

ОСОБЛИВОСТІ КАТАГЕНЕЗУ ВІДКЛАДІВ НИЖНЬОДЕВОНСЬКОЇ КОНТИНЕНТАЛЬНОЇ ЧЕРВОНОКОЛІРНО-ТЕРИГЕННОЇ ФОРМАЦІЇ ЛЬВІВСЬКОГО ПАЛЕОЗОЙСЬКОГО ПРОГИНУ

FEATURES OF THE DEPOSITS OF THE LOWER DEVONIAN RED-COLOUR-TERRIGENIOS FORMATION OF THE LVIV PALEOZOIC DEPRESSION

Г. С. Компанець, М. С. Ковальчук
Galyna S. Kompanets, Myron S. Kovalchuk

Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, 55b O. Honchara str., Kyiv, Ukraine, 01601
(kms1964@ukr.net)

Відклади нижньодевонської континентальної червоноколірно-теригенної формації дністровської серії Львівського палеозойського прогину сформувалися в алювіальній фаціальній обстановці переважно в окиснювальному середовищі (мають червоноколірне забарвлення), а деяка частина — у відновному (забарвлення відкладів сіроколірне). У процесі формування та існування осадові утворення нижньодевонської континентальної червоноколірно-теригенної формації пройшли ряд послідовних стадій літогенезу: седименто-, діа- і катагенез та зазнали значного впливу процесів оглеєння на стадії діагенезу. Авторами досліджено катагенетичні перетворення пісковиків, алевролітів, аргілітів, порід змішаного складу різної фаціальної належності (руслові, пристрежневі і заплавні фаціальні обстановки) з урахуванням геохімічних (як окиснювальних, так і відновних) умов формування. Встановлено високий ступінь катагенетичних перетворень (до стадії пізнього катагенезу) порід. З'ясовано, що характер та інтенсивність катагенетичних перетворень не лише різних петротипів, але й однотипних порід різної фаціальної належності суттєво відрізняються, навіть якщо вони знаходяться на одному стратиграфічному рівні. Встановлено, що ступінь катагенетичних перетворень відкладів залежить від їх структурно-текстурних особливостей, речовинного складу та фаціальної належності.

Ключові слова: Львівський палеозойський прогин, нижній девон, червоноколірно-теригенна формація, катагенез.

Sediments of the Lower Devonian continental red-terrigenous formation of the Dniester series of the Lviv Paleozoic trough were formed in the alluvial facies environment mainly in the oxidizing medium (they have a red color), and some of them are in the restorative (gray color of the sediments). In the process of formation and existence, sedimentary formations of the Lower Devonian continental red-terrigenous formation underwent a number of successive stages of lithogenesis: sedimentary, diagenesis and catagenesis and were significantly influenced by glazing processes at the stage of diagenesis. The authors investigated the catagenetic transformations of sandstones, siltstones, argillites, rocks of mixed composition of different facies (channel, riparian and floodplain facies conditions) taking into account geochemical (both oxidative and reductive) conditions of formation. A high degree of catagenetic transformations (up to the stage of late catagenesis) of rocks has been established. It was found that the nature and intensity of catagenetic transformations not only of different petrotypes, but also of the same type of rocks of different facial affiliation differ significantly, even if they are at the same stratigraphic level. It is established that the degree of catagenetic transformations of sediments depends on their structural and textural features, material composition and facial affiliation.

Keywords: Lviv Paleozoic depression, Lower Devonian, red-terrigenous formation, catagenesis.

ВСТУП

Відклади нижньодевонської червоноколірно-теригенної формації вивівають компенсаційний пришовний Боянецький прогин, закладання якого пов'язане з орогенною стадією розвитку галіцид, що збігається з пізньокаледонською фазою орогенезу і формувалися в значній по площі алювіальній рівнині, де локальні фаціальні обстановки седиментації (русла річок, заплави, озера-старики)

постійно змінювалися в часі і просторі (характерно для палеоландшафту рівнинної річкової системи, яка мігрує латерально, і супутнього комплексу численних застійних озер-стариків) (Геотектоника..., 1990).

Ця структура, що створена в результаті відмирання системи перикратонних занурень, одночасно стала зародком нового тектонічного режиму — режиму розрізнених шовних прогинів,

Цитування: Компанець Г.С., Ковальчук М.С. Особливості катагенезу відкладів нижньодевонської континентальної червоноколірно-теригенної формації Львівського палеозойського прогину. Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України. 2021. Том 14, вип. 1. С. 129–136. <https://doi.org/10.30836/igs.2522-9753.2021.228614>.

