

<https://doi.org/10.15407/ggcm2023.191-192.074>

УДК 551.733.3:553.981/982 (477.8)

**Володимир ГНІДЕЦЬ¹, Костянтин ГРИГОРЧУК²,
Ліна БАЛАНДЮК**

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, Львів, Україна,
e-mail: ¹ vgnidets53@gmail.com; ² kosagri@ukr.net

ГЕТЕРОГЕННІСТЬ ЛІТОГЕНЕЗУ ВІДКЛАДІВ СИЛУРУ ВОЛИНО-ПОДІЛЛЯ

Розглянуто особливості літолого-літологічної будови та режиму катагенезу силурійських відкладів Ліщинської та Рава-Руської ділянок Волино-Поділля. Показано, що з південного заходу на північний схід у складі товщі зростає роль карбонатних порід, що пов'язане зі встановленою фаціальною зональністю. Утім структура розрізу в цих ділянках відрізняється: у Рава-Руській – вона є більш тонкошаруватою. Відклади також характеризуються просторово-віковою гетерогенністю поширення карбонатних літмітів: у першому випадку вони тяжіють до границі верхнього і нижнього та середини верхнього силуру, а в другому – розвинені у верхах нижнього, у нижній, середній та горішній частинах верхнього силуру. Встановлено циклічний характер силурійського осадоагромадження. При цьому в Ліщинській ділянці фіксується чотири регресивні епізоди, а в Рава-Руській – п'ять, що може вказувати на певну специфіку умов седиментації в різних частинах басейну. Останнє безпосередньо впливає на своєрідність просторово-вікового поширення порід-колекторів та флюїдотривів. Показано, що післяседиментаційні перетворення пов'язані головно з розвитком аутигенного кремнезему та кальциту, що виявлено як в глинистих, так і карбонатних породах. Встановлено, що історія формування нафтогазових систем Ліщинської та Рава-Руської ділянок суттєво відрізняється. Це дає змогу по-різному оцінити їхні перспективи. Так, у першому випадку генераційний потенціал органічної речовини відкладів силуру був значно вичерпаний до кінця мезозою, у другому – лише у палеоген-неогеновий час розпочалися масштабні процеси генерації та міграції вуглеводневих флюїдів.

Ключові слова: Волино-Поділля, силурійські відклади, літологічна будова, циклічність, катагенез.

Вступ. Перспективи відкладів силуру Волино-Подільської нафтогазової області тривалий час пов'язували з рифогенними утвореннями, у яких виявлено низку проявів вуглеводнів (ВВ). Останнім часом значну увагу до утворень цього віку приділяють в аспекті їхньої оцінки щодо виявлення покладів «сланцевого» газу (Крупський та ін., 2013). Аналіз основних рис

геологічної будови, характеру змін літологічного складу, ареалів поширення чорносланцевих порід, вмісту в них органічної речовини (ОР), ступеня катагенетичних перетворень дозволив виокремити декілька перспективних ділянок (Крупський та ін., 2013). Проте особливості літогенезу силурійських відкладів в їхніх межах вивчені доволі фрагментарно. Це дало нам підстави на прикладі районів Рава-Руської та Східноліщинської перспективних ділянок розглянути ці питання більш ґрунтовно, як в аспекті літолого-літмологічної будови, так і режиму постседиментаційних змін порід.

Мета – встановити особливості літологічної та літмологічної структури і режиму катагенетичних перетворень відкладів силуру в межах Рава-Руської та Східноліщинської ділянок Волино-Подільської нафтогазоносною області.

Методика. Літологічне розчленування розрізів свердловин проведене шляхом інтерпретації результатів радіоактивних методів їхнього дослідження. Літмологічну структуру відкладів з'ясовували на основі виокремлення літмітів – утворень надпорядного рівня, які, за (Карогодин, 1980), являють собою асоціації породних тіл (шарів). Особливості режиму катагенезу визначені з огляду на основні позиції флюїдодинамічної концепції катагенезу (Григорчук, 2012).

Літологічні особливості та циклічність відкладів. На основі літогенетичної інтерпретації результатів геофізичних досліджень свердловин (радіоактивний каротаж) побудовані літологічні розрізи відкладів силуру по двох перетинах: I – св. Ліщинська-1–Перемишляни-1–Балучин-1–Олесько-1 та II – св. Рава-Руська-1–Великі Мости-30–Сушне-1 (рис. 1).

Перетин I–I. Розріз св. Ліщинська-1 характеризується домінуванням горизонтів аргілітів (4–35 м) та мергелів (1–10 м) з поодинокими прошарками вапняків (до 3 м) (табл. 1; див. рис. 1). У східному напрямку спостерігається суттєва зміна літологічної структури товщі. Так, розріз, розкритий св. Перемишляни-1, можна розглядати як перехідний: у його структурі збільшується вміст вапняків та мергелів, натомість зменшується роль глинистих порід. При цьому товщини горизонтів останніх не перевищують 18–20 м, проте зростає товщина мергельних (до 25–30 м) та вапнякових (до 14 м) пачок. Останні досягають 35–40 м у розрізах св. Балучин-1 та Олесько-1. При цьому, якщо в першому випадку вапнякові утворення зосереджені поблизу границі нижнього та верхнього силуру, то в другому – розвинені у верхніх частинах нижнього та верхнього силуру, що вказує на певну вікову міграцію фаціальних зон.

