і вказує на батиальні глибини. Асоціація "вапнистий бентос" складена мілководним вапнистим бентосом (30-50 % форм) з родів *Cibicidoides, Gyroidinoides, Heterolepa* та планктоном і вказує на субліторальні глибини.

Комплекс планктон-домінантний (3) підрозділений на дві асоціації. Асоціація "планктон" (до 100 % планктонних форм) вказує на батиальні глибини. Асоціація "планктон-вапнистий бентос" складена планктоном (70-80 %) і характерним для батиалі бентосом з родів *Eponides, Nuttallides, Pleurostomella* та вказує на умови середньої-верхньої батиалі.

Спостережена залежність поширення комплексів і асоціацій від літофацій та вікового інтервалу. Зокрема, комплекс (1) є характерним для палеоцен-еоценового типового флішу і горизонтів строкатих аргілітів. Асоціація "вапнистий бентос" трапляється у середньому-верхньому еоцені. Комплекс (3) чітко відповідає мергелям, при цьому асоціація "планктон-вапнистий бентос" характеризує верхньометовську підсвіту (нижній-верхній еоцен) і регіонально поширені "глобігерінові мергелі", які завершують розріз еоцену в Карпатах. Отже, типовий фліш, складений турбідитами і подібними до них відкладами, що перешаровуються з некарбонатними (гемі) пелагітами, містить переважно глибоководні аглютиновані форамініфери, а мергелисті відклади містять планктонні і відносно мілководні вапнисті бентосні форамініфери.

Володимир ГНІДЕЦЬ, Костянтин ГРИГОРЧУК, Леся Кошіль, Мирослава ЯКОВЕНКО

ОБСТАНОВКИ ОСАДОНАГРОМАДЖЕННЯ БАЗАЛЬНИХ ВІДКЛАДІВ СЕРЕДНЬОГО ДЕВОНУ ПЕРЕДДОБРУДЗЬКОГО ПРОГИНУ

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, м. Львів,
e-mail: igggk@mail.lviv.ua

У девонський час Переддобрудзький прогин був розташований у приекваторіальній зоні і складав частину протоки, відокремлену від Палеотетису складчастими спорудами Понтид та Родоп.

Характер осадонагромадження раннього девону визначався передусім глобальними чинниками (низькі температури, домінування низхідних рухів). Це зумовило формування у Переддобрудзькому басейні переважно теригенно-глинистих нашарувань з локальним розвитком органогенних карбонатних утворень на конседиментаційних підняттях.

Потепління та висхідні рухи початку середнього девону спричинили зміну обстановок осадонагромадження у Переддобрудзькій водоймі. Остання в цей час являла собою мілководний засолонений шельф, який у крайовій частині був обмежений системою рифів.

Детальні седиментологічні дослідження проведені для відкладів ранньоейфельського віку. Характер літолого-фаціальної зональності базальної теригенно-карбонатної товщі та сульфатної пачки, яка її

перекриває, виявляє певну подібність поширення сульфатних та карбонатних порід, натомість – суттєву різницю теригенно-глинистих. Максимальний розвиток ангідритів спостерігається у південно-західній частині (Сариярсько-Жовтоярська зона), яка відрізняється також значним вмістом мергелів. Їхній локальний максимум виявлений у деяких свердловинах Східносаратської площі.

Поширення доломітів та вапняків характеризується наявністю двох ареалів їх підвищеної кількості (Східносаратська та Тузлівська структури). При цьому, якщо ділянки максимального вмісту вапняків для теригенно-карбонатної та сульфатної пачок практично збігаються, то для доломітів спостерігаються певні зміни. Так, у першому випадку високі значення параметру встановлені на Тузлівській та західній перикліналі Саратської структури; натомість у другому – на Жовтоярській та східній перикліналі Східносаратської структури.

Підвищений вміст теригенних утворень відмічено на південно-східному та, частково, західному схилах Східносаратської структури.

В основу седиментологічних реконструкцій покладені літолого-фаціальні побудови, особливості розвитку літмітів у розрізі, їх літологічна структура, петрографічні дані, з врахуванням результатів попередніх досліджень та відомих моделей шельфового сульфато-карбонатонагромадження.

У межах Переддобрудзької водойми виокремлені такі обстановки седиментації: супраліторaль, літораль, субліторaль (верхня, нижня), яким притаманні певні асоціації осадових утворень.