Citation: Kompanets G.S., Kovalchuk M.S., 2021. Features of the deposits of the Lower Devonian red-colour-terrigenios formation of the Lviv paleozoic depression. Collection of scientific works of the Institute of Geological Sciences NAS of Ukraine. Vol. 14, iss. 1. Pp. 129–136. <https://doi.org/10.30836/igs.2522-9753.2021.228614>.

який переважав на південно-західній окраїні Волино-Азовської плити в середньому-пізньому девоні та карбоні. Це спричинило утворення на місці Боянецького прогину Львівського палеозойського прогину, який «поглинув» перший. У результаті сформувався нижній поверх Львівського прогину, складений нижньодевонською червоноколірно-теригенною формацією (дністровська серія).

Наприкінці раннього девону територія поширення відкладів червоноколірно-теригенної формації в результаті значного підняття (так завершився каледонський етап тектонічного розвитку цієї території) стала областю денудації, що являла собою, вірогідно, низький слаборозчленований суходіл (Геотектоника..., 1990). Лише в середньому девоні (середина ейфелю) відбулася зміна тектонічного режиму — розпочався герцинський етап тектонічного розвитку Волино-Поділля. Це обумовило перебудову структурного плану Львівського прогину та виникнення різних палеографічних умов седиментогенезу. Зоною максимальних компенсованих прогинань середньодевонської епохи була західна та південно-західна частини прогину, а висхідних рухів — прилегла з північного сходу частина Українського щита і Волинське підняття на заході. Такий тектонічний режим зберігався до пізнього фамену (пізній девон). Сформована в прогині в цей проміжок часу потужна (до 1100 м) лагунно-морська евапорито-карбонатна формація, ймовірно, повсюдно перекривала нижньодевонські відклади (навіть у подільській частині регіону є відслонення середньодевонських порід — долина р. Золота Липа). Нижньодевонська товща регіональною стратиграфічною перервою різко відмежована від середньодевонської (Дригант, 2010). З кінця пізнього фамену (а можливо, і в турне) територія Волино-Поділля і, відповідно, Львівського палеозойського прогину являла собою денудований суходіл. Новий седиментаційний цикл у прогині розпочався лише з середини візейського віку. У віковому діапазоні візейський, серпуховський віки раннього карбону — башкирський вік середнього карбону у Львівському прогині сформувалася потужна (до 1250 м) вугленосна формація. Особливості будови формації, її потужності, породний і фаціальний склад, вугленосність вказують, що сучасна територія її поширення є лише не великою, вцілілою від розмивання, частиною значної області поширення вугленосних відкладів (Геотектоника..., 1990). З кінця башкирського віку загальне підняття Волино-Поділля привело до перерви в осадоагромадженні і до розмивання

як вугленосних, так і середньо-верхньодевонських та нижньодевонських відкладів на її території. Такий тектонічний режим зберігався до юрського періоду. В юрі і крейді на Волино-Поділлі і суміжному Передкарпатті сформувалися теригенно-карбонатні (юра — нижня крейда) і карбонатні (крейда) формації. Наприкінці маастрихту крейдове море покинуло територію південно-західної частини окраїни Східноєвропейської платформи, і породи крейди почали руйнуватися. Трансгресія моря на територію Волино-Поділля розпочалася в палеоценову епоху. У палеогеновий період сформувалася морська теригенна формація, а в неогеновий — евапорито-теригенно-карбонатна. Осадоагромадження перервалося в ранньому пліоцені, і вся територія стала суходолом.

Таким чином, відклади нижньодевонського осадово-породного басейну тривалий час перебували під навантаженням осадових товщ, що сформувалися на герцинському та альпійському етапах розвитку Волино-Поділля. Тиск, обумовлений навантаженням цих товщ, що перекривають червоноколірно-теригенні відклади, став основним чинником катагенетичних перетворень зазначених відкладів.

МАТЕРІАЛИ ТА МЕТОДИ ДОСЛІДЖЕННЯ

В основу статті покладено результати досліджень речовинного складу, структурно-текстурних особливостей порід червоноколірно-теригенної формації з використанням фаціального, літофаціального, мінералого-петрографічного, хімічного, рентгеноструктурного, електронно-мікроскопічного аналізів. Зразки були відібрані з відслонень біля сіл Іване-Золоте, Городниця, Устечко, Нагоряни, Садки, Михальче та ін., а також зі св. 68, 24 (Добруджа). Загалом досліджено 100 зразків.

