

## ЛІТОЛОГО-ГЕНЕТИЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ТА ПЕТРОФІЗИЧНА НЕОДНОРІДНІСТЬ РАННЬОПЕРМСЬКИХ ТЕРИГЕННО-КАРБОНАТНИХ ВІДКЛАДІВ ГЛИНСЬКО-СОЛОХІВСЬКОГО ГАЗОНАФТОНОСНОГО РАЙОНУ ДДЗ

<sup>1</sup>Ю.І. Федоришин, <sup>1</sup>В.М. Владика, <sup>1</sup>М.Ю. Нестеренко, <sup>1</sup>Р.С. Балацький, <sup>2</sup>Т.В. Здерка

<sup>1</sup>Львівський комплексний науково-дослідний центр УкрНДІгазу; 79026, м. Львів, вул. Стрийська 144,  
e-mail: lkndc1@rambler.ru

<sup>2</sup>ІФНТУНГ, 76019, м. Івано-Франківськ, вул. Карпатська, 15, тел. (03422) 717277,  
e-mail: zderka@ukr.net

*На основі рентгеноструктурного аналізу, результатів петрографічного вивчення зразків керну та мікроскопічних досліджень у розрізі теригенно-карбонатних ранньопермських відкладів виділено три літологічні породи, описано особливості їхньої будови та літологічного складу. Дослідженнями постседиментаційних перетворень встановлено, що особливістю процесу літогенезу було ущільнення і літифікація осаду у результаті чого пелітоморфна карбонатна речовина зазнала перекристалізації до мікро- і тонкокристалічної розмірності. Вилугування, сульфатизація та відкладення рудних мінералів є вторинними змінами, які наклалися на фоновий літогенез. Різноманітність цих процесів зумовило значну петрофізичну неоднорідність геологічного розрізу, що слід враховувати під час освоєння пластів, впровадження методів інтенсифікації тощо. Отримані результати петрофізичних досліджень дали змогу авторам у розрізі досліджуваного порід додатково виділити ще один пласт колектор.*

Ключові слова: керн, порода-колектор, літогенез, проникність, пористість, залишкове водонасичення, структура порового простору.

*На основі рентгено-структурного аналізу, результатів петрографічного вивчення образців керна і мікроскопічних досліджень в розрізі теригенно-карбонатних ранньопермських відкладів виділено три літологічні породи, описано особливості їхньої будови та літологічного складу. Дослідженнями постседиментаційних перетворень встановлено, що особливістю процесу літогенезу було ущільнення і літифікація осаду у результаті чого пелітоморфна карбонатна речовина зазнала перекристалізації до мікро- і тонкокристалічної розмірності. Вилугування, сульфатизація та відкладення рудних мінералів є вторинними змінами, які наклалися на фоновий літогенез. Різноманітність цих процесів зумовило значну петрофізичну неоднорідність геологічного розрізу, що слід враховувати під час освоєння пластів, впровадження методів інтенсифікації тощо. Отримані результати петрофізичних досліджень дали змогу авторам у розрізі досліджуваного порід додатково виділити ще один пласт колектор.*

Ключевые слова: керн, порода-колектор, литогенез, проницаемость, пористость, остаточное водонасыщение, структура порового пространства.

*Three lithologic rock types have been distinguished on the basis of the X-ray structural analysis, results of the petrographic study of core samples and microscopic in-section studies of the Early Permian terrigenous-carbonate depositions and their structure and lithologic composition peculiarities have been outlined. The postsedimentation transformation study has revealed that the compaction and lithification of sediment were the lithogenesis process peculiarities. Consequently, the pelitomorphous carbonate substance has undergone recrystallization into micro- and finely-crystalline dimensions. Leaching, sulphation, and deposition of ore minerals are secondary changes that are superimposed on a background lithogenesis. The variety of these processes has caused significant petrophysical heterogeneity of geological cross section that must be considered when developing formations, introducing stimulation methods, etc. The obtained results of the petrophysical studies enabled the authors to distinguish another reservoir in the cross section of the studied rocks.*

Key words: core, reservoir rock, lithogenesis, permeability, porosity, residual water saturation, pore space structure.

