

ОРГАНОГЕННІ СПОРУДИ КАРБОНУ ДОНЕЦЬКОГО БАСЕЙНУ ТА ДЕЯКІ ОСОБЛИВОСТІ ЇХ ФОРМУВАННЯ

Описано різновікові органогенні споруди карбону Донецького басейну. Порівняно їх палеотектонічну позицію у Донецькому басейні та в деяких регіонах Європи і Північної Америки. Розглянуто дві основні моделі, які пояснюють виникнення та розвиток органогенних споруд у кам'яновугільному періоді.

Geological structure of different in the age Carboniferous buildups of the Donets Basin is studied. Their paleotectonic disposition in the Donets Basin is compared with some European and North American similar regions. Two general models of occurrence and development of the Carboniferous buildups are considered.

Постановка проблеми. Органогенні споруди карбону Дніпрово-Донецької западини (ДДЗ) взагалі та Донецького басейну (ДБ) зокрема викликають особливий інтерес у зв'язку з нафтогазоносністю. Проте, здебільшого такі споруди знаходяться на значних глибинах та їх дослідження ґрунтується переважно на сейсмогеологічних, промислово-геофізичних даних і незначній кількості ядерного матеріалу. Водночас, у межах відкритого ДБ, де відклади карбону виходять на поверхню, такі утворення доступні для безпосереднього детального вивчення у польових умовах. Упродовж 2003–2007 рр. автор досліджував різновікові органогенні споруди, що розташовані як у межах південних частин ДБ, так і на півночі (рис. 1). Частина досліджуваних споруд була відома раніше. В той же час вперше описано біогерми і біостроми, виявлені південніше м. Лутугине (балки Карагуз та Пашенна) та на північних околицях м. Кіровськ. Виконано порівняння органогенних споруд, що виходять на денну поверхню у межах ДБ та розкриті бурінням на його північних окраїнах і прилеглих частинах Східно-Європейської платформи (Старобільсько-Міллерівська монокліналь) та інших віддалених регіонів. Це дозволило виявити деякі закономірності процесів рифоутворення, які можуть мати велике значення у зв'язку з пошуками нафти і газу у межах північних окраїн ДБ.

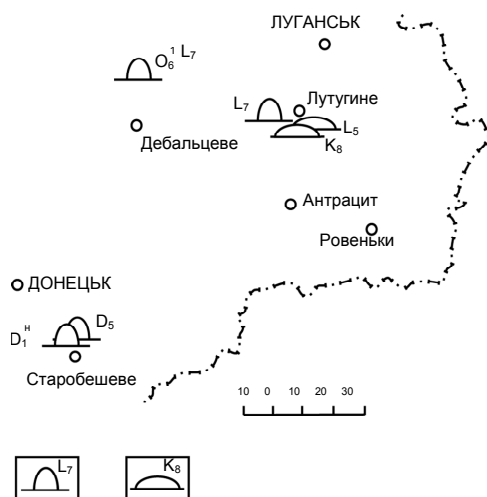


Рис. 1. Схема розміщення вивчених органогенних споруд:
1 – біогерми та індекси вапняків;
2 – біостроми та індекси вапняків

Результати досліджень. Органогенні споруди ДБ. Органогенні споруди нижнього карбону у відкритій частині ДБ виявлені у візейському та серпухівському ярусах. Турнейські та більша частина візейських відкладів – це практично суцільна п'ятисотметрова карбонатна товща шаруватих вапняків, що утворились в умовах карбонатної платформи (мокроволноваська серія). З верхів візе (грабівська світа) до покрівлі карбону розріз

представлений потужною циклічною вугленосною (паралічною) товщею, що сформувалась у результаті численних змін морських і континентальних умов.