Т а б л и ц я 1. Вміст порід у розрізах свердловин

Свердловина	Вміст порід у розрізах, %		
	Аргіліти	Мергелі	Вапняки
Ліщинська-1	65	30	5
Перемишляни-1	58	39	13
Балучин-1	34	34	32
Олесько-1	43	29	28
Рава-Руська-1	70	23	7
Великі Мости-30	38	40	22
Сушне-1	27	43	30

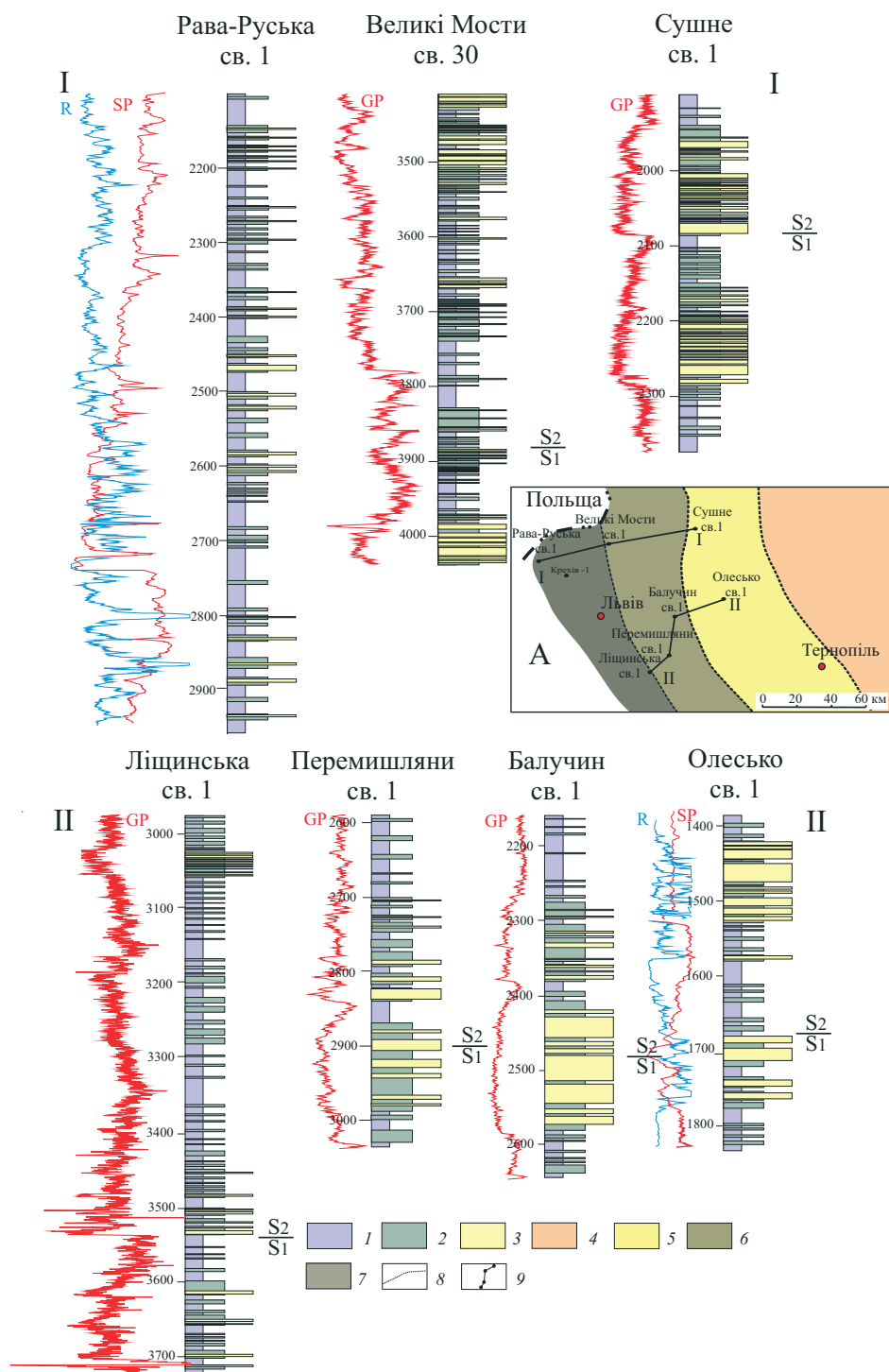


Рис. 1. Літологічні розрізи відкладів силуру. Розміщення досліджених свердловин та перетинів (А).

Літологія: 1 – аргіліти, 2 – мергелі, 3 – вапняки; фаціальні зони, за (Сеньковський & Павлюк, 2006) зі змінами авторів: 4 – внутрішній шельф, 5 – бар'єрна зона та передовий схил, 6 – зовнішній шельф, 7 – мезопелагаль; 8 – границі фаціальних зон; 9 – перетини

Перетин II–II. Розріз св. Рава-Руська-1 складений в основному глинистими пачками завтовшки 3–42 м з прошарками мергелів (1–8 м) та нечисленими – вапняків (головно 1–2 м) і як за середнім складом, так і структурою є подібним до розрізу св. Ліщинська-1 (відклади мезопелагіалі). Відклади силуру, розкриті св. Великі Мости-30, відрізняються зростанням вмісту карбонатних порід і зменшенням – глинистих (див. табл. 1). Так, товщина пачок останніх становить переважно 5–10 м, натомість мергелів та вапняків – досягає 10–12 м. Порівняно зі св. Перемишляни та Балучин, розташованими в тій самій фаціальній зоні, розріз силуру св. Великі Мости-30 характеризується більш тонкошаруватою структурою, що притаманне і св. Сушне-1, де продовжує зростати роль карбонатних і зменшуватися – глинистих порід, утім товщина горизонтів перших деколи досягає 12–15 м.