АНАЛІЗ ОСТАННІХ ДОСЛІДЖЕНЬ І ПУБЛІКАЦІЙ

Речовинний склад утворень дністровської серії у різні часи досліджувався Є. К. Лазаренком, Г. М. Бровковим, К. Є. Гуревичем, Є. О. Зав'яловою, О. В. Хижняковим, В. В. Нарбутасом, Л. І. Константином, Д. П. Хрущовим, Г. С. Компанець, І. С. Дзюбою, М. С. Ковальчуком. Останні десятиліття пріоритет у дослідженні формаційної одиниці належить авторам статті. Зокрема, Г. С. Компанець із співавторами (Компанець, Ковальчук, 1999, 2014; Компанець, Ковальчук, Шестаков, 2016, 2018) було виконано таке: уточнено фаціальні умови формування формації; досліджено речовинний склад відкладів різного

типу, що утворилися в результаті ущільнення та цементації осадового матеріалу, який відкладався в різних фаціальних зонах дністровського палеобасейну — руслах річок, заплавах, озерах-стариках алювіальної рівнини з урахуванням геохімічних (як окиснювальних, так і відновних) умов середовищ; визначено вміст хімічних елементів у породах різного типу та фаціальної належності з урахуванням фізико-хімічних особливостей формування цих порід і процесів оглеєння, що впливали на них; встановлено основні закономірності розподілу та накопичення деяких хімічних елементів (у тому числі міді) у відкладах формації; виявлено чинники, які суттєво впливали на ці процеси; оцінено міри зв'язку міді з іншими елементами і простежено тенденції їх змін у різних генетичних типах порід формації; встановлено провідну роль відновного сірководневого бар'єру в концентрації міді та її елементів-супутників та ін.

Серед актуальних невіршених є питання відзеркалення процесів катагенезу у речовинному складі і структурних особливостях порід формації.

Мета публікації — висвітлення результатів дослідження катагенетичних перетворень пісковиків, алевролітів, аргілітів, порід змішаного складу червоноколірно-теригенної формації Львівського палеозойського прогину, різної фаціальної належності з урахуванням геохімічних (окиснювальних і відновних) умов формування.

РЕЗУЛЬТАТИ ДОСЛІДЖЕНЬ

Відклади формації формувалися переважно в окиснювальному середовищі (мають червоноколірне забарвлення), а деяка частина — у відновному (забарвлення відкладів сіроколірне), зазнали значного впливу процесів оглеєння на стадії діагенезу (Шумлянський, Сергеев, Сушук, 1984). У процесі формування та існування осадові утворення нижньодевонської континентальної червоноколірно-теригенної формації дністровської серії Львівського палеозойського прогину пройшли ряд послідовних стадій літогенезу: седименто-, діа- і катагенез. Авторами статті досліджувалися катагенетичні перетворення відкладів червоноколірно-теригенної формації різного типу, різної фаціальної належності з урахуванням геохімічних (як окиснювальних, так і відновних) умов формування.

Утворення руслової фації складають лише 10% обсягу формації. У них виокремлено відклади пристрижневої частини русел — пісковики (100%), зрідка гравеліти, прирусової відмілини русел —

пісковики (до 90%), породи змішаного складу (до 5%), аргіліти (до 5%). Фації заплав досягають близько 30% обсягу формації. Тут виокремлено відклади прирусових валів — пісковики (100%), прирічкової зони заплав — пісковики, алевроліти, породи змішаного складу та аргіліти, внутрішньої зони заплав — алевроліти, породи змішаного складу, аргіліти, спорадично пісковики. Відклади озер-стариків домінують у розрізі дністровської серії і складають близько 60% її обсягу. Це переважно алевроліти; в нижній частині розрізу цих фацій зрідка наявні прошарки пісковиків і порід змішаного складу.

Пристрижневі пісковики (Компанець, Ковальчук, 1999) сіроколірні, іноді оглеєні, добре відсортовані, структура псамітова, середньозерниста, зрідка крупнозерниста. Теригенна частина порід складає близько 95% їх обсягу і представлена в основному кварцом (до 98% обсягу теригенної частини), наявні поодинокі зерна мусковіту, кислих плагіоклазів, мікрокліну, біотиту, хлориту, акцесорних мінералів (турмалін, циркон, рутил, анатаз, монацит, сфен, магнетит, лейкоксен, гранати, амфіболи, піроксени) та рідкісні уламки аргілітів, кварцитів, слюдисто-кварцових сланців, ефузивів. Цемент полімінеральний і складає до 5% обсягу цих порід.

