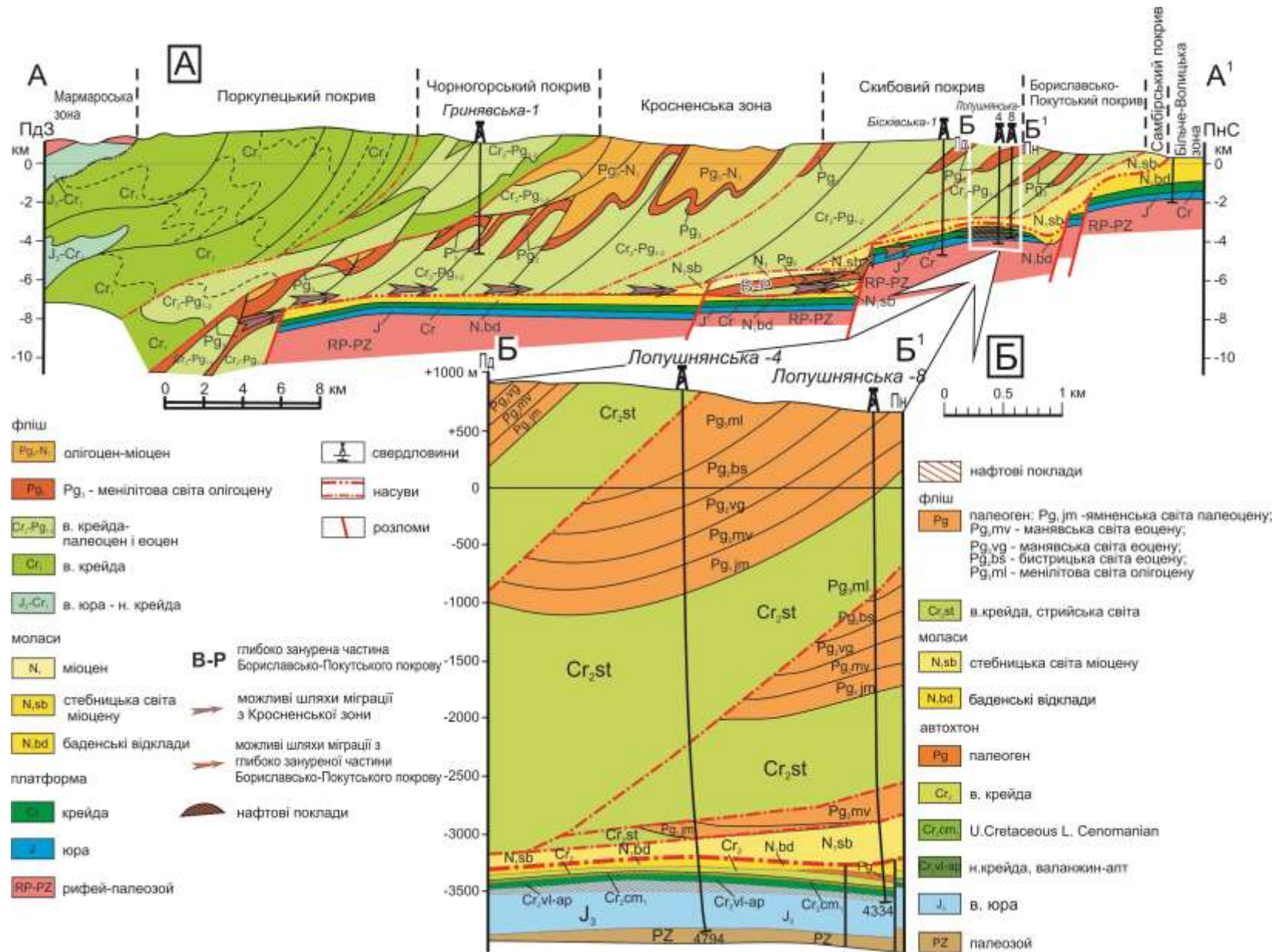


Рис. 9.1.1. А: Геологічний перетин А-А' через південно-східну частину Українських Зовнішніх Карпат і мезозойсько-палеозойський фундамент Передкарпатського прогину (модифіковано за Oszczurko et al., 2006). Положення глибоко зануреної частини Бориславсько-Покутського покриву під Скибовим покривом (за Шеремета та ін., 2011; Гавура и Панов, 1977). Б: Геологічний перетин Б-Б' через Лопушнянське нафтове родовище (модифіковано за Федішин (Ред.), 1998)

нашарування представлені титонським (рава-руською світою) близько 230 м і киммеріджським ярусами близько 200 м (нижнівська світою). Відклади обидвох цих ярусів складені переважно вапняками та доломітами. Нашарування крейдяного віку представлені нижньою частиною розрізу (неоком-аптські глинисто-теригенні відклади) і верхньою частиною, яка представлена всіма ярусами від сеноману до маастрихту (пісковики та карбонатні породи). Верхньокрейдяні породи локально перекриті теригенними нашаруваннями палеогену (еоцену). Описані вище структурні комплекси покриті міоценовими моласами Самбірського насуву товщиною до 3,5 км, крейдяно-палеогеновим флішем Бориславсько-Покутської та Скибової зон зовнішніх Карпат (рис. 9.1.1А).

Поклади нафти встановлені на трьох літостратиграфічних горизонтах: юрському, крейдяному та палеогеновому (рис. 9.1.1Б). У відкладах пізньоюрського віку нафта знаходиться в карбонатних породах-колекторах нижнівської формації. У відкладах крейдяного віку (альб-сеноман) і палеогенового (еоцен) поклади нафти виявлені у піщаних породах-колекторах. Лопушнянське нафтове родовище (рис. 9.1.2) являє собою



Рис. 9.1.2. Структурна карта Лопушнянського нафтового родовища по покрівлі сеноману (модифіковано за Федішин (Ред.), 1998)

антиклінальну структуру, розмір якої на поверхні верхньоюрських відкладів складає 6 x 3 км, а амплітуда 150 м. Структура оконтурюється поперечними та поздовжніми розломами, які розділяють її на 7 блоків. Нафтовий поклад встановлено в юрських, крейдяних та палеогенових породах лише у трьох блоках (Федишин (Ред.), 1998; Хавензон та ін., 2011).

## 9.2. Петрографічна характеристика порід-колекторів

В межах Лопушнянської структури було пробурено 15 свердловин. Проби нафти для даного дослідження були взяті з діючих свердловин Лопушнянська-4 та Лопушнянська-8 (див. рис 9.1). На рисунку 9.2.1. показані літологічні перетини цих свердловин, які охоплюють віковий діапазон від юрського (титон) до крейдяного (нижній сеноман-валанжин).

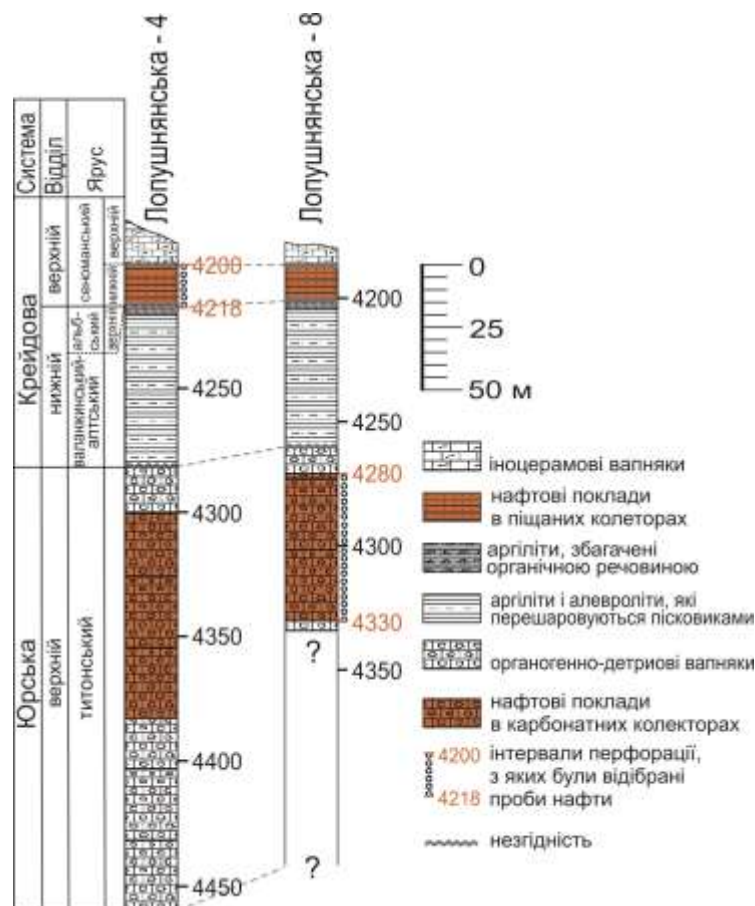


Рис. 9.2.1. Літологічні перетини свердловин Лопушнянська-4 і -8. Нафтонасичені інтервали глибин (за Федишин (Ред.), 1998)



Нафтонасичені пісковики пізньоальбського-ранньосеноманського віку перекриті верхньосеноманськими іоцерамовими вапняками. Товщина цих пісковиків в межах Лопушнянської структури становить від 15 до 18 м. Пісковики (рис. 9.2.2А) світло-зелені та темно-зелені. Зелений колір обумовлений наявністю глауконіту. Породи середньо- та дрібнозернисті, слабозцементовані. Уламковий матеріал напівокруглої, іноді округлої форми, часто добре відсортований і рівномірно розподілений у породі. Він представлений кварцовими зернами (60–80 %), польовим шпатом (0,1–5 %), і лусочками мусковіту (0,1–3 %) (табл. 9.2). Важливими складовими пісковиків є аутигенний глауконіт (10–20 %), його зерна розміром 0,1–0,5 мм мають овальну та неправильну форму, та фосфатна речовина (від 1 до 10 %).

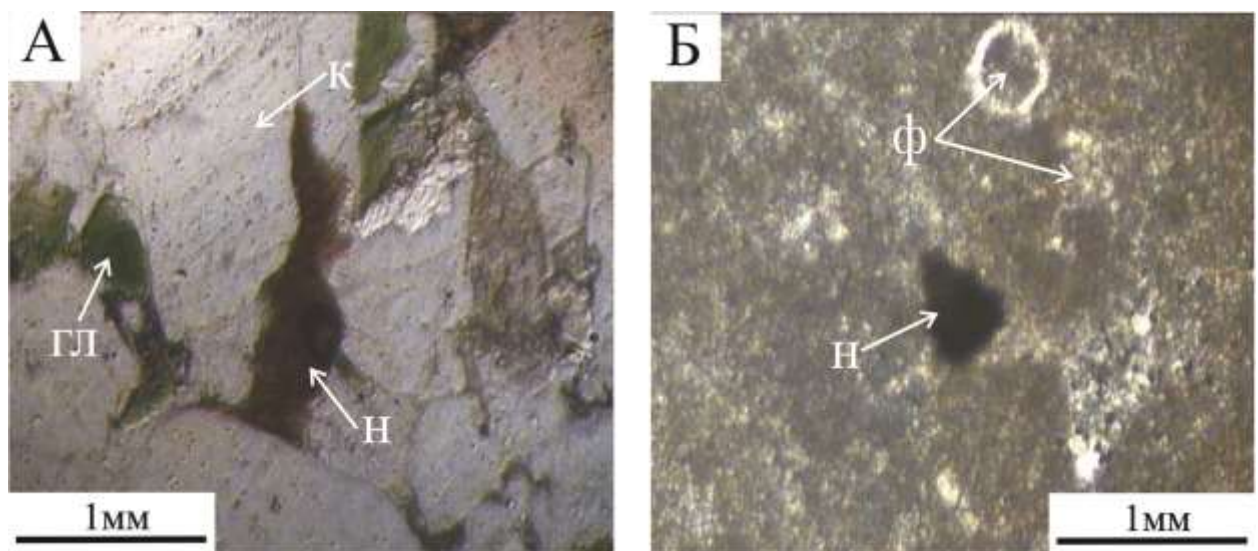


Рис. 9.2.2. Мікрофотографії порід-колекторів Лопушнянського нафтового родовища. А – нафтонасичений пісковик із свердловини Лопушнянська-4, глибина 4210 м. Б – нафтонасичений вапняк із свердловини Лопушнянська-4, інтервал глибин 4360–4368 м  
*к – кварц, гл – глауконіт, н – нафта в міжзерновому просторі, ф – фрагменти карбонатної фауни*

Цемент (10–20 %) в породі представлений глинисто-карбонатною речовиною. Глинисті мінерали, за даними рентгеноструктурного аналізу, загалом представлені гідрослюдою, а карбонатний матеріал – кальцитом, який часто заміщується доломітом (Радковець, 1999; Радковець і Яремчук, 2006). Тип цементу контактово-пористий і контактовий. Акцесорні мінерали – циркон та епідот, в пісковіку спостерігаються спорадично. Рудні мінерали

представлені піритом (до 3 %) і одиночними зернами ільменіту. Нафта в пісковнику, яка знаходиться у формі плям розміром 0,5–1,5 мм, заповнює простір між кварцовими зернами. Піщані породи-колектори на Лопушнянському родовищі мають хороші колекторські властивості. Пористість становить від 9,2 до 16 %, а проникність – 0,7 мД (Федишин (Ред.), 1998).

Поклади нафти у відкладах юри знаходяться в титонських органогенно-детритових вапняках. В межах Лопушнянської структури загальна товщина цих вапняків складає 150–200 м (Гаврилишин, 1998), велика частина яких (до 83 м) насичена нафтою. Вапняки перекриті нижньокрейдовими щільними теригенно-глинистими породами з максимальною товщиною 70 м. Органогенно-детритові вапняки (рис. 9.2.2Б) сірого та світло-сірого кольору. Вони масивні, щільні, іноді кавернозні. Вміст кальциту в вапняках коливається від 60 до 75 %, який, як правило, зміщується доломітом, вміст якого досягає 25 % в породі. Вміст глинистої речовини в породах складає 10–15 %. Вапняки складаються з пелітоморфного карбонатного матеріалу та різних розмірів біокластів, скелетних залишків, які важко визначити. Вапняки перекристалізовані, доломітизовані, що призвело до зменшення обсягу порід та утворення пор (0,2–0,5 мм), які були заповнені нафтою. Карбонатні проди-колектори на Лопушнянському родовищі мають хороші колекторські властивості. Пористість становить від 11 до 14,3 %, а проникність – 0,7 мД (Федишин (Ред.), 1998).

### **9.3. Геохімічні дослідження нафт та кореляція нафта-нафта**

Для того, щоб визначити походження нафти з Лопушнянського родовища, геохімічні дані отримані при дослідженні проб нафти були порівняні з вже отриманими результатами геохімічних досліджень нафт та їх порід-колекторів з двох існуючих нафтових систем на території Українських Карпат: нафтова система Зовнішніх Карпат та нафтова система платформового фундаменту Передкарпатського прогину (Koltun, 1992; Koltun et al., 1998;



Котарба та ін., 2005, 2007; Kotarba і Koltun, 2006; Więclaw et al., 2012). Нафти відібрані зі свердловин Лопушнянського родовища характеризуються домінуванням коротколанцюгових вуглеводнів. У пробі нафти зі свердловини Лопушнянська-4 вміст толуолу більший, ніж гептадекану, а також можна спостерігати бімодальний розподіл н-алканів (рис. 9.3.1). Всі проведені геохімічні аналізи нафт Лопушнянського родовища показали, що ці нафти не зазнали значних вторинних змін. Співвідношення TR1-TR8 (Halpern, 1995) корелюється з менш деградованими нафтами з Карпатського флішу (табл. 9.3.1 і 9.3.2, рис. 9.3.2). Значення відношення n-гептану / метилциклогексану (табл. 9.3.1, рис. 9.3.3) становить 0,80 і 0,82, яке в поєднанні з відношенням толуол/n-гептан 1,24 вказує на процеси фракціонування при випаровуванні у покладах крейдяного віку (Thompson, 1987).

Таблиця 9.3.1.

### Індекси, розраховані на основі результатів газової хроматографії зразків нафт (Radkovets et al., 2016)

Cr<sub>2</sub> – верхня крейда, J<sub>2</sub> – верхня юра, МСН – метилциклогексан; HR

Свердловини	Вік	Толуол/ n-C <sub>7</sub> H <sub>16</sub>	n-C <sub>7</sub> H <sub>16</sub> /МСН	HR	ННІ	СН/ МСН	ІНР	n-C <sub>7</sub> H <sub>16</sub> /2-МН	m-+o-+p- ксилол/ n-C <sub>8</sub> H <sub>18</sub>	Т., °С	СРІ <sub>17-23</sub>	Pr/Ph	Pr/ n-C <sub>17</sub>	Ph/ n-C <sub>18</sub>
Лопушнянська-4	Cr <sub>2</sub>	1,24	0,80	23,1	1,02	0,38	1,14	2,52	1,33	122	1,05	2,26	0,99	0,47
Лопушнянська-8	J <sub>2</sub>	0,41	0,82	29,1	1,08	0,38	1,63	2,98	0,62	126	1,05	2,33	0,70	0,32

(гептанове відношення) =  $100 \times n\text{-C}_7\text{H}_{16} / S(\text{СН} + \text{C}_7\text{HCs})$ ; СН – циклогексан; ННІ =  $n\text{-C}_6\text{H}_{14} + n\text{-C}_7\text{H}_{16} / (\text{СН} + \text{МСН})$ ; ІНР (ізогептанове відношення) =  $(2\text{-} + 3\text{-МН}) / (1\text{c}3\text{-} + 1\text{t}3\text{-} + 1\text{t}2\text{-DMCPs})$ ; МН – метилгексан; Т. – температура; СРІ<sub>(17-23)</sub> =  $[(\text{C}_{17} + \text{C}_{19} + \text{C}_{21}) + (\text{C}_{19} + \text{C}_{21} + \text{C}_{23})] / [2 * (\text{C}_{18} + \text{C}_{20} + \text{C}_{22})]$ ; Pr – прістан; Ph – фітан; інші пояснення див табл. 9.1.

Низькі значення відношення прістан / n- n-C<sub>17</sub>H<sub>36</sub> та фітан / n-C<sub>18</sub>H<sub>38</sub> (табл. 9.3.2), які відображають низькі концентрації ізопреноїдів відносно н-алканів, показують, що нафти не зазнали значних процесів біодеградації. В обох зразках нафт за даними розподілу н-алканів та ізопреноїдів (рис.9.3.1), відношеннями, розрахованими на основі розподілу коротколанцюгових вуглеводнів, та значеннями показників вуглеводнів (табл. 9.3.1 і 9.3.2) можна зробити висновок, що ці нафти не зазнали значних змін в результаті вторинних процесів.

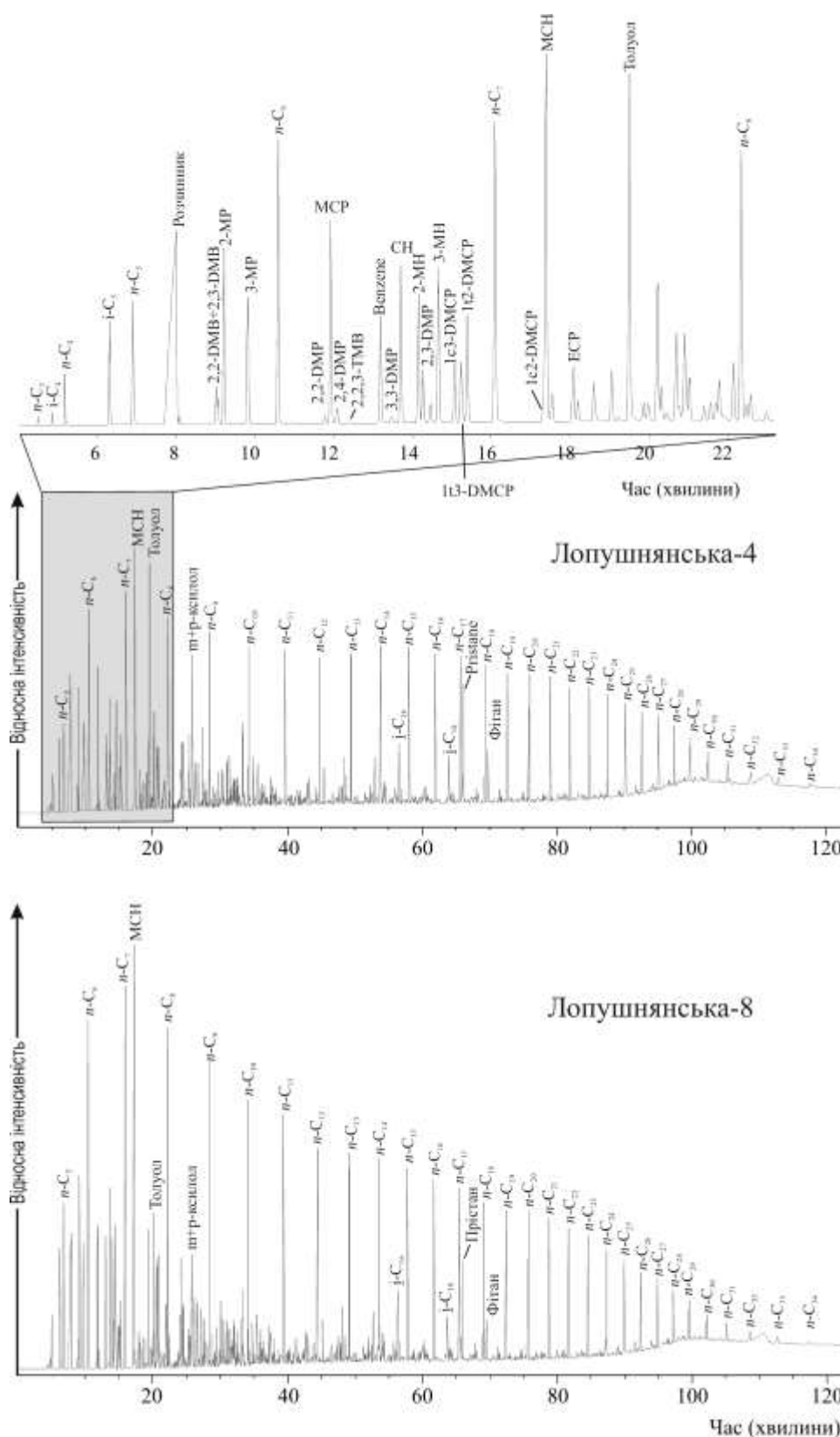


Рис. 9.3.1. Газова хроматограма високої роздільної здатності зразків нафт із свердловин Лопушнянська-4 і -8 з оптимізованим газохроматографічним розділенням вуглеводнів (Radkovets et al., 2016)

Цифри відповідають атомам карбону в ланцюжках n-алканів, DMV – диметилбутан, 2-MP – 2-метилпентан, DMP – диметилпентан, MCP – метилциклопентан, DMCP – диметилциклопентан, CH – циклогексан, 2-MH – 2-метилгексан, MCH – метилциклогексан, ECP – етилциклопентан

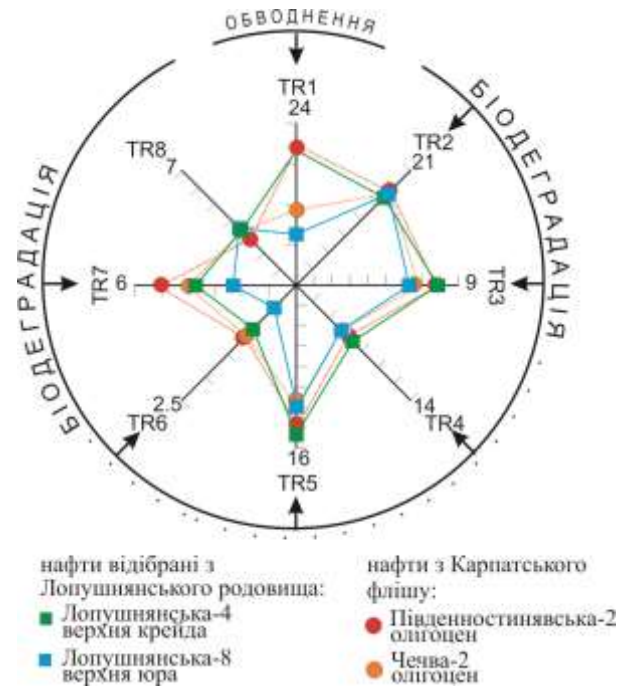


Рис. 9.3.2. Зіркова діаграма відношень трансформації  $C_7$  нафт (Radkovets et al., 2016). Схема зіркової діаграми (за Halpern, 1995), роз'яснення індексів в табл. 9.3.2.

Також на хроматограмах спостерігається відсутність характерного «горба» нерозділеної складної суміші (Peters et al., 2005) (рис.9.3.1). Сучасна температура покладу на Лопушнянському родовищі на глибині 4200 м в альб-сеноманських пісковиках становить  $106^{\circ}C$ , а на глибині 4300 м в верхньоюрських карбонатних нашаруваннях –  $109^{\circ}C$ . Постседиментаційна історія занурення відкладів мезозою та палеогену району досліджень пов'язана з Карпатськими насувними процесами в міоцені, а отже, ці нафтонасичені породи так само як і вищезалягаюча флішова товща

Таблиця 9.3.2.

### Величини відношень $C_7$ (за Halpern, 1995)

Свердловини	Вік	TR1	TR2	TR3	TR4	TR5	TR6	TR7	TR8	C1	C2	C3	C4
Лопушнянська-4	верхня крейда	20,0	16,2	7,86	6,41	14,3	0,84	3,76	3,39	0,02	0,63	0,18	0,10
Лопушнянська-8	верхня юра	6,93	17,0	6,27	5,71	12,0	0,46	2,34	3,56	0,02	0,62	0,24	0,06

TR1 = толуол/1,1-DMCP; DMCP – диметилциклопентан; TR2 =  $nC_7H_{16}$ /1,1-DMCP; TR3 = 3-метилгексан/1,1-DMCP; TR4 = 2-метилгексан /1,1-DMCP; TR5 = P2/1,1-DMCP; P2 = 2- метилгексан + 3-метилгексан; TR6 = 1-cis-2-DMCP/1,1-DMCP; TR7 = 1-trans-3-DMCP/1,1-DMCP; TR8 = P2/P3; P3 = 2,2-диметилпентан + 2,3-диметилпентан + 2,4-диметилпентан + 3,3-диметилпентан + 3-етилпентан; C1 = 2,2-диметилпентан /P3; C2 = 2,3-диметилпентан /P3; C3 = 2,4- диметилпентан /P3; C4 = 3,3-диметилпентан /P3; інші пояснення див. табл. 9.1.

(Koltun et al., 1998), з великою ймовірністю, досягли свого максимального рівня дозрівання, і тому ніколи не зазнавали термічного розкладу, який міг би виникнути при температурах в діапазоні 150–175° C (Claypool and Mancini, 1989).

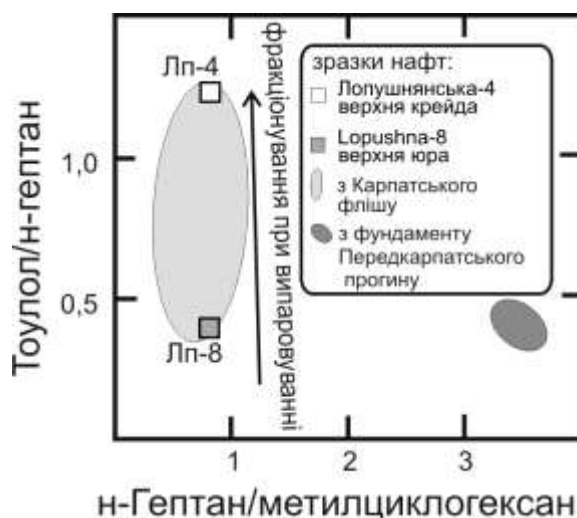


Рис. 9.3.3. Діаграма відношень толуол/*n*-гептан – *n*-гептан/метил циклогексан (Radkovets et al., 2016). Схема (за Thompson, 1987)

Нафти з Лопушніанського родовища характеризуються питомою вагою 33,1 і 39,6° API і вмістом сірки відповідно 0,12 і 0,03 % (таб. 9.1). Значення цих параметрів цілком відповідають значенням параметрів властивих для нафт карпатського флішу (Kotarba et al., 2005, 2007), в той час як нафти платформового фундаменту Передкарпатського прогину мають абсолютно інші характеристики (рис. 9.3.4).

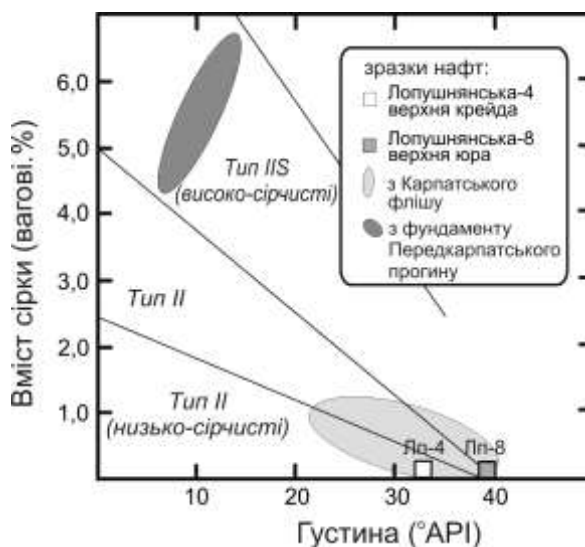


Рис. 9.3.4. Діаграма залежності густини нафти від вмісту сірки (Radkovets et al., 2016). Класифікація вихідного керогену (за Orr, 2001)

Досліджені нафти Лопушнянського родовища мають низький вміст сірки. Згідно з діаграмою (рис. 9.3.4) вони походять із керогену II типу із низьким або нормальним вмістом сірки (Orr, 1986, 2001), який нагромаджувався в теригенних породах (Moldowan et al. 1985). Дані результатів елементного аналізу асфальтенів, осаджених з цих нафт, підтверджують ці висновки (табл. 9.1, рис. 9.3.5). Низькі значення атомного відношення S/C в асфальтенах також вказують на те, що ці нафти були генеровані керогеном II типу з низьким вмістом сірки.

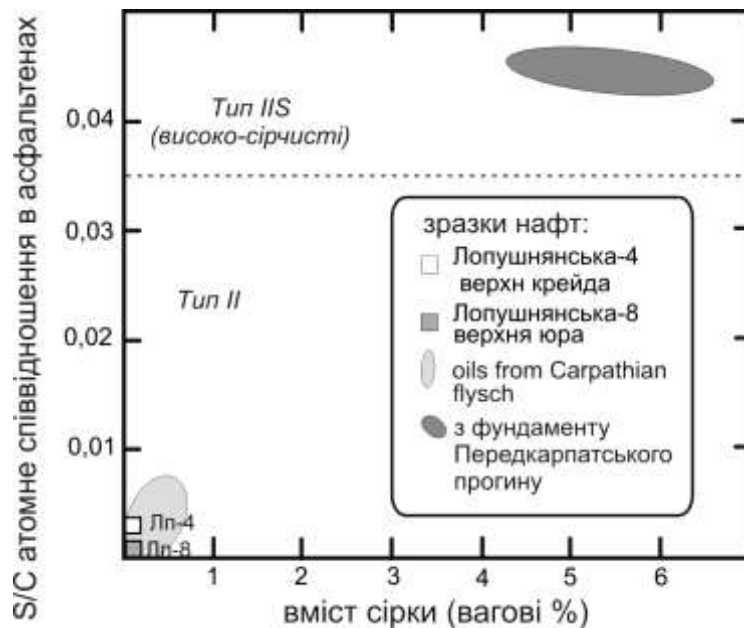


Рис. 9.3.5. Діаграма атомне відношення S/C в асфальтенах – вміст сірки в нафтах (Radkovets et al., 2016). Класифікація вихідного керогену (за Orr, 2001)

Вміст ванадію та нікелю у нафтах також підтверджує висновок (табл. 9.1, рис. 9.3.6), що досліджувані нафти були генеровані органічною речовиною, яка акумулювалась за умов, які були сприятливі для осадження іонів нікелю та ванадію, а саме у морській і дельтовій фаціях (кероген II і III типу) (режим II; Lewan, 1984).

Як видно з рисунків 9.3.5 і 9.3.6, за значеннями атомного відношення S/C в асфальтенах та вмісту ванадію і нікелю, нафти з Лопушнянського родовища добре корелюють з нафтами Карпатського флішу, водночас значно відрізняються від нафт із фундаменту Передкарпатського прогину (Kotarba et al., 2007; Więclaw et al., 2012).



Рис. 9.3.6. Діаграма відношення  $V/(V+Ni)$  – вміст сірки в нафтах (Radkovets et al., 2016). Класифікація умов седиментації вихідного керогену (за Lewan, 1984)

Розподіл *n*-алканів та ізопреноїдів в досліджених зразках нафти є з чітким максимумом в діапазоні коротколанцюгових вуглеводнів. Це характерно для вуглеводнів, генерованих органічною речовиною морського походження (Peters et al., 2005). Значення коефіцієнта непарності більше 1,0 свідчить про теригенну седиментацію при нагромадженні материнських порід (Moldowan et al., 1985).

Значення відношення прістан/фітан більше 1,0 (табл. 9.3.2) свідчить про дефіцит кисню під час нагромадження органічної речовини, що генерувала нафти Лопушнянського родовища (Didyk et al., 1978). Це підтверджується між відношеннями прістан/  $n\text{-C}_{17}\text{H}_{36}$  і фітан/  $n\text{-C}_{18}\text{H}_{38}$  (рис 9.3.7), а також дібензотіофен/фенантрен і прістан/фітан (рис. 9.3.8), які корелюються із нафтами Карпатського флішу. Як видно з рисунків 9.3.7 і

9.3.8, нафти фундаменту Передкарпатського прогину мають цілком відмінні характеристики.

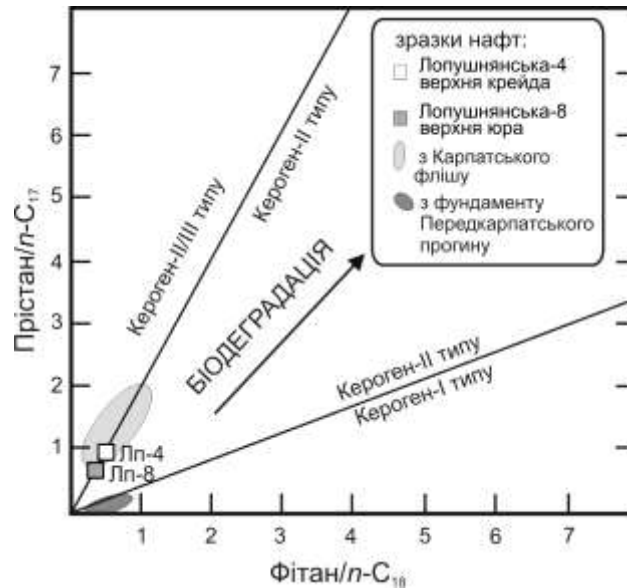


Рис. 9.3.7. Генетична характеристика нафт за відношеннями прістан/ $n$ - $C_{17}$  і фітан/ $n$ - $C_{18}$  (Radkovets et al., 2016). Класифікація ( за Obermajer et al., 1999)

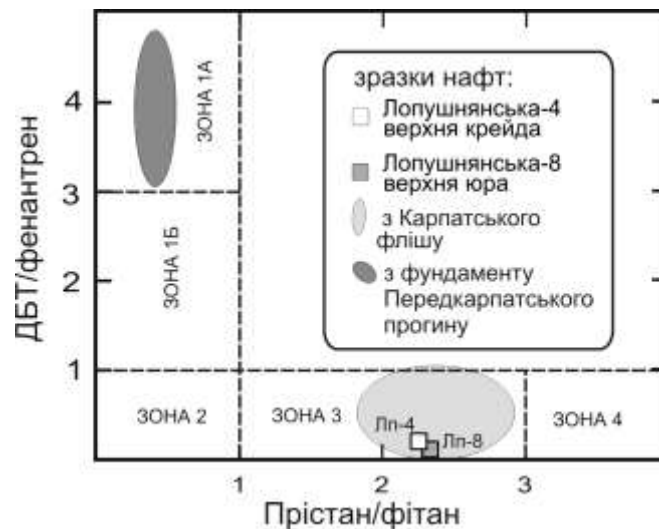


Рис. 9.3.8. Діаграма дібензотіофен/фенатрен - прістан/фітан (Radkovets et al., 2016). Класифікація умов седиментації (за Hughes et al., 1995)

*Зона 1А – морські карбонати; Зона 1Б - морські карбонати, морські мергелі або озерні сульфатні осади; Зона 2 – озерні нессульфатні осади; Зона 3 – морські глинисті або озерні осади; Зона 4 – флювіальні/дельтові осади*

Подібний розподіл регулярних  $\alpha\alpha$  стеранів в нафтах Лопушнянського родовища як і в нафтах з флішових нашарувань та наявність високоспецифічного типу пентациклічного тритерпану, тобто олеанану (табл.



9.3.3), який завжди присутній у всіх нафтах із Карпатського флішу (Kotarba et al., 2007; Więsław et al., 2012), свідчать про те, що вони належать до одного сімейства. Олеанан, біомаркер, який походить із хвойних рослин і дозволяє

Таблиця 9.3.3.

### Характеристики біомаркерів нафт (Radkovets et al., 2016)

Свердловина	Вік	S/ (S+T)	Bis/ Hop	C <sub>27</sub> dia/ C <sub>27</sub> reg.	C <sub>27</sub> , C <sub>28</sub> , C <sub>29</sub>			Ol/ Hop	Mor/ Hop	H <sub>31</sub> S/ S+(R)	C <sub>29</sub> SR	C <sub>29</sub> / C <sub>27</sub> ster	Ts/ Tm	TA(I)/ TA(II)	Dia/ Reg	C <sub>29</sub> / Hop	C <sub>35</sub> / C <sub>34</sub>
					(%)	(%)	(%)										
Лопуш- нянська-4	Cr <sub>2</sub>	0,38	—	0,24	36	26	38	0,11	0,28	0,52	0,29	1,07	0,65	н.в.	0,27	0,53	1,06
Лопуш- нянська-8	J <sub>3</sub>	0,26	—	0,51	40	27	33	0,14	0,23	0,56	0,46	0,84	0,80	н.в.	1,19	0,59	0,86

Cr<sub>2</sub> – верхня крейда; J<sub>2</sub> – верхня юра; S/(S+T) = всі стерани/( всі стерани + всі терпани); Bis/Hop = 28,30-бісноргопан/17α гопан; C<sub>27</sub>dia/C<sub>27</sub>reg. = C<sub>27</sub> βα 20S діастеран/C<sub>27</sub> ααα 20R стеран; C<sub>27</sub> = C<sub>27</sub> ααα 20R стеран/(C<sub>27</sub>+C<sub>28</sub>+C<sub>29</sub>) ααα 20R стерани\*100; C<sub>28</sub> = C<sub>28</sub> ααα 20R стеран /(C<sub>27</sub>+C<sub>28</sub>+C<sub>29</sub>) ααα 20R стерани \*100; C<sub>29</sub> = C<sub>29</sub> ααα 20R стеран /(C<sub>27</sub>+C<sub>28</sub>+C<sub>29</sub>) ααα 20R стерани \*100; Ol/Hop = олеанан/17α гопан; Mor/Hop = моретан/17α гопан; H<sub>31</sub>S/(S+R) = гомогопан 22S/(22S+22R); C<sub>29</sub>SR = епімеризація регулярних стеранів C<sub>29</sub>; C<sub>29</sub>/C<sub>27</sub>ster = C<sub>29</sub> норгопан/C<sub>27</sub> ααα 20R стеран; Ts/Tm = C<sub>27</sub> 18α трісноргопан/C<sub>27</sub> 17α = C<sub>27</sub> βα 20S діастеран/C<sub>29</sub> ααα 20R стеран, C<sub>29</sub>/Hop = норгопан /17α гопан; C<sub>35</sub>/C<sub>34</sub> = C<sub>35</sub> (22S+22R) гомогопани/C<sub>34</sub> (22S+22R) гомогопани; н.в. – не визначалось; інші пояснення див. табл. 9.1.