Фаціальна структура товщі є доволі неоднорідною, що відображає мінливість в часі умов осадонагромадження. Оскільки більша частина досліджених свердловин розташована в межах піднять та на їх схилах, то у розрізах діагностовано лише зони супраліторалі, літоралі та верхньої субліторалі. Зона супраліторальних фацій включає осади себх, лагун, засолонених прибережних рівнин. Відклади цих обстановок складені глинистими муловими доломітами, доломіто-ангідритами, ангідритами. Літоральна (припливно-відпливна) зона характеризується значним впливом короткочасних коливань рівня моря. Відклади зазвичай збагачені теригенно-глинистим матеріалом. Для утворень літоралі з активним гідродинамічним режимом характерні зернисті вапняки, доломіти, алевроліти, пісковики; з пасивним – мулові доломіти, аргіліти, мергелі. Субліторальні обстановки седиментації переважно характеризуються глибинами до 20-30 м.

Фаціальні побудови здійснені по 16 свердловинах, що лягло в основу седиментаційних реконструкцій При визначенні конкретної обстановки приймалося до уваги домінування у розрізі певної фації.

У цілому картина поширення фаціальних зон теригенно-карбонатної та сульфатної пачок доволі подібна. Під час нагромадження першої супраліторaль охоплювала Сариярсько-Жовтоярське та Саратсько-Балабанівське підняття. Ця область облямовувалася неширокими літоральною та далі верхньосубліторальною зонами. Основну частину западин займала нижня субліторaль.

Пізніше розширилися зони супраліторалі та літоралі. Прогнозується формування двох ділянок субліторальної седиментації.

Найбільший практичний інтерес становить верхня субліторалі, оскільки до неї, як відомо, тяжіють акумулятивні споруди біогерми, біостроми. Потужність цих утворень змінюється від перших метрів до 17-20 м. Картина їхнього розвитку з часом дещо змінилася. Втім вони успадковано розвивалися у районах св. Східносаратська-2, Саратська-6, Тузлівська-2.

Фаціальні моделі демонструють дискретний розвиток біостромових утворень, які представляють собою потенційні колектори вуглеводнів. Їх виклинювання фіксується на схилах та у склепінні Жовтоярської та Східносаратської структур, що дозволяє припускати неантиклінальну природу пасток вуглеводнів продуктивного горизонту Д $_{2\text{-}2}$. Вапняково-доломітові утворення максимально розвинені на південному та східному схилах Східносаратської структури, простягаючись через св. Саратска-6 – Східносаратські -2 – 4 – 3.

Костянтин ГРИГОРЧУК

ДИНАМІКА КАТАГЕНЕЗУ В КОНТЕКСТІ ФОРМУВАННЯ НАФТОГАЗОВИХ СИСТЕМ

Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України, м. Львів,
e-mail: igggk@mail.lviv.ua

Нафтогазова система як оціночна одиниця перспектив нафтогазоносності широко застосовується американськими та європейськими геологічними службами. Натомість вітчизняні дослідники розглядають переважно такі ієрархічні рівні як нафтогазоносний басейн та зона нафтогазонагромадження. Останні характеризують головно стратиграфічний та структурний аспекти. Натомість у нафтогазовій системі важливе місце займає просторово-віковий зв'язок генеруючих відкладів та процесів, необхідних для формування вуглеводневих скупчень.

Усе це відбувається на стадії катагенезу. Отже, визначення його динаміки є необхідним для з'ясування особливостей формування нафтогазових систем, зокрема в контексті проблеми сланцевого газу.

Практика нафтогазовидобувних робіт показала нерівномірний мозаїчний характер нагромадження вуглеводнів (ВВ) у «сланцевих» формаціях, що пов'язується з тріщинною природою резервуарів (Михайлов, Гладун, 2012; Montgomery et al, 2005; Gale, Reed, Holder, 2007;). Це притаманне в цілому істотно глинистим нафтогазоносним товщам (Клубова, 1988; Никульшин, 2007). Втім, дотепер не з'ясовані просторово-часові особливості розвитку продуктивних ділянок у нашаруваннях такого типу.

Ключовим моментом вирішення цього питання є врахування дискретності літогенетичних процесів, що зокрема відображене у флюїдодинамічній концепції катагенезу (Григорчук, 2012), яка обґрунтовує його циклічну природу, згідну з етапністю тектонічного режиму осадово-породного басейну. При цьому вирішальну роль у процесах генерації, міграції та акумуляції ВВ відіграє циклічна зміна пасивного та активного режимів ексфільтраційного катагенезу.