Відклади силуру на південному заході Східноєвропейської платформи складені досить мінливими поліфаціальними товщами лагунних, мілинних, відкритошельфових та схилових утворень давнього басейну (Сеньковський & Павлюк, 2006). Однотипні за складом та походженням фації утворюють зони більш-менш субмеридіонального простягання (див. рис. 1). Їхнє розміщення і межі з часом змінювалися, і тому площі поширення подібних фацій на різних стратиграфічних рівнях не є однаковими і не збігаються. Описані перетини розташовані вхрест простягання згаданих фаціальних зон, що зумовило відчутну різницю літологічного складу і будови розрізів.

Для деталізації літологічних особливостей відкладів силуру (зокрема їхньої циклічності) здійснено літологічне розчленування розрізів, яке полягало у виокремленні літмітів – тіл надпородного рівня (Карогодін, 1980), які являють собою асоціації породних тіл (шарів). При побудовах використовували класифікаційну літологічну трикутну діаграму (рис. 2). Відтак шляхом підрахунку вмісту головних товщоформувальних компонентів (вапняк, мергель, аргіліт) з'ясовували літологічну будову товщі. Загалом виокремлено чотири типи літмітів: 1) вапняковий (понад 50 % вапняків); 2) мергельний (понад 50 % мергелів); 3) глинистий (понад 50 % аргілітів); змішаний (вапняки, мергелі та аргіліти приблизно в рівних співвідношеннях).

Цілком очікувано, враховуючи описані вище літологічні особливості розрізів, спостерігається (табл. 2) зростання з заходу на схід значення вапнякових літмітів (від 0 до 31–34 %) та зменшення глинистих – від 55–72 до 25–35 %. Привертає увагу суттєва роль глинистих та відсутність мергельних

Т а б л и ц я 2. Вміст літмітів у відкладах силуру

Свердловина	Літміти, %			
	I	II	III	IV
Рава-Руська-1	–	28	–	72
Великі Мости-30	17	14	32	37
Сушне-1	34	10	31	25
Ліщинська-1	–	17	28	55
Перемишляни-1	19	16	30	35
Балучин-1	31	13	20	36
Олесько-1	34	20	8	38

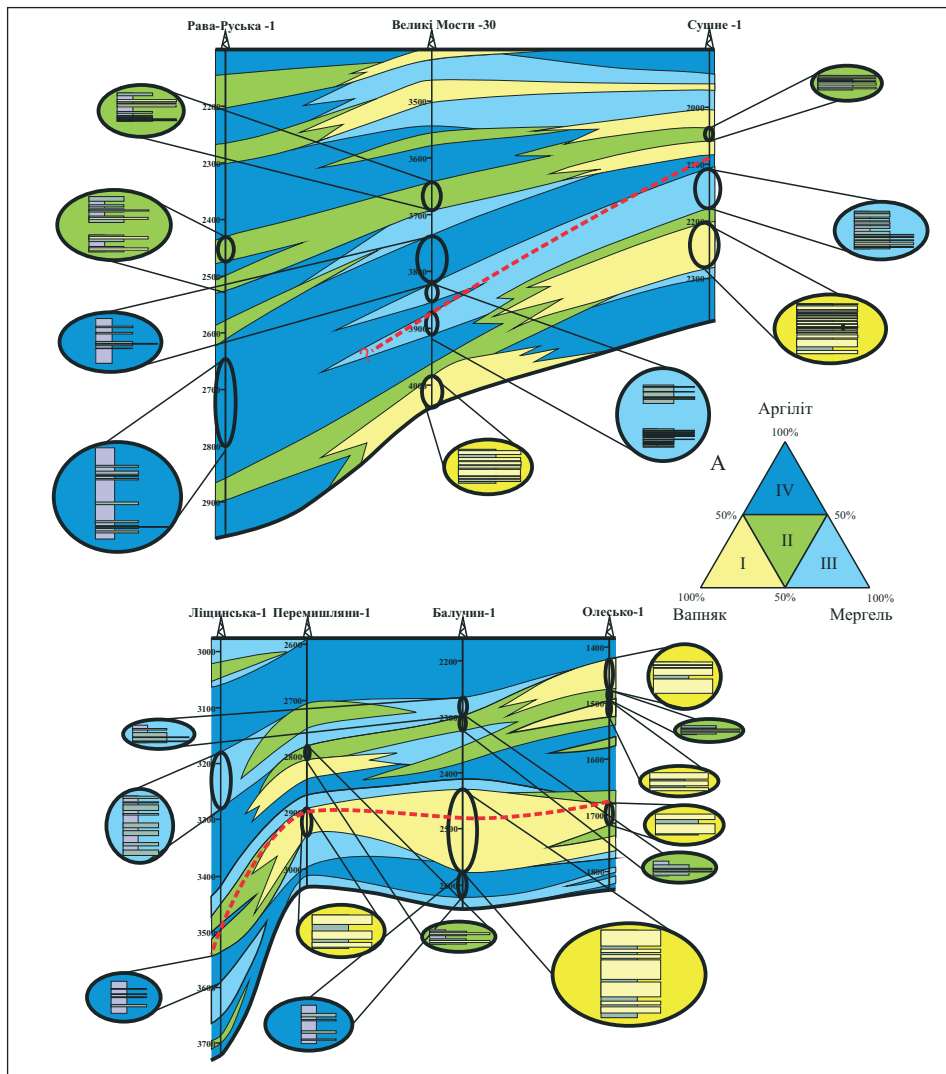


Рис. 2. Літологічна будова силурійських відкладів та класифікаційна трикутна діаграма (А)

утворень у відкладах св. Рава-Руська-1, що може вказувати на певну специфіку умов седиментації в північній частині мезопелагіалі силурійського басейну.