У візейському ярусі південного Донбасу (район с. Стила) нами описано коралові біостроми, які утворені колоніальними гіллястими коралами *Siphonodendron junceum* (Fleming). Товщина біостромів перевищує 40 см, а довжина досягає декількох метрів. Органогенні споруди серпухівського ярусу виходять на поверхню на околицях смт. Старобешеве. Тут поблизу колишнього хут. Новолюбівка по правому березі р. Кальміус на бешевському пісковику залягає група зближених вапняків D_1^H . Серед них виділяються два найпотужніші: D_1^H і D_1^B , що розділені 10-метровою пачкою аргілітів. Товщина нижнього вапняку – 11,0 м, верхнього – 9,2 м. Вапняки органогенно-детритусові та біоморфні, насичені різноманітною фауною. Біоморфні різновиди нижнього вапняку утворюють ланцюги та окремі лінзи (біостроми) товщиною близько 0,7 м, що складені значними за розмірами колоніями ругоз родів *Lithostrotion*, *Siphonodendron*, *Aulina*. Колонії утворюють каркас, який містить також одиниці ругози та інші групи фауни – водорості, моховатки, форамініфери, брахіоподи, гастроподи, бівальвії та ін. Значна товщина вапняку D_1^H , багатство фауни та його структура засвідчують його рифогенну природу.

Стратиграфічно вище виділяється ще одна органогенна споруда верхньосерпухівського під'ярусу, яка вивчена по правому березі р. Кальміус на г. Запал-Тюбе. Це коралові вапняки D_5^A . Крім колоніальних та одиниць ругози породоутворювальними є також гідроїдні – строматопорідеї та хететиди родів *Kyklopora*, *Chaetetes* та ін. Часто трапляються також водорості, моховатки, брахіоподи та ін. Колонії ругоз і гідроїдних утворюють декілька окремих біостромів, нижня частина кожного з яких складена плоскими колоніями *Kyklopora* та *Chaetetiporella*, що змінюються сферичними колоніями *Chaetetes*, *Actinocyatus*, *Lonsdaleia*, *Aulina*, *Siphonodendron*, *Lithostrotion* у верхній частині, та засвідчують переривисте формування вапняків. Товщина органогенної споруди порівняно незначна – 1,75 м.

За прийнятою класифікацією описані верхньосерпухівські органогенні споруди можна розглядати як біогерми. В. Полякова [8] вважає їх береговими рифами. Подібні утворення відомі з верхнього візе (Varnantian) Бельгії [12]. Там описано біостроми, які складаються з двох коралових горизонтів, що утворені переважно колоніальними ругозами родів *Siphonodendron*, *Diphyphyllum*, *Lithostrotion* та залягають один на одному. Їх виникнення пояснюється двома фазами формування біострома. Перший горизонт утворився в результаті поглиблення басейну, другий – в результаті його обміління. Розділені горизонти біокластичними вапняками (вакстоун), що сформувались під час максимального заглиблення басейну за несприятливих для існування коралів умов.

Органогенні споруди середнього карбону у відкритому ДБ не описувались. У низах башкирського ярусу

(вапняки E_1 , E_2) в районі смт. Старобешеве трапляються коралові вапняки, що складені значними за розмірами колоніальними ругозами *Lytvophyllum*, табулятами *Multithesopora* і хететидами *Chaetetes* (*Boswellia*). Деякі з них можна розглядати як коралові біостроми. Під час польових досліджень відкладів середнього карбону у розрізі по балці Карагуз, що розміщений південніше м. Лутугіне у північних районах ДБ (див. рис. 1), автор звернув увагу на будову вапняку L_7 (московський ярус). Тут виділяється лінза органогенних вапняків потужністю 6 м і завдовжки 12–15 м (рис. 2). Центральна її частина складена вапняками масивними світло-сірими органогенно-детритовими з ходами мулоїдів, а верхня – кріноїдними вапняками з одиночними ругозами *Axolithophyllum*, *Yuanophylloides*, *Monophyllum* та табулятами *Cladochonus*. Локально поширену кріноїдну товщу (так звані *енкрініти*), що перекриває масивні вапняки, та асоціацію коралів, які вона містить, віднесено до рифового шлейфа. Неповдалі від охарактеризованого, в розрізі балки Пашенної (смт. Челюскінець), виявлено подібний біогерм, що має лінзоподібну форму, простежується на відстані декількох сотень метрів і має товщину близько 3 м. Ядро споруди складене світло-сірими масивними вапняками, що у верхній частині перекриваються кріноїдними. Близька за своєю будовою, проте значно більша за розмірами споруда, що також пов'язана з вапняком L_7 , виявлена на північній околиці м. Кіровськ (Луганська область). Поблизу терикону шахти 100 закинутим кар'єром розкриті біогермні вапняки, що перекриваються кріноїдним шаром. Товщина вапняків досягає 3 м. Лінзоподібне тіло біогерму простежується на відстані до 300 м.