визначати вік материнської породи. Оскільки ці рослини з'явилися в крейдовому періоді, то присутність цього біомаркера свідчить про крейдовий чи молодший вік материнської породи (Ekweozor, 1988).

Наведені дані вивчення біомаркерів підтверджуються дослідженням складу стабільних ізотопів карбону у нафтах та їх фракціях. Результати цих досліджень показані в таблиці 9.1. і на рисунку 9.3.9. Нафти та їх фракції з двох свердловин Лопушнянського родовища демонструють аналогічні ізотопні дані. Збіднення асфальтенів ізотопом <sup>13</sup>C відносно смол у нафті зі свердловини Лопушнянська-4 є свідченням того, що нафти, були генеровані керогеном водоростевого походження (Галімов, 1973, 1986).

На рисунку 9.3.9. показані ізотопні криві для нафт відібраних із Лопушнянського родовища та ізотопні криві для отриманих із двох різних сімейств Карпатського регіону. Як бачимо, близькість нафт із Лопушнянського родовища і Карпатського флішу за величинами δ<sup>13</sup>C та за формою кривих, яка демонструє характерний для даних нафт 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, а отже, що вони належать до одного і того ж сімейства нафт, в даному разі очевидно генерованих породами менілітової світи. Водночас ізотопні криві нафт (рис. 9.3.9) із фундаменту Передкарпатського прогину (Коханівське та Орховицьке родовища) демонструють цілком інший розподіл складу стабільних ізотопів вуглецю нафт і їх індивідуальних фракцій, що свідчить про те, що в даному випадку ми маємо справу із двома окремими нафтогазовими системами. Це підтверджується також даними досліджень (Więław, 2011) автохтонних нашарувань міоцену і палеозой-мезозойських відкладів фундаменту на території Польщі.

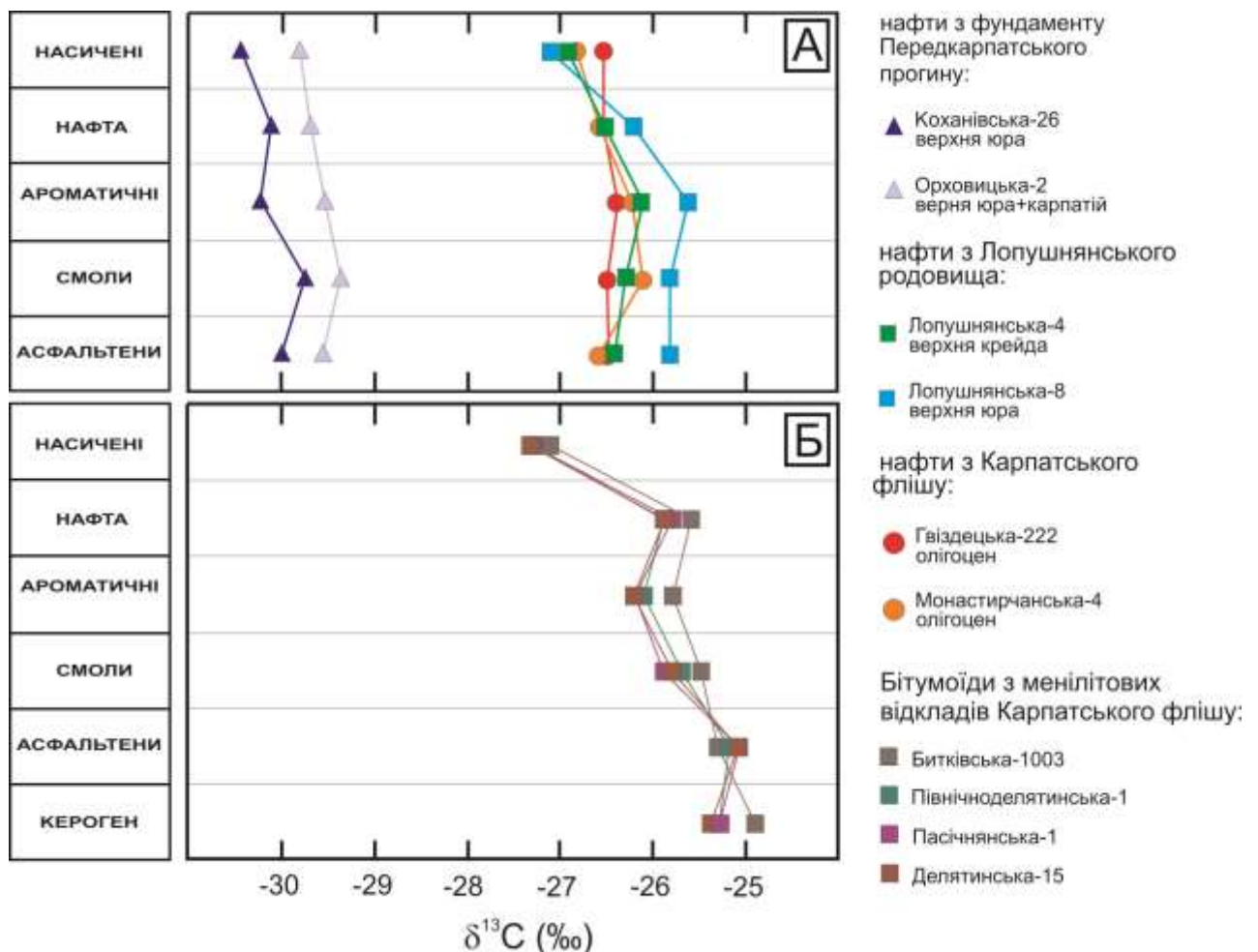


Рис. 9.3.9. Вміст стабільних ізотопів карбону в: А – нафтах і їхніх індивідуальних фракціях з Лопушнянського родовища, з інших родовищ української частини та Зовнішніх Карпат і мезозойського фундаменту Передкарпатського прогину; Б – бітумоїдах, їхніх індивідуальних фракціях і керогені порід менілітової світи Бориславсько-Покутської зони (Kotarba et al., 2005). Розміщення опробуваних свердловин показана на рис.9.1.

#### 9.4. Зрілість нафт

Зрілість нафт визначалась на підставі дослідження легких вуглеводнів (табл. 9.3.1), вибраних біомаркерів (табл. 9.3.3) та індексів, розрахованих на основі відносних концентрацій фенантрени та дібензотіофену та їх метилових похідних (табл. 9.4.1).

Таблиця 9.4.1.

#### Індекси, розраховані на основі розподілу фенантрени, дібензотіофену та їх метилових похідних (Radkovets et al., 2016)

Свердловина	Вік	MPI 1	MPR	MPR1	R <sub>cal</sub> , %	R <sub>cal(MPR)</sub> , %	DBT/P	MDR	R <sub>cal(DBT)</sub> , %	T <sub>max(DBT)</sub> , °C
Лопушнянська-4	Cr <sub>2</sub>	0,74	0,79	0,43	0,82	0,80	0,2	2,3	0,7	435
Лопушнянська-4	J <sub>2</sub>	0,68	0,72	0,38	0,78	0,70	0,1	5,7	0,9	452

Cr<sub>2</sub> – верхня крейда, J<sub>2</sub> – верхня юра, MPI1 =  $1,5(2\text{-MP}+3\text{-MP})/(P+1\text{-MP}+9\text{-MP})$ , P – фенантрен; MP – метилфенантрен, MPR =  $2\text{-MP}/1\text{-MP}$ , MPR1 =  $(2\text{-MP}+3\text{-MP})/(1\text{-MP}+9\text{-MP}+2\text{-MP}+3\text{-MP})$ ; R<sub>cal</sub> =  $0,60\text{MPI1}+0,37$  для MPR < 2,65 (Radke, 1988); R<sub>cal(MPR)</sub> =  $0,166+2,242(\text{MPR1})$  (Kvalheim et al., 1987); DBT – дібензотіофен; MDR =  $4\text{-MDBT}/1\text{-MDBT}$ ; MDBT – метилдібензотіофен; R<sub>cal(DBT)</sub> =  $0,51+0,073\text{MDR}$ ; T<sub>max(DBT)</sub> =  $423+5,1\text{MDR}$ ; інші пояснення див. табл. 9.1.

Як видно із таблиці 9.4.1, досліджені нафти демонструють однаковий ступінь термальної зрілості порід, які їх генерували. За розподілом метилфенантрених ступінь зрілості нафт, розрахований за шкалою відбивної здатності вітриніту змінюється від 0,7 до 0,9 %, тобто нафти були генеровані породами в межах нафтового вікна приблизно на піку генерації рідких вуглеводнів. Розрахунок індексу термальної зрілості нафт на основі метилдібензотіофенів свідчить про незначну різницю в діапазонах значень: 0,7 % для проби нафти зі свердловини Лопушнянська-4 і 0,9 % зі свердловини Лопушнянська-8 за шкалою відбивної здатності вітриніту.

Індекси, розраховані на основі метилфенантрених були розроблені для керогену наземного походження (Radke, 1988), в той час як індекси на основі метилдібензотіофенів відповідають нафтам, генерованим керогеном типу II. Беручи до уваги те, що породи Карпатського флішу вміщують в основному керогену типу II, індекси на основі метилдібензотіофенів є більш точними

для досліджених нами нафт. Розподіл стеранів і терпанів в цілому підтверджує зрілість аналізованих нафт (рис. 9.4.1), оцінену за значеннями індексів метилдобензотіофенів, що вказує на незначно вищу зрілість проби нафти зі свердловини Лопушнянська-8. Розподіл гомологів диметилпентану (Манго, 1997) вказує на температуру утворення вуглеводнів в інтервалі від 122 до 126° С (табл. 9.3.2). Обидва індекси зрілості та оцінка температури утворення вуглеводнів для нафт Лопушнянського родовища знаходяться в діапазоні, визначеному для нафт, з покладів Карпатського флішу (Kotarba et al., 2007; Więclaw et al., 2012).



Рис. 9.4.1. Діаграма стеран  $C_{29}20S/(20S+20R)$  –  $Ts/Tm$  (Radkovets et al., 2016). Поля зрілості (за Peters and Moldovan, 1993)

## 9.5. Кореляція нафта – материнська порода

Застосування прецизійних геохімічних методів, таких як визначення складу стабільних ізотопів карбону та вивчення біомаркерів за допомогою хроматомаспектрометрії дозволяє пояснити генетичні співвідношення між нафтами та збагаченими розсіяною органічною речовиною породами, що ймовірно їх генерували.

Попередні дослідження (Koltun, 1992; Koltun et al., 1998; Kotarba et al., 2005, 2007; Kotarba and Koltun, 2006; Więclaw et al., 2012) показують, що більша частина нафт, які знаходяться у покладах Карпатського флішу, належать до одного нафтового сімейства та за геохімічними показниками корелюється із органічною речовиною порід менілітової світи (олігоцен), які залягають в діапазоні глибин, що охоплюють «нафтове вікно», а отже ці відклади є нафтоматеринськими породами для цих нафт.

Для кореляції нафтоматеринських порід використовувались результати аналізів порід менілітової світи (Kotarba et al., 2005), які залягають найближче до Лопушанського родовища. Для цієї мети були відібрані 18 зразків керну з Бориславсько-Покутської зони зі свердловин Битків-1001, Битків-1003, Битків-1004, Делятин-15, Пасічна-1, Пасічна-806 та Північноделятинська-1, а також 19 зразків порід з відслонень Скибової зони в районі сіл Бабче / Молодьківа та Пнів. Всі вищезазначені результати досліджень нафт Лопушнянського родовища, вказують на те, що органічна речовина нафтоматеринської породи, яка генерувала ці нафти за генетичним типом і середовищем осадоагромадження має виразну кореляцію із відкладами менілітової світи. Останні містять кероген II типу з низьким та нормальним вмістом сірки та нагромаджувались за умов теригенної седиментації. (Koltun, 1992; Koltun et al., 1998).

Кореляція складу стабільного ізотопу вуглецю нафт та їх окремих фракцій з Лопушнянського родовища з даними складу нафт, з покладів Карпатського флішу, вказує на те, що вони були генеровані одним і тим самим генетичним типом органічної речовини. Порівняння ізотопного складу нафт та їх індивідуальних фракцій Лопушнянського родовища з ізотопним складом бітумоїдів та їх індивідуальних фракцій із збагачених органічною речовиною порід менілітової світи (рис. 9.3.9) вказують на те, що вони були джерелом надходження нафти у породи-колектори Лопушнянського родовища.

Менілітові відклади, являють собою товщу завтовшки від 300 до 1400 м, що складається з перешарувань пісковиків, алевролітів та збагачених органічною речовиною аргілітів (Вялов и др., 1998). Ця товща має олігоцен-ранньоміоценовий вік і залягає у верхній частині карпатських флішових нашарувань. Загальний вміст органічного вуглецю в аргілітах в більшості випадків значно перевищує 1 %, досягаючи іноді більше 20 %. Ці породи містять кероген II типу з відмінним нафтовим потенціалом (Koltun et al., 1998; Kotarba et al., 2013, 2014). У фронтальних тектонічних одиницях нафтове вікно охоплює інтервал глибин від 4 до 6 км (Koltun et al., 1998; Kosakowski, 2013).

Наявність в нафтах Лопушнянського родовища біомаркера олеанану, що походить із вищих наземних рослин є свідченням того, що походження керогену є крейдяного або молодшого віку (Ekweozor and Udo, 1988; Moldowan et al., 1994), й означає, що породи палеозойсько-юрських нашарувань платформового фундаменту, що залягають нижче порід крейдяного віку Лопушнянського родовища, не можуть розглядатися як можливі нафтоматеринські породи для них. У свою чергу, нафти, які знаходяться у покладах Карпатського флішу та бітумоїди із збагачених органічною речовиною порід менілітової світи (олігоцен), завжди містять олеанан (Kotarba et al., 2007; Więclaw et al., 2012), що підтверджує, що останні, які були материнськими породами для нафт цих флішових нашарувань (Koltun et al., 1998; Kotarba et al., 2005, 2007; Kotarba and Koltun, 2006), очевидно також, є тими ж материнськими породами для нафт Лопушнянського родовища.

Олеанан відсутній в нафтах Коханівського та Орховицького родовищ фундаменту Передкарпатського прогину (Kotarba et al., 2007; Więclaw et al., 2012), що свідчить про те, що ці нафти були генеровані юрськими або старшими породами платформових нашарувань, та чітко демонструє що нафти належить до іншого нафтового сімейства, ніж нафти з карпатських флішових нашарувань і Лопушнянського родовища. Наведені вище дані дають

достатньо доказів того, що нафта Лопушнянського родовища належить до нафтової системи Зовнішніх Карпат і до того ж нафтового сімейства, що і нафти, які акумулювалися у крейдяно-палеогенових відкладах Бориславсько-Покутської та Скибової зон Українських Карпат.

### 9.6. Можливі шляхи міграції

Встановлено, що міграційна відстань впливає на вміст фракції асфальтенів і на відношення насичених і ароматичних вуглеводнів в нафтах. Вміст асфальтенів у досліджених нафтах складає 2,0 і 0,9 %. (табл. 9.1), і має обернену кореляцію з низьким вмістом насичених вуглеводнів та низьким співвідношенням насичених і ароматичних вуглеводнів, які відповідно складають 2,4 та 5,3 (табл. 9.1). За вмістом асфальтенів нафти Лопушнянського родовища корелюються з нафтами, акумульованими у карпатських флішових нашаруваннях, для яких він коливається від 0,2 до 4,3 %, тоді як відношення насичених і ароматичних вуглеводнів відповідають або перевищують діапазон від 1,9 до 4,7 (Więśław et al., 2012). Ці дані показують, що відстань міграції для нафт Лопушнянського родовища була подібною або трохи довшою, але в будь-якому випадку близькою до відстані міграції нафт, з покладів Карпатського флішу. Це виглядає логічно з огляду на те, що Лопушнянське нафтове родовище знаходиться у відкладах платформового фундаменту, перекритого Карпатським насувом, що містить відклади менілітової світи (олігоцен), які просторово досить близькі до цих платформових нашарувань. Наявність олеанану в нафтах Лопушнянського родовища є ще одним свідченням її міграції з карпатських флішових нашарувань. Сам факт його існування в нафті з юрських порідколекторів передбачає міграцію нафти з молодших відкладів. Оскільки на основі результатів, отриманими в нашому дослідженні, ми вважаємо, що нафти Лопушнянського родовища генеровані породами менілітової світи, тому очевидно існували шляхи міграції вуглеводнів від молодших олігоценових



нашарувань Карпатського флішу до старших юрських та крейдяних порід-колекторів платформового фундаменту, що залягають під Карпатським насувом.

Існує низка як поздовжніх, так і поперечних субвертикальних дислокацій досить значної амплітуди, які виникли внаслідок навантаження карпатських насувів і завдяки яким флішові нашарування опинились на тій же глибині, що й юрські та крейдяні породи платформного фундаменту. Розглянемо кілька припущень щодо можливих шляхів міграції. Покутська наскрізна дислокація, яка простягається з північного сходу на південний захід є східною межею зони, де флішові відклади залягають на максимальних глибинах (Ryłko and Tomaś, 2005). В її східному крилі поверхня консолідованого фундаменту стрімко піднімається, і глибина флішових відкладів на захід від розлому значно перевищує глибину залягання платформових мезозойських нашарувань на схід від нього. На рисунку 9.6.1. показано схематичний геологічний перетин вздовж карпатських покровів, де є кілька нафтових родовищ у флішових відкладах, а саме: Битківське, Монастирчанське, Пасічнянське, Гвіздецьке (див. рис. 9.1). Нафти з вищезгаданих родовищ, а також нафтоматеринські породи менілітової світи цього регіону були досліджені (Kotarba et al., 2005). Згідно з цими даними збагачені органічною речовиною породи менілітової світи досягають «нафтового вікна» в цьому районі на глибині понад 5 км. Хороша кореляція цих нафт та нафтоматеринських порід з нафтами Лопушнянського родовища, дозволяє припускати, що вуглеводні мігрували з флішових відкладів через Покутську дислокацію до Лопушнянського покладу. Водночас є ще один варіант можливої міграції вуглеводнів генерованих породами менілітової світи з зануреної частини Бориславсько-Покутського покрову до нашарувань платформового фундамену, які перекриваються Скибовим насувом (див. рис. 9.1.1), можливість існування яких була показана (Гавура и Панов, 1977; Шеремета та ін., 2011 р.) на основі інтерпретації геологічних, сейсмічних та гравітаційних даних.

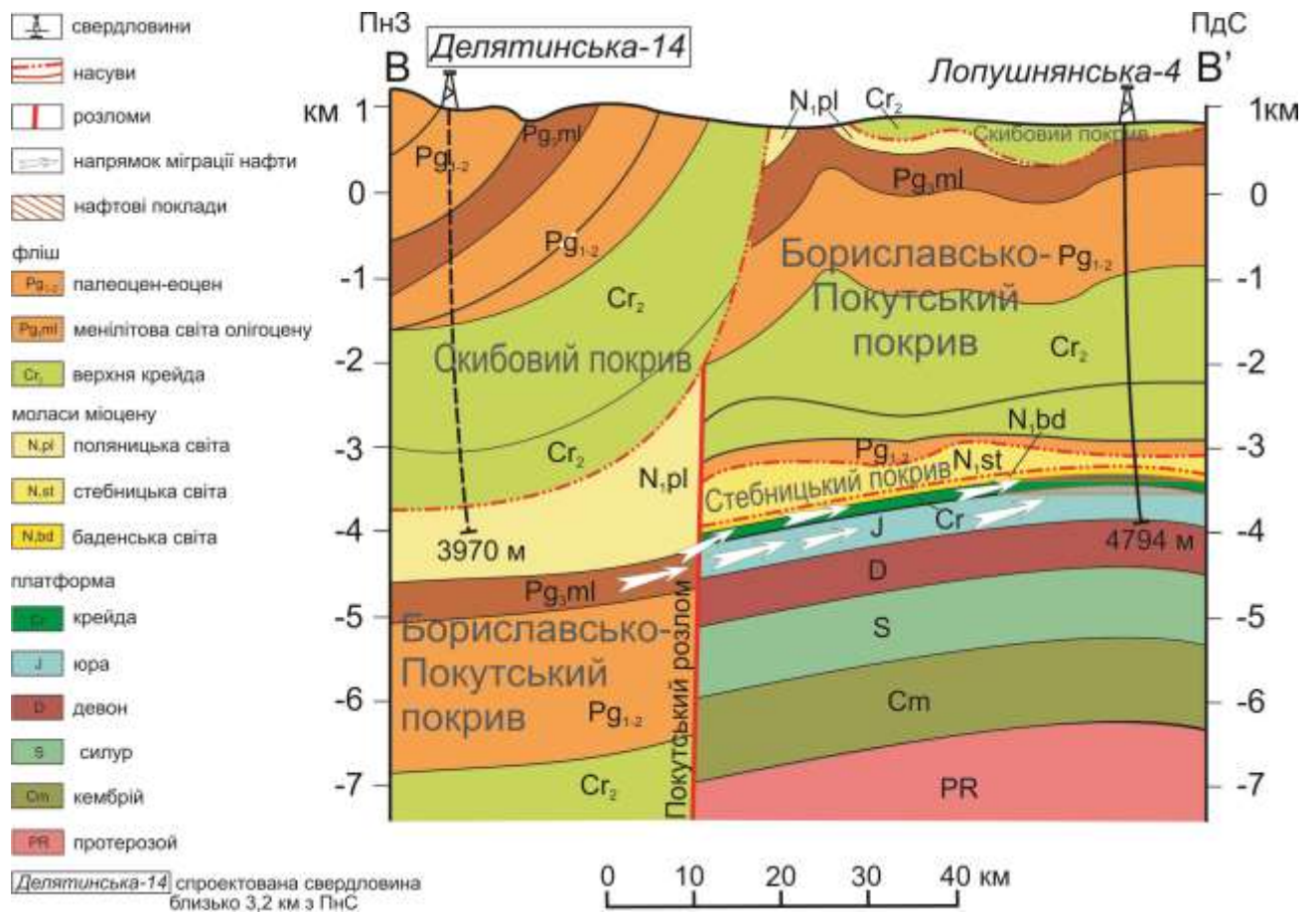


Рис. 9.6.1. Схематичний геологічний перетин вздовж фронтальної частини Українських Зовнішніх Карпат поблизу Лопушнянського нафтового родовища і можливі напрямки міграції нафти (Radkovets et al., 2016). Геологічні побудови (за Федішин (Ред.), 1998; Шакин и др., 1977; Даниш та ін., 2005; Rylko and Tomáš, 2005)

Ще один можливий шлях міграції можна припустити, що проходив від порід менілітові світи із зануреної частини Кросненської зони, що залягають під Чорногорським і Поркулетським насувами. Проте така значна відстань міграції виглядає менш імовірною, ніж попередні варіанти, зокрема, якщо розглядати показники вмісту асфальтенів та відношення насичених і ароматичних вуглеводнів в нафтах Лопушнянського родовища, що збігаються з показниками в нафтах Карпатського флішу, які мали коротший шлях міграції.

Глибоко занурені відклади менілітової світи Кросненської зони були вивчені на прикладі зразків порід із свердловини Гринява-1 (Koltun et al.,

1998) (див. рис. 9.1 і 9.1.1). В межах дослідженого інтервалу глибин 4185–4366 м, де вміст органічної речовини в породах досягає 2,8 %, вони знаходяться у нижній частині «нафтового вікна» – верхній частині «газового вікна». Отже, міграція рідких вуглеводнів з глибшої частини Кросненської зони могла мати місце лише на більш ранній стадії міоценових насувних процесів. Слід звернути увагу на те, що нафти із покладів мезозойського фундаменту в кількох родовищах польської частини Передкарпатського прогину мігрували з відкладів менілітової світи (Ten Haven et al., 1993; Curtis et al., 2004). Лопушнянське родовище в межах Української частини Передкарпатського прогину на сьогоднішній день є унікальним, оскільки містить такий тип нафти, знайденої в мезозой-палеогенових нашаруваннях платформового фундаменту перекритого Карпатською насувною спорудою.

### **9.7. Висновки до розділу 9**

Лопушнянське нафтове родовище було відкрито в мезозойсько-палеогенових відкладах платформового фундаменту, який перекритий насувом Зовнішніх Карпат. Проаналізовані нафти з двох основних покладів, які знаходяться у верхньокрейдових піщаних та верхньоюрських карбонатних породах-колекторах, з метою визначення їх походження та зв'язку з відомими нафтовими системами, що знаходяться у флішових відкладах Зовнішніх Карпат та у відкладах платформового фундаменту Передкарпатського прогину.

Дослідження нафт із вищезгаданих покладів Лопушнянського родовища показали, що їхні геохімічні характеристики цілком відмінні від характеристик нафт, які знаходяться у покладах платформового фундаменту в північно-західній частині Передкарпатського прогину (Коханівське та Орховицьке родовища), водночас аналогічні геохімічним характеристикам, які притаманні нафтам з покладів Карпатського флішу. Ці нафти не зазнали значного впливу вторинних процесів, вони характеризуються низьким вмістом сірки,

характеризуються середньою густиною та максимальним вмістом *n*-алканів в діапазоні *n*-C<sub>9</sub> - *n*-C<sub>11</sub>. Розподіл *n*-алканів, ізопреноїдів та біомаркерів у цих нафтах свідчить про морське походження вихідної органічної речовини (II або змішаний II/III тип керогену), що знаходиться в теригенних відкладах, які нагромаджувались в умовах безкисневого середовища. Такий тип керогену був ідентифікований для менілітових покладів (олігоцен) Карпатського флішу (Koltun, 1992; Kotarba and Koltun, 2006).

Наявність біомаркера олеанану в нафтах Лопушнянського родовища свідчить про те, що вони могли бути генеровані породами, які є не старшими за крейдяний вік, що виключає їх кореляцію з палеозойськими і юрськими породами платформового фундаменту. За розподілом метилфенантренив ступінь зрілості нафт, розрахований за шкалою відбивної здатності вітриніту змінюється від 0,7 до 0,9 %, а розподіл гомологів диметилпентану вказує, що температура утворення вуглеводнів знаходилась в інтервалі від 122 до 126°C.

За всіма геохімічними характеристиками, отриманими в даному дослідженні, нафти відібрані з покладів Лопушнянського родовища виразно корелюються з нафтами які знаходяться у покладах Карпатського флішу, що дозволяє розглядати їх як одне й те ж нафтове сімейство, і це свідчить про те, що відклади менілітової світи Карпатського флішу очевидно були материнськими породами для нафт Лопушнянського родовища. Що підтверджується хорошою кореляцією цих нафт за розподілом *n*-алканів, ізопреноїдів, біомаркерів та складу стабільних ізотопів вуглецю з бітумоїдом порід менілітової світи, збагачених органічною речовиною.

Міграція вуглеводнів із зрілих нафтоматеринських порід менілітової світи до покладу Лопушнянського родовища могла проходити через розломи, завдяки яким нашарування Карпатського флішу залягають глибше, ніж мезозойські породи платформового фундаменту сусідніх блоків. Такі тектонічні умови могли забезпечити міграцію як у поздовжньому, так і поперечному напрямках, відносно Карпатської насувної споруди.

Можливість заповнення покладів мезозойського платформового фундаменту вуглеводнями, які були генеровані в межах карпатських флішових нашарувань, дозволяє припустити, що інші структури, подібні до геологічної структури Лопушнянського нафтового родовища, можуть акумулювати вуглеводні, а отже існує ймовірність відкриття нових родовищ такого типу.

## РОЗДІЛ 10

### КОМП'ЮТЕРНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ТЕКТОНІЧНОЇ ЕВОЛЮЦІЇ, ІСТОРІЇ ЗАНУРЕННЯ ТА ТЕРМАЛЬНОГО ДОЗРІВАННЯ ОСАДОВОЇ ТОВЩІ ПІВДЕННО-ЗАХІДНОГО СХИЛУ СХІДНОЄВРОПЕЙСЬКОЇ ПЛАТФОРМИ

Осадова товща південно-західного схилу Східноєвропейської платформи (Волино-Подільська плита, Молдовська платформа, Переддобрудзький прогин) представлена широким віковим діапазоном відкладів від докембрію до міоцену. Ці осадові нашарування представлені окремими потужними різновіковими літолого-стратиграфічними комплексами, які були утворені в різних палеоокеанографічних та тектонічних умовах, з різною історією занурення та термального дозрівання, і водночас кожен з них є перспективним для пошуків покладів вуглеводнів, як традиційних (нафта і газ), так і нетрадиційних (газ щільних колекторів, сланцеві нафта і газ, метан вугільних пластів).

Відтворення тектонічної еволюції, історії занурення та термального дозрівання осадової товщі дослідженої території, дозволило дати оцінку можливості генерації вуглеводнів в межах осадового розрізу (Radkovets et al., 2018; Poprawa et al., 2018). Для цієї мети нами було використане комп'ютерне моделювання із застосуванням програми BasinMod™ 1-D (BMRM 1-D, 2006).

На рисунку 10.1. продемонстровано карту території досліджень на якій показано низку свердловин, для яких отримані результати 1-D моделювання, проведеного для потенційно нафтогазогенеруючих порід едіакарію та вищезалягаючої товщі палеозою. Ці свердловини максимально охоплюють всі геоструктурні одиниці: Волино-Подільську плиту, Молдовську платформу та Переддобрудзький прогин, в межах яких встановлено різну потужність осадової товщі, а також різну глибину її занурення.



Рис. 10.1. Карта південно-західного схилу Східноєвропейської платформи з локалізацією свердловин для яких проводилось 1-D моделювання реконструкції тектонічної еволюції, історії занурення та термального дозрівання осадової товщі



## 10.1. Реконструкція тектонічної еволюції едіакар-палеозойських відкладів

Волино-Подільсько-Молдовський басейн, який є предметом нашого дослідження включає в себе сучасні геоструктурні одиниці, такі як Волино-Подільська плита, Молдовська платформа та Переддобрудзький прогин. (рис.10.1). Цей басейн є частиною великої системи неопротерозой-палеозойських осадових басейнів, що розвивалися вздовж західного схилу Східноєвропейського кратону, де вони становили систему басейнів Пери-Торнквіста.

Волино-Подільсько-Молдовський басейн, який на сьогоднішній час поширений на південно-західному схилі Східноєвропейської платформи, у ранньому палеозої знаходився на південному заході Балтики. Західна межа басейну пов'язана з лінією Тейсейре-Торнквіста, яка є також межею між Східноєвропейською платформою та Трансєвропейською шовною зоною. Східна межа Волино-Подільсько-Молдовського басейну має ерозійний характер і обмежується західним краєм Українського щита. Седиментація у Волино-Подільсько-Молдовському басейні тривала від едіакарію до карбону, проте в цьому часовому проміжку, як видно з рисунка 10.1.1, фіксуються численні перерви в осадоагромадженні.

Завдяки постварисційській ерозії середньо- і верхньодевонські та кам'яновугільні нашарування мають обмежене поширення в західній та південно-західній частині району досліджень. Напротивагу відкладам верхнього палеозою нашарування едіакарію-нижнього палеозою значно поширені в межах Волино-Подільсько-Молдовського басейну. На рисунку 10.1.2 продемонстровано карту домезозойської поверхні дослідженої території, на якій видно поширення едіакарсько-палеозойських відкладів.

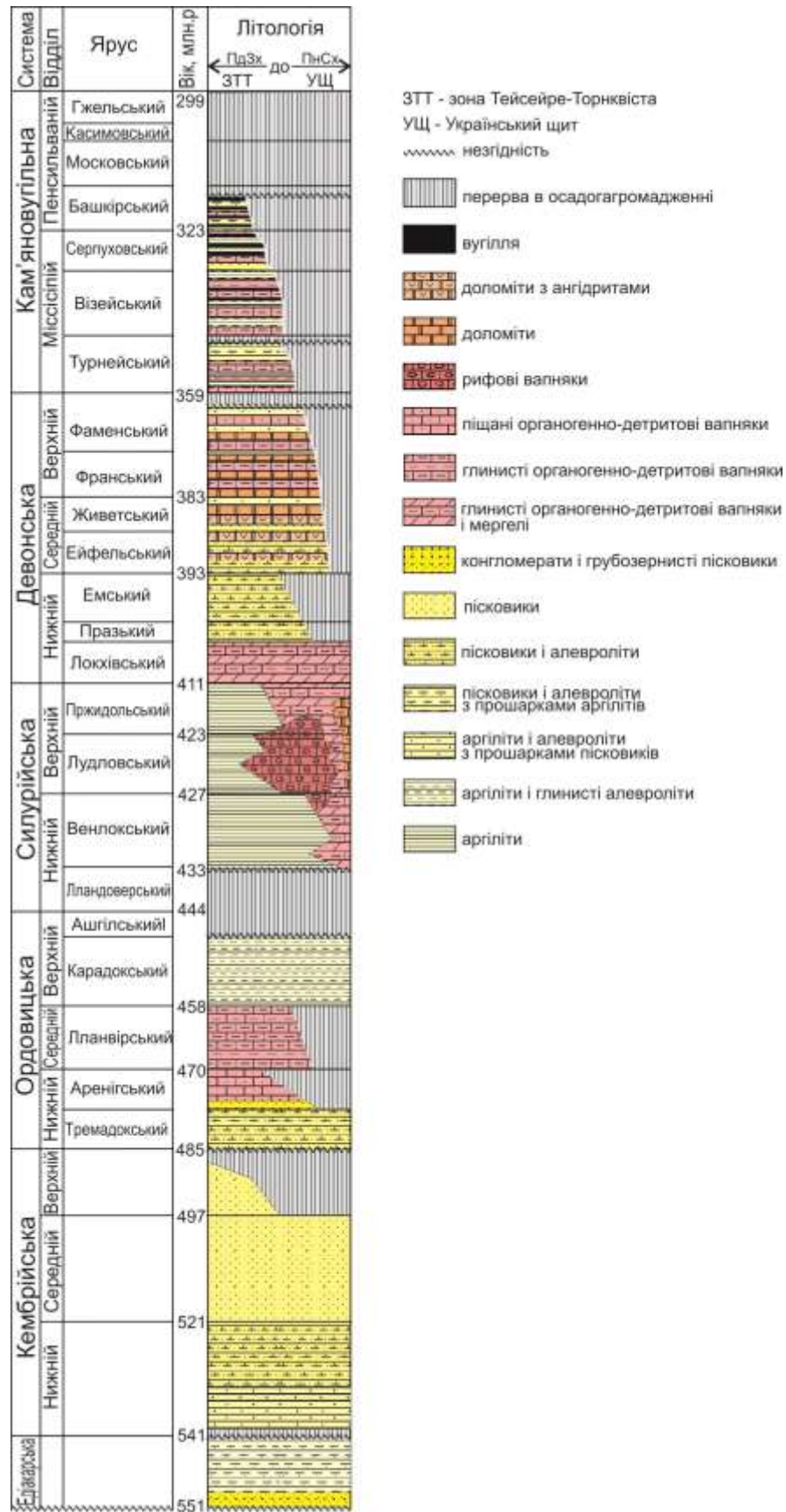


Рис. 10.1.1. Літолого-стратиграфічна колонка відкладів у віковому інтервалі від едіакарію до карбону південно-західного схилу Східноєвропейської платформи – Волино-Подільсько-Молдовського басейну (за Великанов и др., 1983; Чебаненко и др., 1990; Крупський, 2001; Шульга та ін., 2007; Radkovets, 2015; Radkovets, 2016; Радковець, 2017)

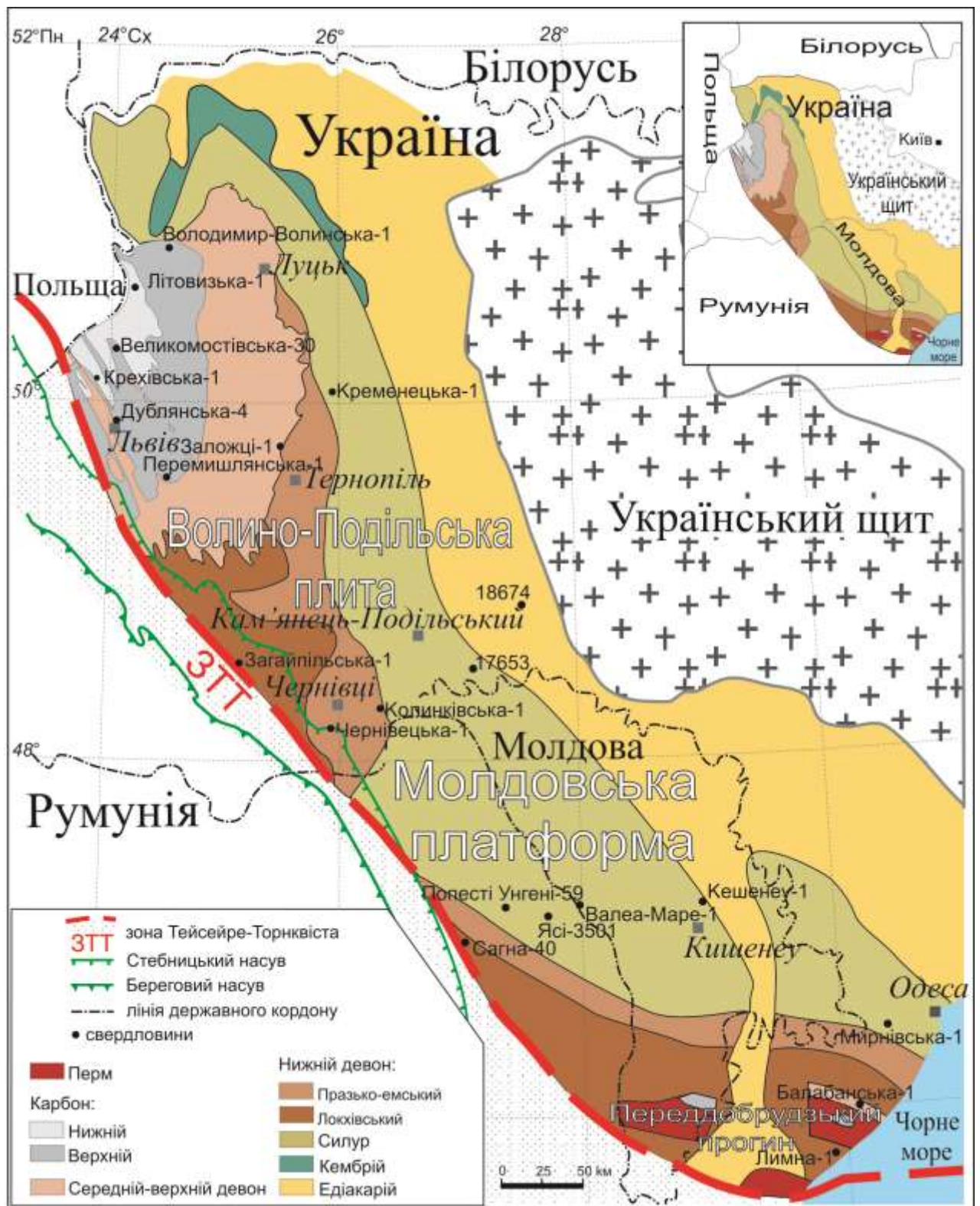


Рис. 10.1.2. Геологічна карта домезозойської поверхні південно-західного схилу Східноєвропейської платформи. Складена (за Великанов и др., 1983; Чебаненко и др., 1990; Крупський, 2001; Гнідець та ін., 2002; Шульга и др., 2007; Radkovets, 2015; Radkovets, 2016; Радковець, 2017)

Погляди на тектонічні процеси, що мали визначальний вплив на розвиток Волино-Подільсько-Молдовського басейну, досі є неоднозначними. В нашому дослідженні для аналізу тектонічного занурення Волино-Подільсько-Молдовського басейну впродовж едіакарію-палеозою застосовувався 1-D бекстріппінг (зворотній пошаровий аналіз) з припущенням що деякі з тектонічних механізмів занурення є типовими і ці закономірності було відображено на кривих занурення. Особливо це стосується рифтових басейнів, пасивних окраїн, прогинів, басейнів внутрішньократонних басейнів (McKenzie, 1978; Falvey and Middleton, 1981; Angevine et al., 1990; Allen and Allen, 1990; King, 1994; Busby and Ingersoll, 1995). Аналіз тектонічного занурення зазвичай застосовується для з'ясування як тектонічні процеси контролювали осадонагромадження в седиментаційних басейнах (Steckler and Watts, 1978). Ця методика широко використовувалася також при аналізі розвитку нижньопалеозойського басейну суміжних територій (Bond et al., 1984; Levy and Christie-Blick, 1991; King, 1994; Kominz, 1995; Waldron et al., 1996; Poprawa et al., 1999, Poprawa and Paczeńska, 2002; Poprawa, 2006a, 2006b).