Тектонічні рухи на краю Східноєвропейської платформи супроводжувалися періодичними регіональними трансгресіями та регресіями. При цьому межі фаціальних зон у зв'язку з незначною глибиною палеобасейну і пологим нахилом його дна досить різко (без відчутних проміжних зупинок) переміщувалися на значні відстані, чим зумовили циклічну будову розрізів (Дригант, 2000).

Літологічна неоднорідність (циклічність) силурійської товщі виразно відображається в її літологічній будові (див. рис. 2). При цьому спостерігаються певні відмінності останньої для південного та північного перетинів.

Так, у південному перетині наявні дві карбонатні товщі, перша з яких тяжіє до границі верхнього та нижнього силуру, а друга – до середньої частини верхнього під'ярусу. У північному – такі утворення зафіксовані у верхах нижнього силуру і в нижній, середній та горішній частинах – верхнього. Карбонатні товщі складені вапняковими, мергельними та змішаними літмітами. Доволі чітко спостерігається заміщення в західному напрямку вапнякових утворень мергельними та змішаними. Товщина вапнякових літмітів південного перетину є суттєво більшою (від 30 до 150 м) порівняно з північним (від 20 до 80 м). Різною є і внутрішня структура цих літмітів. Так, у першому випадку товщина окремих шарів вапняків змінюється від 5 до 36 м (у середньому ~ 8–10 м), а в другому – від 1 до 14 м (у середньому 3–4 м). У фаціальному відношенні такі особливості можуть бути пов'язані з тим, що північні свердловини розкрили периферійні частини біогенних споруд (перехідна зона до органогенно-уламкових шлейфів або міжрифових каналів). Літологічна структура решти літмітів загалом є подібною як на півночі, так і на півдні регіону.

Згаданий вище перехід у західному напрямку вапнякових літмітів у мергельні та змішані пов'язаний, на нашу думку, із закономірним заміщенням органогенних споруд продуктами їхнього руйнування – органогенно-уламковими шлейфами передового схилу. Максимальне руйнування біогенних тіл відбувається в періоди зниження рівня моря. Отже, горизонти мергельних та змішаних літмітів у зоні мезопелагіалі можна розглядати як відклади регресивних епізодів, які в межах епіпелагіалі виражені не так чітко. Загалом у південній частині регіону окреслюється чотири такі епізоди, а в північній – п'ять, що може вказувати на певну специфіку умов осадонагромадження в цих ділянках (рис. 3). За даними (Johnson, 2006), у силурі виокремлено до восьми регресивних моментів, які, вочевидь, не всі проявилися в дослідженому регіоні.

За характером зміни по розрізу карбонатності та глинистості у св. Ліщинська-1 встановлено чотири, а у св. Рава-Руська-1 – п'ять трансгресивно-регресивних макроциклів, кожен з яких у свою чергу складений двома–п'ятьма мезоциклітами такої самої природи.

Товщина макроциклів змінюється від 100 до 200 м, а мезоциклів – від 15 до 50 м. Процикліти характеризуються зміною догори розрізом аргілітів мергелями та (або) вапняками. Рецикліти відрізняються зворотнім чергуванням у розрізі цих літотипів (див. рис. 3).

Структурно-речовинна характеристика відкладів силуру. Відклади силуру мезопелагічної фаціальної зони розглядаються як основний вуглеводнегенерувальний комплекс, складений майже лише аргілітами (Крупський та ін., 2013). За нашими побудовами (див. рис. 1, 2) у глинистій товщі силуру виокремлюються прошарки карбонатних порід (головно мергелів, рідше вапняків), що підтверджують і результати петрографічних досліджень по св. Ліщинська-1 (рис. 4).

Аргіліти характеризуються як пелітовою (див. рис. 4, а), так і алевро-пелітовою (див. рис. 4, б) структурою, масивною (див. рис. 4, а, б) або тонкошаруватою текстурою (див. рис. 4, в). Остання зумовлена нерівномірним розподілом кластичної домішки та видовженими скупченнями чорної ОР. Вміст алевроитового матеріалу (переважно зерна кварцу) змінюється від 1–2 до 8–12 %,