### **Загальний огляд питання**

В останні десятиріччя у практиці пошуково-розвідувальних робіт на нафту і газ приділяється не достатньо уваги літологічному і петрофізичному вивченню порід продуктивних комплексів. Особливо це стосується „старих“ видобувних районів. Навіть при виконанні робіт з оцінки та підрахунку запасів вуглеводнів все більше уваги приділяється виключно геофізичним дослідженням у свердловинах (ГДС). Для інтерпретації матеріалів ГДС використо-

вуються дані з вивчення порід минулих років, які були розкриті іншими свердловинами. У кінцевому результаті потреба у вивченні порід продуктивних комплексів різко знизилась, питання літології, стратиграфії, літолого-генетичної типізації осадових товщ, петрофізичних властивостей різних літотипів порід не заслугою відсунути на другий план. Такий стан науково-прикладних досліджень далекий від сучасного і поступається рівню, який було досягнуто в останні 20-30 років минулого століття.

Разом з тим, створення моделей внутрішньої будови природних резервуарів або продуктивних пластів вимагає обов'язкового використання літологічних даних, суть яких полягає не лише в умінні правильного описання породи у керні, зразках, шліфах, але й у здатності оцінити масштаби неоднорідності пласта у розрізі і по площі, вмілому використанні правил кореляції пластів у відповідності з закономірностями седиментації і стратиграфічними послідовностями нашарування, умінні визначити залежності петрофізичних властивостей і структури порід та їхньої внутрішньої будови, виявляти вплив постседиментаційних перетворень, визначати мінеральний склад, первинні і вторинні структури, виділяти і визначати новоутворені мінерали, напрямки і розміри тріщинуватості, роль процесів вилуговування і перекристалізації, вплив перерахованих ознак на зміну загального об'єму пустотного простору, який є безпосереднім віддзеркаленням колекторських властивостей порід.

Проведене нами вивчення розрізу карбонатних відкладів покликане привернути увагу фахівців до комплексного вивчення нафтогазопродуктивних комплексів. Об'єктом дослідження були карбонатні породи-колектори ранньопермського віку одного з нафтогазоконденсатних родовищ Глинсько-Солохівського газонафтоносного району ДДЗ.

#### **Мета дослідження та фактичний матеріал**

Виконати літолого-петрографічне вивчення керну, встановити внутрішню структуру розрізу, виявити літологічні відміни, вивчити їхні структурно-текстурні та петрофізичні особливості, ступінь постседиментаційних перетворень, характер пустотного простору та, відповідно, ємнісних властивостей. Фактичний матеріал у вигляді керну відібраний через 0,2-0,3 м вздовж усього досліджуваного інтервалу і з максимальною повнотою відображає будову геологічного розрізу.

#### **Основні літологічні відміни (типи) карбонатних утворень**

Пробурена свердловина в інтервалі 1859-1867 м розкрила розріз карбонатних порід ранньопермського віку, які є потенційними колекторами вуглеводнів. У зв'язку з труднощами діагностики карбонатних мінералів пелітоморфно-тонкокristалічної структури як макроскопічно, так і під мікроскопом, на першому етапі виконано рентгено-структурний аналіз типових для розрізу зразків керну з метою діагностики карбонатних мінералів. Встановлено, що єдиним мінеральним компонентом карбонатної частини порід є доломіт. Разом з тим, важливо зазначити, що у проаналізованих пробах не виявлено присутності глинистих мінералів. Ці результати є важливими і в сукупності з іншими особливостями дадуть можливість відтворити умови утворення і природу доломітової складової.