### **10.1.1. Швидкість тектонічного занурення і осадонагромадження**

На основі 1-D моделювання нами була проведена реконструкція історії тектонічного занурення і швидкості седиментації Волино-Подільсько-Молдовського басейну для 21 представницьких свердловин, з охопленням стратиграфічного розрізу від едіакарію до палеозою включно (рис. 10.1). Для аналізу були вибрані свердловини, які пройшли найбільш повний розріз едіакарію-нижнього палеозою- нижнього девону, щоб їхня стратиграфічна розбивка була обґрунтованою і щоб свердловини рівномірно покривали сіткою всю територію досліджень. Результати розрахунків, таких як криві тектонічного занурення і діаграми швидкості седиментації показані на рисунках 10.1.1.1. – 10.1.1.5 (Poprawa et al., 2018).



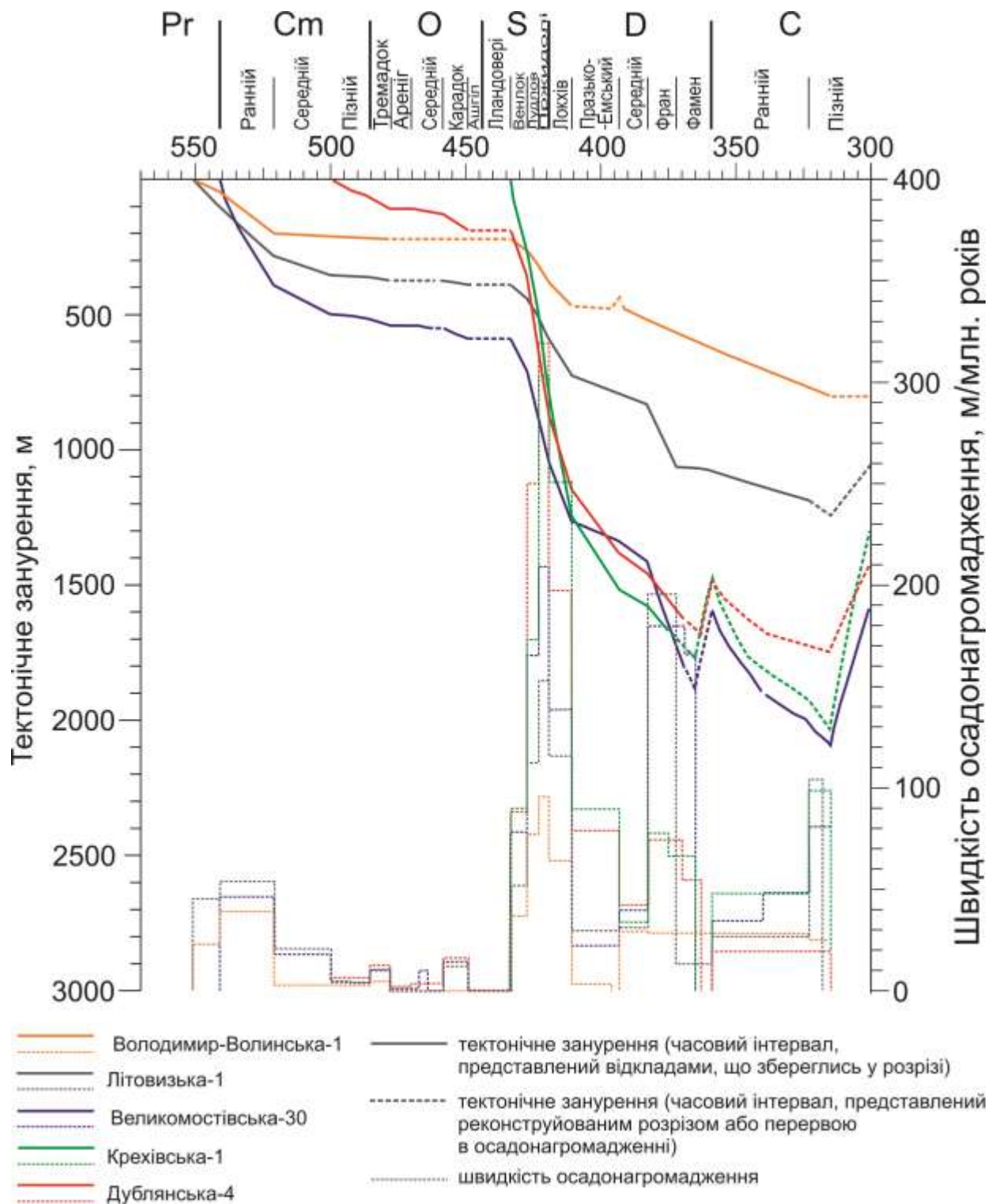


Рис. 10.1.1.1. Результати 1-D бекстріппінгу (зворотнього пошарового аналізу): криві тектонічного занурення і діаграми швидкостей седиментації для 5 свердловин (Володимир-Волинська-1, Літовизька-1, Великомоствська-30, Крехівська-1, Дублянська-4) північно-західної частини Волино-Подільської плити

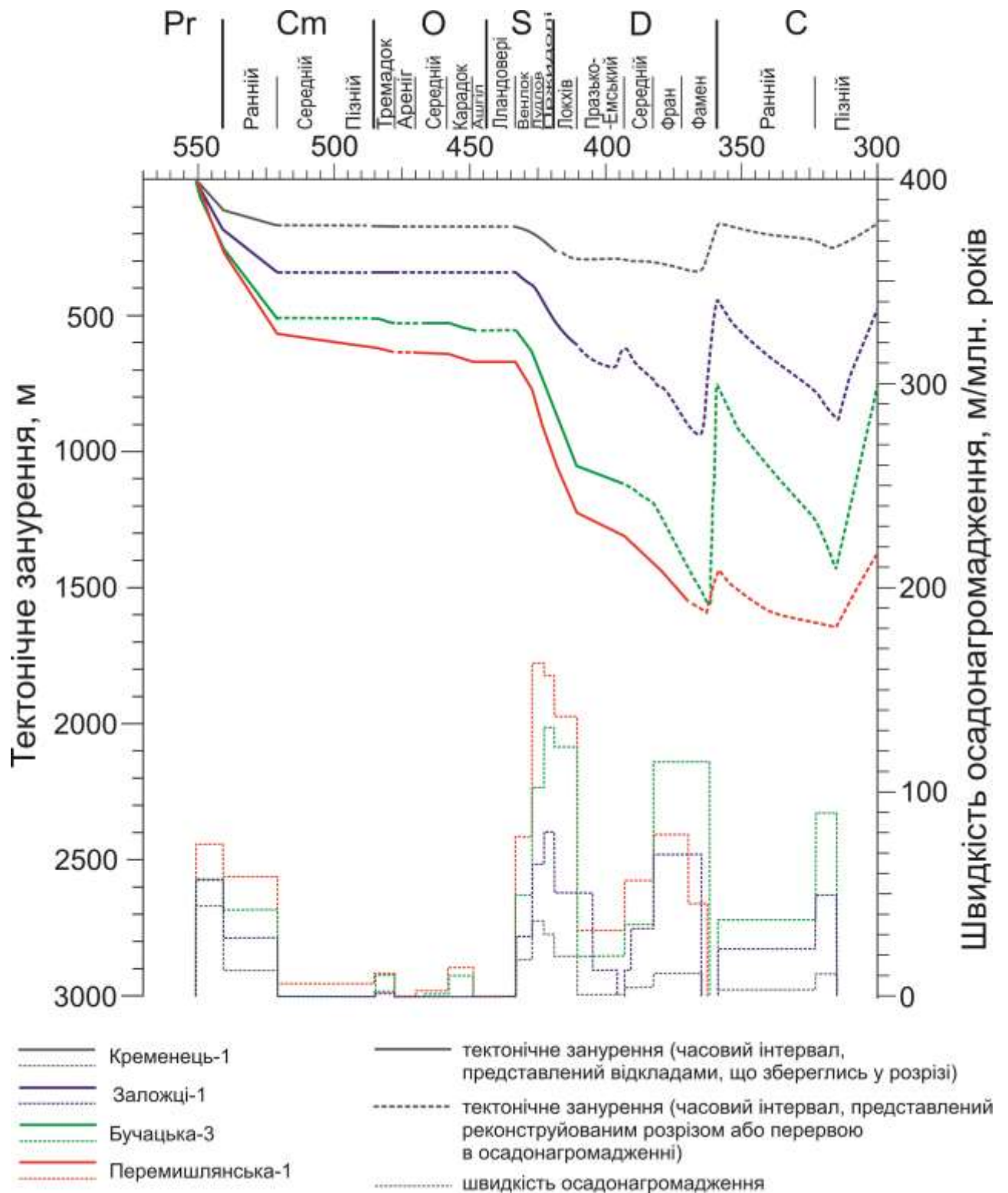


Рис. 10.1.1.2. Результати 1-D бекстріпінгу (зворотнього пошарового аналізу): криві тектонічного занурення і діаграми швидкостей седиментації для 4 свердловин (Кременецька-1, Заложці-1, Бучацька-3, Перемишлянська-1) центральної частини Волино-Подільської плити

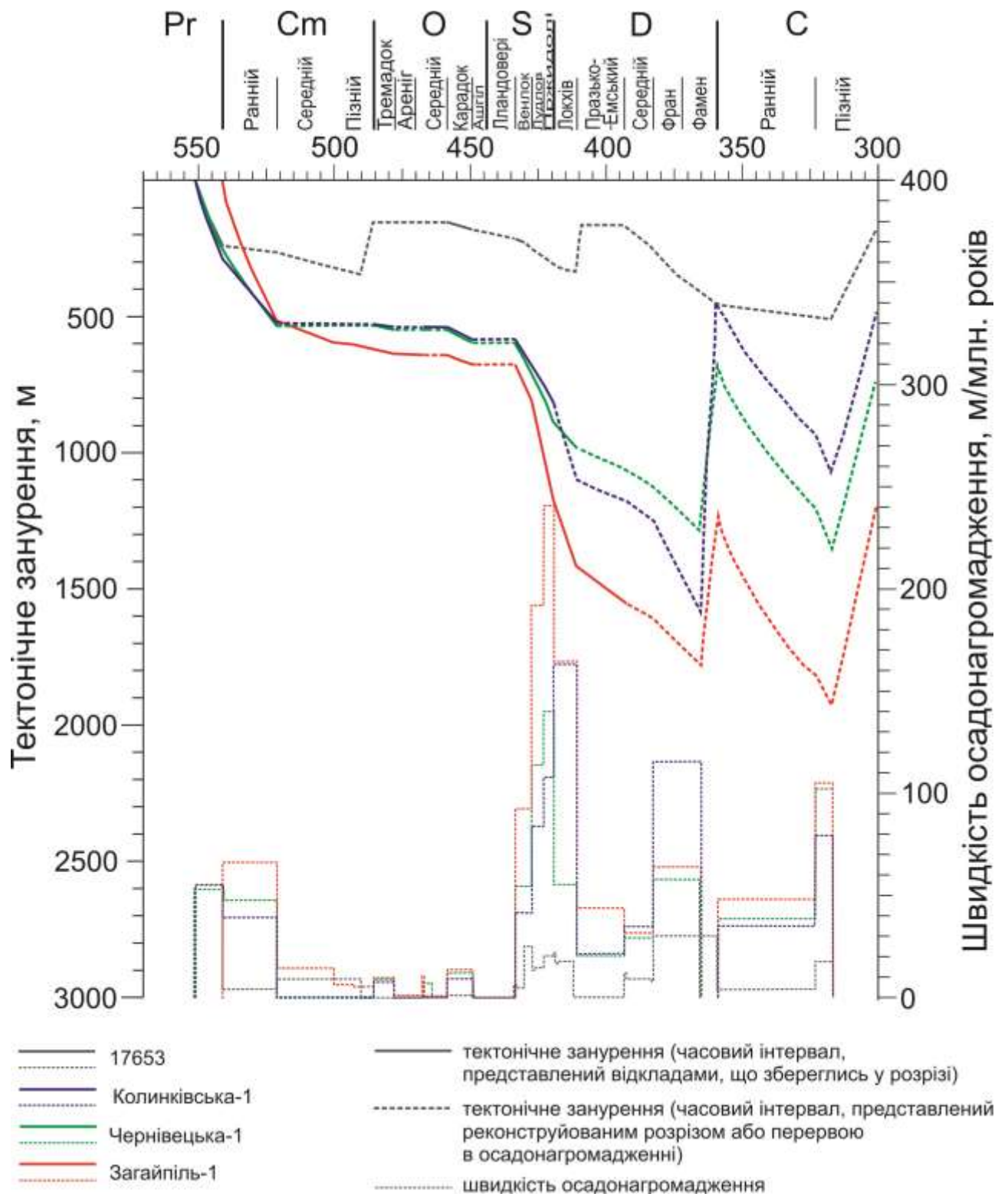


Рис. 10.1.1.3. Результати 1-D бекстріпінгу (зворотнього пошарового аналізу): криві тектонічного занурення і діаграми швидкостей седиментації для 4 свердловин (17653, Колинківська-1, Чернівецька-1, Загайпільська-1) південної частини Волино-Подільської плити



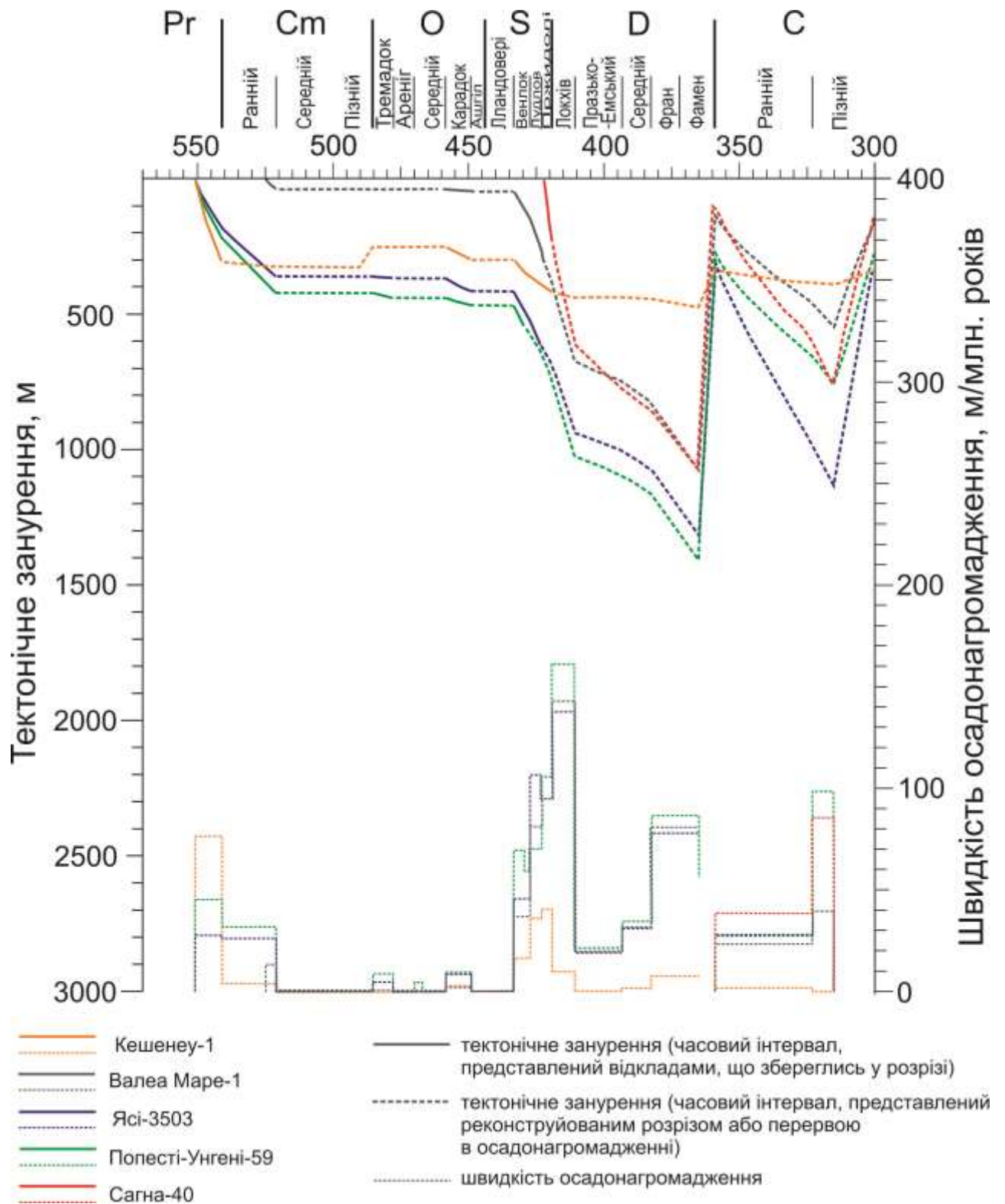


Рис. 10.1.1.4. Результати 1-D бекстріппінгу (зворотнього пошарового аналізу): криві тектонічного занурення і діаграми швидкостей седиментації для 5 свердловин (Кешенеу-1, Валеа-Маре-1, Ясі-3503, Попесті-Унгені-59, Сагна-40) центральної частини Молдовської платформи

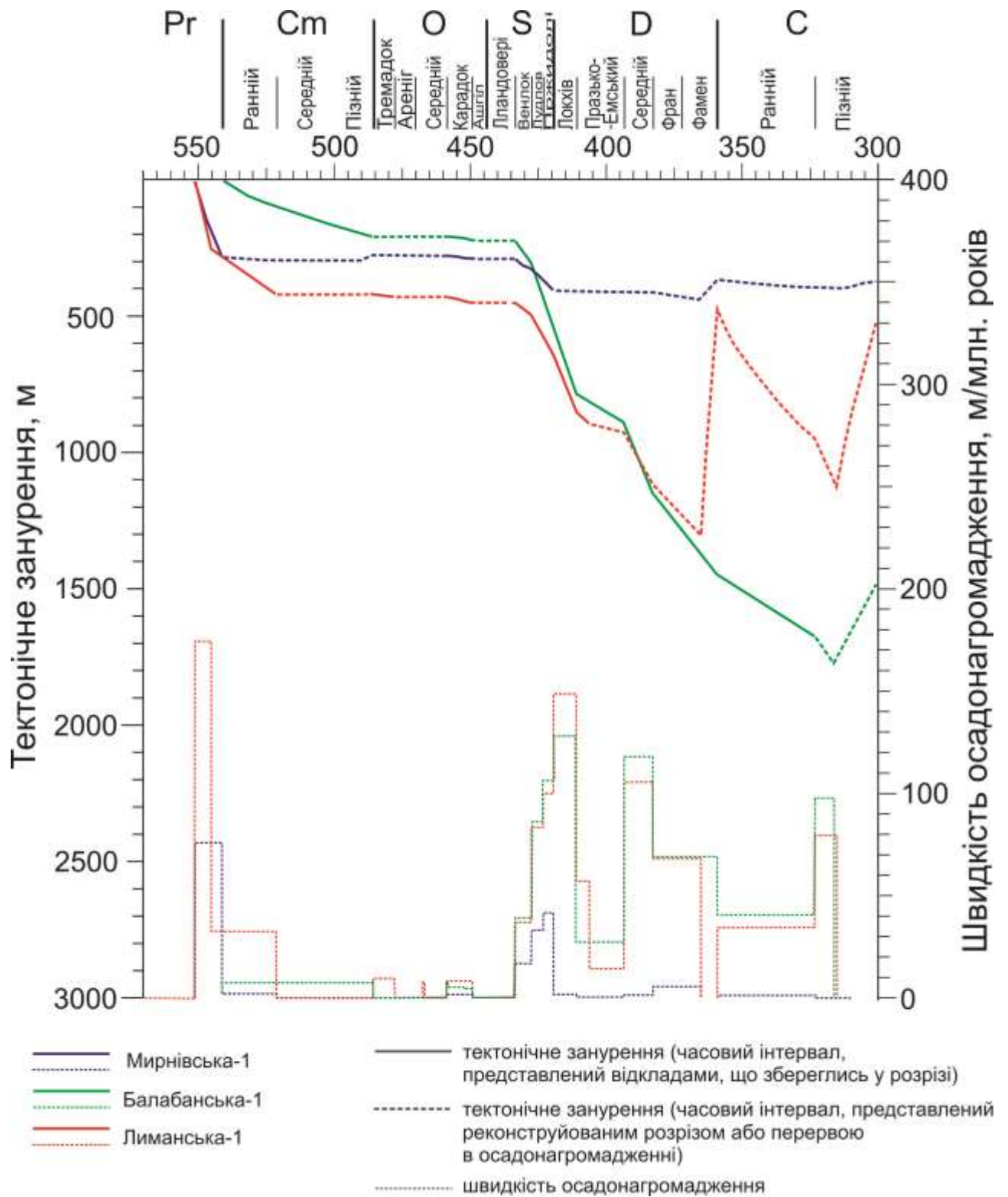


Рис. 10.1.1.5. Результати 1-D бекстріппінгу (зворотнього пошарового аналізу): криві тектонічного занурення і діаграми швидкостей седиментації для 3 свердловин (Мирнівська-1, Балабанська-1, Лиманська-1) Переддобрудзького прогину

Розвиток Волино-Подільсько-Молдовського басейну почався з настанням швидкого тектонічного занурення в самому кінці едіакарію. Після цього, протягом кембрію і ордовика швидкість занурення систематично зменшувалась (рис. 10.1.1.1-10.1.1.5). Цей процес є добре виражений на територіях, наближених до західної окраїни Східноєвропейської платформи, а також у свердловинах, що пройшли весь розріз кембрію і едіакарію. Прикладом є свердловини: Перемишлянська-1, Літовизька-1, Заложці-1, Бучацька-1, Колинківська-1, Чернівецька-1, Сагна-40, Попесті-Унгені-59, Ясі-3503, Балабанська-1 та Лиманська-1 (рис. 10.1.1.1-10.1.1.5). На цих же територіях швидкість седиментації зменшується в часі протягом кінця едіакарію, кембрію і ордовика.

Далі на схід і північний схід, тобто в напрямку від краю Східноєвропейської платформи, закономірність зміни швидкості тектонічного занурення в часі протягом едіакарію, кембрію і ордовика є менш яскраво вираженою і товщини розрізів едіакарію і нижнього кембрію є значно меншими у порівнянні з зоною, розміщеною ближче до краю Східноєвропейської платформи (наприклад свердловини Володимир-Волинська-1, Кременецька-1, 18674, 17653, Валеа Марє-1, Кешенеу-1, Мирнівська-1 (рис. 10.1.1.1-10.1.1.5). У свердловинах, в яких розріз едіакарію і/або кембрію не повністю пройдений, ефект син-рифтової фази занурення і наступне пост-рифтове термальне прогинання не може бути ефективно дослідженим. Це зокрема стосується свердловин: Великомоствівська-30, Крехівська-1, Дублянська-4, Загайпільська-1 та Валеа Марє-1.

Загальний розвиток тектонічного занурення Волино-Подільсько-Молдовського басейну протягом відрізка часу від кінця едіакарію до ордовика характеризується термальним прогинанням рифтового басейну, коли син-рифтова фаза проявляється у швидкому тектонічному зануренні, головню в межах великих тектонічних грабенів, в той час як наступний розвиток пост-рифтового басейну контролювався процесами охолодження літосфери, наслідком чого стало систематичне зменшення швидкості тектонічного

занурення (McKenzie, 1978). У випадку Волино-Подільсько-Молдовського басейну ця концепція вказує на наявність пов'язаного з рифтом розтягу басейну в пізньому едіакарію, незалежним підтвердженням чого є зміщення вулканічного лавоутворення саме перед син-рифтовим осадоагромадженням. Характер занурення в період від син-рифтової до пост-рифтової стадії найкраще проявляється в південно-західних частинах всіх регіонів охоплених цим дослідженням, а саме Волино-Подільської плити, Молдавської платформи і Переддобрудзького прогину (рис. 10.1.1.1-10.1.1.5). Швидкість тектонічного занурення протягом едіакарію і кембрію і загальна товщина відкладів цього віку також збільшується у цьому ж напрямку (рис. 10.1.1.1-10.1.1.5). Це означає, що основна рифтова зона розвивалась на південно-західному краю Східноєвропейської платформи.

Вулканогенно-теригенна формація едіакарію (волинська серія), зміщення якої безпосередньо передувало син-рифтовому зануренню, залягає вздовж усього південно-західного схилу Східноєвропейської платформи. Однак, латеральні зміни товщин цієї формації важко детально оцінити, оскільки проаналізовані свердловини не пройшли усього розрізу едіакарію. Тим не менше, очевидно, що товщина цієї формації збільшується в західному і північно-західному напрямках і максимальна товщина вулкано-кластичної товщі досягає 800 м в північно-західній частині досліджуваної території (свердловина Володимир-Волинська-1).

В межах Молдовської частини суб-басейну за наявними даними вулканогенно-теригенна формація має обмежене поширення, а в Переддобрудзькій частині суб-басейну не встановлена. Таким чином можна констатувати, що пов'язана з рифтом магматична активність приурочена до західного краю Східноєвропейської платформи. Верхня частина розрізу едіакарію, яка складена уламковими породами, характеризується значним латеральним збільшенням товщини.

У випадку Волино-Подільського суб-басейну це відбувається з північного-сходу на південний захід до 330 м (свердловина Перемишлянська-1),

а у випадку Молдовсько-Добрудзького суб-басейну – з півночі на південь і південний захід з максимумом 509 м, задокументованим у свердловині Лиманська-1 (, (рис. 10.2.1.2).

Максимальні швидкості седиментації в межах Волино-Подільського суб-басейну змінюються в діапазоні 30-60 м/млн років (наприклад свердловини Літовизька-1, Перемишлянська-1, Бучацька-1, Чернівецька-1), а в межах Молдовсько-Добрудзького суб-басейну досягають 40-90 м/млн років (свердловини Сагна-40, Попесті-Унгені-59, Лиманська-1 (рис. 10.1.1.1-10.1.1.5).

Подібні тенденції зміни товщини і швидкості седиментації спостерігаються для нижньо- і середньокембрійських відкладів. Розріз нижнього кембрію в межах Молдовсько-Добрудзького суб-басейну збільшується в товщині з півночі на південь до 389 м в свердловині Лиманська-1 і на південний захід до 365 м в свердловині Сагна-40, а швидкості седиментації дорівнюють відповідно 12 м/ млн років і 15 м/млн років (рис. 10.1.1.1-10.1.1.5).

В межах Волино-Подільського суб-басейну відклади цього віку збільшуються в товщині в напрямку на захід і південний захід. Товщина нижньокембрійських відкладів в свердловині Перемишлянська-1 дорівнює 531 м, а в свердловині Загайпіль-1 вона перевищує 618 (нижньокембрійські відклади не пройдені нею до кінця). Швидкості ранньокембрійської седиментації в цих свердловинах дорівнюють відповідно 45 м/млн р і 65 м/млн. р. (рис. 10.1.1.1-10.1.1.5). Швидкості середньокембрійської седиментації в Волино-Подільському і Молдовсько-Добрудзькому суб-басейнах є нижчими і досягають максимум 12-15 м/млн років

Впродовж ордовика швидкість тектонічного занурення в Волино-Молдово-Добрудзькому басейні була дуже низькою (рис. 10.1.1.1-10.1.1.5), а перерви в осадонагромадженні були характерними для цього розрізу. Серед відкладів ордовика найпоширеніші і мають найбільшу товщину породи карадокського ярусу. Товщина ордовицьких відкладів в межах Волино-

Подільського суб-басейну, як правило, коливається в межах 65-115 м, з максимальною величиною 130 м в свердловині Дублянська-4. В межах Молдовсько-Добрудзького суб-басейну ці відклади загалом мають меншу товщину, досягаючи максимально 86 м (свердловина Лиманська-1). Швидкості седиментації в досліджуваному басейні були дуже низькими, в основному менше 10 м/млн років (рис. 10.1.1.1-10.1.1.5). На північному заході у Люблінсько-Підляському і Балтійському басейнах ордовик став часом початку розвитку басейну каледонського прогину (Poręba et al., 1999; Poręba, 2006b).

У Волино-Подільсько-Молдовському басейні товщина мергелів карадокського ярусу збільшується від його меж поширення в східній і північно-східній частинах басейну в напрямку до південно-західного краю Східноєвропейської платформи, досягаючи максимальних величин 50–60 м і 30–40 м відповідно в Волино-Подільському і Молдовсько-Добрудзькому суб-басейнах (рис. 10.1.1.1-10.1.1.5). Після карадокського часу в ашглі наступила перерва в осадонагромадженні, яка була пов'язана з глобальним зниженням рівня Світового океану.

Починаючи з венлоку почалася істотна зміна палеосередовища в межах Волино-Подільсько-Молдовського басейну в порівнянні з едіакар-ордовицьким часом. Після лландоверської перерви в осадонагромадженні швидкість тектонічного занурення систематично збільшувалася від венлоку до раннього девону (локхівський час), що на кривих занурення відображається у вигляді випуклих форм, типових для розвитку басейнів передових прогинів (рис. 10.1.1.1-10.1.1.5). У випадку венлоку розраховане тектонічне занурення є не тільки результатом збільшення товщини впродовж цього відрізка часу, але й збільшенням глибини морського басейну. Для цілого часового інтервалу розвитку басейну від венлокського до локхівського часу характерна висока швидкість тектонічного занурення, зокрема в його південно-західній і західній частинах.

Товщина відкладів венлоку збільшується зі сходу і північного сходу, де спостерігається їхній ерозійний ліміт, до південного заходу з максимумом товщин 500 м у північно-західній і 300 м у південно-західній частинах дослідженої території (рис. 10.1.1.1-10.1.1.5). Подібні латеральні зміни товщини характерні для лудловського ярусу. Максимальна товщина 400 м встановлена у Волино-Подільському суб-басейні і 200 м в Молдово-Добрудзькому суб-басейні. Така сама тенденція спостерігається для нашарувань пржидольського ярусу, розріз якого, однак, є частково скороченим в результаті ерозії в Молдовській зоні басейну. Максимальні товщини відкладів пржидольського ярусу у північно-західній і південно-західній частинах досліджуваної території становлять приблизно 600 м і 200 м відповідно (рис. 10.1.1.1-10.1.1.5). Впродовж вікового інтервалу від венлоку до пржидолі Волино-Подільсько-Молдовський басейн розвивався, як стійка флексура на західному схилі Східноєвропейської платформи в напрямку до південного заходу, тобто до краю кратону. Величина занурення вздовж південно-західного краю басейну протягом силуру зменшувалась від північного-заходу до південного сходу.

На більшій частині басейну закономірність швидкого занурення каледонського прогину спостерігається до локхівського часу (рис. 10.1.1.1-10.1.1.5). З точки зору фацій і умов седиментації осадоагромадження в локхівський час є продовженням пізньосилурійського з домінуванням в морському басейні мергелів і аргілітів (Radkovets, 2016).

Латеральні зміни товщин відкладів локхівського ярусу відбулися під впливом постседиментаційного підняття і ерозії, зокрема в межах Молдово-Добрудзького суб-басейну. Незважаючи на це, скерована на захід і південь флексура продовжувала розвиватись в цей час. Максимальна товщина відкладів локхівського ярусу у Волино-Подільському і Молдово-Добрудзькому суб-басейнах складала приблизно 1000 м і 700 м відповідно (див. рис. 6.3.2.1). Тому флексурний басейн прогину продовжував розвиватись впродовж локхівського часу, хоча прогин ставав вужчим і



контраст між східною і північно-східною зоною з обмеженим зануренням і південно-західною зоною із дуже швидким зануренням став більшим, ніж попередньо.

Впродовж силуру (див. рис. 5.1.1) спостерігається значне збільшення швидкості седиментації в південно-західній частині басейну у порівнянні з едіакарієм (див. рис. 4.1.1.), кембрієм і ордовиком. Це була зона відкритого шельфу з нагромадженням глинистих осадів. У Волино-Подільській частині цієї зони швидкості седиментації відкладів венлокського ярусу змінюються в діапазоні 50–140 м/млн років із найбільшими величинами встановленими у свердловині, що знаходиться в північно-західній частині зони нагромадження глинистих осадів (свердловина Крехівська-1) (рис. 10.1.1.1). Нижчі швидкості седиментації характерні для відкладів венлокського ярусу Молдово-Добрудзького суб-басейну, де вони, як правило, знаходяться в межах 30–60 м/млн років.

Загальне збільшення швидкості седиментації від венлоку до пізнього силуру спостерігається в межах всієї території досліджень. В західній частині Волино-Подільського суб-басейну швидкості седиментації у лудлові і пржидолі становлять приблизно 300–500 м/млн років (рис. 10.1.1.1). В Молдово-Добрудзькому суб-басейні швидкості седиментації відкладів того ж віку є нижчими і становлять 80–110 м/млн років. Для мергелів локхівського ярусу є характерним зниження швидкості седиментації у порівнянні з відкладами силуру. В північно-західній частині Волино-Подільського суб-басейну вона становить 50–230 м/млн років із найвищими значеннями зафіксованими для свердловини Крехівська-1 (рис. 10.1.1.1). Для Молдово-Добрудзького суб-басейну спостерігаються загалом нижчі швидкості седиментації, з максимальним значенням 140 м/млн років у свердловині Лиманська-1.

Від пражського до емського часу фіксуються значні зміни у розвитку Волино-Подільсько-Молдовського басейну. Зниження швидкості тектонічного занурення спостерігається в межах всього дослідженого

басейну. Фація морських мергелів (локхівський ярус) замістилась червоноколірними теригенними морськими відкладами віковими аналогами «Old Red Sandstones», джерело зносу яких знаходилось на півночі і північному сході (Radkovets, 2016). На значній частині дослідженої території відклади празько-емського віку були зденудовані, зокрема в межах Молдовської платформи і східної частини Поділля. Однак, та частина, яка збереглася в розрізі, характеризується флексурою в напрямку на захід в межах Волино-Подільського суб-басейну з максимальною товщиною відкладів на західному краю Східноєвропейської платформи приблизно до 800 м. В південній частині Молдово-Добрудзького суб-басейну товщина відкладів празько-емського віку досягає максимальних величин понад 200 м біля південного краю басейну (рис. 6.3.2.1).

Швидкості седиментації відкладів празько-емського ярусів були значно нижчими, ніж силурійських і нижньодевонських (локхівський ярус). В південно-західній частині Волино-Подільського суб-басейну і в Молдово-Добрудзькому суб-басейні вони знаходяться в діапазоні відповідно 20–70 м/млн років і 10–20 м/млн років. Впродовж празько-емського часу Волино-Подільсько-Молдовський басейн був частиною пост-колізійного, так званого «Old Red» басейну, в якому процес занурення контролювався літосферним ізостатичним дисбалансом, що став результатом каледонської колізії і розвитку акреційної призми.

Присутність середньо-верхньодевонських і кам'яновугільних відкладів в межах Волино-Подільсько-Молдовський басейну обмежується західною частиною Волино-Подільської плити (свердловини Володимир-Волинська-1, Великомоствівська-30, Літовизька-1, Крехівська-1, Дублянська-4, Перемишлянська-1), а також дуже обмеженою частиною Переддобрудзької зони в районі свердловини Балабанська-1 (рис. 10.1.1.1-10.1.1.5).

Аналіз середньо-верхньодевонської і карбонової стадії тектонічного занурення в розвитку Волино-Подільсько-Молдовського басейну був обмежений цими свердловинами, тому що у всіх інших похибка в реконструкції

відсутньої частини розрізу є занадто великою, щоб вважати надійними результати бекстріппінгу в межах цього часового діапазону. Бекстріппінг розрізу свердловини Балабанська-1 виявив швидке занурення впродовж розглянутого часового інтервалу із фазами прискореного занурення в середньому і верхньому девоні (фаменський ярус) (рис. 10.1.1.5). Форма кривої тектонічного занурення не має жодних ознак, які б дозволили зробити висновок про механізм занурення. Швидкість седиментації в цьому районі є відносно високою як для розглянутого часового інтервалу і дорівнює приблизно 90 м/млн років для середнього девону, 30 м/млн років для франського часу, 100 м/млн років для фаменського часу і 40 м/млн років для раннього карбону.