І хоча не викликає сумніву те, що всі вказані лінзоподібні карбонатні тіла необхідно відносити до біогермів, природа біогермоутворювальних організмів остаточно не визначена. Ймовірно, що вони сформувались завдяки діяльності мікробів, як це зараз встановлено для органогенних споруд різних регіонів світу [5, 14, 15]. Вапняки, які складають виявлені біогерми, мають характерну текстуру. Вони пронизані циліндричними утвореннями різного діаметру, які можуть бути ходами мулоїдів. Саме завдяки діяльності цих організмів могла бути зруйнована первинна структура біогермів.

Поряд з описаними біогермами у розрізах по балках Карагуз та Пашенна відслонюються біоморфні здебільшого коралові вапняки K_8 та L_5 . Вони складені колоніальними ругозами родів *Petalaxis*, *Donophyllum* та хететидами і розглядаються як коралові біостроми, оскільки не зафіксовано суттєвих змін товщини цих пластів по простяганню.

Органогенну споруду верхнього карбону ДБ вперше описала Н. Василюк [2]. Ця споруда знаходиться у північній його частині на лівому березі р. Лугань на околицях смт. Калинове в районі яру Кам'яні Ворота. Водоростевий біогерм завтовшки до 5,2 м, має лінзоподібну форму. Він пов'язаний з вапняком O_6^1 . Це світло-сірі масивні біоморфні породи, які майже повністю складені водоростями. Зрідка зустрічаються гідроїдні, що віднесені до роду *Palaeoplysina* Krotov, 1888. Трапляються невеликі одиночі ругози родів *Amplexus*, *Sestrophyllum*.

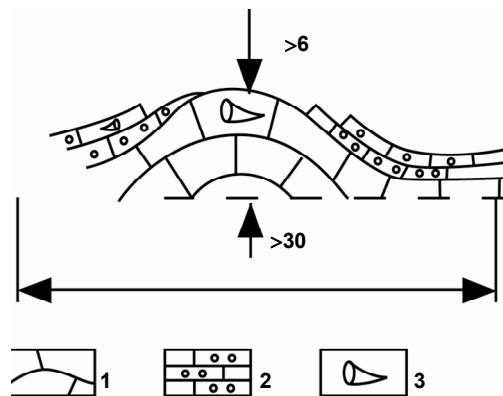


Рис. 2. Схема геологічної будови біогерму у московському ярусі (вапняк L_7). Балка Карагуз поблизу м. Лутугіне: 1 – біоморфні масивні вапняки; 2 – кріноїдні вапняки (енкрініти); 3 – корали

На східному продовженні виходів верхньокам'яновугільних відкладів у межах Ростовської області (Росія) подібний біогерм, пов'язаний з вапняком O_6 , розміщується на березі р. Біла Калитва (г. Караул) в місці впадіння цієї ріки у р. Сіверський Донець.

Органогенні споруди північних окраїн ДБ. Біоморфні (біогермні) вапняки карбону розкриті і буровими свердловинами у межах північних окраїн ДБ. Детальний їх характеристиці присвячена дуже велика кількість публікацій [6, 10, 11]. Карбонатні органогенні вапняки серпуховсько-нижньобашкирського віку розкриті на Сиротинській, Борівській, Капітанівській, Трьохізбенській, Лобачівській, Вільхівській, Муратівській та інших площах. Північніше, на території Росії у районі Міллерово, у нижньобашкирських відкладах (світи C_1^5 – C_2^2) виявлені субширотні валоподібні карбонатні тіла завдовжки до 300 км, завширшки 6–8 км і товщиною до 100 м, що віднесені до рифогенних утворень. З органогенних вапняків отримано припливи вуглеводнів на Путилинській, Львівській, Теплій, Чабанівській та інших структурах. Нещодавніми сейсмічними дослідженнями у межах Краснодеркульської площі встановлений субширотний вапняковий вал потужністю 150–250 м, завширшки 2,5–5,0 км і завдовжки (на захід від кордону з Росією) до 30 км [10]. За результатами інтерпретації сейсмічних матеріалів, значний розвиток органогенних споруд у цьому районі пов'язується із зоною стрімкого зменшення вугленосності відкладів. Оскільки цей вал, за результатами геологічної інтерпретації даних сейсморозвідки, відокремлений від розташованої північніше карбонатної платформи вузьким глибоким синклінальним прогином, то він інтерпретується як крайовий бар'єрний риф і розглядається як новий пошуковий об'єкт. Зауважимо проте, що подібні об'єкти у межах цього ж району розглядалися як перспективні понад три десятиліття тому [6].