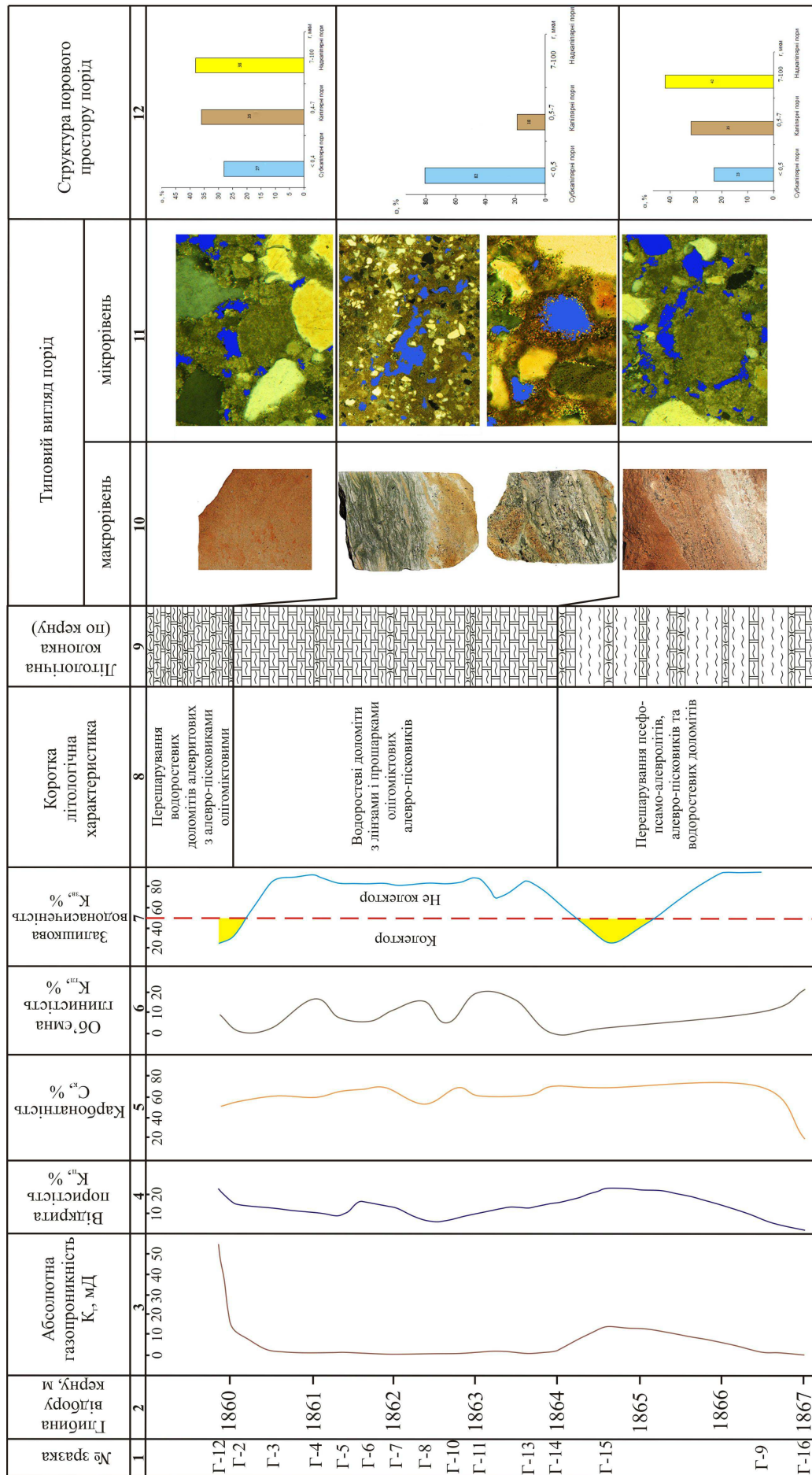
У процесі петрографічного вивчення зразків керну і мікроскопічних досліджень шліфів встановлено, що розріз карбонатних порід складається з трьох породних відмін (літотипів): *олігоміктових (доломіт-кварцових) алевро-нісковиків, водоростевих згустково-грудкуватих доломітів алевритистих (до 15 % алевритової фракції) та алевритових (15-50 % алевритової фракції), псефо-псамо-алевролітів* (рис. 1). Виділені породні відміни можуть утворювати окремі шари, прошарки та лінзи різної товщини (від перших мм до 3-5 см) або неpravильно-плямисті утворення, які не завжди є чітко індивідуалізованими.

Серед мінеральних компонентів виділено власне теригенну частину – уламки кварцу та поодинокі зерна плагіоклазу, а також зерна доломіту (фрагменти грудок та згустків з ознаками переміщення). Генетично відмінним породним компонентом, який покладено в основу виділення водоростевих згустково-грудкуватих доломітів є згустково-грудкувата доломітова матриця, яка включає різну кількість теригенного матеріалу, об'єм якого, зазвичай, змінюється в межах 10-35 %. Цемент представлений пелітоморфно-тонкокristалічним доломітом. Доповнюють компонентний склад новоутворені (вторинні) вкращення рудного мінералу та дрібні (частки мм) гнізда гіпсо-ангідритового агрегату, які частково „заліковують“ пустотний простір.