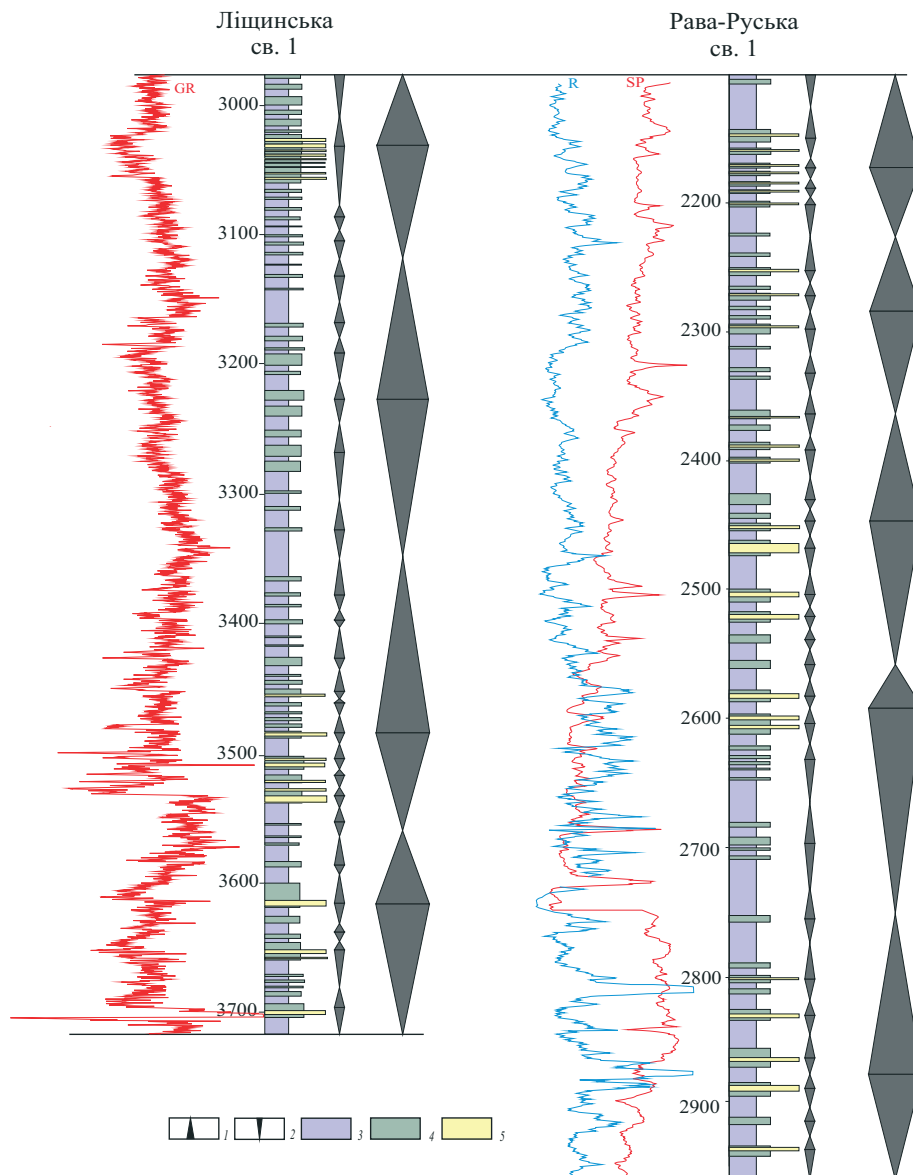


Рис. 3. Літологічна структура та циклічність силурійських відкладів св. Ліщинська-1 та Рава-Руська-1:

1 – процикліти; 2 – рецикліти; 3 – аргіліти; 4 – мергелі; 5 – вапняки

а його розміри становлять переважно 0,01–0,03 мм. Незрідка спостерігаються тонкорозсіяні дрібні (до 0,04 мм) зерна кальциту, який часто утворює прошарки та стяжіння (див. рис. 4, з, д).

У породах постійно спостерігається тонка (до 0,01–0,02 мм) вкрапленість піриту, який місцями формує стяжіння до 0,2 мм. Його вміст досягає 5–6 %.

В інтервалі 3300–3306 м у тонкошаруватому алевроитистому аргіліті (до 7 % зерен кварцу) спостерігаються фрагменти криноїдей, які досягають розмірів 0,5х1,9 мм (див. рис. 4, е). Характерне «обтікання» цього фрагмента шаруватістю, що пов'язане з післяседиментаційним ущільненням відкладів.