Органогенні споруди інших регіонів. Органогенні споруди карбону відомі також в Передуральському крайовому прогині та Прикаспійській западині. Однак їх геологічна будова та структурна позиція принципово відрізняються від вивчених у ДБ та його північних окраїнах.

Так, у межах Прикаспійської западини з органогенними спорудами карбону та нижньої пермі (підсольовий комплекс) пов'язана переважна більшість нафтогазових родовищ. Серед них – Астраханське, Жанажольське, Уріхтау та ін [4, 5]. Головні нафтогазоносні комплекси у цьому регіоні – візейсько-башкирський та московсько-верхньокарбонівий. Рифогенні вапняки вказаних вікових інтервалів утворюють зміщені один відносно іншого у плані уступи, які розглядаються як бар'єрні рифи, що розташовуються у крайових частинах палеошельфів. У

центрі Прикаспійської западини одновікові відклади складені малопотужними (декілька десятків метрів) глибоководними глинисто-карбонатними породами. Серед порід внутрішніх частин Прикаспійської западини, що сформувались унаслідок некомпенсованого прогинання, в межах палеопідняття також утворювались окремі рифові масиви (внутрішньобасейнові рифи). Відзначимо, що загальною передумовою росту рифів було саме некомпенсоване прогинання.

У Приураллі виникнення великих органогенних споруд тісно пов'язане з формуванням Передуральського крайового прогину, що розпочалося на початку пізнього карбону і тривало у ранньопермську епоху [9]. Виявлено декілька різновікових субмеридіональних ланцюгів бар'єрних рифів, що простежуються уздовж східної країни Східно-Європейської платформи у зоні її зчленування з Передуральським передовим прогином. Найдавніший з них має пізньокарбонівий вік. Він розташований найсхідніше від інших, що сформувались пізніше. За даними буріння у південній частині зони виявлено органогенні споруди цього віку на Кізенбулатівській, Воскресенській і Табінській площах. Одна з них (Воскресенський риф) виходить на поверхню. Північніше, у межах Пермського Приуралля відомо понад десять рифів і біогермів пізньокарбонівий вік. Частина з них детально вивчена (Плакунський риф, Усть-Койвинські

біогерми). Крім моховаток та водоростей значну роль у будові цих споруд відіграють також палеоаплізини.

Однак, серед пізньокам'яновугільних споруд найбільш вивченим є Воскресенський риф, що розміщується на території Республіки Башкортостан поблизу м. Табінськ. Риф вивчали багато дослідників, у тому числі автор. Споруда була об'єктом міжнародних геологічних експедицій. На відміну від органогенних споруд відкритого ДБ, це типовий риф, що виходить на поверхню у вигляді видовженого пагорба заввишки близько 80 м, завдовжки 2,0 км і завширшки 200 м. Риф складений суцільною товщею біоморфних вапняків. Його каркас побудований переважно моховатками та водоростями. Крім того, вивчено також фауну брахіопод, коралів, пелеципод та інших груп фауни. Споруда супроводжується кріноїдним шлейфом з брахіоподами, коралами, трилобітами (рис. 3). За мікрофауністичними даними, товща складена здебільшого відкладами верхнього карбону – касимівськими (зони C_3^a і C_3^b) і гжельськими (C_3^c і C_3^d). Кріноїдний шлейф у відслоненій частині датується верхами карбону (зона C_3^e) або ж має пермський (асельський ярус) вік. За даними буріння, у контурах рифу потужність біоморфних вапняків досягає 100 м [3]. Кріноїдні асельські вапняки перекриваються чорними алевролітами та кременистими вапняками, що перешаровуються. Вони віднесені до нижньої пермі.