*Алевро-нісковики* характеризуються алевро-дрібнопсамітовою структурою, переважно рівномірним розподілом уламкового матеріалу. Алевритові та псамітові уламки представлено фракцією 0,05-0,25 мм (переважає фракція 0,1 мм), уламки добре сортовані, слабоокатані або неокатані. Структура цементу плівкова, контактна, меншою мірою псевдопоякілітова та базальна. Така зміна типу цементу вказує на нерівномірний розподіл цементу. За ступенем кристалічності можна віднести його до мікро-спаритового типу.

*Доломітовий компонент* характеризується згустково-грудковою структурою, кількісне співвідношення між грудками та згустками може змінюватись навіть в межах шліфа. Частина цих агрегатних утворень подібна за формою до копролітів. Ступінь кристалічності дає можливість виділяти пелітоморфні та тонкокristалічні агрегати. Переважно вони характеризуються різноманітним розміром і формою, у багатьох випадках наявна дуже тонка (ледь помітна) і дещо темніша навколишня облямівка пелітоморфного карбонату, часто дуже незвичні („візерунчасті“) обриси („катаграфі“), які не характерні для уламків або хомогенних стяжінь. У багатьох з них наявні заглибини на зовнішній оболонці, спостерігається розмитість контурів, імпрегнація згустків та грудок мікро-спаритовим доломітом. Розміри грудок переважно змінюються у межах 0,05-0,1 мм.

Серед інших компонентів породи в аксесорних кількостях присутні гідратизовані форми заліза, які майже повністю заміщують пірит, а також округлі гіпсо-ангідритові агрегатні



1-згустково-грудкуваті доломіти алевритові та алевроліти; 2-алевро-пісковики олігоміктові (доломіт-кварцові) з доломітовим цементом; 3-псеффо-псамо-алевроліти з доломітовим цементом; в колонці 11 синім кольором показано морфологію пустотного простору порід

**Рисунок 1 – Літолого-петрофізична неоднорідність нижньоперемських карбонатно-теригенних відкладів ДДЗ**

новоутворення, розміри яких співрозмірні з зернистими фрагментами. Просторове розташування виділених породних відмін зумовлює появу мікрошаруватості з елементами хвилястості або мікроплямистої текстур.

Об'ємне співвідношення вказаних породних відмін, товщини окремих шарів і прошарків, які вони утворюють, а також особливості текстури визначають мінливий характер розрізу і дають змогу розділити його на три частини: верхню, середню і нижню.

*Верхня частина розрізу* простежена в інтервалі 1859,0-1860,0 м (див. рис. 1). Породи характеризуються бурим – світло-бурим однорідним забарвленням. На поверхні керну подекуди з'являються червонувато-бурі плями розміром 2-3 мм, які свідчать про присутність вкраплень окислених залізистих мінералів. Зволожена поверхня зрізу вздовж осі керна виявляє ледь помітні ознаки шаруватості текстури у вигляді тонких (0,15-1,5 мм) смужок і зумовлена наявністю темно-сірих, сірих ниткоподібних шарів, в межах яких розмір уламкових зерен чергується від алевро-дрібнопсамітових до псефо-псамітових. Аналогічна картина простежена на поверхні відколу (перпендикулярно до осі керна).

Ця частина розрізу складена двома породними відмінами – *алевро-пісковиками олігоміктовими (доломіт-кварцовими)*, які переважають на початку вказаного інтервалу, зустрічаються всередині і майже зникають у нижній частині, утворюючи прошарки та лінзи незначної (декілька мм) товщини; друга породна відміна – *водоростеві згустково-грудкуваті доломіти*, кількість яких, відповідно, зростає від верху до низу інтервалу. Взаємопереходи між ними поступові.