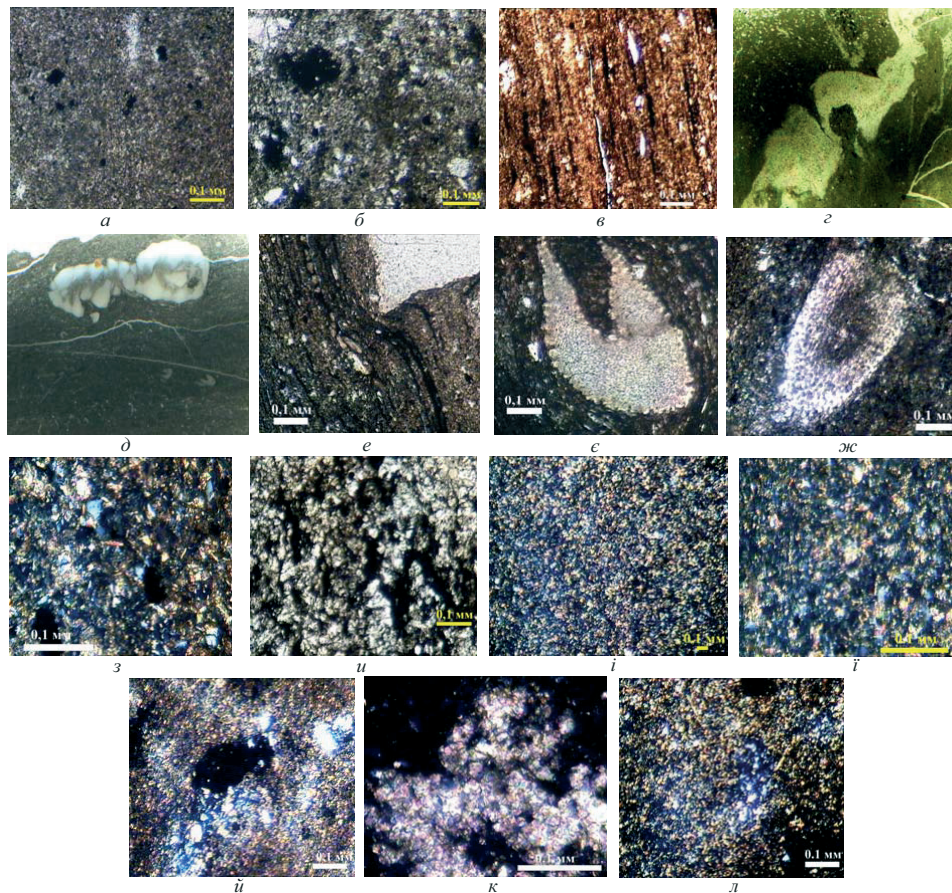


Рис. 4. Структурно-речовинні особливості відкладів силуру (св. Ліщинська-1):
a – аргіліт зі стяжіннями та розсіяною вкрапленістю піриту, інт. 3002–3004 м, нік. II; *б* – аргіліт алевритистий, із крупними стяжіннями піриту, інт. 3150–3154 м, нік. II; *в* – аргіліт вапнистий, тонкошаруватий, інт. 3551–3556 м, нік. II; *г* – карбонатний прошарок в аргіліті, інт. 3100–3105 м, зб. 3,5; *д* – стяжіння кальциту в аргіліті, інт. 3250–3256 м, зб. 5,0; *е* – фрагмент криноїдеї в аргіліті тонкошаруватому, алевритистому, вапнистому, інт. 3300–3306 м, нік. II; *ж* – масивні фрагменти криноїдеї у вапняку алеврито-глинистому, інт. 3250–3256 м, нік. II; *з* – вапняк органогенно-детритовий, глинисто-алевритовий, з піритом, інт. 3651–3656 м, нік. X; *и* – вапняк глинистий, бітумінозний, інт. 3500–3501 м, нік. II; *і* – мергель скременілий, піритизований, інт. 3551–3556 м, нік. X; *ї* – ділянка розвитку аутигенних кварц-карбонатних агрегатів. Аргіліт, інт. 3002–3004 м, нік. II; *й* – пляма аутигенного кварцу (чорне – пірит). Мергель, інт. 3050–3056 м, нік. X; *к* – пляма розвитку аутигенного кальциту. Аргіліт вапнистий, інт. 3350–3358 м, нік. X; *л* – пляма аутигенного кварцу. Мергель піритизований, інт. 3551–3556 м, нік. X

Карбонатні породи представлені мергелями та глинистими чи алеврито-глинистими вапняками. Останні також часто містять залишки криноїдеї (див. рис. 4, *г*, *ж*), які іноді виявляють сліди післяседиментаційного розчинення.

Вапняки переважно глинисті, з тонкошаруватою текстурою (інт. 3250–3256 м), шаруватість зумовлена розвитком видовжених (0,01–0,02х0,1–0,25 мм) скупчень чорної ОР та лінзочками (до 0,08 х 0,3 мм) карбонатного матеріалу на фоні більш глинистої основної маси.

У низах розрізу (див. рис. 4, з) описано вапняк глинисто-алевритовий з підвищеним вмістом алевриту (до 25–27 %), який представлений зернами кварцу (0,01–0,03 мм) та лейстами мусковіту.

Вапняк з інтервалу 3500–3501 м (див. рис. 4, и) відрізняється дрібнокристалічною структурою та значним (до 8–12 %) розвитком чорних бітумів.

Післяседиментаційні перетворення порід пов'язані головню з розвитком аутигенного кремнезему та кальциту, які виявлені як у глинистих, так і карбонатних породах (див. рис. 4, і–й, л). В інтервалі 3551–3556 м описано скременілий мергель, який характеризується тонкорозсіяною формою розвитку кремнезему (орієнтовний вміст до 15–20 %). Останній часом утворює (див. рис. 4, і) виділення розміром до 0,1х0,3 мм, складені дрібними кристалами (0,003–0,006 мм) кварцу. Місцями аутигенний кварц спостерігається в асоціації зі стяжіннями піриту (див. рис. 4, й).

В аргіліті (інт. 3002–3004 м) виявлено пляму (3х7 мм) розвитку аутигенних кварцу та кальциту (див. рис. 4, і), а в інт. 3350–3358 м розвинені ділянки (до 0,4х0,5 мм) дрібних (0,01–0,03 мм) кристалів кальциту (див. рис. 4, к).

Історія катагенезу. Для більш аргументованої оцінки нафтогазоперспективності силурійського комплексу загалом здійснено його аналіз в аспекті формування вуглеводневих систем.

Періодизація постдіагенезу, згідно з методичним підходом (Григорчук, 2010), базувалася на моделюванні історії занурення відкладів по окремих свердловинах (рис. 5). Оскільки основним джерелом літофлюїдної енергії в процесах формування нафтогазових систем слугували істотно глинисті мезопелагічні утворення, які домінують у західних розрізах, побудовані ретроспективні моделі для св. Ліщинська-1 та Рава-Руська-1.