В західній частині Волино-Подільської плити в більшості із проаналізованих свердловин спостерігається безперервне тектонічне занурення впродовж середнього-верхнього девону з локальними фазами його значного прискорення у франський і/або фаменський часи (наприклад свердловини Великомоствівська-30 та Літовизька-1) (рис. 10.1.1.1). Такі короткотермінові фази швидкого занурення у невеликих депоцентрах можуть розглядатись як можливий прояв тектонічного режиму розтягу. Товщина середньодевонського розрізу в цій зоні збільшується в напрямку на захід і південний захід і досягає своїх максимальних величин в свердловині Перемишлянська-1 (рис. 10.1.1.2). Швидкість седиментації середньодевонського розрізу знаходиться в діапазоні 20–40 м/млн років.

Розріз верхнього девону також характеризується латеральним зростанням товщини в західному напрямку, досягаючи максимального значення 1300 м в районі свердловини Великомоствівська-30 (рис. 10.1.1.1). Швидкість седиментації верхньодевонського розрізу істотно змінюється латерально (франський ярус: 20–105 м/млн років; фаменський ярус: 10–75 м/млн років), відображаючи спричинені тектонікою латеральні зміни в локалізації осадоагромадження, пов'язані з моделлю тектонічного режиму розтягу.

### 10.1.2. Аналіз зміни тектонічного режиму

Закономірності тектонічного занурення впродовж едіакарію-ордовика в межах Волино-Подільсько-Молдовського басейну є характерними для рифтових басейнів, які еволюціонують у басейни пост-рифтового термального прогинання (рис. 10.1.1.1-10.1.1.5). Фаза син-рифтового розтягу мала місце протягом пізнього едіакарію, в той час як пост-рифтове термальне занурення контролювало розвиток басейну починаючи з кінця едіакарію до ордовика. Син-рифтове і пост-рифтове тектонічне занурення збільшувалось в напрямку на південний захід, визначаючи розміщення едіакарської рифтової зони далі на захід від краю Східноєвропейської платформи. Така інтерпретація моделі занурення узгоджується з результатами бекстріппінгу, одержаного для території Люблінсько-Підляського басейну, розміщеного північно-західніше (Poprawa and Paczeńska, 2002; Poprawa, 2006a), а також Балтійського басейну (Poprawa et al., 1999; Poprawa, 2006a) і південно-західної Скандинавії (Greiling et al., 1999). Ця модель також узгоджується з розвитком теригенних едіакар-кембрійських фацій в розрізі Люблінсько-Підляського басейну, суміжного із дослідженою територією (Poprawa and Paczeńska, 2002; Paczeńska and Poprawa, 2005; Paczeńska, 2006, 2010, 2014).

Едіакарська подія тектонічного опускання в результаті розтягу була ініційована зміщенням пов'язаних з рифтом магматичних порід, в основному базальтів. Припущення про рифтове походження едіакарських вулканічних порід в межах досліджуваної території базується лише на петрологічних даних, однак в напрямку на північ і північний захід в Люблінському басейні і Оршано-Волинському авлакогені такі тектонічні умови магматичної активності підтверджуються результатами геохімічних аналізів (Białowolska et al., 2002; Wakun-Czubarow et al., 2002; Emetz et al., 2004; Krzemińska, 2005). Пізньоедіакарський вік пов'язаної з рифтом магматичної активності в Люблінському басейні і в Оршано-Волинському авлакогені задокументовані за допомогою радіометричної геохронології вулканічних і пірокластичних

порід (Соколов и Федонкин, 1990; Compston et al., 1995, Великанов и Коренчук, 1997; Elming et al., 2006; Шумлянський, 2012).

Едіакарський розтяг, пов'язаний із рифтоутворенням, задокументований новими сейсмічними даними в Люблінському басейні безпосередньо на північний захід від дослідженої території, де ідентифікований великий напів-грабен розтягу (Krzywies et al., 2017). Грабен розвивався на палеопротерозойському кристалічному фундаменті і був виповнений ймовірно верхньонеопротерозойськими син-рифтовими вулканічно-осадовими відкладами (Krzywies et al., 2017). Неопротерозойський напів-грабен подібного масштабу був задокументований в напрямку на північний захід на західному краї Східноєвропейської платформи в південно-західній частині Балтійського моря за даними відбитих сейсмічних хвиль (Lassen et al., 2001).

Співставлення результатів описаного вище аналізу тектонічного занурення з іншими даними показує, що едіакарський рифт розвивався вздовж всього південно-західної краю Східноєвропейської платформи від Скандинавії до Чорного моря. Це рифтоутворення асоціюється з розпадом докембрійського суперконтиненту Родінія/Паннотія і утворенням моря Торнквіста (Poprawa et al., 1999; Poprawa and Paczeńska, 2002). Така концепція узгоджується і з палеомагнітними даними (Dalziel, 1992; Torsvik et al., 1996).

Після едіакарського розтягу, магматичної активності і син-рифтового занурення досліджуваний регіон став частиною пізньоедіакарсько-ранньопалеозойського седиментаційного басейну, який розвивався вздовж цілої південно-західної окраїни Балтики.

Починаючи з кінця едіакарію впродовж кембрію і ордовика спостерігається поступове зменшення тектонічного занурення в межах Волино-Подільсько-Молдовського басейну, що призвело до типового син-рифтового і пост-рифтового характеру занурення. Це означає, що основним механізмом, що контролював розвиток басейну впродовж кембрію і ордовика було термальне прогинання басейну. Це узгоджується з результатами аналізу

тектонічного занурення для Люблінсько-Підляського басейну (Poprawa and Paczeńska, 2002; Poprawa, 2006a) і Балтійського басейну (Poprawa et al., 1999; Poprawa, 2006a). Така модель занурення підтверджує гіпотезу про те, що південно-західна окраїна новосформованої Балтики від Скандинавії до Чорного моря стала пасивною континентальною окраїною, пов'язаною з утворенням океану Торнквіста.

Починаючи з венлоку характер занурення в межах Волино-Подільсько-Молдовського басейну значно змінюється. Фаза швидкого і прискорюваного в часі занурення спостерігається в часовому діапазоні від венлокського до локхівського часу, утворюючи криві занурення випуклої форми, типові для розвитку форлендових басейнів (рис. 10.1.1.1-10.1.1.5).

Швидкість тектонічного занурення впродовж венлокського і локхівського часу значно зростає в напрямку до південно-західної окраїни Східноєвропейського кратону, тобто в напрямку розміщення пов'язаного з колізією тектонічного навантаження. Тому Волино-Подільсько-Молдовський басейн у венлок-локхівський час інтерпретується, як каледонський флексурний прогин. Така інтерпретація узгоджується з аналізом тектонічного занурення для басейнів, розміщених далі на північний захід, тобто Люблінсько-Підляський басейн і Балтійський басейн (Poprawa and Paczeńska, 2002; Poprawa et al., 1999; Lazauskienė et al., 2002; Poprawa, 2006b; Tari et al., 2014). В межах Балтійського басейну модель силурійського передового прогину підтверджується також даними глибоких сейсмічних досліджень, що демонструють сейсмічні горизонти про градації в напрямку на схід, тобто за межі зони колізії (Krzywiec et al., 2014; Mazur et al., 2016).

Менша товщина седиментаційного заповнення каледонського передового прогину в межах Волино-Подільсько-Молдовського басейну у порівнянні з Люблінсько-Підляським і Балтійським басейнами може свідчити про більш дистальне (в напрямку на південний схід) положення Волино-Подільсько-Молдовського басейну по відношенню до каледонської зони колізії і пов'язаним з нею тектонічним навантаженням.

Асоціація занурення в ордовіку (карадокський час) із каледонським передовим прогином в межах дослідженої території залишається непевною завдяки перерві в осадонагромадженні впродовж ашгільського і лландоверського часів. Припущення про те, що фаза флексурного передового прогину у розвитку басейну могла розпочатись у карадокський час підтверджується розвитком процесу занурення в сусідньому Люблінсько-Підляському басейні (Poprawa and Paczeńska, 2002; Poprawa, 2006b), де розріз на переході від ордовіка до силуру є більш повним. В такій моделі відсутність відкладів ашгільського ярусу можна пояснити евстатичним зниженням рівня океану, описаним в літературі (Ross and Ross, 1990).

Однак, евстатичне підвищення рівня океану в лландоверський час вимагає іншого пояснення, оскільки в басейні відсутні відклади цього віку. Це можна пояснити особливостями осадонагромадження перед виступом каледонської зони колізії, що насувалась косо з північного заходу на південний схід вздовж західного краю Східноєвропейської платформи. Проте, наявні дані не дозволяють остаточно визначити час початку розвитку флексури каледонського передового прогину в межах Волино-Подільсько-Молдовського басейну.

Концепція флексурного передового прогину узгоджується з седиментаційною моделлю для силурійських відкладів. Впродовж силуру в басейні існували дві зони осадонагромадження, які контрастували одна з одною з точки зору розвитку фацій. В північно-східній зоні мала місце мілководна карбонатна седиментація (лагунна і рифова), а в південно-західній зоні басейну, проксимальній до лінії Тейссейре-Торнквіста, нагромаджувались глинисті відклади відкритого шельфу (аргіліти, глинисті аргіліти, мергелі) (Skompski et al., 2008; Łuczyński et al., 2009; Дригант, 2002; Radkovets, 2015).

Оскільки відкритий шельф був ізольованим від Східноєвропейської платформи рифом і лагуною, більша частина детриту, що надходила в басейн впродовж силуру, ймовірно поступала із заходу, тобто з конвергентної



окраїни плити. Тому високі швидкості седиментації глинистих відкладів впродовж венлок-пржидольського часу (рис. 10.1.1.1-10.1.1.5) інтерпретуються нами, як такі, що відображають тектонічну активність в межах провінції живлення впродовж цього відносно тривалого часу. Спричинене конвенгенцією підняття в межах каледонського складчасто-насувного поясу могло стати достатнім механізмом, що дозволяв надходження теригенно-глинистого матеріалу в силурі в седиментаційний басейн.

Впродовж локхівського часу (нижній девон) така зональність вже не існувала в басейні (Radkovets, 2016), а отже надходження теригенно-глинистого матеріалу могло відбуватися як із заходу із зони колізії, так і зі сходу, з внутрішньої частина платформи.

Модель конвенгенції в період від силуру до раннього девону (локхівський час) вздовж західного схилу Східноєвропейської платформи (Балтики) підтверджується наявністю численних пошарків уламково-туфогенних порід цього вікового інтервалу в межах Волино-Подільсько-Молдовського басейну (Huff et al., 2000; Radkovets, 2016). Уламково-вулканогенні породи є частиною, значної за розмірами, провінції вулканічного попелу, що відкладався на західному схилі Східноєвропейської платформи від пізнього ордовіка до раннього девону.

Латеральні зміни товщини і кількість пошарків бентонітових глинистих порід чітко відображають розміщення їх джерела, що знаходилось західніше від Балтики, в той час як геохімічні особливості бентонітів вказують, що їх джерелом став вулканізм острівної дуги в зоні субдукції (Bergström et al., 1995; Huff et al., 1992, 2000). Каледонська коса конвенгенція між Балтикою і Авалонією підтверджується також палеомагнітними даними (Torsvik et al., 1996; Torsvik and Rehnström, 2003).

Фаза передового прогину в розвитку басейну завершилась в празький час зменшенням швидкості тектонічного занурення та швидкості седиментації (рис. 10.1.1.1-10.1.1.5), а фаціально відклади змінились на

строкатоколірні теригенні відклади, віковий аналог «Old Red Sandstones» (Radkovets, 2016). Осадонагромадження фації «Old Red Sandstones» продовжувалось до емського часу. Празько-емське занурення басейну інтерпретується нами, як таке, що було спричинене літосферним ізотонічним дисбалансом, який, в свою чергу, був результатом каледонської колізії і наступного розвитку акреційної призми. На цій стадії Волино-Подільсько-Молдовський басейн став частиною обширної системи Європейського пост-колізійного басейну «Old Red» (Radkovets, 2016).

На переході від раннього до середнього девону мали місце локальні тектонічні підняття і ерозія, результатом яких був розмив відкладів, як це можна інтерпретувати виходячи з геологічних перетинів (див. рис. 2.1.1, 2.1.2 і 2.1.3). Це може свідчити про тимчасову зміну тектонічного режиму на компресійний. Місцеве підняття і ерозія цього віку спостерігається також в напрямку на північний захід в Люблінсько-Підляському басейні.

Аналіз тектонічного занурення на стадії розвитку басейну в період від раннього і середнього девону до карбону проводився для західної частини Волино-Подільської плити і Переддобрудзького прогину, оскільки лише в цій частині басейну збереглися відклади цього вікового інтервалу. Короткотривалі фази інтенсивного занурення в невеликих ізольованих депоцентрах, що спостерігаються впродовж франського і/або фаменського часу (рис. 10.1.1.1-10.1.1.5) узгоджуються з моделлю тектонічного режиму розтягу. Подібні умови пізньодевонського тектонічного занурення спостерігаються для регіону Люблінського басейну, які були проінтерпретовані саме таким чином (Narkiewicz et al., 1998). Впродовж часового інтервалу від кінця девону до раннього карбону тектонічне підняття призвело до ерозії значної частини розрізу девону і частини нижнього палеозою. Це підняття ще в більшому масштабі проявилось в Люблінському басейні (Krzywies et al., 2014)

## 10.2. Реконструкція історії занурення і термального дозрівання осадової товщі

### 10.2.1. Оцінка ступеня перетвореності органічної речовини

Одним із основних вихідних даних, необхідних для моделювання історії занурення і термального дозрівання осадової товщі є показники термальної зрілості органічної речовини порід. Для моделювання історії дослідженого протерозой-фанерозойського розрізу нами використовувались одержані показники відбивної здатності «вітриніту», а також опубліковані Д.М. Дригантом (Дригант, 1993) величини індексу зміни кольору конодонтів. У свердловині Сушновська-1 величина відбивної здатності вітринітоподібних мацералів для зразків порід силуру (лудловський та венлокський яруси) склала 1,03 і 1,04 % відповідно (табл. 10.2.1.1). В свердловині Перемишлянська-1 значення відбивної здатності вітриніту для зразків верхнього силуру змінюються в межах від 2,20 до 2,45 %, а верхнього кембрію – 2,93 %.

Заміри відбивної здатності вітриніту проводились також на зразках порід едіакарію (калюські верстви) із відслонень, які вміщували сліди твердих бітумоїдів у вигляді прожилків і лінз (див. рис. 4.3.1.1). У всіх зразках присутня невелика кількість органічного детриту (фітокласти) (див. рис. 4.3.1.1А, Б, В), відбивна здатність яких знаходиться в межах від 0,63 до 0,75 %  $R_o$ . У зразках із відслонень Велике Кужелево (див. № 27 в табл. 4.3.2.1, див. рис. 4.3.1.1А, В), виявлено інші фітокласти з оптичними характеристиками вітринітоподібних мацералів, які мали відбивну здатність в діапазоні 0,66–0,85 %  $R_o$ . В зразках із відслонення Велике Кужелево (див. № 28 і 30 в табл. 4.3.2.1, див. рис. 4.3.1.1Д, Е) органічна речовина в тріщинах являє собою твердий бітумоїд з відбивною здатністю вітриніту від 1,15 до 1,28 %  $R_o$ . За даними Д.М. Дриганта (Дригант, 1993) приведені дані замірів величин індексу зміни кольору конодонтів по зразках керну із свердловин Літовизька-1, Воютинська-1, Загайпільська-1. Заміри проводились на зразках

порід ордовицького, силурійського і девонського віку. В зразках силуру і девону значення індексу зміни кольору конодонтів змінюються від 1,5 до 3 (табл. 10.1.1.), що відповідає значенням відбивної здатності вітриніту 0,7–1,3 % за шкалою (Epstein et al., 1977).

Таблиця 10.2.1.1.

**Результати визначення відбивної здатності вітринітоподібних мацералів ( $VR_{\text{equiv}}$ ) та індексу зміни кольору конодонтів (CAI)**

Свердловина	Вік/Глибина, м		Товщина, м	Глибина відбору зразка	$R_o$	CAI
Літовизька-1	D <sub>1</sub>	1810-2341	531	?		1,5-2*
Загайпільська-1	O	2941-2786	155	2915		5
Перемишлянська-1	S <sub>2</sub>	2110 -2897	787	2289 2472	2,20 2,45	
Перемишлянська -1	С <sub>3</sub>	3149-3384	235	3220	2,93	
Воютинська-1	S	910-1335	425	?		1,5*
Сушновська-1	S <sub>2</sub>	2027-2179	152	2047-2055	1,03	
Сушновська -1	S <sub>1</sub>	2179-2370	191	2335-2345	1,04	

\* - дані за Дригантом Д.М. (Дригант, 1993)

В зразку із свердловини Загайпільська-1 відзначається високе значення індексу зміни кольору конодонтів рівне 5, що за шкалою (Epstein et al., 1977) відповідає значенням відбивної здатності вітриніту  $> 3,6$  %  $R_o$ . Якщо порівняти прийняте нами за шкалою (Epstein et al., 1977) співвідношення між індексом зміни кольору конодонтів і відбивною здатністю вітриніту із шкалами, запропонованими іншими дослідниками (Dow, 1977; Hunt, 1996; Bustin et al., 1992; Nöth, 1991; Tobin and Claxton, 2000), то загалом підтверджується ступінь зрілості органічної речовини в межах «нафтового вікна».

Дещо інша оцінка ступеня термальної зрілості органічної речовини з дослідженого регіону представлена в роботі (Środoń et al., 2013). Їх результати, що базуються на даних рентгендіфрактометрії ілліту-сметиту, показали, що максимальна палеотемпература для нижньосилурійських-верхньодевонських відкладів становила  $\sim 200^\circ \text{C}$ , що є вище за температуру, яку можна оцінити за даними індексу зміни кольору конодонтів.

Приведені вище результати свідчать про те, що ступінь термальної зрілості органічної речовини силурійських і девонських порід, що залягають над відкладами едіакарію, є високою. Отже, ступінь термальної зрілості органічної речовини глибокозалягаючих порід едіакарію є дуже високим і ймовірно їх залишковий вуглеводневий потенціал є незначним.

### **10.2.2. Еволюція термальної зрілості органічної речовини**

Для реконструкції історії занурення та термальної історії верхньопротерозой-фанерозойського розрізу південно-західного схилу Східноєвропейської платформи та Переддобрудзького прогину нами було використано 1-D моделювання (BMRM 1-D, 2006), яке проводилось для 10 свердловин в межах Волино-Подільської плити: Лудинської-1, Літовизької-1, Сокальської-1, Воютинської-1, Бродівської-1, Добротвірської-1, Перемишлянської-1 у північній частині району досліджень; Колинківської-1 та Чернівецької-1 у центральній частині; й Лиманської-1 в Переддобрудзькому прогині (рис.10.1) (Radkovets et al., 2018). Хоча дослідженнями було охоплено велику кількість свердловин в межах значної території, в нашому розпорядженні була відносно невелика кількість замірів термальної зрілості органічної речовини, за допомогою яких можна було калібрувати числові моделі. Незважаючи на ці обмеження, для моделювання зрілості порід було розглянуто кілька сценаріїв термальної історії та історії занурення регіону від едіакарію до сьогодення. Для проведення термальної реконструкції району досліджень впродовж каледонського та докаледонського етапів та для оцінки

значних перерв в осадоагромаджені у стратиграфічному розрізі і відповідно перерв в профілі, для визначення зрілості органічної речовини порід нами було використано праці (Narkiewicz, 2007; Poprawa et al., 1997; Poprawa, 2006a, b). Проте ці моделі не включали окремі термальні події впродовж кембрію-раннього девону. Було припущено збільшення теплового потоку впродовж варисційського орогенезу з пізнішим похолоданням від пермського періоду аж до кайнозойської ери. Зокрема, було використано історію теплових потоків, яка детально викладена в праці (Majorowicz, 1984), в якій дослідник вивчав еволюцію теплових потоків для зони Тейсейре-Торнквіста у Польщі. Для визначення сучасного термального режиму в межах південно-західної частини України були використані карти теплових потоків і температурних градієнтів ([www.wdc.org.ua](http://www.wdc.org.ua)) разом з регіональними даними теплових потоків (Kutas, 1978, Кутас та ін., 1989).

Термальний режим був відкалібрований опираючись на дані замірів відбивної здатності вітринітоподібних мацералів (див. табл. 4.3.2.1). Проте, кількість замірів для побудови надійної числової моделі була недостатньою, і тому для цієї мети нами були також використані результати досліджень порід української та польської частин Передкарпатського прогину (Kosakowski et al., 2011, 2013; Więśław et al., 2012). Також для калібрування теплового режиму були використані дані індексу зміни кольору конодонтів зі свердловин: Літовизька-1, Загайпільська-1 та Воютинська-1 (табл. 10.2.1.1) (Дригант, 1993).

Значення показників теплового потоку, які були прийняті для відкладів едіакарію та палеозою (особливо карбону) були вищими, ніж ті, які були прийняті для мезозою і теперішнього часу. Варисційський орогенез однак мав незначний вплив на термальну історію едіакарських відкладів включно аж до посткарбонного похолодання, яке наступило раптово. Осадоагромадження відкладів мезозою було перервано фазою підйому і денудації, особливо в пізній юрі-ранній крейді, а пізніше в крейді-палеогені. Періоди виведення території вище рівня моря компенсувались періодами

осадоагромадження, за винятком часового інтервалу від пермі до середньої юри. Впродовж мезозою відзначались лише незначні зміни ступеня термальної зрілості органічної речовини порід едіакарію (Рис. 10.2.2.1).

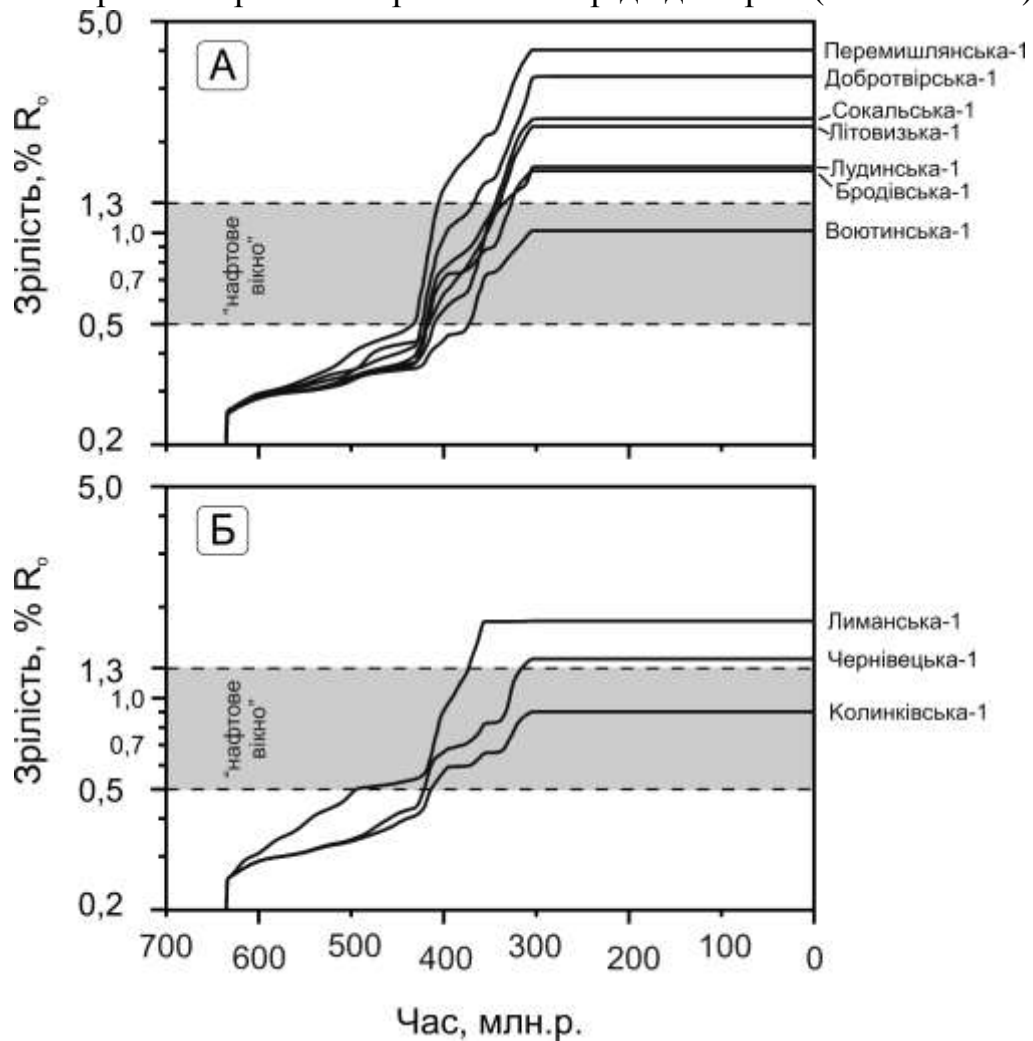


Рис. 10.2.2.1. Криві еволюції термальної зрілості органічної речовини порід едіакарію в свердловинах: А – північно-західної частини Волино-Подільської плити (Лудинська-1, Літовизька-1, Сокальська-1, Воютинська-1, Бродівська-1, Добротвірська-1, Перемишлянська-1) і Б – південно-східної частини Волино-Подільської плити (Колинківська-1, Чернівецька-1) та Переддобрудзького прогину (Лиманська-1)

### 10.2.3. Моделювання історії занурення і термального дозрівання порід

Термальна зрілість органічної речовини порід едіакарію (калюські верстви) була промодельована для свердловин Лудинська-1 і Сокальська-1 (рис.10.2.3.1), Бродівська-1 і Воютинська-1 (рис. 10.2.3.2) а також Перемишлянська-1 і Добротвірська-1 в межах Волино-Подільської плити



(рис. 10.2.3.3). Як видно з моделей на рисунках 10.2.3.1 і 10.2.3.2 відклади едіакарію досягли ранньої стадії термальної зрілості (0,5–0,7 %  $R_o$ ) в пізньому силурі-ранньому девоні. Для свердловини Воютинська-1, породи досягли початку нафтового вікна у пізньому девоні (рис. 10.2.3.2Б).

Осадонагромадження впродовж девону і раннього карбону відзначалось максимальним зануренням відкладів едіакарію від 2600 м для свердловини Воютинська-1 (рис. 10.2.3.2Б) до 3800 м для свердловини Сокальська-1 (рис. 10.2.3.1Б). Як наслідок збільшилась зрілість органічної речовини відкладів калюських верств едіакарію до 1,3 %  $R_o$ , що є еквівалентно пізній фазі «нафтового вікна» і навіть «газовому вікну» (рис. 10.2.2.1А). Цей ступінь зрілості був досягнутий на початку пізнього карбону (рис. 10.2.3.1 і 10.2.3.2). Лише у свердловині Воютинська-1, яка знаходиться східніше від всіх досліджених свердловин, органічна речовина калюських верств не досягла пізньої стадії зрілості в межах «нафтового вікна» (рис. 10.2.2.1А, 10.2.3.2Б). Інверсія в пізньому карбоні-ранній пермі спричинилась до припинення подальшого занурення відкладів і відповідно припинення збільшення їхньої температури (рис. 10.2.3.1 і 10.2.3.2) і в подальший відрізок геологічної історії аж до сьогодення вже не відбувалось зростання термальної зрілості порід (рис. 10.2.2.1.А).

Відклади кембрію, ордовику і силуру в цих свердловинах відповідно досягли стадії термальної зрілості, що відповідає «газовому вікну» пізньої стадії в межах «нафтового вікна». Лише в свердловині Воютинська-1 ці відклади залишились в межах середньої стадії зрілості в межах «нафтового вікна».

Нижньодевонські відклади в цих свердловинах досягли ранньої, місцями середньої стадії зрілості вже в пізньому девоні-ранньому карбоні і завдяки інверсії в пізньому карбоні-ранній пермі зберегли цей ступінь термальної зрілості до теперішнього часу. Відповідно вищезалігаюча товща юри, крейди і міоцену протягом всієї своєї історії занурення так і не досягла

ступеня зрілості, що відповідає початку «нафтового вікна» і ці відклади залишаються термально недозрілими.

Моделювання термальної зрілості порід також проводилося для свердловин Добротвірська-1 та Перемишлянська-1 (рис. 10.2.3.3), які розташовані поблизу зони Тейсейре-Торнквіста (рис.10.1). Термальна історія в цих свердловинах відрізняється від термальної історії в північній частині району досліджень, як з точки зору досягнення породами едіакарію (калюські верстви) «нафтового вікна», так і часу досягнення піку дозрівання цих порід. В свердловинах Добротвірська-1 та Перемишлянська-1 кероген порід едіакарію досягав ранньої стадії термальної зрілості, як правило, одночасно з відкладами зі свердловин, які знаходились північніше від них, а «газове вікно» було досягнуто в ранньому девоні (Перемишлянська-1) і ранньому карбоні (Добротвірська-1) (рис. 10.2.2.1.А, рис. 10.2.3.3).

Подібні результати були отримані внаслідок I-D моделювання термальної зрілості порід для свердловин Чернівецька-1 та Колинківська-1, які знаходяться у центральній частині району досліджень (рис.10.1) поблизу кордону між Волино-Подільською плитою та Молдовською платформою (рис. 10.2.3.4). Як і для свердловин, що знаходяться у північній частині території досліджень, занурення осадової товщі едіакар-ранньопалеозойського віку в девоні а особливо у нижньому карбоні істотно вплинуло на зрілість потенційно нафтоматеринських порід едіакарію.

Як було встановлено нами (Kosakovski et al., 2017), початок "нафтового вікна" був досягнутий відкладами едіакарію в ранньому девоні, а його основна фаза – в пізньому девоні-ранньому карбоні (рис. 10.2.2.1.Б, 10.2.3.4). У свердловині Чернівці-1 пізня фаза "нафтового вікна" та "газове вікно" були досягнуті у пізньому міссісіпії - середньому пенсільванії (рис 10.2.3.4Б). Пікова зрілість органічної речовини едіакарію досягалася до початку карбонового підняття та відповідає 0,90%  $R_o$  в свердловині Колинківська-1 та 1,35%  $R_o$  у свердловині Чернівецька-1 (рис. 10.2.2.1.Б).

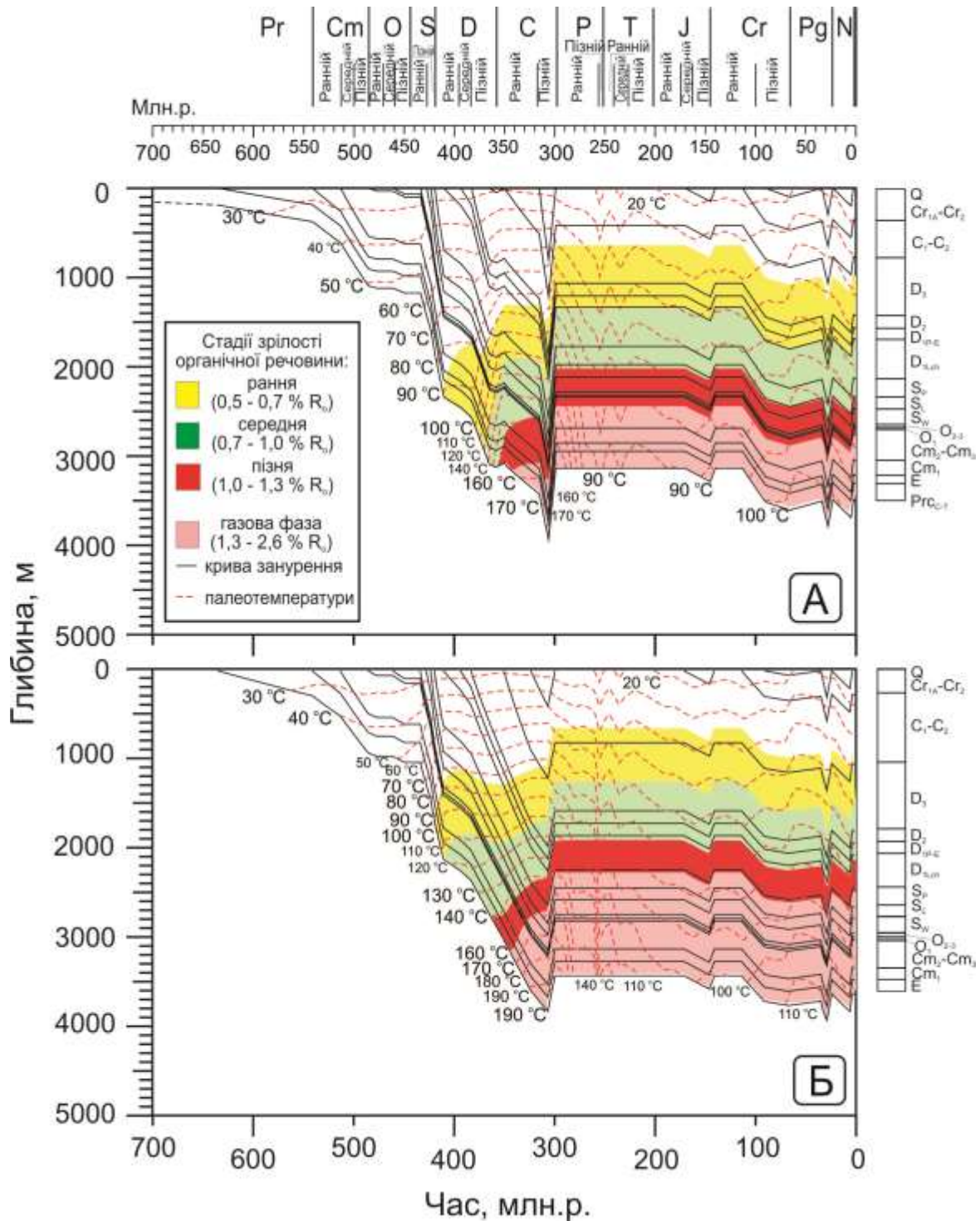


Рис. 10.2.3.1. Графіки занурення і термального дозрівання відкладів у свердловинах: А – Лудинська-1 і Б – Сокальська-1

Q – четвертинні відклади; N<sub>1</sub> – неоген (міоцен), Pg<sub>2-3</sub> – палеоген (еоцен-олігоцен), Cr<sub>1A</sub>-Cr<sub>2</sub> – нижня крейда (альбський ярус) – верхня крейда, J<sub>1</sub>-J<sub>2</sub> – середня і верхня юра, T<sub>1</sub> – нижній триас, C<sub>1</sub>-C<sub>2</sub> – карбон (міссіссіпій і нижній пенсильваній), D<sub>3</sub> – верхній девон, D<sub>2</sub> – середній девон, D<sub>1P-E</sub> – нижній девон (празько-емський ярус), D<sub>1Lch</sub> – нижній девон (локхівський ярус), S<sub>P</sub> – силур (пржидольський ярус), S<sub>L</sub> – силур (лудловський ярус), S<sub>W</sub> – силур (венлокський ярус), O<sub>3</sub> – верхній ордовик, O<sub>2</sub> – середній ордовик, O<sub>1</sub> – нижній ордовик, St<sub>2</sub>-St<sub>3</sub> – середній і верхній кембрій, St<sub>1</sub> – нижній кембрій, E – едіакарій, Prс<sub>1-2</sub>-Ar – палео-мезопротерозой-археї

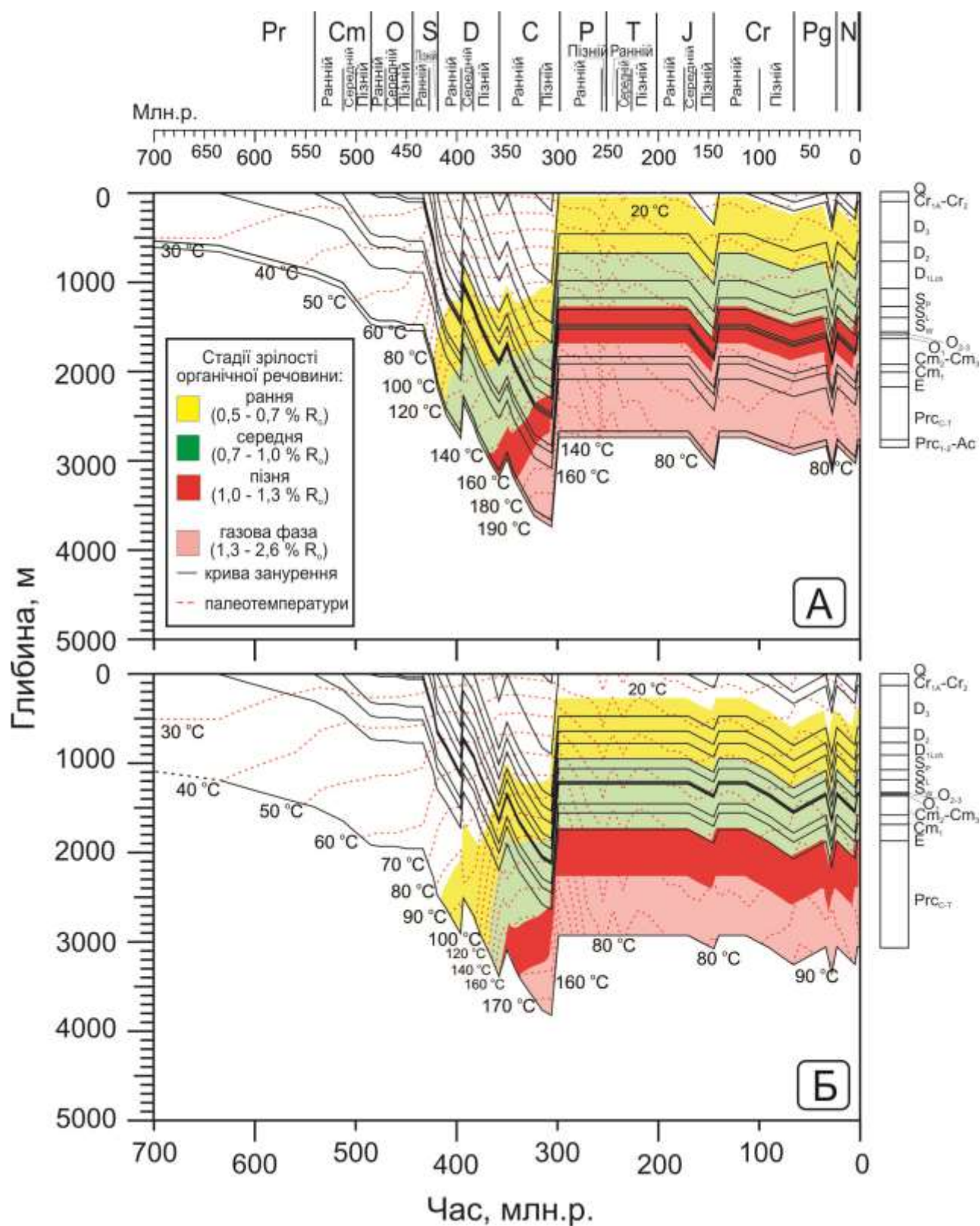


Рис. 10.2.3.2. Графіки занурення і термального дозрівання відкладів у свердловинах: А – Бродівська-1 і Б – Воютинська-1. Умовні позначення див. на рис. 10.2.3.1