Об'єм пустотного простору для описуваного інтервалу складає 12 % і представлений порами. Їхній розмір близький до розміру мінеральних компонентів і зазвичай не перевищує 0,1 мм. Більша їх частина зосереджена в алевро-пісковиках, приурочена до теригенних уламків і має двояке походження: за рахунок форми уламкових фрагментів – первинне, а також внаслідок часткового вилуговування цементу – вторинне. Характер контакту між зернами (точковий, лінійний) визначає форму (морфологію) порового простору, розмірність зерен – величину окремих пор. Зближення окремих пор передбачає наявність каналів сполучення між ними. У доломітовій породній відміні пори вторинні, вони характеризуються витягнуто-щільною формою, зумовлені процесами вилуговування частини цементу. Для більшості пор спостерігається тенденція до часткового заповнення тонкокристалічним доломітом внаслідок процесів рекристалізації.

Характер постседиментаційних перетворень визначається помітним розвитком процесів рекристалізації, результатом розвитку якої є поява дрібних кристалів доломіту на стінках пор, перехід певної частини пелітоморфного доломіту згустків та грудок у тонко- та мікрокристалічний стан і, як наслідок, часткове або

майже повне заростання окремих пор, обростання теригенних уламків тонко- і дрібнокристалічним агрегатом.

Отже, виявлені особливості будови розрізу (див. рис. 1) у згаданому інтервалі вказують на мінливий характер процесу діагенезу, зміну періодів гідродинамічної активності (накопичення алевро-псамітів) на періоди відносного спокою (утворення водоростевих доломітів).

*Середня частина розрізу* (див. рис. 1) поширюється від глибини 1860,0 м до 1864,0 м. Перехід від верхньої частини поступовий, фіксується зміною бурого кольору на сірий з різними відтінками. Означена частина розрізу утворена перешаруванням *водоростевих доломітів згустково-грудкуватих та алевро-піщаників олігоміктових (доломіт-кварцових)*, які кількісно суттєво поступаються першим. Породи характеризуються надзвичайною мінливістю різних типів деформаційно-шаруватих текстур. Зазвичай теригенна відміна забарвлена у різні відтінки бурого кольору, в ній інколи спостерігаємо дещо підвищений вміст псамітової фракції. Доломітова відміна за кольором більш різноманітна – сіра, світло-сіра, часто з густим зеленуватим, темно-сірим до синьоватого або чорного відтінками. Розташування шарів та прошарків відносно осі керна різною мірою нахилене, частіше під кутами 15-25°. Товщини плямисто-витягнутих шарів і прошарків змінюються від 3-5 мм до 2-4 см. Тріщин, розривів і зміщень шарів і прошарків один відносно одного не спостерігається, що засвідчує утворення *текстуороформуючих пластичних деформацій на стадіях седименто- та діагенезу, коли порода знаходилась ще в пластичному стані*. Контакти між породними відмінами трасуються кольором, в одних випадках вони доволі різкі, в інших – розмиті. Рудні мінерали чорного кольору утворюють розсіяні вкраплення або концентруються у вигляді агрегатних шаруватих скупчень. Інколи зустрічаються згустки несортованих псамо-псефітових уламків. Для водоростевих доломітів встановлені поодинокі рештки водоростей у вигляді хвилястих віялоподібних розгалужених ниткоподібних фрагментів темно-бурого кольору.

У водоростевій відміні пустотний простір первинний поровий, практично повністю заповнюється новоутвореними кристалами доломіту, його об'єм не більше 3%, зосереджений голловним чином у місцях підвищеного вмісту теригенного матеріалу.

*Нижня частина розрізу* простежена в інтервалі 1864,0-1867,0 м (див. рис. 1). У цьому інтервалі спостерігаємо поступове зростання об'єму теригенного матеріалу, з розрізу майже зникає згустково-грудкуватий алевритистий доломіт і з'являються *псефо-псамо-алевроліти*. У цій породній відміні практично відсутня макрошаруватість, текстура масивна, забарвлення від бурого до червонувато-бурого, присутні вуглеводні у вигляді темно-бурих жирних гідрофобних плям. Рудні мінерали утворюють лінзовидно-шаруваті скупчення вздовж нашарування товщиною більше, ніж 2,5 см.