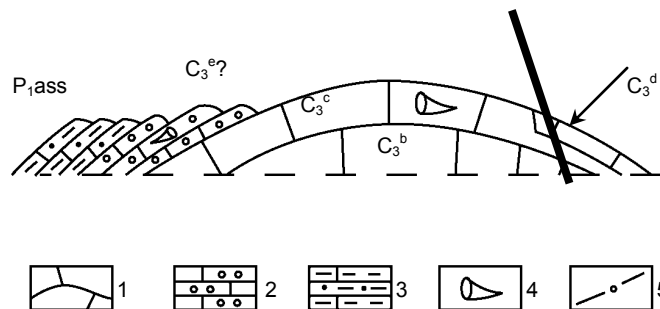


Рис. 3. Схема геологічної будови рифу Воскресенка (верхній карбон і нижня перм). Республіка Башкортостан поблизу м. Табінськ: 1 – біоморфні вапняки; 2 – кріноїдні вапняки (енкрініти); 3 – теригенні породи; 4 – корали; 5 – розлом

Західніше Воскресенського рифу виділяються ланцюги ранньопермських рифів (Ішимбайсько-Дуванські, Ураківські, Тулумбасівські, Актастинські, Саргинські, Силвенські та ін). Їх зміщення пояснюється поступовою міграцією західного борту Передуральського прогину на захід, у бік Східно-Європейської платформи. Як і для Прикаспійської западини, для Передуральського прогину встановлено, що потужні вапняки карбонатної платформи у зоні розвитку рифів змінюються малопотужними кременистоглинистими відкладами некомпенсованого прогину.

Обговорення результатів. Порівняння вивчених органогенних споруд ДБ та його північних окраїн з рифами Прикаспійської западини та Передуральського прогину показують, що вони формувались у різних палеотектонічних умовах, а тому їх сучасна геологічна структура має значні відмінності.

Рифоутворення у Прикаспії та Приураллі пов'язане відповідно з формуванням Прикаспійської западини та Передуральського передового прогину. Воно зосереджувалося на межі карбонатних платформ і некомпенсованих прогинів різної геотектонічної природи. При цьому стійке некомпенсоване прогинання було однією з головних передумов росту рифових масивів. Великі органогенні споруди виникали також і у внутрішніх частинах

западин у межах палеопідняття. У цілому рифоутворення тут легко пояснюється класичною моделлю [12].

Очевидно, що таку ж модель можна застосувати для пояснення рифоутворення в ДБ та ДДЗ в турнейський і візейський віки, коли існувала диференціація на фації карбонатної платформи та депресійні. Зона їх зчленування була найсприятливішою для формування органогенних споруд. Хоча у межах відкритого ДБ на поверхню виходять лише фації шельфу, серед яких виявлені невеликі коралові біостроми, а відклади центральної частини, де можуть розміщуватись великі органогенні споруди, не розкриті, наявність останніх у межах ДДЗ підтримується більшістю дослідників [1, 7]. Подібну палеоструктурну позицію займають і органогенні споруди верхнього візе (Cracoean buildups) Північної Англії [15]. Це банки і рифи, які розміщуються на межі шельфових карбонатних фацій, з одного боку, та фацій рифового схилу і підніжжя, включаючи олістостроми – з іншого. Дуже ймовірна наявність органогенних турнейсько-візейських споруд і у межах Донбасу. Поряд з цим зовсім інакше розташовуються органогенні споруди верхів візе–середнього і верхнього карбону ДБ та його північних окраїн. Тут карбонатна товща цього віку (Старобільсько-Міллерівська монокліналь) межує з потужною вугленосною товщею, що продовжується як на півден-

ний схід, так і на північний захід. Зрозуміло, що умови формування цієї товщі суттєво відрізнялись від глибоководних утворень центральної частини Прикаспійської западини та приосової – Передуральського прогину, де карбонатна платформа межувала з глибоководними некомпенсованими морськими басейнами. Циклічна ж паралічна товща ДБ та ДДЗ формувалась в умовах періодичної і, що важливо, часті зміни умов осадоногомадження від мілководно-морських до узбережних та озерно-болотних. Незалежно від причин циклічності, зрозуміло, що глибокий прогин, який формувался у цей час у межах ДБ та ДДЗ, був переважно компенсованим. Свідченням цьому крім фаціальної характеристики порід може бути аналіз потужностей стратиграфічних підрозділів. Так, наприклад, якщо потужність верхньосерпуківського та нижньобашкирського під'ярусів (без вознесенського горизонту) досягає у ДБ відповідно 660 та 1300 м, то потужність одновікових відкладів на південному крилі Воронежської антеклізи не перевищує 60 та 110 м, тобто на порядок менша. Така сама картина спостерігається і для верхів візе та низів серпуківського ярусу.