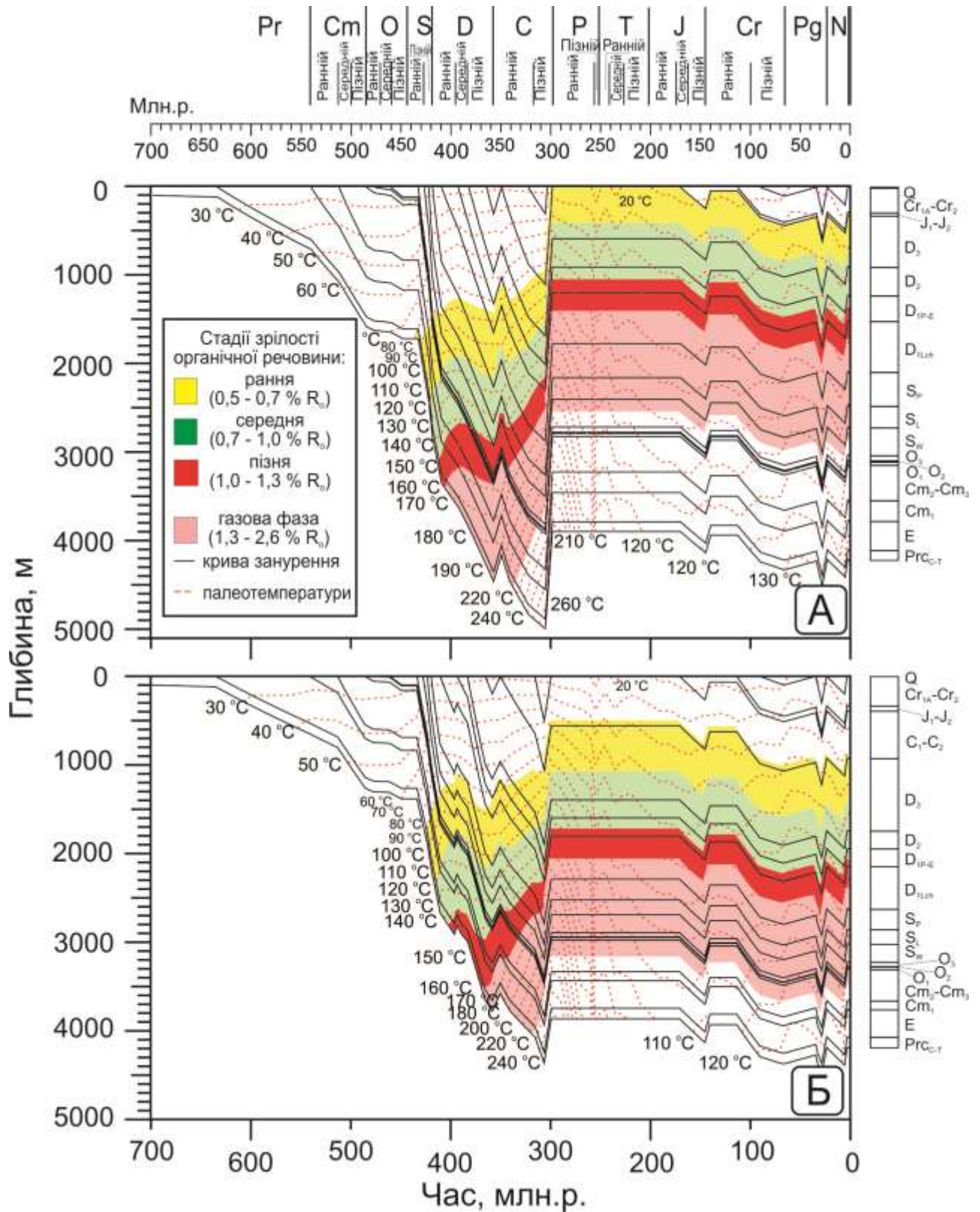


Рис. 10.2.3.3. Графіки занурення і термального дозрівання відкладів у свердловинах: А – Перемишлянська-1 і Б – Добровірска-1. Умовні позначення див. на рис. 10.2.3.1

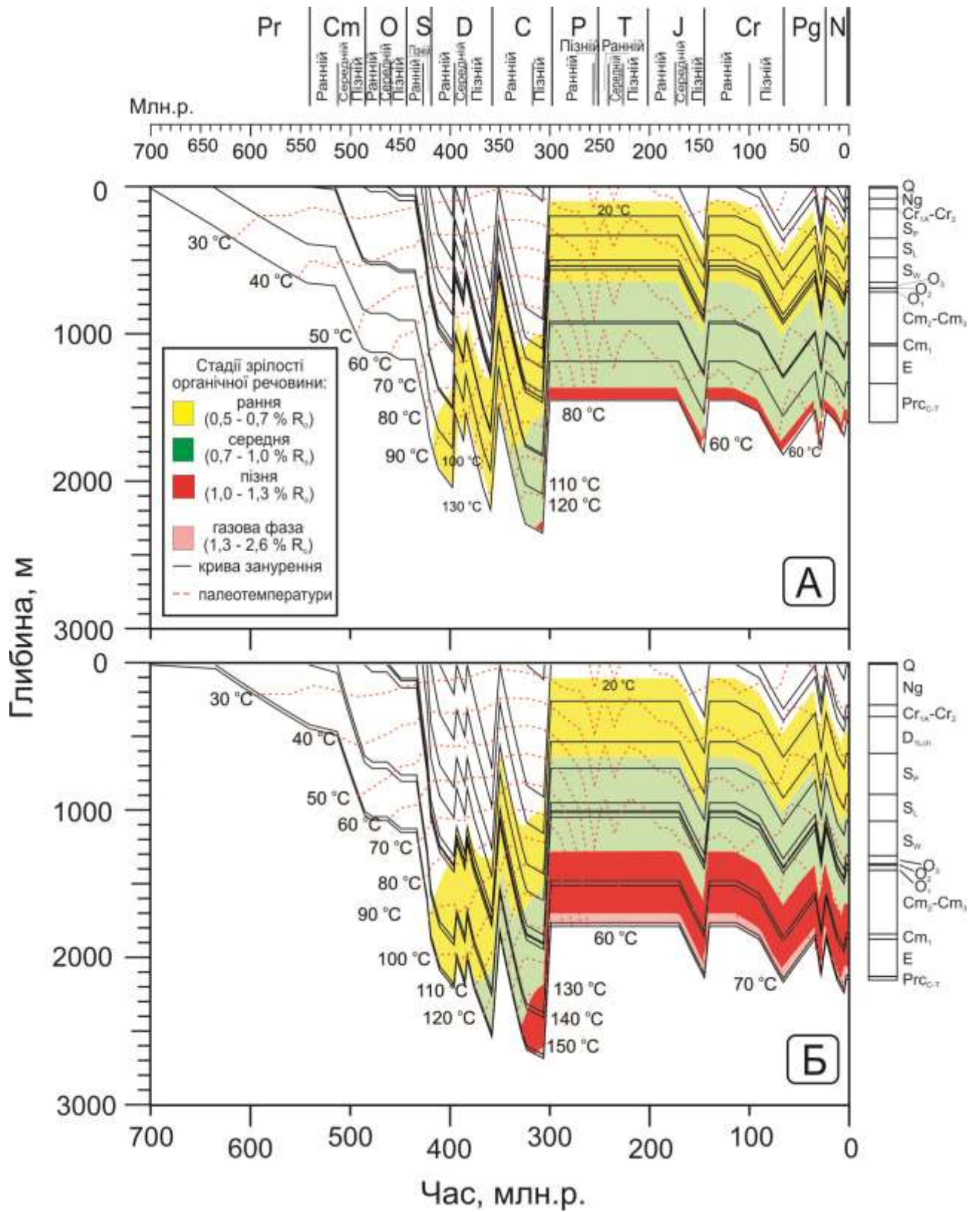


Рис. 10.2.3.4. Графіки занурення і термального дозрівання відкладів у свердловинах: А – Колінківська-1 і Б – Чернівецька-1. Умовні позначення див. на рис. 10.2.3.1

Відклади кембрію, ордовику, силуру і девону в цих свердловинах досягли свого максимального ступеня термальної зрілості в пізньому карбоні. В свердловині Колинківська-1 ступінь термальної зрілості відкладів кембрію відповідає середній, а ордовику і силуру – ранній стадії зрілості в межах «нафтового вікна». Вищезалягаючі мезозойські і міоценові відклади залишаються термально недозрілими (Щерба та ін., 2008). В свердловині Чернівецька-1 ступінь термальної зрілості відкладів нижнього і середнього кембрію відповідає пізній, а верхнього кембрію, ордовика і нижнього силуру – середній стадії зрілості в межах «нафтового вікна». Відклади верхнього силуру і девону досягнули ранньої стадії зрілості в межах «нафтового вікна», а вищезалягаючі відклади мезозою і неогену залишаються термально недозрілими (Щерба та ін., 2008).

Дослідження термальної еволюції збагачених органічною речовиною калюських верств едіакарію для південної частини району досліджень – Переддобрудзького прогину, проведені для свердловини Лиманська-1. Як показало моделювання (рис. 10.2.3.5), в цій свердловині зрілість порід, які досягли «нафтового вікна», настала між раннім девонем і раннім карбоном (рис. 10.2.2.1.Б, рис. 10.2.3.5), тобто ми спостерігаємо однакову термальну еволюцію як для порід едіакарію у Переддобрудзькому прогині, так і в межах Волино-Подільської плити. Пік зрілості порід був досягнутий в пізньому девоні, що підтверджується даними відбивної здатності вітриніту, яка становить 1,8%  $R_o$  (рис. 10.2.2.1.Б).

Ступінь термальної зрілості в цій свердловині кембрію відповідає «газовому вікну», ордовика і нижнього силуру – пізній, а верхнього силуру – середній стадії зрілості в межах «нафтового вікна». Відклади девону досягнули середньої і лише в своїй верхній частині – ранньої стадії зрілості в межах «нафтового вікна». Вищезалягаючі відклади мезозою і неогену залишаються термально недозрілими.



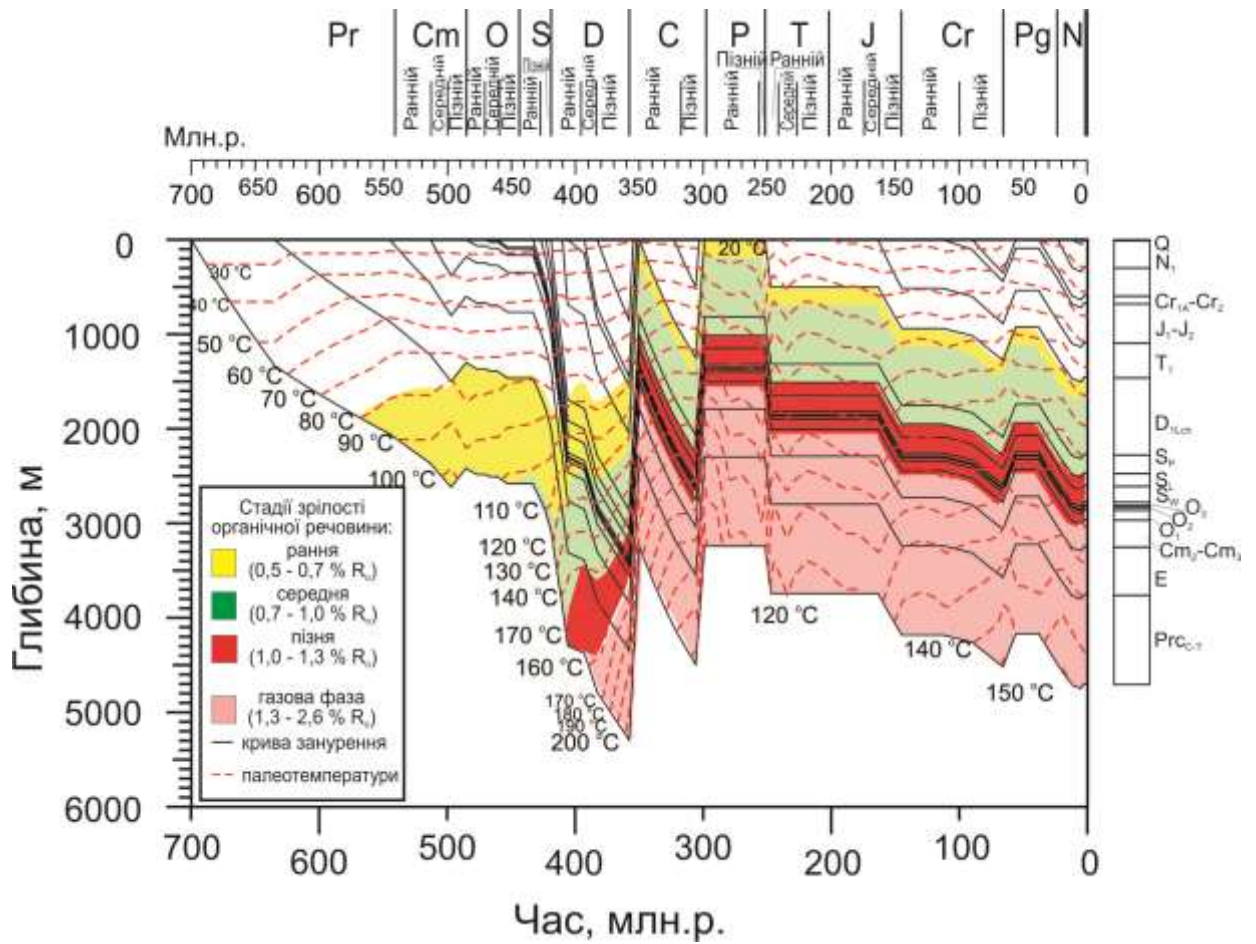


Рис. 10.2.3.5. Графік занурення і термального дозрівання відкладів у свердловині Лиманська-1. Умовні позначення див. на рис. 10.2.3.1

Вище зазначені результати показують, що потенційно нафтоматеринські породи едіакарію у свердловинах, що розташовані поблизу зони Тейсейре-Торнквіста досягли термальної зрілості між пізнім силуром і раннім карбоном. Зміна в часі початку настання «нафтового вікна» і піку термальної зрілості порід для різних свердловин є різною і зумовлена різною відстанню на якій вони знаходяться від зони Тейсейре-Торнквіста, яка мала вплив на термальну історію дослідженого басейну. Істотне перетворення керогену в едіакарських нашаруваннях мало місце між раннім девоном і раннім карбоном, а органічна речовина потенційно нафтоматеринських порід пізнього протерозою була майже цілковито перетворена на вуглеводні (відношення трансформації  $TR > 0,95$ ) (рис. 10.2.3.6).

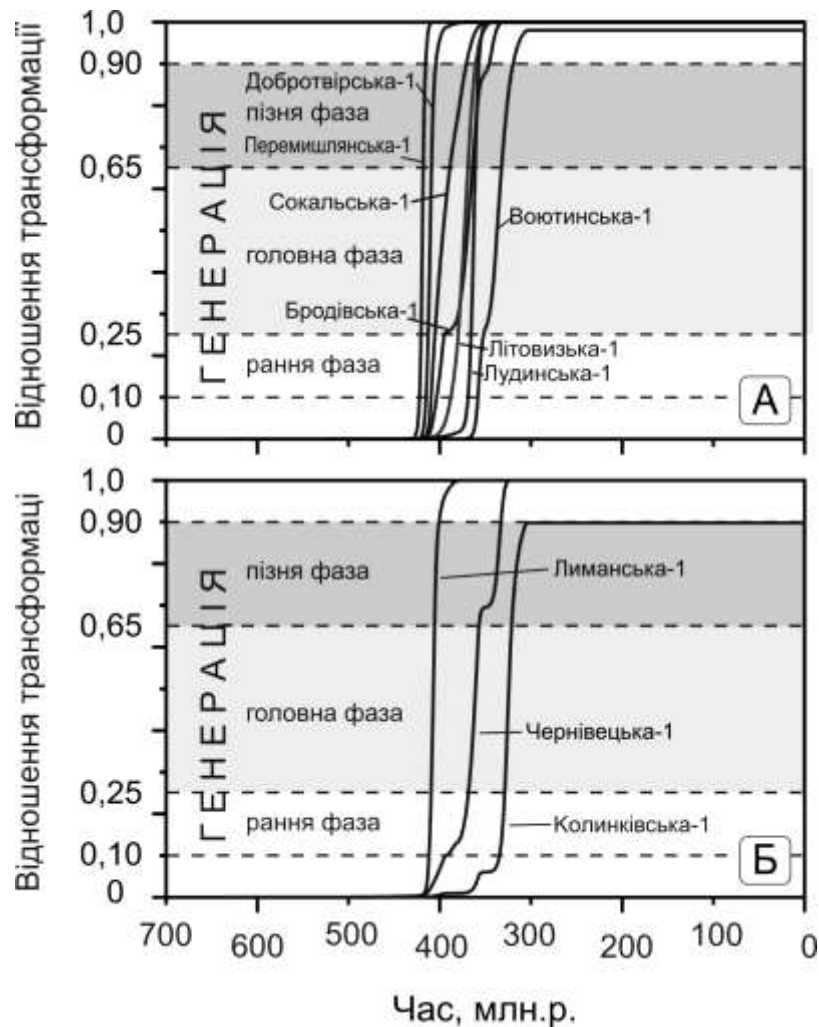


Рис. 10.2.3.6. Відношення трансформації для керогену потенційно генеруючих порід едіакарію

Для таких свердловин, як Перемишлянська-1 і Добротвірська-1 генерація вуглеводнів для калюських верств едіакарію почалась в ранньому девоні, (рис. 10.2.3.6). Глибина занурення едіакарської товщі становила  $>3000$  м, а палеотемператури  $>110^{\circ}\text{C}$ . Завершилась вона в кінці раннього карбону (рис. 10.2.3.6Б). В інших свердловинах час настання генерації був дещо зміщений на кінець девону, або до раннього карбону (рис. 10.2.3.6). Подібні закономірності спостерігаються і в історії занурення та термального дозрівання вищезалігаючих палеозойських відкладів, як в часі, так і в просторі. Вони в основному досягли свого максимального ступеня зрілості у пізньому карбоні, а із збільшенням глибини їх залягання, що корелюється з наближенням до зони Тейсейре-Торнквіста, спостерігається відповідне зростання ступеня термальної зрілості.

#### 10.2.4. Оцінка генераційного потенціалу відкладів едіакарію

Відклади едіакарію південно-східного схилу Східноєвропейської платформи, що є найдавнішою товщею порід, збагачених органічною речовиною в досліджуваному регіоні, раніше досліджувались головним чином за своїми стратиграфічними та петрографічними характеристиками, палеонтологічною систематикою (Курочка, 1959; Великанов и др., 1979; Великанов и др., 1983; Асеева, 1988; Moczyłowska 2008a, Jachowicz-Zdanowska, 2011; Великанов, 2011) або геологічними умовами (Paczeńska and Poprawa, 2005).

Проте, детальних геохімічних досліджень органічної речовини із з'ясуванням ступеня її термальної зрілості та оцінки нафтоматеринського потенціалу зроблено не було. Регіональна оцінка генераційного потенціалу відкладів едіакарію була зроблена лише для прилеглої території (Польща). Таким чином, отримані дані можна лише порівнювати з даними Люблінсько-Підляського басейну, який розташований у польській частині східної окраїни Східноєвропейської платформи. Саме тому ми більш детально зупинимось на вивчення цієї товщі.

Існують два індикатори, які дозволяють ідентифікувати міграційні вуглеводні на основі даних Rock-Eval. Перший – це індекс продуктивності, (PI) (Espitalié et al., 1977; 1985), другий – відношення вмісту вільних вуглеводнів ( $S_1$ )/ $C_{org}$  (Hunt, 1996). Для зразків, які містять недозрілу або слабозрілу органічну речовину значення показника індексу продуктивності (PI) понад 0,2 вказують на присутність міграційних вуглеводнів або вуглеводневих покладів. Із збільшенням зрілості органічної речовини індекс продуктивності зростає до 0,5 в кінці «нафтового вікна» (Espitalié et al., 1985). Такі високі значення індексу продуктивності вказують на присутність міграційних вуглеводнів. Вміст органічного вуглецю, що встановлений в наших зразках, є досить низьким і досягає максимальних значень 0,9 % (середнє значення становить 0,31 %, див. табл. 4.3.2.1). Ще нижчим є вміст

вуглеводнів, що є опосередкованим результатом високого ступеня трансформації органічної речовини (Rullkötter et al., 1988). Значення параметрів вмісту вільних вуглеводнів ( $S_1$ ) і генераційного потенціалу ( $S_2$ ) (процентний вміст, див. табл. 4.3.2.1) є дуже низькими, що, враховуючи величину похибки, ускладнює інтерпретацію. Досвід досліджень показує, що інтерпретація вмісту органічного вуглецю нижче 0,2 % і параметру генераційного потенціалу ( $S_2$ ) нижче 0,2 мг вуглеводнів/г породи вважається ненадійною. Саме це ми спостерігаємо у досліджених нами зразках едіакарію (калюські верстви), в яких величини індексу  $S_1/C_{\text{орг}}$  часто є вищими ніж значення водневого індексу (HI) (% , див. табл. 4.3.2.1). Індекс продуктивності (PI), який розраховувався як  $S_1/S_1+S_2$  і також використовувався для встановлення природи проаналізованих вуглеводнів виявився ненадійним для інтерпретації у зв'язку з нульовими значеннями індексу генераційного потенціалу ( $S_2$ ). Низький вміст органічного вуглецю і вуглеводнів також впливають на надійність інтерпретації індексів, які використовуються для оцінки вуглеводневого потенціалу материнських порід, наприклад водневого індексу (HI). Він був розрахований, використовуючи вміст органічного вуглецю і вуглеводнів, представлених індексом генераційного потенціалу ( $S_2$ ) згідно з формулою  $HI = (S_2/C_{\text{орг}}) * 100$  %. Обидва параметри, особливо генераційний потенціал ( $S_2$ ), є низькими, часом навіть рівними нулю (% , див. табл. 4.3.2.1), що спричиняє значні коливання значень водневого індексу (HI). В досліджених нами зразках із свердловин значення водневого індексу (HI) коливаються від 0 до 70 мг вуглеводнів/ г  $C_{\text{орг}}$ , а в зразках із відслонень змінюються в межах від 17 до 174 мг вуглеводнів/ г  $C_{\text{орг}}$  (% , див. табл. 4.3.2.1).

Більшість докембрійських органічних мікрофосилій належать до фітопланктону, складеного мікроскопічними водоростями (акритархами) і ціанобактеріями (Великанов и др., 1979; Великанов и др., 1983; Асеева, 1988; Moczyłowska, 1991, 2005, 2008b; Moczyłowska et al., 1993), а також вендотенієвими водоростями (Гниловская, 1979). Низькі значення водневого

індексу (HI), встановлені у досліджених нами зразках калюських верств едіакарію, вказують на низьку хімічну збереженість цих органічних решток, частково завдяки високому ступеню зрілості. Термальна зрілість органічної речовини в едіакарських породах оцінювалась на основі величин температури  $T_{\max}$  піролізу Rock-Eval та відбивної здатності твердих бітумоїдів. Крім того були використані дані індексу зміни кольору конодонтів, які були досліджені Д.М. Дригантом (Дригант, 1993). Нажаль, у зв'язку з високим ступенем термальної зрілості досліджених порід, величини температури  $T_{\max}$  піролізу Rock-Eval були встановлені лише для декількох із проаналізованих зразків. Більше того, одержані значення температури  $T_{\max}$  піролізу Rock-Eval не є надійними у всіх досліджених зразках керну із свердловин, тому що більшість піків  $S_2$ , по яких замірялись ці температури, були близькими або рівними нулю (% , див. табл. 4.3.2.1).

Лише для деяких зразків, відібраних з відслонень, значення  $T_{\max}$  можна вважати придатними для інтерпретації (за винятком зразків: Миньківці № 19, Велике Кужелево № 25 та Лядова № 27) (процентний вміст, див. табл. 4.3.2.1). Температура  $T_{\max}$  у цих зразках коливалася від 415 до 434 ° С, що свідчить про незрілість або ранню зрілість порід калюського віку. Виміряна відбивна здатність вітринітоподібних мацералів для зразків відібраних з відслонень коливалася в межах від 0,63 до 0,85 %, а для органічної речовини цих зразків, яка сконцентрована у тріщинах, відбивна здатність вітринітоподібних мацералів становила 1,15–1,28 %, але знову ж таки ці зразки містять лише залишки органічної речовини, що обмежує використання значень відбивної здатності вітринітоподібних мацералів. У будь-якому випадку, ці результати свідчать про відносно низьку термальну зрілість порід, яка відповідає ранній фазі «нафтового вікна». Крім того, коефіцієнти відбивної здатності вітринітоподібних мацералів відрізняються від результатів, отриманих для молодших стратиграфічних одиниць (ордовик, силур), що знаходяться у тих самих свердловинах, з яких

відбиралися проби збагачених органічною речовиною відкладів едіакарію (табл. 10.2.1.1).

Зважаючи на незначну кількість органічної речовини та низький вміст органічного вуглецю та вуглеводнів, результати аналізу Rock-Eval та вимірювання відбивної здатності вітринітоподібних мацералів для зразків едіакарію не дозволяють нам однозначно і цілком достовірно оцінювати геохімічну природу цих відкладів. Оскільки такі дослідження проводяться вперше для едіакарських нашарувань південно-західної частини Східноєвропейської платформи, такі подальше вивчення цих нашарувань потребує додаткових геохімічних методів, зокрема таких як дослідження біомаркерів. Незважаючи на неоднозначність результатів геохімічного вивчення, калюські верстви можуть розглядатися як потенційно нафтогазогенеруючі породи. Аналіз еволюції термальної зрілості органічної речовини показав, що у всіх проаналізованих свердловинах органічна речовина досягла ранньої фази «нафтового вікна» протягом раннього девону-раннього карбону. Максимальний ступінь перетворення був досягнутий до ранньої пермі (рис. 10.2.2.1). Не однакове занурення відкладів едіакарію в різних частинах району досліджень позначилось на входженні порід у стадію «нафтового вікна» у різні геологічні інтервали, а також на величині максимальної зрілості органічної речовини. Найбільші глибини занурення відкладів едіакарію, які становлять – 4000–5000 м, виявлені у свердловинах, які знаходяться поблизу зони Тейсейре-Торнквіста, а саме Добротвірська-1 та Перемишлянська-1 (рис.10.1.3.3). У цій зоні був досягнутий найвищий рівень зрілості органічної речовини, до 3,2 % в шкалі відбивної здатності вітриніту в свердловині Добротвірська-1 та 4 % в свердловині Перемишляни-1 (рис.10.2.2.1). Відклади едіакарію досягли аналогічних максимальних глибин занурення також і в Переддобрудзькому прогині. (рис. 10.2.3.5). В напрямку Українського щита зменшується глибина залягання порід едіакарію і, відповідно, зменшується ступінь термальної зрілості органічної речовини. В північній частині території досліджень (свердловини Лудинська-1,

Сокальська-1, Бродівська-1) максимальна глибина залягання становить 3100–3800 м (рис. 10.2.3.1 і 10.2.3.2), а в центральній частині (Колинківська-1 та Чернівецька-1) – 2100–2800 м (рис. 10.2.3.4). Для прикладу, у свердловині Литовизька-1, зменшення глибини залягання супроводжується нижчою зрілістю органічної речовини, і відбивна здатність вітриніту тут також менша – 2,2 % (рис. 10.2.2.1). Незважаючи на різні глибини залягання відкладів едіакарію у різних частинах дослідженої території, у всіх досліджених зразках фіксується повне перетворення органічної речовини, за винятком окремих зразків із відслонень.

### **10.3. Висновки до розділу 10**

Історія розвитку Волино-Подільсько-Молдовського басейну почалася із відносно швидкого тектонічного занурення в кінці едіакарію, після якого швидкість занурення систематично зменшувалась впродовж кембрію і ордовіка. Особливості едіакарсько-ордовікського занурення відзначаються характерними рисами еволюції басейну від син-рифтового до пост-рифтового термального прогину. Під час цієї події тектонічне занурення збільшувалося до південного заходу, тобто в напрямку до краю Східноєвропейської платформи, де знаходилась едіакарсько-ранньокембрійська рифтова зона. Під час едіакарського син-рифтового розтягу магматичні породи, в основному базальти, зміщувались в басейні вздовж західного краю Східноєвропейської платформи. Згідно з геохімічними дослідженнями, проведеними для порід, розміщених безпосередньо на північ і північний захід від дослідженої території, ці вулканічні породи асоціювались із рифтовими тектонічними умовами.

Едіакарський рифтогенез мав місце вздовж всієї південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи від Скандинавії до Чорного моря, і був пов'язаний з розпадом докембрійського суперконтиненту Родінія/Паннотія, який призвів до утворення моря Торнквіста. Характер



тектонічного занурення, що мало місце від кінця едіакарію до пізнього ордовіка свідчить про те, що південно-західний край новосформованого континенту Балтика, включаючи досліджувану територію, став пасивною континентальною країною.

Починаючи з пізнього ордовіка спостерігається поступова зміна тектонічного режиму вздовж південно-західної країни Балтики на колізійний. В межах досліджуваної території це проявляється в систематичному збільшенні швидкості занурення від венлокського (ранній силур) до лохківського (ранній девон) часу, що відтворюється на кривих занурення у вигляді випуклих форм, типових для розвитку басейнів форлендового типу. Протягом силуру-раннього девону Волино-Подільсько-Молдовський басейн інтерпретується нами, як флексурний передовий прогин, пов'язаний із каледонською косою колізією Авалонії і Балтики, що мала місце західніше. Взаємозв'язок занурення в ордовіку (карадокський час) із каледонським передовим прогином, а отже і часом початку розвитку передового прогину, не може бути надійно встановленим в зв'язку з перервою в осадоагромадженні в ашглі і лландовері.

Модель силурійсько-лохківського флексурного прогину узгоджується з результатами аналізу занурення для нижньопалеозойських осадових басейнів вздовж всієї західної країни Балтики. Пов'язаний із конвергенцією підйом в межах каледонського складчасто-насувного поясу міг буди ефективним механізмом, що забезпечував поставку теригенно-глинистих відкладів у силурі в басейн седиментації.

Модель силурійсько-лохківської конвергенції вздовж західної країни Балтики підтверджується присутністю численних пошарків бентонітових глинистих порід, геохімічні особливості яких вказують, що їх джерелом став вулканізм острівної дуги в зоні субдукції.

Впродовж прасько-емського часу басейн став частиною системи пост-колізійного басейну «Old Red», занурення якого було ймовірно спричинене літосферним ізотонічним дисбалансом в результаті каледонської колізії і

наступним розвитком акреційної призми. На переході від раннього до середнього девону мали місце локальні тектонічні підняття і ерозія, результатом яких був розмив відкладів, який спостерігається також в напрямку на північний захід в Люблінсько-Підляському басейні. Це може свідчити про тимчасову зміну тектонічного режиму на компресійний.

Ранньодевонські кроткотермінові фази інтенсивного занурення в невеликих ізольованих депоцентрах, що спостерігаються також у Люблінського басейні можуть розглядатись, як прояв тектонічного режиму розтягу. Вподовж кінця девону та раннього карбону тектонічне підняття призвело до денудації значної частини розрізу девону і частини нижнього палеозою.

Результати 1-D моделювання, проведеного для потенційно нафтогазогенеруючих порід едіакарію та вищезалягаючої товщі палеозою в межах досліджуваної території показали, що в більшості випадків вони досягли ступеня термальної зрілості, що відповідає нафтовому і газовому вікнам в період часу від пізнього силуру до раннього (пізнього) карбону відповідно. Процес термального дозрівання був перерваний пізньокарбоною інверсією і підняттям.

Генерація вуглеводнів у відкладах едіакарію мала місце в період від пізнього девону до раннього карбону. Процес термального дозрівання відкладів продовжувався до пізнього карбону, після чого залишковий генераційний потенціал порід на значній частині території був вичерпаний. У відкладах палеозою процес генерації вуглеводнів міг мати місце в пізньому карбоні. Ступінь термальної зрілості порід пізнього протерозою-палеозою збільшується в напрямку на південний захід, де ці відклади залягають на більших глибинах. Максимальний ступінь термальної зрілості протерозой-палеозойських відкладів відзначається у свердловинах Перемишлянська-1 і Добротвірська-1, які наближені до зони Тейсейре-Торнквіста. Рівень термальної зрілості і ступінь трансформації органічної речовини порід едіакарію, кембрію, ордовика, силуру та девону, в досліджених за допомогою

моделювання розрізах, був достатнім для ініціації процесів генерації вуглеводнів. Щодо відкладів, збагачених органічною речовиною в межах осадової товщі пізнього протерозою-палеозою, а саме відкладів едіакарію, кембрію, ордовіка, силуру, частково девону, це є позитивним висновком з точки зору пошуків покладів вуглеводнів, оскільки свідчить про те, що при достатній якості і кількості органічного матеріалу в материнських породах в межах територій, де ці відклади не досягли значного термального перезрівання, генеровані ними вуглеводні могли зберегтися у вигляді покладів нафти і газу.

## ЗАГАЛЬНІ ВИСНОВКИ

1. Відклади едіакарію південно-західного схилу Східноєвропейської платформи моноклінально занурюються у південно-західному напрямку. Їх товщина в північно-східній і центральній частинах району досліджень складає близько 300 м, а в південно-західній частині досяє понад 600 м. Серед теригенно-глинистих порід едіакарію вирізняються потенційно нафтогазогенеруючі калюські верстви – збагаченими розсіяною органічною речовиною аргіліти та глинисті алевроліти, максимальний вміст органічного вуглецю в яких складає 0,89 %.
2. Встановлені для калюських верств невисокі значення вмісту органічного вуглецю (як правило, нижче 0,5 %) і суми параметрів  $S_1$  і  $S_2$  є наслідком високої термальної перетвореності вихідної органічної речовини. У відслоненнях калюські відклади мають невисокий ступінь термальної зрілості, що відповідає початку зони генерації рідких вуглеводнів, а в досліджених зразках із глибоких свердловин (інтервал глибин 2–4 км) вони демонструють високу термальну зрілість і їх генераційний потенціал є в значній мірі вичерпаний. Потенційна нафтогазоностність, пов'язана із калюськими верствами, може бути передбачена на території де ці відклади залягають в інтервалі глибин від 0 до 2 км і знаходяться в зоні генерації рідких вуглеводнів.
3. Для відкладів силуру з'ясовано, що вирішальний вплив на поширення фацій в межах південної шельфової окраїни палеоконтиненту Балтики (західної окраїни Східноєвропейської платформи) мали трансгресивно-регресивні цикли, завдяки яким глибина шельфу в різні відрізки силурійського часу змінювалась. Встановлено, що впродовж силуру (пізній венлок-середній пржидол) глибина шельфу, починаючи від глибини води 100 м, відповідала зоні кисневого мінімуму і була межею між відкритошельфовою фацією, тобто осадонагромадженням

- потенційно нафтогазогенеруючих збагачених органічною речовиною глинистих нашарувань, і рифовою.
4. Силурійська рифогенна споруда простягається на всій території досліджень від Чорного моря до кордону України з Польщею та Білоруссю, а далі до Балтійського моря, це суцільне пасмо рифопобудов межі якої, як в розрізі (верхній венлок-середній пржидол), так і по площі зміщувались, утворюючи суцільне пасмо вздовж всього південного шельфу палеоконтиненту Балтика довжиною  $\approx 2300$  км та максимальною шириною 150 м. Силурійські рифові вапняки є перспективними колекторами нафти, а встановлені межі поширення рифогенної споруди дозволяють виділити можливі ділянки для пошуку нафти.
  5. Встановлено, що відклади силуру містять  $C_{org}$  в кількостях від 0,2 до 2,16 % і кількість органічної речовини закономірно зменшується із збільшенням карбонатності порід. Для порід силуру збагачених органічною речовиною, за допомогою рентген-дифрактометрії, встановлено показники їх мінерального складу (кварцу, карбонатів і польових шпатів у породі в 1,5–2 рази більше, ніж глинистих мінералів, переважають дрібнозернисті зерна, не виявлено смектитів та змішаношаруватих глинистих мінералів), що є позитивним фактором з точки зору проведення ефективного гідророзриву порід, а отже забезпечує належні передумови для видобутку сланцевого газу.
  6. Для нижньодевонських відкладів Волино-Подільської плити та Переддобрудзького прогину було встановлено особливості поширення двох фацій, які належать до різних вікових діапазонів: глинисто-карбонатна до локхівського ярусу, а теригенна до празько-емського. Ці фації характеризуються різними палеосередовищами. У локхівський час не відбулося істотної зміни кліматичних та тектонічних умов з часів пізнього силуру, і середовище було сприятливим для розвитку

карбонатного біоценозу (до 80 %  $\text{CaCO}_3$ ) та осадоагромадження глинисто-карбонатних нашарувань. У празький час почалася цілком інша історія осадоагромадження, що свідчить про стрімку зміну кліматичних і тектонічних умов. На це вказує кардинальна зміна петрографічного складу гірських порід Це теригенні породи, які відзначаються незначною кількістю  $\text{CaCO}_3$  (від 2 до 18 %). Виділення двох фацій в розрізі нижнього девону дозволило виокремити потенційно газоносну товщу празько-емського ярусу від безперспективної глинисто-карбонатної товщі локхівського ярусу.

7. Строкатоколірні нашарування празько-емського ярусу, як показали збудовані нами карти, значно поширені в межах дослідженої території, де їх максимальні товщини сягають 1000 м і більше. Ці теригенні відклади можна розглядати як потенційні колектори для пошуку газу, зокрема, зважаючи на той факт, що на Локачівській площі у відкладах девону в одному із семи продуктивних горизонтів було виявлено поклад газу у теригенній товщі нижнього девону.
8. Нафтогазоносні та потенційно нафтогенеруючі відклади середнього та верхнього девону в межах південно-західного схилу Східноєвропейської платформи зазнали значної денудації. Незважаючи на це, вони становлять найпотужнішу товщу серед осадових нашарувань палеозою. Побудовані карти ізопакіт відкладів середнього та верхнього девону з для Львівського, Люблінського та Переддобрудзького прогинів демонструють особливості поширення нашарувань середнього та пізньодевонського віку.
9. Дослідження методом Rock-Eval збагачених розсіяною органічною речовиною порід девону Львівського прогину показали, що органічна речовина у цих відкладах містить в основному кероген морського походження II типу, і зазнала первинних та / або вторинних процесів окиснення. Ступінь термальної зрілості відкладів коливається від

недозрілих, для порід локхівського та живетського ярусів, до зрілих для порід ейфельського та фаменського ярусів і перезрілих в нашаруваннях франського ярусу. Підвищений вміст органічного вуглецю встановлений лише у породах живетського (до 2,35 %) та франського (до 1,43 %) ярусів.