Під мікроскопом спостерігається мікросхаруватість, яка утворена перешаруванням псефопсамо-алевроліту і незначних за товщиною шарів алевро-псамітів та доломітів. Закономірність у перешаруванні та зміні товщин прошарків відсутня, ступінь сортування теригенного матеріалу низька, різного ступеню окатаність теригенних уламків характерна для крупнопсамітової та псефітової фракції. Між породними відмінами переходи поступові. У теригенних відмінах чітко помітна уламкова природа доломітових зерен алевритової фракції.

Об'єм пустотного простору для цієї частини розрізу максимальний і досягає 13-16%. Максимальна кількість пустот зосереджена в межах поширення уламків псефопсамітової фракції.

Завершують розріз, починаючи з глибини 1866,5 м водоростеві доломіти згустково-грудкуваті алевритисті, масивні, темносірі, які простежені до глибини 1867 м.

#### **Вторинні (постседиментаційні) зміни карбонатно-теригенних порід**

Вторинні зміни досліджуваних порід проявилися досить різноманітно, хоча масштаби тих чи інших типів змін є суттєво різними. Найбільш поширеними є зміни, що пов'язані з перекристалізацією (рекристалізацією), меншою мірою з інфільтраційними процесами, які призвели до вилуговування та вторинного мінералоутворення. Перекристалізація відноситься до типу так званого фонового літогенезу або літогенезу занурення [1] і відбувалася на фоні зміни РТ-умов, які зростали в міру занурення осадової товщі. Особливістю цього типу літогенезу було ущільнення і літифікація осаду, а пелітоморфна карбонатна речовина зазнала перекристалізації до мікро- та тонкокристалічної розмірності.

До змін, які наклалися на фоновий літогенез відносяться вилуговування, сульфатизація та відкладання рудних мінералів.

#### **Петрофізичні властивості порід**

Абсолютна газопроникність порід коливається в діапазоні 0,001-55,6 мД, відкрита пористість – 6,2-21,1%. Вміст вільного карбонату змінюється від 19,5 до 72,5%, об'ємна глинистість – від 2,1 до 20,8% (пелітоморфна частина доломіту). За результатами проведених нами попередніх досліджень [2] не виявлено тісного кореляційного зв'язку між фільтраційними властивостями, глинистістю чи карбонатністю, хоча загалом спостерігається тенденція зменшення абсолютної газопроникності із підвищенням вмісту у розрізі глинистої і карбонатної складових (див. рис. 1).

Вміст залишкової води у породах тісно пов'язаний із структурою порового простору і змінюється від 23 до 95,3%. Критичне значення водонасичення, за якого нафта перебуває у породі у фазово нерухомому стані становить близько 55%. Тому за даними петрофізичних досліджень у розрізі виділено два інтервали залягання порід-колекторів – вище глибини 1860 м і

1864,6-1865,2 м (див. рис. 1). Для порівняння за даними ГДС у дослідженій частині розрізу виділено один перспективний об'єкт в інтервалі 1859-1865 м і рекомендовано до випробування пласт в інтервалі 1859-1864 м, а нижче глибини 1864 м нами додатково за даними петрофізичних досліджень виділено колектор.

В алевро-пісковиках (колекторах) на частку субкапілярних пор (радіусом менше 0,4-0,5 мкм) припадає 23-27%, тобто коефіцієнт нафтонасичення становитиме 73-77%. Капілярні (радіусом 0,4-0,7 мкм) і надкапілярні (радіусом 7-100 мкм) пори є нафтонасиченими (див. рис. 1). У водоростевих доломітах частка субкапілярних пор (заповнених залишковою водою) зростає до 82% і більше. На частку капілярних пор припадає до 18%, а надкапілярні – відсутні взагалі, що є прямим доказом відсутності у виділеному літоліті порід-колекторів, здатних вміщувати і віддавати вуглеводні.

#### **Аналіз отриманих результатів та їхнє наукове обґрунтування**

Вивчення теригенно-карбонатних порід свідчить про відсутність будь-яких ознак епігенетичного походження доломіту. Такими ознаками вважаються: відсутність домішок кальциту (за даними рентгеноструктурного аналізу), які могли б вказувати на процес доломітизації вапняків; відсутність ромбоєдричних кристалів доломіту; структурна однорідність карбонатної матриці в межах розрізу. Таким чином, доломіт, який є домінуючим компонентом усіх породних відмін вивченого розрізу можна вважати первинним або ранньодіагенетичними [3], який утворився у результаті безпосереднього осадження з розчину. Припущення щодо його протогенності, підтверджуються характерними ознаками доломітів цього генетичного типу, які наведені в класифікації С.Г. Вишнякова [4]: характерний бежевий, сірий з різними відтінками (синім, зеленим) колір; дрібна та середня шаруватість та мікросхаруватість; пелітоморфні, згустково-грудкуваті структури; неправильна багатокутна форма зерен.