Вивчені органогенні споруди ДБ пов'язані з карбонатними шарами, що залягають серед теригенно-вугленосних порід верхнього серпухова, московського

ярусу та верхнього карбону. Це переважно малопотужні біогерми, що мають лінзоподібну форму. Їх можна віднести до берегових рифів або ж до біогермів і біостромів, що виникали на мілководді. При цьому потужні та великі за розмірами органогенні споруди не могли формуватись, оскільки процес рифоутворення переривався періодичними регресіями. Вочевидь, подібні умови існували і на межі з карбонатною платформою. Тут рифоутворення також періодично переривалося під впливом тих самих причин. Проте, перебуваючи під контролем системи крайових розломів (Північно-Донецького, Красноріцького та ін.), воно могло відновлюватись на тих же місцях, де і раніше, з початком нових трансгресій. Таким чином могли формуватись так звані *біоритми* (рис. 4), які складаються з окремих біогермів і біостромів значної сумарної потужності біоморфних вапняків. На думку автора, це найімовірніший тип органогенних споруд у межах північних окраїн ДБ для відрізу часу, протягом якого формувались вугленосні відклади в його центральній частині, а отже тут марно сподіватися на виявлення великих рифових масивів, аналогічних відомим у межах Прикаспійської западини та Передуральського прогину.



Рис. 4. Гіпотетичні моделі формування різних типів органогенних споруд:

а – Прикаспійська западина (візе-рання перм), Передуральський прогин (пізній карбон-рання перм), Доно-Дніпровський прогин (турнейський і візейський віки);

б – Доно-Дніпровський прогин (серпухов, середній та пізній карбон):

1 – шельфові шаруваті вапняки; 2 – біоморфні масивні вапняки; 3 – глинисті породи некомпенсованих прогинів; 4 – цикліти (ритмічне перешарування вапняків, уламкових порід та вугільних пластів)

Це підтверджується не тільки порівнянням ДБ зі Східно-Європейською платформою, а й з віддаленими від неї геологічними структурами, де розміщуються паралічні товщі. Інформація про деякі з них наводиться у широко відомій праці Д. Уїлсона [12]. Це цикліти формації Йорідейл (Північна Англія, Велика Британія) та пенсільванські циклотеми Мідконтиненту (США). Формація Йорідейл складена циклітами, в основі яких знаходяться вапняки, що послідовно змінюються чорними глинами та алевролітами, сірими алевролітами, косшаруватими пісковиками. Завершує цикл "підстилаюча земля" (seat earth), ґрунт з коріннями рослин чи вугілля. Серед вапняків часті біокластити, що складені дрібними уламками (вакстоун та пакстоун) коралів, брахіопод, моховаток, водоростей, онкоїдів. Трапляються енкритити та невеликі полігенні ізольовані "рифів". Пенсільванські та Вулфемпські шельфові циклотеми Мідконтиненту та Скелястих гір складаються з шельфових або узбережних пісковиків, чорних глин і вапняків. Останні містять мікритові (муліст) куполи і водоростеві пластини (вакстоун), що утворюють лінзи серед шаруватих вапняків. Отже, великих органогенних споруд карбону у зв'язку з циклічними товщами і у межах цих двох добре вивчених регіонів також не виявлено.

Висновки. Проведені дослідження рифогенних споруд карбону ДБ, його північних окраїн та порівняння їх з органогенними спорудами ДДЗ, Прикаспійської западини, Передуральського прогину, а також відомими у Бельгії, Великій Британії, США та інших районах світу, свідчать про наступне:

1. У межах усіх регіонів має місце широкий розвиток органогенних споруд, особливо турнейсько-візейського, серпуховсько-башкирського та московсько-верхньокрбонного віку. Основними каркасоутворювальними організмами у ранньому та середньому карбоні були моховатки, водорості, колоніальні ругози, табуляти та гідроїдні – строматопороїдеї і хететиди. У пізньому карбоні важливу роль відігравали палеоаплізини.