10. Петрографічні дослідження теригенних порід показали, що породи-колектори складені дрібнозернистими та середньозернистими пісковиками, а також дрібнозернистими та грубозернистими алевролітами. Цемент у цих породах контактово-пористий та контактний складений доломітизованим кальцитом (19–4 %) та гідрослюдою (3–13 %). Незалежно від типу цементу, поровий простір у породах утворюється межзерновими проміжками розміром від 0,05 до 0,5 мм. Карбонатні породи представлені широким спектром літологічних відмін від злегка доломітизованих біодетритних вапняків до вторинних доломітів. Доломітизація та перекристалізація утворюють тріщиноподібні мікрокаверни розміром до 0,5 мм і високу пористість до 9 %.
11. Проаналізовані природні вуглеводневі гази із покладів середнього девону Локачівського родовища (свердловини Локачівська-27 і Локачівська-65) відрізняються за своїм молекулярним і ізотопним складом. Відносно збіднений ізотопом  $^{13}\text{C}$  метан і збагачений ізотопом  $^{13}\text{C}$  пропан, порівняно з етаном, свідчать про даний природний газ був генерований більше ніж однією материнською породою або зазнав постгенераційних змін. Незначні концентрації і склад стабільних ізотопів вуглецю свідчать про те, що гази можуть вміщувати як термогенний, так і бактеріальний компонент. Молекулярний азот в проаналізованих природних газах знаходиться в концентраціях від 2,52 до 8,52 % і величини  $\delta^{15}\text{N}(\text{N}_2)$  в них знаходяться в діапазоні від -11,3 до -2,1 ‰. Загальна тенденція до збільшення значень  $\delta^{15}\text{N}(\text{N}_2)$  із



збільшенням концентрації  $N_2$  може свідчити про те, що молекулярний азот був генерований в основному в процесі термальної трансформації органічної речовини, а також в процесі деструкції збагачених  $NH_4$  ілітів із глинистих фацій ордовицько-силурійських відкладів Львівського прогину.

12. Нижньокрейдяні відклади платформового фундаменту Передкарпатського прогину залягають на розмитій поверхні юри і палеозою. Вони поширені на значній частині території досліджень, а їх нагромадження відбувалося за різних седиментаційних умов у різних частинах дослідженого палеобасейну. Північно-західна частина території досліджень представлена карбонатною фацією, центральна частина – карбонатно-теригенною, а південно-східна – теригенною фацією. Верхня частина розрізу відкладів теригенної фації представлена темнозабарвленими піскуватими аргілітами. Ці нашарування відображають глобальну баррем-альбську безкисневу подію в Світовому океані, яка спричинила нагромадження збагачених розсіяною речовиною потенційно нафтогазогенеруючих відкладів цього вікового інтервалу в межах Карпатського сегменту океану Тетис.
13. В мезозойському розрізі платформового фундаменту Передкарпатського прогину баррем-аптські відклади є єдиною товщею, збагаченою органічною речовиною, яка розповсюджується під насувом Карпат в межах всього палеошельфу і поряд з основною генеруючою товщею менілітової світи карпатського флішу могла стати додатковим джерелом вуглеводнів в регіоні.
14. Дослідження нафт Лопушнянського родовища платформового фундаменту Передкарпатського прогину показали, що їхні геохімічні характеристики цілком відмінні від характеристик нафт, які знаходяться у покладах платформового фундаменту в північно-західній частині Передкарпатського прогину (Коханівське та Орховицьке

родовища). Наявність біомаркера олеанану в нафтах Лопушнянського родовища свідчить про те, що вони могли бути генеровані породами, які є не старшими за крейдяний вік, що виключає їх кореляцію з палеозойськими і юрськими породами платформового фундаменту. За всіма геохімічними характеристиками, отриманими в даному дослідженні, нафти відібрані з покладів Лопушнянського родовища виразно корелюються з нафтами, які знаходяться у покладах Карпатського флішу, та із збагаченими органічною речовиною породами менілітової світи, що дозволяє розглядати ці нафти, як одне й те ж нафтове сімейство. Це свідчить про те, що відклади менілітової світи Карпатського флішу очевидно були материнськими породами для нафт Лопушнянського родовища.

15. Міграція вуглеводнів із зрілих нафтоматеринських порід менілітової світи до покладу Лопушнянського родовища могла проходити через розломи з нашарувань Карпатського флішу до мезозойських порід платформового фундаменту суміжних блоків. Тектонічні умови могли забезпечити міграцію як у поздовжньому, так і поперечному напрямках, відносно Карпатської насувної споруди. Можливість заповнення покладів мезозойського платформового фундаменту вуглеводнями, які були генеровані в межах карпатських флішових нашарувань, дозволяє припустити, що інші структури, подібні до геологічної структури Лопушнянського нафтового родовища, могли акумулювати вуглеводні, а отже існує ймовірність відкриття нових родовищ такого типу.
16. Реконструкція на основі 1-D моделювання тектонічної еволюції едіакар-палеозойських відкладів Волино-Подільско-Молдовського палеобасейну показала, що його історія його розвитку почалася із швидкого тектонічного занурення в кінці едіакару. Після цього, протягом кембрію і ордовика, швидкість занурення систематично

зменшувалась, відзначаючись характерними рисами еволюції басейну від син-рифтового до пост-рифтового термального прогину. З пізнього ордовика тектонічний режим поступово змінюється на колізійний, а в ашглі наступає перерва в осадонагромадженні, яка була пов'язана з глобальним зниженням рівня Світового океану. Починаючи з венлоку починається істотна зміна палеосередовища в межах Волино-Подільсько-Молдовського басейну в порівнянні з едіакар-ордовицьким часом. Протягом силуру-раннього девону басейн являє собою флексурний передовий прогин, пов'язаний із каледонською колізією Авалонії і Балтики. Впродовж празько-емського часу басейн став частиною системи Європейського пост-колізійного басейну «Old Red». На переході від раннього до середнього девону мали місце локальні тектонічні підняття і ерозія, результатом яких був розмив відкладів, що свідчить про тимчасову зміну тектонічного режиму на компресійний. Тектонічне підняття протягом кінця девону та раннього карбону призвело до ерозії верхньої частини розрізу палеозою.

17. Відтворення історії занурення і термального дозрівання за результатами 1-D моделювання, проведеного для потенційно нафтогазогенеруючих порід верхньопротерозой-фанерозойської товщі південно-західного схилу Східноєвропейської платформи, показали, що генерація вуглеводнів у відкладах едіакарію мала місце в період від пізнього девону до раннього карбону. Процес термального дозрівання відкладів продовжувався до пізнього карбону, після чого залишковий генераційний потенціал порід на значній частині території був вичерпаний. У відкладах палеозою процес генерації вуглеводнів міг мати місце в пізньому карбоні. Таким чином породи едіакарію-палеозою в більшості випадків досягли ступеня термальної зрілості, що відповідає нафтовому і газовому вікнам, в період часу від пізнього силуру до пізнього карбону відповідно. Процес термального дозрівання

був зупинений пізньокарбоною інверсією і підняттям. В межах територій, де відклади едіакарію-палеозою не досягли значного термального перезрівання, генеровані ними вуглеводні могли зберегтися у вигляді покладів нафти і газу.

18. Проведені нами геологічні та літолого-геохімічні дослідження показали, що всі літолого-фаціальні комплекси осадового розрізу південн-західного схилу Східноєвропейської платформи, а саме едіакар-нижньокембрійський, силур-нижньодевонський, середньо-верхньодевонський, крейдяний, є потенційно нафтогазоносними і перспективними для подальших пошуків нафти і газу.

## СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Асеева, Е.А. (1988). Ископаемые остатки вендских таллофитов. В: *Биостратиграфия и палеогеографические реконструкции докембрия Украины* (сс. 81–102). Киев: Наук. думка.
2. Багрій, І.Д. (2003). *Прогнозування розломних зон підвищеної проникності гірських порід для вирішення геоекологічних та пошукових задач*. Київ: ТОВ «Видав. Дім Дмитра Бураго», 149 с.
3. Біліченко, В.Я. (1999). Структурно-тектонічні особливості праавтохтона Українських Карпат та прилеглих територій за матеріалами детальної гравіметрії. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3, 131–138.
4. Богаец, А.Т., Бондарчук, Г.К., Леськів, И.В. (1986). Геология шельфа УССР. *Нефтегазоносность*. Киев: Наук. думка, 183 с.
5. Большаков, Г.Ф., Глебовская, Е.А., Каплан, З.Г. (1967). *Инфракрасные спектры и рентгенограммы гетероорганических соединений*. Ленинград: Химия, 168 с.
6. Брацлавський, П.Ф., Шевченко, О.М., Кузьменко, Л.С., Веклич, Ю.М. (2008). *Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші М-35-XXVIII (Бар), М-35-XXXIV (Могилів-Подільський) (в межах України). Пояснювальна записка*. Київ: УкрДГРІ, 206 с; карта – 9 листів.
7. Вахрамеев, В.А. (1988). Юрские и меловые флоры и климаты Земли. Москва: Наука, 214 с.
8. Ващенко, В.О., Євтушко, Т.Л., Британ, А.Й. (2003). *Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші М-35-XXXII (Чернівці), L-35-II (Кимпулунг–Молдовенеск) Карпатська серія. Чернівецька, Івано-Франківська, Тернопільська області України. Пояснювальна записка*. Київ: УкрДГРІ, 89 с; карта – 4 листи.
9. Ващенко, В.О., Турчинова, С.М., Турчинов, І.І., Поліка, Г.Г. (2007). *Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші М-35-XXV (Івано-Франківськ) Карпатська серія. Пояснювальна записка*. Київ: УкрДГРІ, 150 с; карта – 4 листи.
10. Великанов, В.А., Асеева, Е.А., Иванченко, В.Я., Коренчук, Л.В. (1979). Уточнения к стратиграфической схеме опорного разреза венда Подольского Приднестровья. *Докл. АН УРСР. Сер. Б.*, 12, 986–991.

11. Великанов, В.А., Асеева, Е.А., Федонкин, М.А. (1983). *Венд Украины*. Київ: Наук. думка, 164 с.
12. Великанов, В.А., и Коренчук, Л.В. (1997). Фазы магматизма и их связь с осадочным осадконакоплением в позднем докембрии (рифей-венд) Вольно-Подоллии. *Геологический журнал*, 1-2, 124–131.
13. Великанов, В.Я. (2011). Український гіпостратотип Вендської системи. *Геологічний журнал*, 1, 42–49.
14. Виноградов, А. П. (1962). Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. *Геохимия*, 7, 551–571.
15. Виржиківський, Р.Р. *Геологічна мапа України. (1933). (Планишети ХХVI-6 і ХХVII- 6 Наддністрянщина: Могилів – Ямпіль)*. Київ: Укр.геолого.-розв. трест, 226 с.
16. Вишняков, И.Б., Глушко, В.В., Распопова, М.Г., Фильштинский, Л.В. (1984). Послойные геофизические модели тектоносферы юго-западного края Восточно-Европейской платформы и его обрамления. *Геологический журнал*, 6, 33–42.
17. Вишняков, И.Б., Глушко, В.В., Помяновская, Г.М. (1981). Юго-западный край Восточно-Европейской платформы на Украине и в Молдавии. В: Ред. Р.Г. Гарецкий (Ред.), *Геология запада Восточно-Европейской платформы* (сс. 22–35). Минск: Наука и техника.
18. Вялов, О.С., Гавура, С.П., Даныш, В.В. (1988). *Стратотипы меловых и палеогеновых отложений Украинских Карпат*. Київ: Наук. думка, 203 с.
19. Гаврилишин, В.И., Пастернак, С.И., Розумейко, С.В. (1991). *Стратиграфическое подразделение меловых обложений платформенной части запада Украины*. Львов: АН УССР Ин-т геологии и геохимии горючих ископаемых, 52 с.
20. Гаврилишин, В.І. (1998). Стратиграфія платформових відкладів мезозою піднасуву Українських Карпат. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3, 81–90.
21. Гавура, С.П. и Панов, Г.М., 1977. О глубинной структуре и нефтегазоносности Покутско-Буковинских Карпат. *Геология и геохимия горючих ископаемых*, 49, 15–23.

22. Галабуда, М., Крупський, Ю., Павлюх, О., Чепіль, П. (2007). Історії вивчення геологічної будови і перспективи нафтогазоносності Волино-Поділля. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3, 5–18.
23. Глебовская, Е.А. (1971). *Применение инфракрасной спектроскопии в нефтяной геохимии*. Ленинград: Недра, 140 с.
24. Глушко, В.В. (1968). *Тектоника и нефтегазоносность Карпат и прилегающих прогибов*. Москва: Недра, 264 с.
25. Гниловская М.Б. Вендотениды. (1979). В: *Палеонтология верхнедевонских и кембрийских отложений Восточно-Европейской платформы* (сс. 39–48). Москва: Наука.
26. Гнідець, В.П., Григорчук, К. Г., Полухтович, Б.М., Федішин, В.О. (2003). *Літогенез девонських відкладів Придобрудзького прогину (палеоокеанографія, седиментаційна циклічність, формування порід-колекторів)*. Львів: УкрДГРІ, 85 с.
27. Гожик, П.Ф. Чебаненко, І.І., Клочко, В.П., Евдошук, Н.И., Краюшкін, В.А., Франчук, В.Г., Крупський, Б.Л., Гладун, В.В., Максимчук, П.Я., Галко, Т.Н., Кришталь, А.Н., Полухтович, Б.М., Захарчук, С.М., Мельничук, П.Н., Багрий, И.Д., Довбиш, Н.С., Седлерова, О.В., Смирнов, И.В. Якубенко Г.М. (2010). *Нафтогазоперспективні об'єкти України. Теоретичне і практичне обґрунтування пошуків нафти і газу в акваторіях України*. Київ: ЕКМО, 199 с.
28. Гофштейн, І.Д. (1962). *Неотектоніка і морфогенез Верхнього Придністров'я*. Київ: Вид-во АН УРСР, 132 с.
29. Грищенко, В.П., Гуревич, К.Я., Полухтович, Б.М. (1986). Новые данные о палеозойских отложениях Западного Причерномор'я. *Тектоника и стратиграфия*, 27, 52–59.
30. Гуревич, К.Я., Завьялова, Е.А., Помяновская, Г.М., Хижняков, А.В. (1963). К характеристике девонских отложений Волино-Подольской окраины Русской платформы. В: *Вопросы геологии нефтегазоносных районов Украины*: Тр. УкрНИГРИ, вып. 3, (137–169). Москва: Гостоптехиздат.
31. Гуцало, Л.К. и Плотников, А.М. (1981) Изотопный состав углерода в системе CH<sub>4</sub>-CO<sub>2</sub> как критерий происхождения метана и двуокиси



- углерода в природных газах Земли. Доклады Академии наук СССР, 259, 470–473.
32. Деревська, К.І. (2004). Літогенез платформених осадових порід на південно-західному схилі Балтійського щита. В: *Наукові праці Інституту фундаментальних досліджень* (63–73). Київ: Знання.
  33. Доленко, Г.Н., Бойчевская, Л.Т., Бойчук, М.В., Варичев С.О., Зелизна, С.Т., Килын, И.В., Колодий, В.В., Копач, И.П., Кравец, В.В., Лагола, П.М., Малюк, Б.И., Медведєв, А.П., Павлюк, М.И., Ризун, Б.П., Ступка, О.С., Сухорский, Р.Ф., Чиж, Е.И., Широбокова, Г.М., Щерба, В.М., Щерба, О.С. (1985). *Нефтегазоносные провинции Украины*. Киев: Наук. думка, 172 с.
  34. Доленко, Г.Н., Ризун, Б.П., Сеньковский, Ю.Н., Чиж, Е.И., Медведєв, А.П., Бойчук, М.В. (1980). *Геология и нефтегазоносность Волино-Подольской плиты*. Киев: Наук. думка, 106 с.
  35. Дригант Д.М. (1993). Колір конодонтів як індикатор геологічних процесів (Волино-Поділля). *Палеонтологічний збірник*, 23, 35–37.
  36. Дригант Д.М., Гаврилишин, В.И, Гинда, В.А. (1982). *Верхний докембрий-нижний палеозой Среднего Приднестровья*. Киев: Наук. думка, 108 с.
  37. Дригант, Д.М. (1991). Нова схема стратифікації силурійських відкладів Львівського та Передкарпатського прогинів. *Палеонтологічний збірник*, 28, 63–70.
  38. Дригант, Д.М. (2000). Нижній і середній палеозой Волино-Подільської країни Східноєвропейської платформи та Передкарпатського прогину. *Наукові записки Державного природознавчого музею*, 15, 24–87.
  39. Дригант, Д.М. (2001). Геологічний розвиток Волино-Подільської країни Східноєвропейської платформи і Передкарпатського прогину у середньому палеозої. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2, 39–50.
  40. Дригант, Д.М. (2010). *Девонські конодонти південно-західної країни Східноєвропейської платформи (Волино-Поділля, Україна)*. Київ: Наук. думка, 156 с.
  41. Дриц В.А. и Сахаров Б.А. (1976). Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М: Наука, 256 с.
  42. Дригант, Д.М., Котык, В.А., Марковский, В.М. (1978). Структурно-фациальная зональность кембрийских отложений Волино-Подолья. В: *Геологическое строение провинций горючих ископаемых Украины* (сс.

- 982–91). Киев: Наук. думка.
43. Дулуб, В.Г. (1965). О нижнемеловом возрасте ставчанской свиты. Палеонтологический сборник, 2, (2), 13–115.
44. Забигаило, В.Е., Ризун, Б.П., Чиж, Е.И., Шпак, П.Ф. (1990). Геологические формации палеозойских отложений Волыно-Подолья. *Геологический журнал*, 3, 126–133.
45. Захарчук, С.М. і Полухтович, Б.М. Нафтогазогеологічне районування і прогноз зон нафтогазонакопичення півдня та морських акваторій України. В: *Нові дані з геології та нафтогазоносності України* (17–28). Львів: УкрДГРІ.
46. Захарчук, С.М., Мельничук, П.М., Озерний, О.М., Полухтович, Б.М., Федешин, В.О., Федун О.М. (2007). Вуглеводневий потенціал морських акваторій та суходолу Півдня України. *Збірник наукових праць УкрДГРІ*, 2, 261–269.
47. Заяць, Х.Б. (2015). *Глибинна будова надр Західного регіону України на основі сейсмічних досліджень і напрямки пошукових робіт на нафту та газ*. Львів: ЛВ УкрДГРІ, 136 с.
48. Зевин, Л.С. и Завьялова, Л.Л. (1977). *Количественный рентгенографический фазовый анализ*. Москва: Недра, 183 с.
49. Зелізна, С.Т., Плакса, Я.П., Фільц, Д.І. (1971). Бітумінологічне дослідження миньковецьких відкладів Придністров'я. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 25, 79–86.
50. Зоненшайн, Л.П., Деркур, Ж., Кузьмин, В.Г. (1987) Эволюция Тетиса. В: *История океана Тетис* (сс. 104–115). Москва: Изд-во Ин-та океанологии АН СССР
51. Иванов, А.М. (1976). *Комплексное изучение карбонатных пород как коллекторов нефти и газа*. Москва.: Недра, 295 с.
52. Іванців, О.Є. (1962). До літології давніх світ Середнього Придністров'я. У: *Матеріали з геології та геохімії корисних копалин України* (сс. 49–57). Київ: АН УРСР.
53. Іванюта, М.М. (Гол. ред.) (1998). *Атлас родовищ нафти і газу України. Том VI. Південний нафтогазоносний регіон*. Львів: Центр Європи, 224 с.

54. Капцан, В.Х., Сафаров, Э.И. (1964). О значении некоторых результатов палеонтологических и палинологических исследований среднего и верхнего палеозоя Молдавии. *Известия АН МССР*, 7, 16–22.
55. Кирьянов, В.В. (1993). Современное состояние проблемы границы докембрия-кембрия на Восточно-Европейской платформе. У: *Проблеми створення шкали геологічного часу докембрію і фанерозою України* (сс. 47–52). Київ: Ін-т Геологічних наук.
56. Конторович, А.Э. (1976). *Геохимические методы количественного прогноза нефтегазоносности*. Москва: Недра, 1976, 197 с.
57. Корчагина, Ю.И. и Четверикова, О.П. (1976). Методы исследования рассеянного органического вещества осадочных пород. Москва: Недра, 229 с.
58. Котык, В.А. (1974). Перспективы нефтегазоносности кембрийских обложений Волыно-Подоллии. *Геологический журнал*, 34, (5), 113–120.
59. Котык, В.А. и Марковский, В.М. (1972). Волыно-Подолье и Львовский палеозойський прогин. В: *Платформенные структуры обрамления Украинского кристаллического щита и их металлоносность* (сс. 39–56). Киев: Наукова думка.
60. Крашенников, Г.Ф., Волкова, А.Н., Иванова, Н.В. (1988). *Учение о фациях с основами литологии : руководство к лабораторным занятиям*. Москва: Изд-во МГУ, 214 с.
61. Круглов С.С. и Цыпко А.К. (Ред.) (1988). Тектоника Украины. В : *Труды УкрНИГРИ* (выпуск 36, 254 с.). Москва: Недра.
62. Круглов, С.С., Асірій, Ю.А., Великанов, В.Я., Знаменська, Т.О., Лисак, А.М., Лукін, О.Ю., Пашкевич, І.К., Попадюк, І.В., Радзівіл, А.Я., Холодних, А.Б. (2007). *Тектонічна карта України. Масштаб 1:1000 000. Пояснювальна записка. Частина I*. Київ: УкрДГРІ, 96 с, карта – 2 листи.
63. Круглов, С.С., Смирнов, С.Е., Спитковская, С.М., Филштинский, Л.Е., Хижняков, А.В. (1985). *Геодинамика Карпат*. Киев: Наук. думка, 136 с.
64. Крупський, Ю.З. (2001). *Геодинамічні умови формування і нафтогазоносність Карпатського та Волино-Подільського регіонів України*. Київ: УкрДГРІ, 144 с.
65. Крупський, Ю.З., Куровець, І.М., Сеньковський, Ю.М., Михайлов, В.А.,

- Куровець, С.С., Бодлак, В.П. (2014). Нетрадиційні джерела вуглеводнів України. У: 8 кн. *Кн. 2. Західний нафтогазоносний регіон*. Київ: Ніка-Центр, 400 с.
66. Курочка, В.П. (1959). Циклы и фации нижнего палеозоя Приднестровья. *Доклады АН БССР*, 3, 284–289.
67. Кутас, Р.И., Цвященко, В.А., Корчагин, И.Н. (1989). *Моделирование теплового поля континентальной литосферы*. Киев: Наук. думка, 192 с.
68. Лазаренко, Е.К. (1963). *Основы генетической минералогии*. Львов: Изд-во Львовск. ун-та, 410 с.
69. Ласкарев, В.Д. (1914). Геологические исследования в Юго-Западной России (Общая геологическая карта Европейской России, лист 17-й). *Труды Геол. комитета. Новая серия*, 77, 710 с.
70. Лінецька, Л.В. і Утробін, В.М. (1965). Про знахідки Tintinnidae, Cadosina, Stomosphaera і Globochete у мезозої Радянських Карпат та Карпатського передового прогину. Доп. АН. УРСР, 6, 782–785.
71. Логвиненко, Н.В. (1984). *Петрография осадочных пород (с основами методики исследования): учебник для вузов*. Москва : Высш. школа, 416 с.
72. Лодочников, В.Н. (1955). *Главнейшие породообразующие минералы*. Москва: Недра, 247 с.
73. Лунгерсгаузен, Л.Ф. (1937). Деякі нові дані про найдавніші осадові світи Поділля. *Геологический журнал*, 3, (3-4), 227–300.
74. Лунгерсгаузен, Л.Ф. и Никифорова, О.И. (1942). О стратиграфическом отношении силурийских слоев Подолии к аналогичным слоям некоторых других мест Западной Европы. *Доклады АН СССР, Нов. сер.*, 34, (20), 69–74.
75. Маєвський, Б., Лозинський, О., Гладун, В., Чепіль, П. (2004). *Прогнозування, пошуки та розвідка нафтових і газових родовищ*. Київ: Наук. думка, 446 с.
76. Медведев, А.П. (1979). *Природа доальпийской структуры Вольно-Подолии и смежных районов*. Киев: Наук. думка, 80 с.

77. Медведєв, А.П. (1988). Морфоструктура фундаменту Волинсько-Подольської окраїни Східно-Європейської платформи. *Геологія і геохімія горючих ископаємих*, 70, 35–44.
78. Мокряк, І.М., Швець, Л.К., Добощ, О.П., Попов, С.В. (2008). *Державна геологічна карта України масштабу 1:200 000, аркуші L-35-XXIII (Ізмаїл), L-35-XXIX (Тулча) (В межах України) Причорноморська серія. Пояснювальна записка*. Київ: УкрДГРІ, 120 с, карта – 6 листів.
79. Нечаєв, С.В., Зайдис, Б.Б., Великанов, В.А. (1969). Новые данные геохронологических исследований пород позднекембрийской вулканогенно-осадочной формации Подольского Приднестровья. *Геологический журнал*, 29, 72–75.
80. Никифорова, О.И., Предтеченский, Н.Н., Абушик, А.Ф., Игнатович, М.М., Модзалевская, Т.Л., Бергер, А.Ю., Новоселова, Л.С., Бурков, Ю.К. (1972). *Опорный разрез силура и нижнего девона Подолии*. Ленинград: Наука, 262с.
81. Огороднік, М.Є. (2005). Геохімічні та палінологічні аспекти дослідження відкладів нижньої крейди автохтона Покутсько-Буковинських Карпат. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1, 59–67.
82. Павлунь, М., Крупський, Ю., Бодлак, П., Михайловський, І., Циганчук, Р. (2015). Нові дані з геології і розшуків вуглеводнів на Перемишлянській площі у Львівській області. *Вісник Львівського університету. Серія геологічна*, 29, 3–11.
83. Павлюк, М.І. і Богаєць, О.Т. (1978). *Тектоніка і формації області зчленування Східно-Європейської платформи і Скіфської плити*. Київ: Наук. думка, 148 с.
84. Павлюк, М.І., Крупський, Ю.З., Різун, Б.П., Побігун, І.З. (2004). Перспективні нафтогазопошукові об'єкти платформних відкладів Західного регіону України. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 4, 5–13.
85. Павлюк, М.І., Медведєв, А.П. (2004). *Панкардія: проблеми еволюції*. Львів: Ліга-Прес, 94 с.
86. Павлюк, М.І. (2014). *Геодинамічна еволюція та нафтогазоносність Азово-Чорноморського і Баренцовоморського периконтинентальних*

- шельфів*. Львів: НАН України. Ін-т геології і геохімії горючих копалин, Укр. нац. комітет Карпато-Балканської геологічної асоціації, 365 с.
87. Пастернак, С. І., Сеньковський, Ю.М., Гаврилишин, В.І. (1987). *Волино-Поділля у крейдовому періоді*. Київ : Наук. думка, 257 с.
  88. Пастернак, С.И. и Улизло, Б.М. (1980). Неоком Прикарпаття. *Геология и геохимия горючих ископаемых*, 55, 22–30.
  89. Полухтович, Б.М., Букатчук, П.Д., Геник, И.В. (1971). Новые данные о средне- и верхнедевонских отложениях Предобруджского прогиба (в пределах Молдавской ССР). *Известия вузов. Сер. Геология и разведка*, 12, 149–152.
  90. Помяновская, Г.М. (1974). Стратиграфия девона Волино-Подольской окраины Восточно-Европейской платформы. В: *Стратиграфия УССР. Т. «Девон»* (сс. 7–14, 36–83). Киев: Наук. думка.
  91. Пухтинский, М.Н. (1926). Итоги изучения буровых скважин Подолии в районе работ Подольской партии Укргеолкома. *Вісник Українського відділ. Геолком.*, 8, 61–68.
  92. Радзівілл, А.Я. Шульга, В.Ф., Іванова, А.В., Мачуліна, С.О., Вергельська, Н.В., Александрова, А.В., Зайцева (2012). Етапи утворення вуглецевих формацій в геологічних структурах України. Київ: LAT&K, 216 с.
  93. Радковець, Н.Я. (1999). Петрографічна характеристика верхньоальбських-нижньосеноманських відкладів автохтона Покутсько-Буковинської частини Українських Карпат. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3, 116–122.
  94. Радковець, Н.Я. (2004). До літологічного вивчення неоманськ-нижньосеноманських відкладів автохтона Покутсько-Буковинських Карпат. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 4, 10–19.
  95. Радковець, Н., Яремчук, Я. (2007). Особливості структури аутигенного глауконіту альб-сеноманських пісковиків автохтона Покутсько-Буковинської частини Українських Карпат у контексті нафтогазоносності. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1, 59–64.
  96. Радковець, Н.Я. (2010). До генезису вуглецьмісних палеошельфових відкладів Східноєвропейського сегмента Мезо-Тетису. У: П.Ф. Гожик (Гол.ред), *Збірник наукових праць. Сучасні проблеми літології та мінералогії осадових басейнів України та суміжних територій* (сс. 69–

- 75). Київ: Ін-т геологічних наук НАН України, від-ня мор. геології та осад. рудоутворення.
97. Радковець, Н.Я. (2011). Палеоокеанографічні та геохімічні умови седиментації верхньовендських «чорносланцевих» фосфоритонесних відкладів південно-західної окраїни Східно-Європейської платформи. *Доповіді НАН України*, 11, 104–106.
98. Радковець, Н. (2016). Ранньокрейдвий безкисневий седиментогенез в межах Карпатського сегменту Мезотетису. *Мінералогічний збірник*, 66,(2), 100–111.
99. Радковець, Н.Я. (2017). Безкисневий седиментогенез нашарувань едіакару та силуру південно-західного схилу Східноєвропейської платформи. *Геодинаміка*, 22 (1), 42–54.
100. Радковець, Н.Я. и Сеньковський, Ю.М. (2002). Седиментолого-палеоокеанографічні особливості формування крейдових відкладів Покутсько-Буковинського сегмента океану Тетис (неоком, альб-сеноман). *Геологія і геохімія горючих копалин*, 2, 3–12.
101. Радковець, Н.Я. і Манжар, Н.І. (2003). Літогенетичні особливості нижньокрейдвої верстви “чорних глин” автохтона Покутсько-Буковинських Карпат. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3, 10–19.
102. Радковець, Н.Я. і Кошіль, Л.Б. (2017). Літологічні особливості відкладів девону Переддобрудзького прогину та оцінка розвитку потенційних колекторів нафти і газу. *Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія*, 77, (2), 6–12.
103. Ризун, Б.П. и Чиж, Е.И. (1980). Перспективы нефтегазоносности Вольно-Подольской плиты. В: *Геология и нефтегазоносность Вольно-Подольской плиты* (сс. 79–99). Киев: Наук. думка.
104. Ризун, Б.П., Медведев, А.П., Чиж, Е.И. (1976). Формации осадочного чехла Вольно-Подолья. *Литология и полезные ископаемые*, 3, 85–92.
105. Різун, Б., Павлюк, М., Медведев, А., Кінах, М., 2007. Силурійські поховані рифи Волино-Поділля в контексті перспектив нафтогазоносності. *Геологія і геохімія горючих копалин* 4, 5–25.
106. Різун, Б.П. (1983). Час формування газових скупчень Волино-Подільської плити. *Доповіді АН УРСР. Серія Б*, 2, 20–23.



107. Різун, Б.П. і Чиж, Є.І. (1986). Особливості розташування та систематика розломів Волино-Подільської плити. *Доповіді АН УРСР*, 11, 22–25.
108. Рухин, Л.Б. (1969). *Основы литологии*. Ленинград: Недра, 704 с.
109. Самарский, А.Д., Полухтович, Б.М., Бойчук, Г.В. (1986). Пермо-триасовые вулканогенно-осадочные образования Преддобруджья. В: *Литология и полезные ископаемые* (сс. 26–41). Киев: Наук. думка.
110. Сафаров, Э.И., Капцан, В.Х. (1967). О стратиграфии девонских и каменноугольных отложений основания северного борта Преддобруджского прогиба. В: *Палеонтология, геология и полезные ископаемые Молдавии* (сс. 10–15). Кишинев: Штиинца.
111. Сеньковский, Ю.М., Колтун, Ю.В., Григорчук, К.Г., Гнідець, В.П., Попп, І.Т., Радковець, Н.Я. (2012а). *Безкисневі події океану Тетіс. Карпато-Чорноморський сегмент*. Київ: Наук. думка, 181 с.
112. Сеньковский, Ю.Н. (1977). *Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР*. Киев: Наук. думка, 280 с.
113. Сеньковский, Ю.Н. (1978). Палеоокеанография Карпатского мелового апвеллинга *Геологический журнал*, 6, 54–64.
114. Сеньковский, Ю.Н., Глушко, В.В., Сеньковский, А.Ю. (1989). *Фосфориты запада Украины*. Киев: Наук. думка, 144 с.
- Сеньковський, Ю. Григорчук, К., Гнідець, В., Колтун, Ю. (2004). *Геологічна палеоокеанографія океану Тетіс*. Київ: Наук. думка, 172 с.
115. Сеньковський, Ю., Григорчук, К., Гнідець, В., Колтун, Ю., Попп, І., Радковець, Н., Щерба, О. (2006). Карпато-Чорноморський сегмент океану Тетіс. Процеси седиментогенезу в періоді “океанічних безкисневих подій”. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 3–4, 76–95.
116. Сеньковський, Ю.М, Григорчук, К.Г, Гнідець, В.П, Колтун, Ю.В, Попп, І.Т, Радковець, Н.Я, Мороз, М.В., Мороз, П.В., Ревер, В.Б., Ревер, А.О., Баландюк, Л.В., Кохан, О.М., Гаєвська Ю.П., Гавришків Г.Я., Кошіль Л.Б. (2016). Геолого-палеоокеанографічні моделі Карпато-Чорноморської окраїни океану Тетіс. *Геодинаміка*, 21 (2), 84–100.
117. Сеньковський, Ю.М. і Колтун, Ю.В. (2006). «Океанічні безкисневі події» та їх роль у формуванні нафтогазоносних провінцій України. *Доповіді НАН України*, 2, 116–121.

118. Сеньковський, Ю.М., Колтун, Ю.В., Попп, І.Т., Радковець, Н.Я., Мороз, П.В. (2012б). Океанографічний літопис аноксичних океанічних подій Карпато-Східноєвропейського сегменту Тетису. *Геологічний журнал*, 3, 95–105
119. Сеньковський, Ю.М., Палій, В.М., Радковець, Н.Я., Колтун, Ю.В. (2012в). Палеоокеанографічні та геохімічні умови седиментації верхньовендських «чорносланцевих» фосфоритонесних відкладів південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи. *Геологічний журнал*, 1, 22–30.
120. Сидоренко, С.А., Сидоренко, А.В., (1975). *Органическое вещество в докембрийских осадочно-метаморфических породах. Труды ГИН АН СРСР*. Москва: Недра, 114 с.
121. Соколов, Б.С. и Федонкин М.А. (1990) Венд как модель терминальной системы докембрия В: *Стратиграфия верхнего протерозоя СССР (рифей, венд)* (сс. 22–25). Наука: Уфа.
122. Ступка, О.С. (1986). *Геодинамическая эволюция и структура земной коры юга европейской части Советского Союза в докембрии*. – Киев: Наук. думка, 222 с.
123. Суботин, С.І. (1955). *Глубинное строение Советских Карпат и прилегающих территорий по данным геофизических исследований*. Киев: Изд. АН УССР, 260 с.
124. Ткачук, Л.Г., Литовченко, Е.И., Коваленко, Л.Н. (1981). *Обломочные породы Украины*. Киев: Наук. думка, 352 с.
125. Трушкевич, Р.Т. і Швай, Л.П. (1998). Формування покладів нафти і газу у західному регіоні. *Нафтова і газова промисловість*, 4, 7–9.
126. Утробин, В.Н. (1968). О структурных связях геосинклильных и платформенных областей на примере сочленения Карпат и Восточно-Европейской платформы. В: *Орогенические пояса. Доклады сов. геол. на 23 сессии МГК (226–232)*. Москва: Наука.
127. Утробин, В.Н., Вишняков, И.Б., Карпенчук, Ю.Р. (1977). Древний погребенный рельеф Прикарпатья, Подолии и его роль в формировании залежей газа и серы. В: *Палеогеографические основы рационального использования естественных ресурсов* (часть 2. сс. 57–61). Киев: Наук. думка.

128. Федішин, В.О. (Гол. ред.) (1998). *Атлас родовищ нафти і газу України. Том IV Західний нафтогазоносний регіон*. Львів: Центр Європи, 328 с.
129. Федішин, В.О., Гаврилко, В.М., Кульчицький, Д.І. Карпенчук, Ю.Р. 130. Ткаченко, А.І. (2001). Результати пошуково-розвідувальних робіт та промислової розвідки запасів газу в Білче-Волицькій зоні Передкарпатського прогину та перспективи відкриття нових газових родовищ. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 4, 3–23.
130. Франк-Каменецкий, В.А. (1983). *Рентгенография основных типов породобразующих минералов (слоистые и каркасные силикаты)*. Ленинград: Недра, 359 с.
131. Фролов, В.Т. (1964). *Руководство к лабораторным занятиям по петрографии осадочных пород*. Москва: Изд-во Московск. ун-та, 309 с.
132. Хабаров А.В. (Науч. ред) (1967). Атлас текстур и структур осадочных горных пород. В: *Обломочные и глинистые породы* (часть 1, 876 с). Москва: Недра.
133. Хавензон, І, Пилипишин, Б, Гневус, О., Гук, І., Денис, М. (2011). Прогноз нафтогазоносності Лопушнянського нафтового родовища з використання методики сейсмомітологічного аналізу. *Геодинаміка*, 2, 317–319.
134. Хворова, И.В., Дмитрик, А.Я. (1969). *Литология и полезные ископаемые*. Москва: Наука, 411 с.
135. Хераскова, Т.Н., Андреева, Н.К., Воронцов, А.К., Каграманян, Н.А. (2005). История развития и геодинамика осадочного бассейна Московской синеклизы в позднем венде. *Литосфера*, 1, 16–40.
136. Хижняков, А.В. (1963). Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности Львовского палеозойского прогиба. В: *Геология и нефтегазоносность территории УССР*. (сс. 189–202). Москва: Гостоптехиздат.
137. Хижняков, А.В. (1964). О погребенном рельефе фундамента Вольно-Подольской окраины Русской платформы в связи с перспективами нефтегазоносности палеозоя. В: *Геология и нефтегазоносность Вольно-Подольской окраины Русской платформы* (Тр. УкрНИГРИ, вып. 9, сс. 10–15). Ленинград: Недра.