Підтвердженням того, що доломіти утворились в результаті життєдіяльності нижчих рослин (водоростей) і бактерій є релікти водоростей, наявність згустків і грудок пелітоморфної карбонатної речовини у поєднанні з нерівномірною розкристалізацією, утворення доломітом цементуючого каркасу для уламків різного складу і походження, присутність теригенних частинок різної розмірності.

Аналогічної думки дотримується і Р. Рідінг [5], виділяючи серед строматолітів підгрупу прихованих мікробіальних карбонатів. До них він відносить утворення з мікритовою, згустковою, пеліодною або спаритовою мікроструктурами і відсутністю чітко виражених макроструктур. Описані породи, за даними авторів [6], характерні для фацій карбонатних літоралей, які зустрічаються в обстановках з перегрітими водами і різко відмінною від нормально-морської солоністю. Такі обстановки характеризуються надзвичайною нестабільністю умов і

режиму седиментації, що відображається, відповідно, у значній мінливості структурно-петрографічних форм водоростевих карбонатів.

Визначальним для такого типу карбонатного розрізу є базис хвилювального впливу, який визначає утворення карбонатних осадових з характерними хвилясто-шаруватими або однорідно-масивними текстурами, а також просторове положення у розрізі кількості уламків та їхню розмірність. Таким чином, карбонатні осади, які характеризуються ознаками механічного відкладання компонентів, формувались вище базису хвилювального впливу, у той час як інші водоростеві відміни – нижче від нього.

У карбонатних відкладах нами виявлено два типи уламкових зерен кварцу. Один з них, який присутній у незначній кількості і поширений у нижній частині розрізу, представлений різною мірою окатаними зернами кварцу крупно-псамітової – псефітової розмірності. Вони утворюють окремі прошарки або скупчення у водоростевому доломіті. На думку Дж.Л. Уілсона [7] такі уламки переносяться з прибережних дюн і пляжів у морське середовище. За рахунок стійкості до механічного і хімічного впливу, вони можуть поширюватись у середовищі карбонатонакопичення без помітних ознак перенесення або розчинення.

Іншим типом уламкових зерен карбонатних порід є практично неокатані або слабоокатані зерна кварцу і рідше плагіоклазу алевритової – дрібно-рідко-середньопсамітової розмірності. Цілковитим обгрунтованою є точка зору про еолову природу уламків [7], які найбільше поширені у відкладах припливно-відпливної зони, де вони характеризуються високим ступенем сортованості і часто є одним з основних компонентів карбонатних порід.

### **Висновки, перспективи подальших досліджень**

За результатами літолого-петрографічного вивчення керна матеріалу виділено три породні відміни, основним компонентом яких є карбонатний матеріал. Разом з тим, наявність таких породних відмін свідчить про мінливість фаціальних умов осадконакопичення. З точки зору загальних закономірностей карбонатонакопичення фаціальні умови відповідали перитидальним (сама верхня частина субліторалі, літоралі і супраліторалі) з помірним гідродинамічним режимом, який періодично порушувався штормами і припливно-відпливними течіями [3, 8]. У випадку більш активного гідродинамічного режиму формувались теригенні породні відміни. Отже, помірний гідродинамічний режим сприяв формуванню мікрітової мікрофітолітової відміни, а в періоди активізації хвилювальної діяльності, пов'язаної з припливно-відпливною діяльністю, яка підсилювалась у певні періоди штормовою діяльністю, відбувалась інтенсивна деструкція водоростевих утворень і формувались мікрофітолітові породні відміни теригенного характеру з прошарками псамо-псефітових відмін.