2. Механізм рифоутворення, на думку автора, може пояснюватись двома основними моделями. Перша модель (класична) передбачає існування карбонатної платформи і суміжних некомпенсованих прогинів (западин), що одночасно розвиваються. Великі органогенні споруди (рифів) виникають у смузі зчленування цих палеоструктур. Тривале занурення дна прогинів, що не компенсується осадами, забезпечує постійний практично безперервний ріст рифів. Таку модель можна застосувати для пояснення процесів формування турнейсько-візейських споруд ДДЗ, візейсько-башкирських і мос-

ковсько-пізньокарбонів рифів Прикаспійської западини, пізньокарбонів-ранньопермських рифів Передуральського крайового прогину.

3. Друга модель трактує виникнення органогенних споруд у зоні зчленування карбонатної платформи і паралічних басейнів. Унаслідок компенсації занурень піщано-глинистими осадами процес карбонатування періодично переривався, відновлюючись з початком нової трансгресії. Органогенні споруди відносяться переважно до біогермів, що виникали як на межі карбонатного шельфу і паралічного басейну, так і у межах палеопідняття шельфу та басейну. Згідно з другою моделлю, товщина окремих органогенних споруд не могла досягати значних величин: у межах шельфових зон – через помірні швидкості занурення, у паралічних басейнах – у зв'язку з частими змінами обстановок осадонагромадження. Проте у перехідних зонах могли виникати біоритміти значної сумарної товщини.

4. Біогерми та біостроми ДБ можна розглядати як індикатори найсприятливіших періодів рифоутворення у ДБ та прилеглих територіях Східно-Європейської платформи у карбоні. До таких вікових інтервалів належать – пізньосерпуховський, ранньомосковський часи та пізньокарбонів епоха. З них два перші (поряд з турнейсько-візейським) становлять найбільший інтерес з погляду нафтогазоносності північних окраїн ДБ. Ранньомосковський інтервал біогермоутворення встановлено для ДБ вперше.

5. Подальші дослідження карбонатних утворень, особливо за матеріалами буріння нових свердловин, дадуть змогу розв'язувати складні питання геологічної будови, генезису та нафтогазоносності органогенних споруд на північних окраїнах ДБ.

1. Вакарчук С.Г. Будова та перспективи нафтогазоносності органогенних споруд нижнього карбону Дніпровсько-Донецької западини // Мінеральні ресурси України. – 2003. – № 2. – С. 22–27. 2. Василюк Н.П. Про знахідку палеоаплітин у Донецькому басейні // Викопні фауна і флора УРСР: Республ. міжвідом. зб. – К., 1974. – Вип. 2. – С. 66–68. 3. Загороднюк П.А. Литолого-фаціальна характеристика рифа Воскресенка (верхній карбон, Южний Урал) // Матеріали по геології, гидрогеології, геохімії та геофізиці України і РСФСР: Сб. науч. тр. – К., 1977. – Вип. 13. – С. 19–24. 4. Кузнецов В.Г. Палеозойское карбонатонакопление в Прикаспийской впадине и ее обрамлении // Литология и полезные ископаемые. – 1998. – № 5. – С. 494–503. 5. Кузнецов В.Г., Антошкина А.И. Поздневизейско-серпуховский этап палеозойского рифообразования // Стратиграфия, геологическая корреляция. – 2005. – Т. 13. – № 4. – С. 61–77. 6. Лукин А.Е., Палий А.М., Демьянчук В.Г. и др. Каменноугольные рифовые комплексы северных окраин Донецкого бассейна и перспективы их нефтегазоносности // Сов. геология. – 1979. – № 1. – С. 28–38. 7. Мачуліна С.О. Рифогенний пояс Дніпровсько-Донецької западини та перспективи його нафтогазоносності // Нафтова і газова промисловість. – 1996. – № 3. – С. 11–14. 8. Полякова В.Е. Береговые рифы верхнесерпуховского подъяруса Донецкого бассейна // Фанерозойские рифы и кораллы СССР: Тр. V Всесоюз. симп. по кораллам и рифам, Душанбе, 1–8 июня 1983 года. – М., 1986. – С. 174–179. 9. Рифы Урало-Поволжья, их роль в размещении залежей нефти и газа и методика поисков / Под ред. М.Ф. Мирчинка. – М., 1974. 10. Савицкий В.И. Крайові бар'єрні карбонатні споруди Північного Донбасу – новий перспективний об'єкт пошукових робіт на нафту і газ на невеликих глибинах // Мінеральні ресурси України. – 2001. – № 4. – С. 9–10. 11. Самарская Е.В., Кельбас Б.И., Ершова Т.В. и др. О позднесерпуховском барьерном рифе северных окраин Донбасса // Методы поисков и разведки погребенных рифов. – М., 1983. – С. 124–128. 12. Уилсон Дж. Л. Карбонатные фауны в геологической истории. – М., 1980. 13. Aretz M. The Upper Viséan coral horizons of Royseux – the development of unusual facies in Belgian Early Carboniferous // Bull. Thoku University Museum. – 2001. – No 1. – P. 86–95. 14. Aretz M., Webb G. E. Western European and eastern Australian Mississippian shallow water reefs: a comparison // Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy, Amsterdam, 2007. – P. 433–442. 15. Mandy D.J.C. Microbialite-sponge-bryozoan-coral framestones in Lower Carboniferous (late Viséan) buildups of Northern England (UK). Pangea: Global environments and resources // Canadian Society of Petroleum Geologists. – 1994. – Memoir 17. – P. 713–729.