Палеотемператури, наведені на моделях історії занурення відкладів, визначені на основі сучасних значень параметра (Крупський та ін., 2013) та

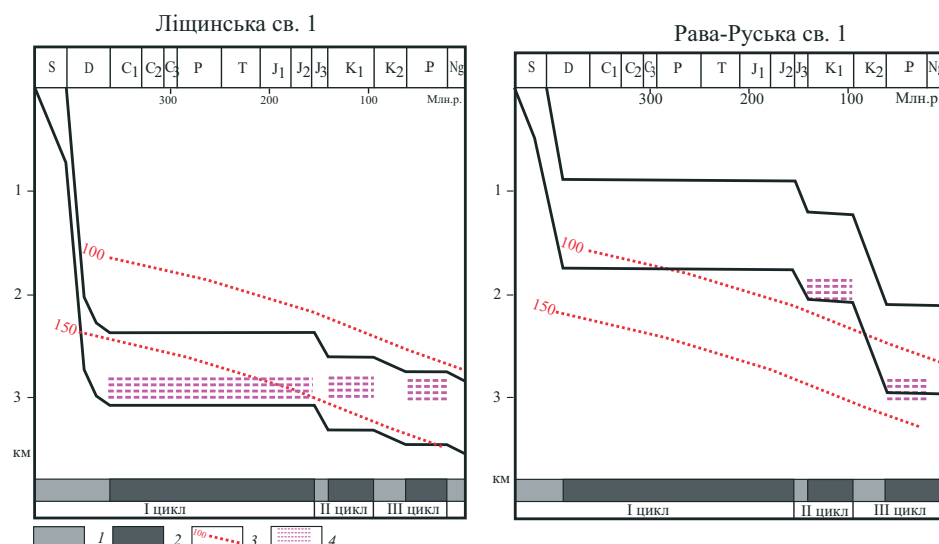


Рис. 5. Історія занурення та періодизація катагенезу відкладів силуру:
1 – пасивний підетап катагенезу; 2 – активний підетап катагенезу; 3 – палеотемператури; 4 – регіональні зони розущільнення

з урахуванням даних (Леонов, & Волож, 2004) про те, що на ранній стадії розвитку такого типу басейнів температури в 1,4–1,5 раза перевищували теперішні значення. Крім того, взято до уваги дані (Іванова, 2016) про те, що палеогеотермічний градієнт у палеозої становив приблизно 7,5 °C на 100 м. Реконструйовані нами значення палеотемператур добре корелюються з результатами досліджень (Środon et al., 2013), які показали, що максимальні палеотемператури у припідшовній частині відкладів силуру досягали 200 °C.

Загалом спостерігається подібність історії катагенезу силурійських відкладів у св. Ліщинська-1 та Рава-Руська-1, що полягає у наявності трьох його циклів, які складаються з пасивного (силур–девон, пізня юра, пізня крейда) та активного (карбон–середня юра, рання крейда, палеоген) підетапів. Натомість термодинамічний режим на цих площах дещо різнився.

Так, у св. Ліщинська-1 наприкінці пізнього девону відклади силуру досягли градацій катагенезу МК₃–МК₄. Враховуючи, що амплітуда післядевонських коливальних рухів, за (Крупський та ін., 2013), становила перші сотні метрів, є підстави передбачати, що ступінь катагенезу міг досягати градації МК₅, натомість у св. Рава-Руська-1 – це лише МК₁–МК₂. У першому випадку термічні умови відповідають головній фазі газоутворення, коли генерувалася значна кількість розчинів завдяки дефлюїдизації глин та трансформації ОР. Утім, оскільки в розглядуваних розрізах домінують істотно глинисті відклади, масштабна еміграція флюїдів, зокрема і вуглеводневих, була неможливою (Григорчук, 2010), що спричинило консервацію процесів літогенезу (згідно з терміном А. В. Кудельського (1982)) та акумуляцію значної флюїдодинамічної енергії, запаси якої, у зв'язку з вищим рівнем катагенезу, у Ліщинській ділянці були істотно більшими, ніж у Рава-Руській.

Релаксація цієї енергії відбувалася на активному підетапі катагенезу, який розпочався наприкінці девону і тривав до початку крейди. Еміграція флюїдів проходила зоною розущільнення, яка виразно проявилася лише в Ліщинській ділянці і охопила нижню частину відкладів силуру, натомість у Рава-Руській – масштабної флюїдної міграції не відбулося.

Інтервал товщі, охоплений флюїдопровідною зоною, у св. Ліщинська-1 становив приблизно 200–400 м (майже вся нижня частина відкладів силуру). У цьому випадку, за (Баженова & Шиманский, 2007), враховуючи досягнутий ступінь катагенезу, генераційний потенціал ОР був реалізований на 40–60 %. У св. Рава-Руська-1 останній майже зберіг свої вихідні параметри завдяки консервації літогенетичних процесів.

У ході наступного циклу катагенезу (на його активному підетапі в ранній крейді) у св. Ліщинська-1 масштабними процесами генерації та еміграції вуглеводневих флюїдів була охоплена і верхня частина відкладів силуру. Отже, генераційний потенціал ОР останніх до кінця мезозою був значною мірою використаний. У палеогені на активному підетапі катагенезу відбувався перерозподіл вуглеводневих флюїдів, які мігрували як по латералі, так і вертикалі, зазнаючи певного розсіювання.

У Рава-Руській ділянці активними процесами флюїдної міграції були охоплені відклади нижньої частини силуру (ранньокрейдяний та палеоген-неогеновий час). Термічні умови активного підетапу третього циклу катагенезу відповідали головній фазі нафтоутворення. Процеси латеральної міграції

вуглеводневих флюїдів розпочалися в палеогені і тривають дотепер. Їхнє нагромадження можливе в структурних чи літологічних пастках, розташованих на схід від Рава-Руської ділянки (відклади силуру, девону).

Отже, результати проведених досліджень показали, що історія формування нафтогазових систем Ліщинської та Рава-Руської ділянок, суттєво відрізняється, що дає змогу по-різному оцінити їхні перспективи.