Однак, існує цікава точка зору, яка запропонована О.В. Япаскуртом [9] і ґрунтується як на відомих роботах [10, 11], так і на дослідженнях відкладів карбону центральної частини Східно-Європейської платформи, проведених під керівництвом Р.Ф. Геккера у 1977 році [9]. Після ретельного аналізу вказаних матеріалів О.В. Япаскурт приходиться до наступного висновку: накопичення доломітів могло відбуватися в умовах надзвичайно мілководного моря, в якому було багато мілин та островів, глибина протоку між якими складала від перших метрів до 10-25 м (аналогів подібних плоскостонних басейнів з такими величезними площами в наш час не існує), мало місце надзвичайно сильне випаровування, процеси доломітоутворення відповідали умовам обстановки себхи. Комплекс ознак, що дають змогу ідентифікувати викопні осади себхи, наступний: гетерогенні карбонатні осади з великою часткою пелітоморфного – тонко-дрібнозернистого лагунного осаду – доломіту, водоростевий генезис, присутність у породах сульфатів типу гіпс-ангідрит. Аналогічні осади ідентифіковані у відкладах верхнього девону і нижнього карбону Скелястих гір, Альберти, Саскачевану і Північної Дакоти.

Однак, остаточну відповідь на походження вивчених теригенно-карбонатних порід можуть дати подальші дослідження, які визначать масштаби поширення цих утворень і їхню фаціальну витриманість. Разом з тим, на основі наведених і опублікованих даних можна прогнозувати поширення карбонатних утворень такого типу на значних площах, коливання об'ємного співвідношення виділених відмін порід у розрізі, широкі варіації об'єму пустотного простору. Літолого-генетичні особливості повною мірою формують фільтраційну неоднорідність геологічного розрізу, а отже і виділення в ньому порід-колекторів. Все це у підсумку свідчить про актуальність і перспективи подальших досліджень у зв'язку з промисловою нафтогазоносністю карбонатних утворень Дніпровсько-Донецької западини.

### **Література**

- 1 Морозов В.П. Вторичные изменения карбонатовых нефтеносных известняков Волго-Уральской антеклизы / В.П. Морозов // Литосфера. – 2006. – № 3. – С. 141-148.
- 2 Петрофізичні та нафтовіддавальні особливості порід-колекторів нижньопермського віку Гнідинцівського нафтового родовища Дніпровсько-Донецької Западини / В.М. Владика, М.Ю. Нестеренко, Р.С. Балацький, О.В. Чебан // Вісник Харківського Національного університету ім. В.Н. Каразіна. Серія географія-географія-екологія. – 2012. – Вип. 37 (№ 1033). – С. 9-14.
- 3 Седиментология / Р. Градзинский, А. Костецкая, А. Радомский, Р. Унруг. – М.: Недра, 1980. – Пер. Изд. ПНР, 1976. – 640 с.

4 Вишняков С.Г. Генетические типы доломитовых пород северо-западной окраины Русской платформы / С.Г. Вишняков // Тр. ИГи АН СССР. – 1956. – Вып. 2. – С. 32-39.

5 Riding, R. Classification of microbial carbonates. In: R. Riding (ed.), Calcareous algae and stromatolites. – Springer-Verlag, Berlin, 1991. – P. 21-51.

6 Систематика и классификация осадочных пород и их аналогов / В.Н. Шванов, В.Т. Фролов, Э.И. Сергеева и др. – СПб.: Недра, 1998. – 352 с.

7 Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории / Дж. Л. Уилсон. – М.: Недра, 1980. – 463 с.

8 Рединг Х.Г. Обстановки осадконакопления и фации / Х.Г. Рединг – М.: Мир, 1990. – Т. 2. – 348 с.

9 Япаскурт О.В. Литология / О.В. Япаскурт. – М.: Издательский центр „Академия“, 2008. – 336 с.

10 Лидер М.Р. Седиментология. Процессы и продукты / М.Р. Лидер. – М.: Мир, 1986. – 439 с.

11 Махнач А. А. Стадиальный анализ литогенеза / А.А. Махнач. – Минск: БГУ, 2000. – 255 с.

*Стаття надійшла до редакційної колегії*

*04.11.13*

*Рекомендована до друку*

*професором **Маєвським Б.І.***

*(ІФНТУНГ, м. Івано-Франківськ)*

*д-ром геол.-мінерал. наук **Лур'є А.І.***

*(УкрНДІгаз ПАТ «Укргазвидобування», м. Київ)*