138. Хижняков, А.В. (1975). О перспективах поисков нефти и газа во Львовском прогибе В: *Закономерности образования и размещения промышленных месторождений нефти и газа* (сс. 273–278). Киев: Наук. думка.
139. Цегельнюк, П.Д. (1974). Тиверська серія стратотипового розрізу. У: *Стратиграфія УРСР* (том 4, частина 2, сс. 41–54). Київ: Наук. думка.
140. Цегельнюк, П.Д. (1981). К стратиграфии нижнего девона юго-западной окраины Восточно-Европейской платформы. *Тектоника и стратиграфия*, 21, 3–16.
141. Цегельнюк, П.Д. (1994). Стратиграфия нижнедевонских отложений Волыно-Подоллии. *Геологический журнал*, 1, 46–57.
142. Чебаненко, И.И., Довгаль, Ю.М., Клочко, В.П., Токовенко, В.С., Палинский, Р.В., Найденов, В.Н. (1988). *Тектоника Северного Причерноморья*. Киев: Наук. думка, 164 с.
143. Чепіль, П.М., Дригант. Д.М., Шлапінський, В.Є., Колтун, Ю.В., Чепіль, В.П.,
144. Чиж, Е.И. (1977). Изучение ископаемых органогенных построек силура Волыно-Подоллии. *Геологический журнал*, 37, (4), 101–106.
145. Шакин, В., Буров, В., Вялов, О., Глушко, В., Круглов, С., Петрашкевич, М., Темнюк, М. (1976). *Геологическая карта Украинских Карпат и прилегающих территорий 1: 200 000*. Киев: Геология.
146. Шеремета, П.М., Слоницька С.Г., Трегубенко В.І., Ладиженський Ю.М., Назаревич А.В., Назаревич Л.Ю., Хавензон І.В., Левкович Ю.М., 2011. Про глибоку структуру літосфери західного регіону України за даними комплексу геофізичних досліджень. *Геодинаміка*, 2, 341–343.
147. Шульга, В.Ф., Здановский А., Зайцева Л.Б., Иванова А.В., Иванина А.Б., Король Н.Д., Котасова А., Котас А., Костик И.Е., Лелик Б.И., Мигер Т., Маничев, В.И., Матрофайло, М.Н., Птак, Б., Савчук В.С., Седаева Г.М., Степаненко Ю.Г. (2007). *Корреляция карбоновых уголеносных формаций Львовско-Волынского и Люблинского бассейнов*. Киев: НАН Украины, Институт геологических наук и Польский государственный геологический институт, Верхнесилезское отделение, 427 с.

148. Шульга, П.Л. (1952). Схема стратиграфии палеозоя юго-западной окраины Русской платформы, *Геологический журнал АН УССР*, XII, (4), 21–26.
149. Шульга, П.Л. (1975). Львовско-Волынский бассейн. В: *Основные черты стратиграфии карбона СССР* (с. 117–126). Москва: Недра.
150. Шумлянський, Л.В. (2012). Еволюція Вендського трапового магматизму Волині. *Мінералогічний журнал*, 34, (4), 50–60.
151. Щерба, А.С. (1987). Литолого-фациальные особенности и коллекторские свойства нефтегазоносных отложений Внешней зоны Предкарпатского прогиба. *Геология и геохимия горючих ископаемых*, 67, 33–39.
152. Щерба, О.С., Попп, І.Т., Радковець, Н.Я. (2008). Палеоокеанографічні ситуації седиментації в Закарпатському неогеновому басейні. У: П.Ф. Гожик (Гол.ред), *Збірник наукових праць. Сучасні проблеми літології та мінерагенії осадових басейнів України та суміжних територій* (с. 199–203). Київ: Ін-т геологічних наук НАН України, від-ня мор. геології та осад. рудоутворення.
153. Щерба, О.С. і Радковець, Н.Я. (2008). Ранньокрейдвий епіпелагічний седиментогенез у межах Східнокарпатського сегменту давньої континентальної окраїни Мезо-Тетису. У: П.Ф. Гожик (Гол.ред), *Збірник наукових праць. Сучасні проблеми літології та мінерагенії осадових басейнів України та суміжних територій* (с. 204–208). Київ: Ін-т геологічних наук НАН України, від-ня мор. геології та осад. рудоутворення.
154. Щерба, О.С. і Радковець, Н.Я. (2009). Літологічні особливості нижньокрейдвих відкладів автохтона Українських Карпат. *Мінералогічний збірник*, 59, (2), 134–142.
155. Юдович, Я.Э., Макйдаль, Т.В., Иванова, Т.И. (1980). Геохимия стронция в карбонатных отложениях. (В связи с проблемой геохимической диагностики рифов). Ленинград: Наука, 152 с.
156. Юшкевич, В.И., Сандлер, Я.М., Котык, В.А., Бержинская, Л.Ф., Пашковская, Л.Я., Заволянский, Б.Б., (1982). Силурийские рифы Львовского прогиба и перспективы их нефтегазоносности. В: *Методы поисков и разведки погребенных рифов* (с. 98–101). Москва: Наука.

157. Aceñolaza, G.F. and Tortello, M.F. (2003). El Alisal: A new locality with trace fossils of the Puncoviscana Formation (late Precambrian-early Cambrian) in Salta Province, Argentina. *Geologica Acta*, 1, 95–102.
158. Algeo, T.J., Scheckler, S.E. (1998). Terrestrial-marine teleconnections in the Devonian: links between the evolution of land plants, weathering processes, and marine anoxic events. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B*, 353, 113–130.
159. Alkmim, F.F. and Martins-Neto M.A. (2012). Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. *Mar. Petr. Geol.*, 33, 127–139.
160. Allen, P.A. and Allen, J.R. (1990). *Basin Analysis - Principles and Applications*. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 451 p.
161. Angevine, Ch.L., Heller, P.L. and Paola, Ch. (1990). *Quantitative Sedimentary Basin Modelling*. AAPG Continuing Education Course Note Series 32, Tulsa, 133 p.
162. Bakun-Czubarow, N., Białowolska A., Fedoryshyn Y. (2002). Neoproterozoic flood basalts of Zabolotta and Babino Beds of the volcanogenic Volhynian Series and Polesie Series dolerites in the western margin of the East European Craton. *Acta Geologica Polonica*, 52, (4), 481–496.
163. Barbu, C. Mehmet, N.A, Cornelia, C. (1969). Paleozoicul din Vorlandul Carpaților Orientali, între Valea Buzăului și granița de nord a Republicii Socialiste România. *Petrol și Gaze*, 20, 863–867.
164. Berger W.H. and U. von Rad (1972). Cretaceous and Cenozoic Sediments from the Atlantic ocean. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, (US Government Printing Office, Washington)*, 14, 787–954.
165. Bergström, S.M., Huff, W.D., Kolata, D., Bauert, K. (1995). Nomenclature, stratigraphy, chemical fingerprinting, and areal distribution of some Middle Ordovician K-bentonites in Baltoscandia. *Geol. Foren. Forh.*, 117, 1–13.
166. Berner, R.A. (2001). Modeling atmospheric O<sub>2</sub> over Phanerozoic time. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, 685–694.
167. Berner, R.A. and Kothavala, Z. (2001). GEOCARB III: a revised model of atmospheric CO<sub>2</sub> over Phanerozoic time. *American Journal of Science*, 301, 182–204.

168. Berner, U. and Faber, E. (1996). Empirical carbon isotope/maturity relationships for gases from algal kerogens and terrigenous organic matter, based on dry, open-system pyrolysis. *Organic Geochemistry*, 24, 947–955.
169. Berner, U. and Faber, E. (1997). Carbon isotope/maturity relationships for gases from algal kerogens and terrigenous organic matter. *Geologische Jahrbuch, D 103*, 129–145.
170. Bhat, G. M., Craig, J., Thurow, J.W., Thusu, B., Cozzi, A. (2012). *Geology and Hydrocarbon Potential of Neoproterozoic-Cambrian Basins in Asia*. Geological Society, London, 304 p.
171. Białowolska, A., Bakun-Czubarow, N., Fedoryshyn Y. (2002). Neoproterozoic flood basalts of the upper beds of the Volhynian Series (East European Craton). *Geological Quarterly*, 46 (1), 37–58.
172. Blomeier, D., Wisshak, M., Joachimski, M., Freiwald, F., Volohonsky, E. (2003). Calcareous, alluvial and lacustrine deposits in the Old Red Sandstone of central north Spitsbergen (Wood Bay Formation, Early Devonian). *Norwegian Journal of Geology*, 83, 281–298.
173. BMRM 1-D (2006). *BasinMod™ 1-D Reference Manual*. Platte River Association, Boulder, Colorado.
174. Bond, G.C., Nickeson, P.A., Kominz, M.A. (1984). Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. *Earth Planet. Sci. Lett.* 70, 325–345.
175. BSD-2 Clause (2016). *PyXRD: A model for the simulation of 1-dimensional X-ray diffraction patterns of disordered layered minerals. Software Manual*. Boston, USA.
176. Burtner, R.L. and Warner, M.A. (1986). Relationship between illite/smectite diagenesis and hydrocarbon generation in lower cretaceous Mowry and skull creek shales of the Northern rocky mountain area. *Clays and Clay Minerals*, 34, 390–402.
177. Busby, C.J. and Ingersoll, R.V. (1995). *Tectonics of Sedimentary Basins*. Blackwell Science Publications, 579 p.
178. Chung, H.M., Gormly, J.R., Squires, R.M. (1988). Origin of gaseous hydrocarbons in subsurface environments: theoretical considerations of carbon isotope distribution. *Chemical Geology*, 71, 91–103.



179. Claypool, G.E., Mancini, E.A. (1989). Geochemical relationships of petroleum in Mesozoic reservoirs to carbonate source rocks of Jurassic Smackover Formation, Southwestern Alabama. *AAPG Bulletin*, 73, 904–924.
180. Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., Fan, J.-X. (2013). The ICS International Chronostratigraphic Chart. *Episodes*, 36, 199–204.
181. Compston, W., Sambridge, M.S., Reinfrank, R.F., Moczydlowska, M., Vidal, G. and Claesson, S. (1995). Numerical ages of volcanic rocks and the earliest faunal zone within the Late Precambrian of east Poland. *Journal of the Geological Society of London*, 152, 599–611.
182. Coplen, T.B. (2011). Guidelines and recommended terms for expression of stable-isotope-ratio and gas-ratio measurement results. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 25, 2538–2560.
183. Craig, J., Biffi, U., Galimberti, R.F. (2013). The palaeobiology and geochemistry of Precambrian hydrocarbon source rock. *Marine and Petroleum Geology*, 46, 401–47.
184. Curtis, J.B. (2002). Fractured shale-gas systems. *AAPG Bulletin*, 86, 1921–1938.
185. Curtis, J.B., Kotarba, M.J., Lewan, M.D., Więclaw, D. (2004). Oil/source correlations in the Polish Flysch Carpathians and Mesozoic basement and organic facies of the Oligocene Menilite Shales: insights from hydrous pyrolysis experiments. *Organic Geochemistry*, 35, 1573–1596.
186. Dahl, T.W., Hammarlund, E.U., Anbar, A.D., Bond, D.P.G., Gill, B.C., Gordon, G.W., Knoll, A.H., Nielsen A.T., Canfield, D.E. (2010). Devonian rise of atmospheric oxygen correlated to the radiations of terrestrial plants and predatory fish. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the USA* 107, 17911–17915.
187. Dai, J., Song, Y., Dai, C., Wang, D. (1996). Geochemistry and Accumulation of carbon dioxide gases in China. *AAPG Bulletin*, 80, 1615–1626.
188. Dalziel, I.W.D. (1992). On the organization of American plates in the Neoproterozoic and the breakout of Laurentia. *GSA Today*, 2 (11), 237–241.
189. Danysh, V., Hnylko O., Pavlyuk, M., Tsarnenko, P., Jankowski, L., Kopciowski, R., Ryłko, W., Anastasiu N., Dragan E., Popa M., Roban R. (2005). Geological Map of the Outer Carpathians: Borderland of Ukraine and Romania, 1:200 000. Polish Geological Institute, Warszawa.

190. Decker, A.D., Coates, J.M., Wicks, D.E. (1992). *Stratigraphy, gas occurrence, formation evaluation and fracture characterization of the Antrimshale, Michigan Basin*. GRI Topical Report, No. GRI-92/0258, 153 p.
191. Decker, D.M., Hill, R.J., Pollastro, R.M., Wavrek, D.A., Claxton, B.L., Tobey, M.H. (2003). Evaluation of unconventional natural gas prospects in the Barnett Shale: fractured shale gas model. In: *European Association of International Organic Geochemists Meeting*, Poland, September 8–12. Poland, Krakow.
192. Demaison, G.J. and Moore, J.T. (1980). Anoxic environments and oil source bed genesis. *AAPG Bulletin*, 60, 1179–1209.
193. Didyk, B.M., Simoneit, B.R.T., Brassell, S.C., Eglinton, G. (1978). Organic geochemical indicators of palaeoenvironmental conditions of sedimentation. *Nature*, 272, 216–222.
194. Ding, W.L., Li, C., Li, C.Y., Xu, C.C., Jiu, K., Zeng, W., Wu, L. (2012). Fracture development in shale and its relationship to gas accumulation. *Geoscience Frontiers*, 3, 97–105.
195. Dow, W.G. (1977). Kerogen studies and geological interpretations. *Journal of Geochemical Exploration*, 7, 79–99.
196. Einasto, R.Z., Abushik, A.F., Kaljo, D.P., Koren, T.N., Modzalevskaya, T.L., Nestor, H.Z. (1986). Silurian sedimentation and the fauna of the East Baltic and Podolian marginal basins: a comparison. In: *D. Kaljo and E. Klaamann (Eds.), Theory and Practice of Ecostratigraphy* (pp. 65–72). Tallinn: Academy of Sciences of the Estonian SSR.
197. Ekweozor, C.M. and Udo, O.T. (1988). The oleananes: origin, maturation and limits of occurrence in Southern Nigeria sedimentary basins. *Organic Geochemistry*, 13, 131–140.
198. Elming, S.A., Kravchenko, S.N., Layer, P., Rusakov, O.M., Glevasskaya, A.M., Mikhailova, N.P., Bachtads, E V. (2007). Palaeomagnetism and  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  age determinations of the Ediacaran traps from the southwestern margin of the East European Craton, Ukraine: relevance to the Rodinia break-up. *Journal of the Geological Society of London*, 164, 969–982.
199. Emetz, A., Piestrzyński, A., Zagnitko, V. (2004). Geological framework of the Volhyn copper fields with a review of the Volhyn flood basalt province

- (western margin of the East-European Craton). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 74, 257–265.
200. Ernst, W.G., Hacker, B.R., Liou, J.G. (2007). Petrotectonics of ultrahigh-pressure crustal and upper-mantle rocks – Implications for Phanerozoic collisional orogens. In: Sears, J.W., Harms, T.A., and Evenchick, C.A. (Eds.), *Whence the Mountains? Inquiries into the Evolution of Orogenic Systems. Geological Society of America. Special Paper*, 433, 27–49.
201. Espitalié, J. and Bordenave, M.L. (1993). Screening techniques for source rocks evaluation; tools for source rocks routine analysis; Rock-Eval pyrolysis. *App. Petrol. Geol.*, 273–261.
202. Espitalie, J., Deroo, G., Marquis, F. (1985). La pyrolyse Rock-Eval et ses applications.- Deuxieme partie . *Rev. Inst. Franc. Du Petrole*, 40 (6), 755–784.
203. Espitalie, J., Laporte, J.L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J., Boutefeu A., (1977). Rapid method for source rock characterization, and for determination of their petroleum potential and degree of evolution. *Revue de l'Institut Francais du Petrole et Annales des Combustibles Liquides*, 32, 23–42.
204. Falvey, D.A. and Middleton, M.F. (1981). Passive continental margins: evidence for a prebreakup deep crustal metamorphic subsidence mechanism. *Oceanologica Acta, SP*, 103–114.
205. Filipiak, P., Zatoń, M., Szaniawski, H., Wrona, R., Racki, G. (2012). Palynology and microfacies of Lower Devonian mixed carbonate–siliciclastic deposits in Podolia, Ukraine. *Acta Palaeontologica Polonica*, 57, 863–877.
206. Fischer, M., Botz, R., Schmidt, M., Rockenbauch, K., Garbe-Schönberg, D., Glodny, J., Gerling, P., Littke, R. (2006). Origins of CO<sub>2</sub> in Permian carbonate reservoir rocks (Zechstein, Ca<sub>2</sub>) of the NW-German Basin (Lower Saxony). *Chemical Geology*, 227, 184–213.
207. Florkowski, T. (1985). Sample preparation for hydrogen isotope analysis by mass spectrometry. *International Journal of Applied Radiation and Isotopes*, 36, 991–992.
208. Friend, P.F. (1969). Tectonic features of Old Red Sedimentation in North Atlantic Borders. *The American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 12, 703–710.

209. Friend, P.F., Williams, B.P.J., Ford, M., Williams, E.A. (2000). Kinematics and dynamics of the Old Red Sandstone basins. In: P.F. Friend and B.P.J. Williams, (Eds.), *New Perspectives on the Old Red Sandstone, Special Publication 180* (pp. 29–60). London: The Geological Society.
210. Gerling, P., Idiz, E., Everlien, G., Sohns, E. (1997). New aspects on the origin of nitrogen in natural gas in Northern Germany. *Geologisches Jahrbuch, D* 103, 65–84.
211. Golonka, J. (2007). Phanerozoic paleoenvironment and paleolithofacies maps. *Late Paleozoic. Geologia*, 33, 145–209.
212. Golonka, J., Gawęda, A. (2012). Plate tectonic *evolution* of the southern margin of Laurussia in the Paleozoic. In: E. Sharkov (Eds.), *Tectonics – recent advances* (pp. 261–282). InTech.
213. Greiling, R.O., Jensen, S., Smith A.G. (1999). Vendian-Cambrian subsidence of the passive margin of western Baltica - application of new stratigraphic data from the Scandinavian Caledonian margin. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 77, 133–144.
214. Gutiérrez, C., Felipe, T., Osorio, N., Restrepo, D.P. (2009). *Unconventional natural gas reservoirs. Energética*, 41, 61–72.
215. Halpern, H.I. (1995). Development and applications of light-hydrocarbon-based star diagrams. *AAPG Bulletin*, 79, 801–815.
216. Haq, B.U., Schutter, S.R. (2008). A chronology of Paleozoic sea-level changes. *Science*, 322, 64–68.
217. Helcel-Weil, M., Dzięgielowski, J. (2003). Lublin Basin – petroleum prospecting results and their importance for future exploration. *Przegląd Geologiczny*, 51, 764–770.
218. Helcel-Weil, M., Dzięgielowski, J., Florek, R., Maksym, A., Słyś, M. (2007). The Lublin Basin: petroleum exploration results and their importance for future prospects (in Polish with English summary). *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 411, 51–62.
219. Hinrichs, K-U., Hayes, J.M., Bach, W., Spivack, A.J., Hmelo, L.R., Holm, N.G., Johnson, C.G., Sylva, S.P. (2006). Biological formation of ethane and propane in the deep marine sediments. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 103, 14684–14689.

220. Histon, K., Klein, P., Schönlaub, H.P., Huff, W.D. (2007). Lower Palaeozoic K-bentonites from the Carnic Alps, Austria. *Austrian Journal of Earth Sciences*, 100, 26–42.
221. Hoak, T.E., Klawitter, A.L., Dommer, C.F., Scaturro, P.V. (2014). Integrated Exploration of the Owambo Basin, Onshore Namibia: Hydrocarbon Exploration and Implications for a Modern Frontier Basin Search and Discovery Article #10609. *AAPG Annual Convention and Exhibition*, Houston, Texas, April 6–9, 2014.
222. Holditch, S.A. (2006). Tight gas sands. SPE. 103356. *Journal of Petroleum Technology*, 58, 86–93.
223. Huff, W.D., Bergström, S.M., Kolata, D. (1992). Giantic Ordovician volcanic ash fall in North America and Europe: Biological, tectonomagmatic, and event-stratigraphic significance. *Geology*, 20, 875–878.
224. Huff, W.D., Bergström, S.M., Kolata, D.R. (2000). Silurian K-bentonites of the Dnestr Basin, Podolia, Ukraine. *Journal of the Geological Society*, 157, 493–504.
225. Hunt, J.M. (1996). *Petroleum geochemistry and geology*. New York: W.H. Freeman and Company, 332 p.
226. Hutcheon, I., Abercrombie, H. (1990). Carbon dioxide in clastic rocks and silicate hydrolysis. *Geology*, 18, 541–544.
227. Jachowicz-Zdanowska, M. (2011). Organic microfossil assemblages from the late Ediacaran rocks of the Małopolska Block, southeastern Poland. *Geol. Quart.*, 55, 85–94.
228. Jarvie, D.M., Hill, R.J., Pollastro, R.M., Wavrek, D.A., Claxton, B.L., Tobey, M.H. (2003). Evaluation of unconventional natural gas prospects in the Barnett Shale: fractured shale gas model. In: *European Association of International Organic Geochemists Meeting*, Poland, September 8–12. Poland, Krakow.
229. Jaworowski, K. and Sikorska, M., (2003). Composition and provenance of clastic material in the Vendian–lowermost Cambrian from northern Poland: geotectonic implications. *Polish Geological Institute Special Papers*, 8, 1–60.
230. Jenden, P.D., Hilton, D.R., Kaplan, I.R., Craig, H. (1993). Abiogenic hydrocarbons and mantle helium in oil and gas fields. *U.S. Geological Survey Professional Papers*, 1570, 31–56.

231. Joachimski, M.M., Breisig, S., Buggisch, W., Talent, J.A., Mawson, R., Gereke, M., Morrow, J.M., Day, J., Weddige, K. (2009). Devonian climate and reef evolution: insights from oxygen isotopes in apatite. *Earth and Planetary Science Letters*, 284, 599–609.
232. Kaljo, D., Martma, T., Grytsenko, V., Brazauskas, A., Kaminskas, D. (2012). Pridoli carbon isotope trend and upper Silurian to lowermost Devonian chemostratigraphy based on sections in Podolia (Ukraine) and the East Baltic area. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 61, 162–180.
233. Kiessling, W. (2002). Secular variations in Phanerozoic reef ecosystem. In: *Phanerozoic Reef Patterns. SEPM Special Publication*, 72 (pp. 625–690).
234. Kiessling, W., Flugel, E., Golonka, J. (2003). Patterns of Phanerozoic carbonate platform sedimentation. *Lethaia*, 36, 195–226.
235. King, L.M. (1994). Subsidence analysis of Eastern Avalonia sequences: implications for Iapetus closure. *Journal of the Geological Society, London* 151, 647–657.
236. Kleesment, A., Mark-Kurik, E. (1997). Devonian. Lower Devonian. Middle Devonian. In: A. Raukas and A. Teedumäe (Eds.), *Geology and mineral resources of Estonia* (pp. 65–72). Tallinn: Estonian Academy Publishers.
237. Koltun Y.V. (1993). Source rock potential of the black shale formations of the Ukrainian Carpathians. *Acta Geologica Hungarica*. 36, (2), 251–261.
238. Koltun, Y.V. (1992). Organic matter in Oligocene Menilite Formation rocks of the Ukrainian Carpathians: palaeoenvironment and geochemical evolution. *Organic Geochemistry*, 18, 423–430.
239. Koltun, Y.V., Espitalié, J., Kotarba, M., Roure, F., Ellouz, N., Kosakowski, P. (1998). Petroleum generation in the Ukrainian external Carpathians and the adjacent foreland. *Journal of Petroleum Geology*, 21, 265–288.
240. Kominz, M. (1995). Thermally subsiding basin and the insulating effect of sediment with application to the Cambro-Ordovician Great Basin sequence, western USA. *Basin Research* 7, 221–233.
241. Kosakowski, P. (2013). 1D modelling of hydrocarbon generation and expulsion from Oligocene Menilite source rocks in the San and Stryi rivers region (Polish and Ukrainian Carpathians). *Geological Quarterly*, 57, 307–324.

242. Kosakowski, P., Radkovets, N., Rauball, J., Zakrzewski A. (2017). Occurrence and Burial and Thermal History of the Ediacaran Strata (W-SW Ukraine and Moldova). In: 79th EAGE Conference & Exhibition, Paris, France, pp. 101-105. DOI: 10.3997/2214-4609.201700619.
243. Kosakowski, P., Leśniak, G., Krawiec, J. (2012). Reservoir properties of the Palaeozoic–Mesozoic sedimentary cover in the Kraków–Lubaczów area (SE Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 82, 51–64.
244. Kosakowski, P., Więclaw, D., Kotarba, M.J., Kowalski, A. (2012a). Hydrocarbon potential of the Mesozoic strata between Kraków and Rzeszów (SE Poland). *Geological Quarterly*, 56, 139–152.
245. Kosakowski, P., Więclaw, D., Kowalski, A., Koltun, Y.V. (2012b). Hydrocarbon potential of the Jurassic and Cretaceous source rocks between Tarnogród and Stryi (SE Poland and western Ukraine). *Geologica Carpathica*, 63, 319–333.
246. Kosakowski, P., Wróbel, M., Koltun, Y.V. (2011). 1-D modelling of the hydrocarbon generation history of the Jurassic source rocks in the Tarnogród - Stryi area (SE Poland – western Ukraine). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 81, 473–485.
247. Kosakowski, P., Wróbel, M., Krzywiec, P. (2013). Modelling hydrocarbon generation in the Palaeozoic and Mesozoic successions in SE Poland and west Ukraine. *Journ. Petrol. Geol.*, 36, 139-161.
248. Kotarba, M. (1988). Geochemical criteria for origin of natural gases accumulated in the Upper Carboniferous coal-seam-bearing formations in Walbrzych Coal Basin. Zesz. Nauk. Akad. Górń.-Hutn. (Academy Mining and Metallurgy Bulletin) No. 1199 *Geologia*, 42, 1–119.
249. Kotarba, M.J. (2012). Origin of natural gases in the Paleozoic-Mesozoic basement of the Polish Carpathian Foredeep. *Geologica Carpathica*, 63, 307–318.
250. Kotarba, M.J. and Lewan, M.D. (2004). Characterizing thermogenic coalbed gas from Polish coals of different ranks by hydrous pyrolysis. *Organic Geochemistry*, 35, 615–646.
251. Kotarba, M.J. and Lewan, M.D. (2013). Sources of natural gases in Middle Cambrian reservoirs in Polish and Lithuanian Baltic Basin as determined by



- stable isotopes and hydrous pyrolysis of Lower Palaeozoic source rocks. *Chemical Geology*, 345, 62–76.
252. Kotarba, M.J. and Rice, D.D. (2001). Composition and origin of coalbed gases in the Lower Silesian Basin, northwestern Poland. *Applied Geochemistry*, 16, 895–910.
253. Kotarba, M.J., Curtis, J.B., Lewan, M.D. (2009). Comparison of natural gases accumulated in Oligocene strata with hydrous pyrolysis gases from Menilite Shales of the Polish Outer Carpathians. *Organic Geochemistry*, 40, 769–783.
254. Kotarba, M.J., Koltun, Y.V. (2006). The origin and habitat of hydrocarbons of the Polish and Ukrainian Parts of the Carpathian Province. *AAPG Memoir*, 84, 395–442.
255. Kotarba, M.J., Kosakowski, P., Kowalski, A., Więclaw, D. (1998). Preliminary geochemical characteristics of organic matter and hydrocarbon potential of the Devonian deposits in the Radom-Lublin and Pomerania areas. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 165, 207–214.
256. Kotarba, M.J., Peryt, T.M., Koltun, Y.V. (2011a). Microbial gas system and prospectives of hydrocarbon exploration in Miocene strata of the Polish and Ukrainian Carpathian Foredeep. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 81, 523–548.
257. Kotarba, M.J., Więclaw, D., Dziadzio, P., Kowalski, A., Bilkiewicz, E., Kosakowski, P. (2013). Organic geochemical study of source rocks and natural gas and their genetic correlation in the central part of the Polish Outer Carpathians. *Marine and Petroleum Geology*, 45, 106–120.
258. Kotarba, M.J., Więclaw, D., Dziadzio, P., Kowalski, A., Kosakowski, P., Bilkiewicz, E. (2014). Organic geochemical study of source rocks and natural gas and their genetic correlation in the eastern part of the Polish Outer Carpathians and Palaeozoic-Mesozoic basement. *Marine and Petroleum Geology*, 56, 97–122.
259. Kotarba, M.J., Więclaw, D., Koltun, Y.V., Lewan, M.D., Marynowski, L., Dudok, I.V. (2005). Organic geochemical study and genetic correlations between source rocks and hydrocarbons from surface seeps and deep accumulations in the Starunia area, fore-Carpathian region, Ukraine. In: M.J. Kotarba (Ed.), *Polish and Ukrainian geological studies (2004-2005) at Starunia – the area of discoveries of woolly rhinoceroses*. Polish Geological

- Institute and Society of Research an Environmental Changes “Geosphere”, Warszawa-Kraków, 125–145.
260. Kotarba, M.J., Więclaw, D., Koltun, Y.V., Marynowski, L., Kuśmierk, J., Dudok, I.V. (2007). 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). *Organic Geochemistry*, 38, 1431–1456.
261. Kotarba, M.J., Więclaw, D., Kosakowski, P., Wróbel, M., Buła, Z., Matyszkiewicz, J., Krajewski, M., Kowalski, A., Koltun, Y.V. (2011). Petroleum systems and prospectives of hydrocarbon exploration in the Palaeozoic-Mesozoic basement (SE Poland and western Ukraine). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 81, 487–522.
262. Kotarba, M.J., Więclaw, D., Kosakowski, P., Wróbel, M., Matyszkiewicz, J., Buła, Z., Krajewski, M., Koltun, Y.V., Tarkowski, J. (2011b). Petroleum systems in the Paleozoic-Mesozoic basement of the Polish and Ukrainian Carpathian Foredeep. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 81, 487–522.
263. Krooss, B.M., Friberg, L., Gensterblum, Y., Hollenstein, J., Prinz, D., Littke, R. (2005). Investigation of the pyrolytic liberation of molecular nitrogen from Paleozoic sedimentary rocks. *International Journal of Earth Sciences*, 94, 1023–1038.
264. Krooss, B.M., Littke, R., Müller, B., Frielingsdorf, J., Schwochau, K., Idiz, E.F. (1995). Generation of nitrogen and methane from sedimentary organic matter: implications on the dynamics of natural gas accumulations. *Chemical Geology*, 126, 291–318.
265. Krzemińska, E. (2005). The outline of geochemical features of the Late Neoproterozoic volcanic activity in the Lublin-Podlasie basin, eastern Poland. *Mineralogical Society of Poland, Special Papers*, 26, 47–51.
266. Krzywiec, P. (2009). Devonian-Cretaceous repeated subsidence and uplift along the Teisseyre-Tornquist zone in SE Poland – Insight from seismic data interpretation. *Tectonophysics*, 475, 142–159.
267. Krzywiec, P. (2009). Devonian-Cretaceous repeated subsidence and uplift along the Teisseyre-Tornquist zone in SE Poland - Insight from seismic data interpretation. *Tectonophysics*, 475, 142–159.

268. Krzywiec, P., 2009. Devonian-Cretaceous repeated subsidence and uplift along the Teisseyre-Tornquist zone in SE Poland - Insight from seismic data interpretation. *Tectonophysics*, 475, 142–159.
269. Krzywiec, P., Florek, R., Popadyuk, I. (2009). Polish-Ukrainian Carpathian subthrust prospects – selected problems. In: *AAPG European Reg. Ann. Conf.*, Paris-Malmaison, France, November 23–24, Book of Abstracts, 71–74.
270. Krzywiec, P., Malinowski, M., Lis, P., Buffenmyer, V. Lewandowski, M. (2014). Lower Paleozoic Basins Developed Above the East European Craton in Poland: New Insight from Regional High-Effort Seismic Reflection Data. In: *SPE/EAGE European Unconventional Resources Conference and Exhibition*, Vienna, Book of Abstracts, SPE-167739-MS
271. Kutas, R.I. (1977). Investigation of heat flow in the territory of the Ukraine. *Tectonophysics*, 41, 139–145.
272. Lafargue, E., Ellouz, N., Roure, F. (1994). Thrust-controlled exploration plays in the outer Carpathians and their foreland (Poland, Ukraine and Romania). *First Break*, 12, 69–79.
273. Langford, F.F. and Blanc-Valleron, M.M. (1990). Interpreting Rock-Eval pyrolysis data using graphs of pyrolyzable hydrocarbons vs. total organic carbon. *AAPG Bull.*, 74, 799–804.
274. Lassen, A., Thybo, H., Berthelsen, A. (2001). Reflection seismic evidence for Caledonian deformed sediments above Sveconorwegian basement in the southwestern Baltic Sea. *Tectonics*, 20 (2), 268–276.
275. Lazauskiene, J., Sliupa, S., Musteikis, P., Brazauskas, A. (2003). Sequence stratigraphy of the Baltic Silurian succession: Tectonic control on the foreland infill. *Geological Society Special Publications*, 208, 95–115.
276. Lazauskienė, J., Stephenson, R., Šliupa, S., Van Wees, J.-D. (2002). 3-D flexural modelling of the Silurian Baltic Basin. *Tectonophysics*, 346, (1-2), 115–135
277. Leszczyński K. and Waksmundzka M. (2008). Środowiska sedymentacji i palinofacje kredy dolnej w kilku otworach wiertniczych centralnej Polski. *Biuletyn państwowego instytutu geologicznego*, 432, 99–123.
278. Levy, M. and Christie-Blick, N. (1991). Tectonic subsidence of the early Palaeozoic passive continental margin in eastern California and southern Nevada. *Geol. Soc. Am. Bull.* 103, 1590–1606.

279. Lewan, M.D. (1984). Factors controlling the proportionality of vanadium to nickel in crude oils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 2231–2238.
280. Lillis, P.G. (2007). Upper Cretaceous microbial petroleum systems in north-central Montana. *The Mountain Geologist*, 44, 11–35.
281. Lindsay, J.F. (2002). Supersequences, superbasins, supercontinents – evidence from Neoproterozoic–Early Paleozoic basins of Central Australia. *Basin Research*, 14, 207–223.
282. Littke, R., Krooss, B.M., Idiz, E.F, Frielingsdorf, J. (1995). Molecular nitrogen in natural gas accumulations: generation from sedimentary organic matter at high temperatures. *AAPG Bulletin*, 79, 410–430.
283. Łuczyński, P., Skompski, S., Kozłowski, W. (2009). Sedimentary history of Upper Silurian biostromes of Podolia (Ukraine) based on stromatoporoid morphometry. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 271, 225–239.
284. Lüders, V., Reutel, Ch., Hoth, P., Banks, D.A., Mingram, B., Pettke, T. (2005). Fluid and gas migration in the North German Basin: fluid inclusion and stable isotope constrains. *International Journal of Earth Sciences*, 94, 990–1009.
285. Majorowicz, J.A., Cermák, V., Šafanda, J., Krzywiec, P., Wróblewska, M., Guterch, A., Grad, M. (2003). Heat flow models across the Trans-European Suture Zone in the area of the POLONAISE'97 seismic experiment. *Physics and Chemistry of the Earth*, 28, 375–391.
286. Majorowicz, J.A., Marek, S., Znosko, J. (1984). Paleogeothermal gradients by vitrinite reflectance data and their relation to the present geothermal gradient patterns of the Polish Lowland. *Tectonophysics*, 103, 141–156.
287. Malkowski, S. (1933). *W sprawie wieku bazaltów dorzecza Horynia i skal będących w ich spągu*. Warszawa: Pos. Nauk, Państwowego Instytutu Geologicznego, 85 s.
288. Mango, F.D. (1997). The light hydrocarbons in petroleum: a critical review. *Organic Geochemistry*, 26, 417–440.
289. Mark-Kurik, E., Põldvere, A. (2012). Devonian stratigraphy in Estonia: current state and problems. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 61, 33–47.
290. Mazur, S., Mikołajczak, M., Krzywiec, P., Malinowski, M., Lewandowski, M., Buffenmyer, V. (2016). Pomeranian Caledonides, NW Poland – A

- collisional suture or thin-skinned fold-and-thrust belt?. *Tectonophysics*, 692, 29–43.
291. McClay, K.R., Norton, M.G., Coney, P., Davis, G.H. (1986). Collapse of the Caledonian orogen and the Old Red Sandstone. *Nature*, 323, 147–149.
292. McKenzie, D. (1978). Some remarks on the development of sedimentary basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 40, 25–32.
293. Miłaczewski, L. (1981). The Devonian of the South-eastern part of the Radom-Lublin area. *Prace Instytutu Geologicznego*, 51, 1–90.
294. Miłaczewski, L. (2010). Lithofacies-paleothickness maps of Middle Devonian, Frasnian and Famennian, 1: 2000 000. In: Z. Modliński (Ed.), *Paleogeological Atlas of the sub-permian Paleozoic of the East-European Craton in Poland and neighboring areas*. Państwowy Instytut Geologiczny – Państwowy Instytut Badawczy, Warszawa.
295. Milkov, A.V. (2011). Worldwide distribution and significance of secondary microbial methane formed during petroleum biodegradation in conventional reservoirs. *Organic Geochemistry*, 42, 184–207.
296. Mingram, B., Hoth, P., Lüders, V., Harlov, D. (2005). The significance of fixed ammonium in Palaeozoic sediments for the generation of nitrogen-rich natural gases in the North German Basin. *International Journal of Earth Sciences*, 94, 1010–1022.
297. Moczydłowska, M. (1991). Acritarch biostratigraphy of the Lower Cambrian and the Precambrian-Cambrian boundary in southeastern Poland. *Fossils and Strata*, 29, 1–127.
298. Moczydłowska, M. (2008a). New records of the late Ediacaran microbiota from Poland. *Precambrian Res.*, 167, 71–92.
299. Moczydłowska, M. (2008b). The Ediacaran microbiota and the survival of Snow ball Earth conditions. *Precambrian Res.*, 167, 1–15.
300. Moczydłowska, M., 2005. Taxonomic review of some Ediacaran acritarchs from the Siberian Platform. *Precambrian Res.*, 136, 283–307.
301. Moczydłowska, M., Vidal, G. A., Rudavskaya, V.A. (1993). Neoproterozoic (Vendian) phytoplankton from the Siberian Platform, Yakutia. *Paleontology*, 36, 495–521.