Висновки:

1. Літологічна будова розрізів у зоні мезопелагіалі є подібною в північній і південній частинах басейну, а в межах епіпелагіалі є більш тонкошаруватою в останньому випадку.

2. Характер розвитку літмітів, особливості їхньої внутрішньої структури відрізняються в північній та південній частинах басейну, що вказує на певну специфіку умов осадонагромадження. Останнє безпосередньо впливає на своєрідність просторово-вікового поширення порід-колекторів та флюїдотривів.

3. Встановлено суттєву різницю історії формування нафтогазових систем Ліщинської та Рава-Руської ділянок, що дозволяє по-різному оцінити їхні перспективи. Так, у першому випадку генераційний потенціал ОР відкладів силуру до кінця мезозою був значно вичерпаний, у другому – лише в палеоген-неогеновий час розпочалися масштабні процеси генерації та міграції вуглеводневих флюїдів.

Баженова, Т. К., & Шиманский, В. К. (2007). Исследование онтогенеза углеводородных систем как основа реального прогноза нефте- и газоносности осадочных бассейнов. *Нефтегазовая геология. Теория и практика*, 2. <http://www.ngtp.ru/rub/1/008.pdf>

Григорчук, К. Г. (2010). Особливості літофлюїдодинаміки ексфільтраційного катагенезу. *Геологія і геохімія горючих копалин*, 1, 60–68.

Григорчук, К. Г. (2012). *Динаміка катагенезу порід осадових комплексів нафтогазових басейнів* [Автореф. дис. д-ра геол. наук, Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України]. Львів.

Дригант, Д. М. (2000). Нижній і середній палеозой Волино-Подільської окраїни Східно-Європейської платформи та Передкарпатського прогину. *Наукові записки Державного природознавчого музею НАН України*, 15, 24–129.

Иванова, А. В. (2016). Влияние геотектонических условий на формирование угленосных формаций Львовского и Преддобруджинского прогибов. *Геологический журнал*, 1(354), 36–50.

Карогодин, Ю. Н. (1980). *Седиментационная цикличность*. Москва: Недра.

Крупський, Ю. З., Куровець, І. М., Сеньковський, Ю. М., Михайлов, В. А., Дригант, Д. М., Шлапінський, В. Є., Колтун, Ю. В., Чепіль, В. П., Харченко, М. В., & Куровець, С. С. (2013). *Нетрадиційні джерела вуглеводнів України: Кн. 2. Західний нафтогазоносний регіон*. Київ: Ніка-Центр.

Кудельский, А. В. (1982). Литогенез, проблемы гидрогеохимии и энергетики нефтегазовых бассейнов. *Литология и полезные ископаемые*, 5, 101–116.

Сеньковський, Ю. М., & Павлюк, М. І. (2006). *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* [Звіт]. Львів.

Леонов, Ю. Г., & Волож, Ю. А. (Ред.). (2004). *Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция*. Москва: Научный мир.

- Johnson, M. E. (2006). Relationship of Silurian sea-level fluctuations to oceanic episodes and events. *GFF*, 128(2), 115–121. <https://doi.org/10.1080/11035890601282115>
- Środon, J., Paszkowsky, 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. <https://doi.org/10.1346/CCMN.2013.0610209>

Стаття надійшла:
26.10.2023 р.

**Volodymyr HNIDETS¹, Kostjantin HRIGORCHUK²,
Lina BALANDIUK**

Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals
of National Academy of Sciences of Ukraine, Lviv, Ukraine,
e-mail: ¹ vgnidets53@gmail.com; ² kosagri@ukr.net

HETEROGENEITY OF LITHOGENESIS OF THE SILURIAN SEDIMENTS OF VOLYNO-PODILLYA

The paper examines the features of the lithological-lithmological structure and the regime of catagenesis of the Silurian sediments of the Lishchynska and Rava-Ruska sections of Volyno-Podillya. It is shown that in the direction from the southwest to the northeast, the role of carbonate rocks in the composition of the stratum increases, which is connected with the established facies zonation. However, the structure of the section in these areas is different: in Rava-Ruska, it is more thinly layered. The sediments are also characterized by the spatial and age heterogeneity of the distribution of carbonate lithomites: in the first case, they tend to the boundary of the Upper and Lower and the middle of the Upper Silurian, and in the second case, they are developed in the tops of the Lower, in the lower, middle, and upper parts of the Upper Silurian. Attention is drawn to the significant role of clay and the absence of marl formations in the deposits of the Rava-Ruska-1 well, which testifies to the heterogeneity of sedimentation conditions in the mesopelagial of the Silurian basin. The cyclic nature of Silurian sedimentation is established. At the same time, four regressive episodes are recorded in the Lishchynska area, and five in Rava-Ruska, which may indicate a certain specificity of sedimentation conditions in different parts of the basin. The latter directly affects the peculiarity of the spatial-age distribution of reservoir rocks and aquifers. It is shown that the post-sedimentation transformations are mainly related to the development of authigenic silica and calcite, which is found in both clayey and carbonate rocks. A significant difference in the history of the formation of the oil and gas systems of the Lishchynska and Rava-Ruska areas has been established, which allows us to assess their prospects differently. Thus, in the first case, the generation potential of organic matter of Silurian sediments was largely exhausted by the end of the Mesozoic. In the second, large-scale processes of generation and migration of hydrocarbon fluids began only in Paleogene-Neogene time.

Keywords: Volyno-Podillya, Silurian sediments, lithological structure, cyclicity, catagenesis.