Надійшла до редколегії 27.09.07

УДК 551.311.235.2

О. Іванік, канд. геол. наук, доц.

ГОЛОВНІ ОСОБЛИВОСТІ ВЗАЄМОЗАЛЕЖНОСТЕЙ ФАКТОРІВ ФОРМУВАННЯ СЕЛЕВИХ ПОТОКІВ У МЕЖАХ БАСЕЙНУ Р. АБРАНКА

Визначено та проаналізовано фактори формування селевих потоків у межах басейну річки Абранка Воловецького району Закарпатської області, визначено головні параметри селевого процесу та критичні значення їх силового впливу на інженерні споруди. Підтверджено доцільність використання отриманих даних у розрахунково-аналітичному модулі по кількісній оцінці впливу селевих потоків на функціонування природно-техногенних систем.

Factors of the mud flow formation of Abranka river basin (Volovetskiy region of Zakarpatskaya area) have been determined and analyzed. The main parameters of mud flow process and their critical values have been defined on the base of influence on engineering installations. This data can be used in the calculation-analytical module of the assessment of the mud flow influence on the nature-technical systems.

Вступ. Територія України відзначається значною ландшафтно-орографічною диференціацією та наявністю регіонів з різною геологічною будовою, що обумовлює суттєву різницю в інтенсивності та екстенсивності прояву ряду небезпечних геологічних процесів, що здійснюють негативний вплив на функціонування природно-техногенних систем. Серед них найкатастрофічнішими є сейсмічні процеси, гравітаційні, водно-гравітаційні явища та процеси комбінованого характеру. Найбільший розвиток вони отримують у регіонах із розчленованим рельєфом та передусім у гірських районах. Так, за даними МНС впродовж 2006 року в Україні виникло 137 надзвичайних ситуацій природного характеру. Серед них переважний розвиток та катастрофічний вплив мали гідрометеорологічні явища та процеси, що зумовили ускладнення в роботі енергетичної галузі, порушення умов життєдіяльності населення, ускладнення в агропромисловому комплексі, підтоплення та пошкодження приватних житлових будинків (зокрема, у Закарпатській області у червні сталося підтоплення 108

житлових будинків). Значний розвиток отримали і власне небезпечні геологічні процеси, активізувалися зсувні явища, що зумовили 12 надзвичайних ситуацій. Сума збитків, завданих зсувами об'єктам господарювання впродовж 2006 року, склала понад 40 млн гривень.

Одним із екзогенних геологічних процесів, що здійснюють негативний вплив на функціонування природно-техногенних систем, є селеві потоки, що мають переважний розвиток у гірських районах та характеризуються особливими гідрометеорологічними умовами виникнення. Аналіз останніх досліджень та публікацій, а також проведення експедиційних робіт у Воловецькому районі Закарпатської області підтверджує істотний вплив селевих потоків на руйнування населених пунктів, сільськогосподарських об'єктів, залізниць, автошляхів тощо, що призводить до значних економічних збитків [1, 2, 3]. У зв'язку з цим, необхідним є визначення комплексу факторів формування селевих потоків, проведення розрахунків їх впливу на різні інженерні споруди та здійснення прогнозних досліджень для попередження мож-