302. Modliński, Z., Podhalańska, T. (2010). Outline of the lithology and depositional features of the lower Paleozoic strata in the Polish part of the Baltic region. *Geological Quarterly*, 54, 109–121.
303. Moldowan, J.M., Dahl, L., Huizinga, B.J., Fago, F.J., Hickey, L.J., Peakman, T.M., Taylor, D.W. (1994). The molecular fossil record of oleanane and its relation to angiosperms. *Science*, 265, 768–771.
304. Moldowan, J.M., Seifert, W.K., Gallegos, E.J. (1985). Relationship between petroleum composition and depositional environment of petroleum source rocks. *AAPG Bulletin*, 69, 1255–1268.
305. Moore, D.M. and Reynolds, R.C., Jr. (1997). *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Oxford New York, Oxford University Press, 378 p.
306. Mõtusa, M-A. and Grytsenko, V. (2007). Morphological variation of the tabulate coral *Paleofavosites* cf. *Collatatus* Klaamann, 1961 from the Silurian of the Bagovichka River localities Podolia (Ukraine). *Estonian Journal of Earth Sciences*, 56, (3), 143–156.
307. Mutihac, V., Stratulat, M. I., Fechet, R.M. (2007). *Geologia României (in Romanian)*. Editura Didactică și Pedagogică, București, 249 p.
308. Narkiewicz M. (2007). Development and inversion of Devonian and Carboniferous basins in the eastern part of the Variscan foreland (Poland). *Geol. Quart.*, 51, 231–256.
309. Narkiewicz, M. (2011). Lithostratigraphy, depositional systems and transgressive-regressive cycles in the Middle Devonian to Frasnian of the Łysogóry-Radom Basin (south-eastern Poland) (in Polish with English summary). *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 196, 7–52.
310. Narkiewicz, M., Maksym, A., Malinowski, M., Grad, M., Guterch, A., Petecki, Z., Probulski, J., Janik, T., Majdański, M., Środa, P., Czuba, W., Gaczyński, E., Jankowski, L. (2015). Transcurrent nature of the Teisseyre–Tornquist Zone in Central Europe: results of the POLCRUST-01 deep reflection seismic profile. *International Journal of Earth Sciences*, 104, 775–796.
311. Narkiewicz, M., Poprawa, P., Lipiec, M., Matyja, H, Miłaczewski, L. (1998). Paleogeographic and tectonic setting and the Devonian-Carboniferous

- subsidence development of the Pomerania and Radom-Lublin regions. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 165, 31–49.
312. Nawrocki, J. and Poprawa, P. (2006). Development of Trans-European Suture Zone in Poland: from Ediacaran rifting to Early Palaeozoic accretion. *Geological Quarterly*, 50, 59–76.
313. Nikishin, A.M., Ziegler, P.A., Stephenson, R.A., Cloetingh, S.A.P.L., Furne, A.V., Fokin, P.A., Ershov, A.V., Bolotov, S.N., Korotaev, M.V., Alekseev, A.S., Gorbachev, V.I., Shipilov, E.V., Lankreijer, A., Bembinova, E.Y.U., Shalimov, I.V. (1996). Late Precambrian to Triassic history of the East European Craton: dynamics of sedimentary basin evolution. *Tectonophysics*, 268, 23–63.
314. Nöth, S. (1991). Die Conodontendiagenese als Inkohlungsparameter und ein Vergleich unterschiedlich sensitiver Diageneseindikatoren am Beispiel von Triassedimenten Nord- und Mitteldeutschlands: Bochum, Germany. *Bochumer Geologische und Geotechnische Arbeiten*, 37, 169 p.
315. Olaru, L. and Tabără, D. (2011). Lithological and Palynostratigraphical correlations between Silurian Deposits from the Dneestr Basin (Podolia) and the North of the Moldavian Platform (Romania). *Analele Stiintifice ale Universitatii "Al. I. Cuza" Seria Geologie*, 57, 29–47.
316. Olaru, L., Brânzilă, M., Tabără, D. (2006). Geological and palynological contribution to the Silurian from the north of Moldavian platform. *Analele Stiintifice ale Universitatii "Al. I. Cuza" Seria Geologie*, 52, 67–84.
317. Orr, W.L. (1986). Kerogen/asphaltene/sulfur relationships in sulfur-rich Monterey oils. *Organic Geochemistry*, 10, 499–516.
318. Orr, W.L. (2001). Evaluating kerogen sulfur content from crude oil properties: cooperative Monterey organic geochemistry study. In: C.M. Isaacs and J. Rullkötter (Eds.), *The Monterey Formation. From Rocks to Molecules*. (pp. 348–367). New York: Columbia University Press.
319. Oszczytko, N., Krzywiec, P., Popadyuk, I., Peryt, T. (2006). Carpathian Foredeep Basin (Poland and Ukraine) – its sedimentary, structural and geodynamic evolution. *AAPG Memoir*, 84, 293–350.
320. Paczeńska, J. (2006). Evolution of late Neoproterozoic rift depocentres and facies in the Lublin-Podlasie sedimentary basin. *Prace Państowego Instytutu Geologicznego*, 186, 9–38.

321. Paczeńska, J. (2010). *The evolution of late Ediacaran riverine-estuarine system in the Lublin-Podlasie slope of the East European Craton, southeastern Poland*. Polish Geological Institute Special Papers, 27, 96 p.
322. Paczeńska, J. (2014). Lithostratigraphy of the Ediacaran deposits in the Lublin-Podlasie sedimentary basin (eastern and south-eastern Poland). *Biul. Państw. Inst. Geol.*, 460, 1–24.
323. Paczeńska, J. and Poprawa, P. (2005). Eustatic versus tectonic control on the development of Neoproterozoic and Cambrian stratigraphic sequences of the Lublin-Podlasie Basin (SW margin of Baltica). *Geosciences Journal*, 9, (2), 117–127.
324. Paczeńska, J., Poprawa, P., Żywiecki, M., Grotek, I., Poniewierska, H., Wagner, M., (2005). The uppermost Ediacaran to lowermost Cambrian sediments of the Lublin-Podlasie Basin as a potential source rock formation for hydrocarbons. *Przegląd Geologiczny*, 53, 499–506.
325. Palacas, J.G. (1997). Source-Rock Potential of Precambrian Rocks in Selected Basins of the United States. In: Dyman, T.S., Rice, D.D., and Westcott, P.A. (Eds.), *Geologic controls of deep natural gas resources in the United States*. *U.S. Geological Survey Bulletin*, 2146-J, 127–134.
326. Paraschiv, D., Dăneț, N., Popescu, M., Dumitrescu, V. (1983). The present stage of pre-Jurassic deposits knowledge in South Dobrogea. *Anuarul Institutului de Geologie și Geofizică*, 59, 29–37.
327. Pătruț I and Dăneț T. 1987. Le Precambrien (Vendien) et le Cambrien dans la Plateforme Moldave). *Analele Științifice ale Universității "Al.I.Cuza" Iași*, s. II-b, XXXIII, 26–30.
328. Peters, K. E. and Cassa, M. R. (2002). Applied source rock geochemistry. *Mem. Am. Ass. Petrol. Geol.*, 60, 93–120.
329. Peters, K.E., Walters, C.C., Moldowan, J.M. (2005). *The biomarker guide. Volume 2: Biomarkers and isotopes in petroleum exploration and earth history*. Cambridge: University Press, 1132 p.
330. Picha, F.J. (1996). Exploring for hydrocarbons under thrust belts – a challenging new frontier in the Carpathians and elsewhere. *AAPG Bulletin*, 80, 1547–1564.
331. Poprawa, P. (2006a). Neoproterozoic break-up of the supercontinent Rodnia/Pannotia recorded by development of sedimentary basins at the western slope of Baltica. (In Polish with English abstract). In: Matyja, H. and Poprawa, P.



- (Eds.), Facies, tectonic and thermal evolution of the Pomeranian sector of Trans-European Sature Zone and adjacent areas. *Prace Państwowego Instytutu Geologicznego*, 186, 165–188.
332. Poprawa, P. (2010). Shale gas potential of the Lower Palaeozoic complex in the Baltic and Lublin-Podlasie basin. *Przegląd Geologiczny*, 58, 226–249
333. Poprawa, P. and Paczeńska, J. (2002). Late Neoproterozoic to Early Paleozoic development of a rift at the Lublin-Podlasie slope of the East European Craton – analysis of subsidence and facies record. *Przegląd Geologiczny*, 50, 49–61.
334. Poprawa, P., (2006b). Development of the Caledonian collision zone along the western margin of Baltica and its relation to the foreland basin. *Pr. Państw. Inst. Geol.*, 186, 189–214.
335. Poprawa, P., Narkiewicz, M., Sliupa, S., Stephenson, R.A., Lazauskiene, J. (1997). Caledonian accretion along TESZ. *Terra Nostra*, 11, 110–117.
- Poprawa, P., Sliupa, S., Stephenson, R., Lazauskiene, J. (1999). Late Vendian–Early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic Basin: regional tectonic implications from subsidence analysis. *Tectonophysics*, 314, 219–239.
336. Poprawa, P., Radkovets, N., Rauball, J. (2018). Ediacaran-Paleozoic subsidence history of the Volyn-Podillya-Moldavia basin (W and S Ukraine, Moldavia, NE Romania). *Geological Quarterly*, 62, (3), 459–486. DOI: <http://dxdoi.org/10.7306/gq.1418>.
337. Poprawa, P., Šliupa, S., Stephenson, R.A., Lazauskiene, J. (1999). Late Vendian–Early Palaeozoic tectonic evolution of the Baltic basin: regional implications from subsidence analysis. *Tectonophysics*, 314, 219–239.
338. Porębska, E., Kozłowska-Dawidziuk, A., Masiak, M. (2004). The lundgreni event in the Silurian of the East European Platform, Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 213, 271–294.
339. Porębski, S.J., Prugar, W., Zacharski, J. (2013). Silurian shales of the East European Platform in Poland – some exploration problems. *Przegląd Geologiczny*, 61, 630–638.
340. Pożaryski, W. and Dembowski, Z. (1983). *Mapa geologiczna Polski i krajów ościennych bez utworów kenozoicznych, mezozoicznych i permskich, 1:1 000 000*. Instytut Geologiczny, Warszawa.
341. Pożaryski, W., Tomczyk, H., Brochwicz-Lewiński, W. (1982). Tectonics and paleotectonic evolution of the pre-Permian Paleozoic between Koszalin and Toruń

- (Pomerania) (in Polish with English summary). *Przegląd Geologiczny*, 30, 658–665.
342. Prodan, J. (1987). Prezența gedinianului în platforma Moldovenească. *Geologie*, 32, 90–98.
343. Racki, G., Baliński, A., Wrona, R., Małkowski, K., Drygant, D., Szaniawski, H. (2012). Faunal dynamics across the Silurian–Devonian positive isotope excursions ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{18}\text{O}$ ) in Podolia, Ukraine: Comparative analysis of the Ireviken and Klonk events. *Acta Palaeontologica Polonica*, 57, 795–832
344. Racki, G., Turnau, E. (2000). Devonian series and stage boundaries in Poland. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 225, 145–158.
345. Radke, M. (1988). Application of aromatic compounds as maturity indicators in source rocks and crude oils. *Marine and Petroleum Geology*, 5, 224–236.
346. Radkovets, N. (2015). The Silurian of south-western margin of the East European Platform (Ukraine, Moldova and Romania): lithofacies and palaeoenvironments. *Geological Quarterly*, 59, (1), 105–118. DOI: 10.7306/gq.1211.
347. Radkovets, N. (2016). Lower Devonian lithofacies and palaeoenvironments in the southwestern margin of the East European Platform (Ukraine, Moldova and Romania). *Estonian Journal of Earth Sciences*, 65,(4), 200–2013. DOI: 10.3176/earth.2016.18.
348. Radkovets, N., Kotarba, M., Koltun, Y., Kowalski A., Kosakowski, P., Więclaw, D. (2016). Origin and migration of oil from the Ukrainian Outer Carpathians to their Mesozoic basement: a case of Lopushna traps. *Geological Quarterly*, 60, (1), 88–103. DOI: <http://dxdoi.org/10.7306/gq1226>.
349. Radkovets, N., Kotarba, M., Wójcik, K. (2017). Source rock geochemistry, petrography of reservoir horizons and origin of natural gas in the Devonian of the Lublin and Lviv basins (SE Poland and western Ukraine). *Geological Quarterly*, 61, (3), 569–589. DOI: <http://dx.doi.org/10.7306/gq.136>.
350. Radkovets, N., Manzhar, N. (2012). Lithological-geochemical features of Turonian carbonate deposits with stylolites of Pokuttia-Bukovyna Carpathians' autochthon. *Biuletyn Państwowego Instytutu Geologicznego*, 449, 131–136.
351. Radkovets, N., Rauball, J., Iaremchuk, I. (2017). Silurian black shales of the Western Ukraine: petrography and mineralogy. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 66,(3), 161–173. DOI: <https://doi.org/10.3176/earth.2017.14>.
352. Radkovets, N., Kosakowski, P., Rauball, J., Zakrzewski A. (2018). Burial and thermal history modelling of the Ediacaran succession in Western and SW Ukraine

- and Moldova. *Journal of Petroleum Geology*, 41(1), 85–106. DOI: 10.1111/jpg.12694.
353. Raju, S.V., Mathur, N., Sarmah, M.K. (2014). Geochemical characterization of Neoproterozoic heavy oil from Rajasthan, India: implications for future exploration of hydrocarbons. *Current Science*, 107, 1–7.
354. Rooney, M.A., Claypool, G.E., Chung, H.M. (1995). Modeling thermogenic gas generation using carbon isotope ratios of natural gas hydrocarbons. *Chemical Geology*, 126, 219–232.
355. Ross, C.A. and Ross, J.R.P. (1990). The Paleozoic sea-level curve. W: Harland W.B., Cox A.V., Llewellyn A.V., Pickton C.A.G., Smith A.G., R. Walters, *A geological time scale*. Cambridge University Press, Cambridge
356. Roure, F., Sassi, W. (1995). Kinematics of deformation and petroleum system appraisal in Neogene foreland fold-and-thrust belts. *Petroleum Geosciences*, 1, 253–269.
357. Royer, D.L. (2006). CO<sub>2</sub>-forced climate thresholds during the Phanerozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70, 5665–5675.
358. Rullkötter, J., Leythaeuser, D., Horsfield, B., Littke, R., Mann, U., Müller, P.J., Radke, M., Schaefer, R.G., Schenk, H.-J., Schwochau, K., Witte, E.G. and D.H.Welte. (1988). Organic matter maturation under the influence of a deep intrusive heat source: A natural experiment for quantitation of hydrocarbon generation and expulsion from a petroleum source rock (Toarcian shale, northern Germany). *Organic Geochemistry*, 13, 847–856.
359. Ryłko, W.T., Tomasz, A. (2005). Basement structure below the West-Carpathian–East-Carpathian orogen junction (eastern Poland, north-eastern Slovakia and western Ukraine). *Geologica Carpathica*, 56, 29–40.
360. Rzeźnik, M. (2012). *Dodatek nr 1 do dokumentacji geologicznej złoża ropy naftowej "Glennik" w kat. B w miejsc. Amelin, Mieszno*. Archiwum CAG PIG, Inw. 972/2013, Warszawa.
361. Sachse, V.F., Delvaux, D., Littke, R. (2012). Petrological and geochemical investigations of potential source rocks of the Central Congo Basin, Democratic Republic of Congo. *AAPG Bull.*, 96, 1–31.
362. Sachsenhofer, R.F. and Koltun, Y.V. (2012). Black shales in Ukraine - A review. *Marine and Petroleum Geology*, 30, 125–136.

363. Sahin, A. (2013). Unconventional Natural Gas Potential in Saudi Arabia. In: Paper SPE 164364 presented at the SPE Middle East Oil and Gas Show and Conference, Manama, Bahrain, 10–13 March. <http://dx.doi.org/10.2118/164364-MS>
364. Samsonowicz J. (1926). *O utworach paleozoicznych okolic Wołynia*. Sprawozd. Państwowego Instytutu Geologicznego, II, 17–25.
365. Schlanger H. C. and Jenkyns S. O. (1976 ). Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw*, 55, (3–4), 179–184.
366. Schoell, M. (1988). Multiple origins of methane in the Earth. *Chemical Geology*, 71, 1–10.
367. Seghedi, A. (2012). Palaeozoic Formations from Dobrogea and Pre-Dobrogea – An Overview Turkish. *Journal of Earth Sciences*, 21, 669–721.
368. Seghedi, A., Vaida, M., Iordan, M. Verniers, J. (2005). Palaeozoic evolution of the Moesian Platform: an overview. *Geologica Belgica*, 8, (4), 99–120.
369. Seghedi, A., Vaida, M., Iordan, M., Verniers, J. (2005). Paleozoic evolution of the Romanian part of the Moesian platform: an overview. *Geologica Belgica*, 8, (4), 99–120.
370. Senkovsky, Y.M., Grigorchuk, K.G., Gnidets, V.P., Koltun, Y.V., Popp, I.T., Radkovets, N.Y. (2015). Geological and chemical-paleoceanographic aspects of sedimentogenesis of the Carpathian-Black Sea Segment of Tethys ocean. *Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України*, 7, 46–51.
371. Shogenova, A., Saulius, S., Vaher, R., Shogenov, K., Pomeranceva, R. (2009). The Baltic Basin: structure, properties of reservoir rocks, and capacity for geological storage of CO<sub>2</sub>. *Estonian Journal of Earth Sciences*, 58, 259–267.
372. Simon, L., Godderis, Y., Buggisch, W., Strauss, H., Joachimski, M. (2007). Modeling the carbon and sulphur isotope composition of marine sediments: climate evolution during the Devonian. *Chemical Geology*, 146, 19–38.
373. Skompski, S., Łuczyński, P., Drygant, D., Kozłowski, W. (2008). High-energy sedimentary events in lagoonal successions of Upper Silurian of Podolia, Ukraine. *Facies*, 54, 277–296.
374. Ślącza A. (1976) Atlas paleotransportu osadów detrytycznych w łuku Karpacko-Bałkańskim. Część I – Tuton i kreda dolna 1 : 2000 000. Warszawa: Instytut geologiczny.

375. Smith, J.T., Ehrenberg, S.N. (1989). Correlation of carbon dioxide abundance with temperature in clastic hydrocarbon reservoirs: relationship to inorganic chemical equilibrium. *Marine and Petroleum Geology*, 6, 129–135.
376. Smith, J.V., Berry, L.G., Post, B., Weissmann, S., Johnson G.G. (1967). *Joint Committee on Powder Diffraction Standards (JCPDS)*.
377. Środoń, J., Paszkowski, M., Drygant, D., Anczkiewicz, A., Banaś, M. (2013). Thermal history of Lower Paleozoic rocks on the Peri-Tornquist Margin of the East European Craton (Podolia, Ukraine) inferred from combined XRD, K-Ar, and AFT data. *Clays and Clay Minerals*, 61, (2), 107–132.
378. Stachurski, Z., Karnkowski, K., Kruczak, E. (1985). Dokumentacja wyników otworu badawczego: Ciecierzyn-1. Inw. 129693, Arch. CAG-PIG, Warszawa.
379. Stahl, W., 1977. Carbon and nitrogen isotopes in hydrocarbon research and exploration. *Chemical Geology*, 20, 121–149.
380. Staszic, S. (1815). *O ziemiorodztwie Karpatow i innych gor i rownin Polski*. Warszawa, 390 s.
381. Steckler, M.S. and Watts, A.B. (1978). Subsidence of the Atlantic-type continental margin off New York. *Earth and Planetary Science Letters*, 41, 1–13.
382. Stur D. (1872). Der westliche Teil der Aufnahmegebietes am Dnister in Galizen und Bukowina in den Umgeungen von Zaleszczyki. *Verh. Geol. Reichsants*, 13, 271–274.
383. Su, W.B., He, L.Q., Baum, G.R., Huff, W.D., Li, Z.M. 2004. K-Bentonites near the Ordovician-Silurian boundary in South China: Contributing factors to the terminal Ordovician multiple-sphere crises? *Abstracts volume, 32 International Geological Congress*. Italy, Florence, 989 p.
384. Sweeney, J.J. and Burnham, A.K. (1990). Evaluation of a simple model of vitrinite reflectance based on chemical kinetics. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 74 (10), 1559–1570.
385. Szajnocha, W. (1888–1889). O Stratygrafii pokladow sylurskich galicyjskiego Podola. *Spraw. Komis. Fizyogr*, 23, 185–200.
386. Tari, G., Poprawa, P., Krzywiec, P., Popescu, B., Micu, M., Krezsek, C., Rainer, T. (2016). Pro-foreland flexural basin interpretation of the Silurian Basin of Central and Eastern Europe: a review. In: *AAPG Regional Conference*, Bucharest.
387. Taylor, G.H., Teichmüller, M., Davis, A., Diessel, C.F.K., Littke, R., Robert, P. (1998). *Organic Petrology*. Berlin-Stuttgart: Gebrüder Borntraeger, 704 p.

388. ten Haven, H.L., Lafargue, E., Kotarba, M. (1993). Oil/Oil and Oil/Source Rock Correlations in the Carpathian Foredeep and the Carpathian Overthrust, South-East Poland. *Organic Geochemistry*, 20, 935–959.
389. Thompson, K.F.M. (1987). Fractionated aromatic petroleums and the generation of gas-condensates. *Organic Geochemistry*, 11, 573–590.
390. Tobin, R.C. and Claxton, B.L. (2000). Multidisciplinary thermal maturity studies using vitrinite reflectance and fluid inclusion microthermometry; a new calibration of old techniques. *AAPG Bull.*, 84, 1647–1665.
391. Torsvik, R. D. and Müller, R. Van Der Voo (2008). Global plate motion frames: Toward an unified model. *Reviews of Geophysics*, 46, 1–44.
392. Torsvik, T.H., Smethurst, M.A, Meert, J.G., Van der Voo, R., McKerrow, W.S., Brasier, M.D., Strut, B.A., Walderhaug, H.J. (1996). Continental break-up and collision in the Neoproterozoic and Palaeozoic: a tale of Baltica and Laurentia. *Earth-Science Reviews*, 40, 229–258.
393. Tumau, E. and Jakubowska, L. (1989). Early Devonian miospores and age of the Zwoled formation (Old Red Sandstone facies) from Ciepielów IG-1 borehole. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 59, 391–416.
394. Vail, P.R., Mitchum, R.M., Thompson, S. (1977). Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level. *AAPG Memoir*, 26, 83–97.
395. Ver Straeten, C.A. (2004). K-bentonites, volcanic ash preservation, and implications for Lower to Middle Devonian volcanism in the Acadian Orogen, Eastern North America. *GSA Bulletin*, 116, 474–489.
396. Verniers, J., Maletz, J., Kříž, J., Žigait, Ž., Paris, F., Schönlaub, H.P., Wrona, R. (2008). Silurian: In: T. McCann (Ed.), *The Geology of Central Europe*, 1, 249–302. Geological Society, London.
397. von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Borel, G., Bussy, F. (2002). The organization of pre-Variscan basement areas at the north Gondwanan margin. *International Journal of Earth Sciences*, 91, 35–52.
398. von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Bussy, F. (2003). Gondwana-derived microcontinents – the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. *Tectonophysics*, 365, 7–22.
399. Waldron, J.W.F., Murphy, J.B., Melchin, M.J., Davis, G. (1996). Silurian Tectonics of Western Avalonia: Strain-Corrected Subsidence History of the Arisaig Group, Nova Scotia. *The Journal of Geology* 104, 677–694.

400. Whiticar, M.J. (1994). Correlation of natural gases with their sources. *AAPG Memoir*, 60, 261–283.
401. Whiticar, M.J., Faber, E., Schoell, M. (1986). Biogenic methane formation in marine and freshwater environments: CO<sub>2</sub> reduction vs. acetate fermentation-Isotope evidence. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50, 693–709.
402. Więclaw, D. (2011). Origin of liquid hydrocarbons accumulated in the Miocene strata of the Polish Carpathian Foredeep and its Paleozoic-Mesozoic basement. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 8, 443–458.
403. Więclaw, D., Kosakowski, P., Kotarba, M.J., Kowalski, A., Koltun, Y.V. (2012). Assessment of hydrocarbon potential of the Lower Palaeozoic strata in the Tarnogród-Stryi area (SE Poland and western Ukraine). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 82, 65–80.
404. Więclaw, D., Kotarba, M.J., Kowalski, A., Koltun, Y.V. (2012). Origin and maturity of oils in the Ukrainian Carpathians and their Mesozoic basement. *Geological Quarterly*, 56, (1), 158–168.
405. Więclaw, D., Kotarba, M.J., Kowalski, A., Kosakowski, P. (2011). Habitat and hydrocarbon potential of the Palaeozoic source rocks in the Kraków-Rzeszów area (SE Poland). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 81, 375–394.
406. Young, G.C. (2010). Placoderms (Armored Fish): Dominant vertebrates of the Devonian period. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 38, 523–550.
407. Zecheng, W., Hua, J., Tongsha, W., Zhidong, G., Shipeng, H. (2014). Hydrocarbon systems and exploration potentials of Neoproterozoic in the Upper Yangtze Region. *Natural gas industry*, 34, 27–36.
408. Żelichowski, A., Kozłowski, S. (1983). *Atlas of the geological structure and mineral deposits in the Lublin Region*. Wydawnictwa Geologiczne, Warszawa.
409. Zhang, T., Zhang, M., Bai, B., Wang, X., Li, L. (2008). Origin and accumulation of carbon dioxide in the Huanghua depression, Bohai Bay Basin, China. *AAPG Bulletin*, 92, 341–358.
410. Zhu, Y., Shi, B., Fang, C. (2000). The isotopic compositions of molecular nitrogen: implications on their origins in natural gas accumulations. *Chemical Geology*, 164, 321–330.
411. Zou, Y.-R., Cai, Y., Zhang, Ch., Zhang, X., Peng, P. (2007). Variations of natural gas carbon isotope-type curves and their interpretation – A case study. *Organic Geochemistry*, 38, 1398–1415.

## ДОДАТОК

## ПЕРЕЛІК ПРАЦЬ ОПУБЛІКОВАНИХ ЗА ТЕМОЮ ДИСЕРТАЦІЇ

*Монографія:*

1. Сеньковський Ю.М., Колтун Ю.В., Григорчук К.Г., Гнідець В.П., Попп І.Т., **Радковець Н.Я.** Безкисневі події океану Тетіс. Карпато-Чорноморський сегмент. – Київ: Наук. думка, 2012. – 181 с. (*Особистий внесок: написані розділи, які стосуються відкладів протерозою Східноєвропейської платформи та нижньокрейдяних платформового фундаменту Передкарпатського прогину*).

*Статті у міжнародних наукових виданнях,  
що входять до переліку Scopus:*

1. **Radkovets, N.,** Manzhar, N. Lithological-geochemical features of Turonian carbonate deposits with stylolites of Pokuttia-Bukovyna Carpathians' autochthon // *Biuletyn Panstwowego Instytutu Geologicznego*, issue 449, 2012. – P. 131–136. (*Особистий внесок: на основі спільних аналітичних робіт, написана основна частина статті і зроблені всі висновки*).
2. **Radkovets N.** The Silurian of south-western margin of the East European Platform (Ukraine, Moldova and Romania): lithofacies and palaeoenvironments // *Geological Quarterly*, issue 59, № 1, 2015. – С. 105–118. DOI: 10.7306/gq.1211.
3. **Radkovets N.,** Kotarba M., Koltun Y., Kowalski A., Kosakowski P., Więclaw D. Origin and migration of oil from the Ukrainian Outer Carpathians to their Mesozoic basement: a case of Lopushna traps // *Geological Quarterly*, issue 60, № 1, 2016. – P. 88 –103. DOI: <http://dxdoi.org/10.7306/gq1226>. (*Особистий внесок: на основі спільних аналітичних робіт, проведено петрографічні дослідження порід крейдяного та юрського віку, а також геохімічні дослідження нафт, написана основна частина статті і зроблені всі висновки*).



4. **Radkovets N.** Lower Devonian lithofacies and palaeoenvironments in the southwestern margin of the East European Platform (Ukraine, Moldova and Romania) // Estonian Journal of Earth Sciences, issue 65, № 4, 2016. – P. 200–2013. DOI: 10.3176/earth.2016.18.
5. **Radkovets N., Rauball J., Iaremchuk I.** Silurian black shales of the Western Ukraine: petrography and mineralogy // Estonian Journal of Earth Sciences, issue 66, №3, 2017. – P. 161–173. DOI: <https://doi.org/10.3176/earth.2017.14>. *(Особистий внесок: на основі спільних аналітичних робіт вивчено петрографічний склад та закономірності поширення відкладів силуру та їх зв'язок з вмістом органічної речовини, написана основна частина статті і зроблені всі висновки).*
6. **Radkovets N., Kotarba M., Wójcik K.** Source rock geochemistry, petrography of reservoir horizons and origin of natural gas in the Devonian of the Lublin and Lviv basins (SE Poland and western Ukraine) // Geological Quarterly, issue 61, № 3, 2017. – P. 569–589. DOI: <http://dx.doi.org/10.7306/gq.136>. *(Особистий внесок: на основі спільних аналітичних робіт, написана частина статті, яка стосується петрографічних досліджень, вивчені закономірності зміни генераційного потенціалу відкладів середнього та верхнього девону Львівського та Люблінського прогинів).*
7. **Radkovets N., Kosakowski P., Rauball J., Zakrzewski A.** Burial and thermal history modelling of the Ediacaran succession in Western and SW Ukraine and Moldova // Journal of Petroleum Geology, issue 41, №1, 2018. – P. 85–106. DOI: 10.1111/jpg.12694. *(Особистий внесок: на основі спільних аналітичних робіт проведено вивчення генераційних властивостей відкладів едіакарію південного-західного схилу Східноєвропейської платформи та досліджено петрографічний склад порід цього вікового інтервалу).*
8. **Poprawa P., Radkovets N., Rauball J.** Ediacaran-Paleozoic subsidence history of the Volyn-Podillya-Moldavia basin (W and S Ukraine, Moldavia, NE Romania) // Geological Quarterly, issue 62, № 3, 2018. – P. 459–486. DOI:

<http://dxdoi.org/10.7306/gq.1418>. (Особистий внесок: побудовані карти потужностей для широкого вікового інтервалу від едіакарію до девону, геологічна карта домезозойської поверхні та літолого-стратиграфічна колонка, підготовлені всі вихідні дані для проведення 1-D моделювання, написаний розділ «Геологічна будова» і зроблені окремі висновки).

**Статті у наукових виданнях, що входять до міжнародних наукометричних баз:**

1. Сеньковський Ю.М, Григорчук К.Г, Гнідець В.П, Колтун Ю.В, Попп І.Т, **Радковець Н.Я**, Мороз М.В., Мороз П.В., Ревер В.Б., Ревер А.О., Баландюк Л.В., Кохан О.М., Гаєвська Ю.П., Гавришків Г.Я., Кошіль Л.Б. Геолого-палеоокеанографічні моделі Карпато-Чорноморської окраїни океану Тетіс // Геодинаміка, вип. 21, № 2, 2016. – 84–100. (Особистий внесок: побудована геолого-палеоокеанографічна модель для ранньокрейдяного віку Карпато-Чорноморської окраїни океану Тетіс та подано петрографічний опис порід цього вікового інтервалу).
2. **Радковець Н.Я.**, Кошіль Л.Б. Літологічні особливості відкладів девону Переддобрудзького прогину та оцінка розвитку потенційних колекторів нафти і газу. Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка // Геологія, вип.77, № 2, 2017. – С. 6–12. (Особистий внесок: на основі спільних аналітичних робіт та петрографічних досліджень, написана основна частина статті, побудовані карти потужностей для окремих вікових інтервалів середнього та верхнього девону і зроблені основні висновки).
3. **Радковець Н.Я.** Безкисневий седиментогенез нашарувань едіакару та силуру південно-західного схилу Східноєвропейської платформи // Геодинаміка, вип. 22 № 1, 2017. – С. 42–54.

**Статті в наукових фахових виданнях:**

1. Сеньковський Ю., Григорчук К., Гнідець В., Колтун Ю., Попп І., **Радковець Н.**, Щерба О. Карпато-Чорноморський сегмент океану Тетіс.

Процеси седиментогенезу в періоди “океанічних безкисневих подій” // Геологія і геохімія горючих копалин, № 3–4, 2006. – С. 76–95. *(Особистий внесок: написана частина статті, що стосується вендської та крейдяної безкисневих подій).*

2. **Радковець Н.**, Яремчук Я. Особливості структури аутигенного глауконіту альб-сеноманських пісковиків автохтона Покутсько-Буковинської частини Українських Карпат у контексті нафтогазоносності // Геологія і геохімія горючих копалин, № 1, 2007. – С. 59–64. *(Особистий внесок: на основі спільних аналітичних робіт, написана основна частина статті і зроблені всі висновки).*

3. Щерба О.С., **Радковець Н.Я.** Ранньокрейдвий епіпелагічний седиментогенез у межах Східнокарпатського сегменту давньої континентальної окраїни Мезо-Тетису // Збірник наукових праць. Сучасні проблеми літології та мінерагенії осадових басейнів України та суміжних територій. Київ: Ін-т геологічних наук НАН України, від-ня мор. геології та осад. рудоутворення. – 2008. – С. 204–208. *(Особистий внесок: побудовані літологічні перетини, написана петрографічна характеристика порід та розглянуто процес седиментогенезу в межах дослідженої території).*

4. Щерба О.С., Попп І.Т., **Радковець Н.Я.** Палеоокеанографічні ситуації седиментації в Закарпатському неогеновому басейні // Збірник наукових праць. Сучасні проблеми літології та мінерагенії осадових басейнів України та суміжних територій. Київ: Ін-т геологічних наук НАН України, від-ня мор. геології та осад. рудоутворення. – 2008. – С. 199–203. *(Особистий внесок: написана частина статті, що стосується палеоокеанографічної ситуації в океані Тетис в неогеновий час).*

5. Щерба О.С., **Радковець Н.Я.** Літологічні особливості нижньокрейдових відкладів автохтона Українських Карпат // Мінералогічний збірник, вип. 59, № 2, 2009. – С.134–142. *(Особистий*

*внесок: виділено літофації нижньокрейдяних відкладів та розглянуто процес седиментогенезу в межах дослідженої території).*

6. **Радковець, Н.Я.** До генезису вуглецьмісних палеошельфових відкладів Східноєвропейського сегмента Мезо-Тетису // Збірник наукових праць. Сучасні проблеми літології та мінерагенії осадових басейнів України та суміжних територій. Київ: Ін-т геологічних наук НАН України, від-ня мор. геології та осад. рудоутворення.– 2010. – С. 69–75.

7. **Радковець, Н.Я.** Палеоокеанографічні та геохімічні умови седиментації верхньовендських «чорносланцевих» фосфоритонесних відкладів південно-західної окраїни Східно-Європейської платформи // Доповіді НАН України, № 11, 2011. – С. 104–106.

8. Сеньковський, Ю.М., Палій, В.М., **Радковець, Н.Я.**, Колтун, Ю.В. Палеоокеанографічні та геохімічні умови седиментації верхньовендських «чорносланцевих» фосфоритонесних відкладів південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи. // Геологічний журнал, № 1, 2012. – С. 22–30. (*Особистий внесок: написана частина статті, яка стосується палеоокеанографічних особливостей седиментації верхньовендських відкладів дослідженої території).*

9. Сеньковський, Ю.М., Колтун, Ю.В., Попп, І.Т., **Радковець, Н.Я.**, Мороз, П.В. Океанографічний літопис аноксичних океанічних подій Карпато-Східноєвропейського сегменту Тетису // Геологічний журнал, № 3, 2012. – С. 95–105. (*Особистий внесок: встановлено вплив «океанічних безкисневих подій» на формування верхньовендських і крейдяних товщ дослідженого регіону).*

10. Senkovsky Y.M., Grigorchuk K.G., Gnidets V.P., Koltun Y.V., Popp I.T., **Radkovets N.Y.** Geological and chemical-paleoceanographic aspects of sedimentogenesis of the Carpathian-Black Sea Segment of Tethys ocean // Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України, № 7, 2015. – С. 46–51. (*Особистий внесок: описані палеоокеанографічні аспекти*

*відкладів венду та нижньої крейди Карпатсько-Чорноморського сегменту океану Тетис).*

11. **Радковець Н.** Ранньокрейдвий безкисневий седиментогенез в межах Карпатського сегменту Мезотетису // Мінералогічний збірник, вип. 66, № 2, 2016. – 100–111.

### *Матеріали та тези конференцій*

1. **Радковець, Н.Я.,** Сеньковський, Ю.М., Щерба, О.С. Літофаціальні особливості крейдових відкладів автохтона Покутсько-Буковинської частини Українських Карпат (неоком-нижній сеноман). У: Тези доп. Міжнарод. наук. конф. до 100-річчю від дня народження член-кор. НАН України М.Р. Ладиженського та 55-річчя ІГГК НАН України – «Проблеми геології та нафтогазоносності Карпат». ІГГК, Львів, 2006. – сс. 187–189.

2. **Радковець, Н.,** Яремчук, Я. Аутигенний глауконіт альб-сеноманських нафтогазоносних товщ автохтона Покутсько-Буковинської частини українських Карпат. У: Тези доп. Міжнарод. наук. конф. до 100-річчю від дня народження член-кор. НАН України М.Р. Ладиженського та 55-річчя ІГГК НАН України – «Проблеми геології та нафтогазоносності Карпат», ІГГК, Львів, 2006. – сс. 190–191.

3. **Радковець, Н.Я.** До генезису вуглецьмісних палеошельфових відкладів Східноєвропейського сегмента Мезо-Тетису. У: Тези доп. Міжнародної наукової конференції – «Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій», ІГН, Київ, 2010. – сс. 62.

4. Сеньковський Ю.М., Григорчук К.Г., Гнідець В.П., Колтун Ю.В., Попп І.Т., **Радковець Н.Я.** Тетидні аноксичні події. Карпато-Чорноморський сегмент. У: Тези доп. Міжнародної наукової конференції – «Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій», ІГН, Київ, 2010. – сс. 74.

5. Сеньковський Ю.М., **Радковець Н.Я.,** Колтун Ю.В. Палеоокеанографічні умови седиментації верхньовендських

«чорносланцевих» фосфоритонесних відкладів південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи. У: Тези доп. Міжнародної наукової конференції – «Сучасні проблеми літології осадових басейнів України та суміжних територій», ІГН, Київ, 2010. – сс. 75.

6. Сеньковський Ю., Колтун Ю., Попп І., Григорчук К., Гнідець В., **Радковець Н.**, Мороз П. Палеоокеанографічний літопис аноксичних океанічних подій Карпато-Подоло-Чорноморського сегмента Тетису У: *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1–2. Тези доп. Міжнародної наукової конференції До 60-річчя Інституту – «Проблеми геології і геохімії горючих копалин», ІГГГК, Львів, 2011. – сс. 164–166.

7. **Радковець Н.Я.**, Манжар Н.І. Літолого-геохімічні особливості туронських карбонатних відкладів з стилолітами автохтона Покутсько-Буковинських Карпат. У: Матеріали Міжнародної наукової конференції. – «Badania geologiczne i hydrogeologiczne na pograniczu Polsko-Ukrainskim», ІГГГК, Львів, 2012. – сс.17–19.

8. Сеньковський Ю.М., **Радковець Н.Я.**, Палій В.М. Аноксичні океанічні події Карпато-Подільського сегменту Тетису. У: *Сб. научных трудов посвященный 130-летию со дня рождения академика Александра Евгеньевича Ферсмана*. Тези доп. Міжнародної наукової конференції. – «От минералогии к геохимии», Київ, 2013. – сс.177

9. **Радковець Н.Я.** Ранньокрейдвий безкисневий седиментогенез в межах Карпатського сегменту Мезотетису. У: Тези доп. Міжнародної наукової конференції До 60-річчя Інституту. – «Проблеми геології і геохімії горючих копалин». ІГГГК, Львів, 2017. – сс. 164–166.

10. Kosakowski, P., **Radkovets, N.**, Rauball, J., Zakrzewski A. Occurrence and Burial and Thermal History of the Ediacaran Strata (W-SW Ukraine and Moldova). In: 79th EAGE Conference & Exhibition, Paris, France, 2017. – pp. 101-105. DOI: 10.3997/2214-4609.201700619.