При дослідженні й оцінці катагенетичних перетворень уламкових, головним чином піщаних порід, разом з визначенням мінерального складу теригенної частини та її обсягу досліджувалися специфічні контакти між уламковими зернами. Перетворення уламкових порід на стадії катагенезу супроводжувалося збільшенням щільності і, відповідно, зміною пористості порід, виникненням структур, які характеризуються максимальним зближенням поверхонь уламкових зерен у результаті розчинення цих зерен під тиском (конформні, інкорпораційні, мікростилолітові).

У пристрижневих пісковиках найбільше поширені конформні структури. Характерним для цих структур є те, що форма кожного із уламків зерен (переважно кварцових) пристосовується до форми сусідніх: опуклій формі одного зерна відповідає увігнутість іншого, що межує з ним. У результаті в пісковиках виникли агрегати уламкових зерен кварцу, що щільно прилягають один до одного (характерна безцементна цементация) по хвилястій контактній поверхні, яка виникає при розчиненні периферійних частин уламків, що контактують. Відповідно форма і розмір уламків зерен у цих катагенетично перетворених

відкладах відрізняються від форми і розміру, які притаманні незмінним осадовим породам (увігнуто-опуклі поверхні контактів властиві перетвореним відкладам).

Процеси розчинення під тиском уламкових зерен кварцу супроводжувалися і регенерацією деяких із них. Показником цього є наявність у пристрижневих пісковиках аутигенного кварцу. Це передусім аутигенний кварц, який виповнює простір між уламками зерен кварцу (вторинний кварцовий цемент) та утворює мозаїчно-бластичні агрегати, що складаються із зерен неправильної, дещо подовженої форми. Ймовірно, цей новоутворений кварц утворився в стиснутих умовах. Процеси регенерації уламкових зерен кварцу у цих відкладах дуже обмежені. Лише на деяких із сторін поодиноких уламків наростають облямівки, внутрішній контур яких доволі чітко окреслюється найтоншими включеннями, зовнішній зазвичай досить неправильний, звивистий. Там, де уламки зерен кварцу щільно прилягають один до одного, облямівки відсутні, тобто вони можуть утворюватися лише за умов вільного росту.

При регенерації уламків кварцових зерен встановлена тенденція до їх подовження, а також до добре вираженого добудування (рідкісно) цих уламків до кристалічних форм (у такому випадку контакти між уламками лінійні).

Інкорпораційні структури виникали тоді, коли суміжні уламки зерен у породі мали різну стійкість до розчинення під впливом тиску. При цьому більш стійке до розчинення зерно доволі глибоко проникало в зерно, що легше розчиняється. У пісковиках ці структури часто виникають між зернами кварцу. Це обумовлено тим, що ступінь розчинення того або іншого зерна кварцу залежить від ступеня розчинення різних кристалографічних граней, за якими зерна стикаються (Копелиович, 1965). Зрідка зерна кварцу проникають в уламкові зерна плагіоклазу, а акцесорних мінералів — у кварцові зерна. Загалом інкорпораційні структури, на відміну від конформних, мають у пристрижневих пісковиках обмежений розвиток.

У цих відкладах наявні (доволі рідкісні) мікростилітові структури. Уламки зерен, а це переважно зерна кварцу, зближені за мікростилітовими швами («горбочки», «язики полум'я», «тонкі зуби пилки»). Взаємне проникнення цих уламків зерен, подібна форма і близькі розміри мікростилітів у них вказують на майже однакову їх розчинність (Копелиович, 1965).

Для плагіоклазів характерна полісинтетична двійникова структура. Двійникові шви часто нечіткі, розмиті, іноді дещо зміщені (свідчить про механічну деформацію уламків зерен плагіоклазу). У рідкісних зернах мікрокліну двійникова структура (решітка) також дещо розмита. Контакти зерен плагіоклазу і мікрокліну з уламками зерен кварцу переважно конформні, лише інколи корпоративні.

Уламковий мусковіт (лейсти) має яскраве інтерференційне забарвлення, чіткі контури і, як правило, заміщується гідролуодюю. Рідкісні листочки біотиту і хлориту знебарвлені.

Пристрижневі пісковики вміщують мінімальну кількість цементуючої речовини (до 5% їх обсягу), яка поширена фрагментарно. Проміжки між агрегатами зерен кварцу, де останні цементуються шляхом вкорінення одних зерен в інші (цементация без цементу), виповнені глинистою речовиною (хлорито-гідролуодистою), карбонатами та вторинним кварцом з бластовою структурою. Між деякими уламками зерен кварцу наявний кварцово-регенеративний цемент. Зрідка навколо зерен кварцу утворюються тонкі облямівки гідролуоди.

Цементуюча речовина кородує уламкові зерна з різною інтенсивністю. При цьому кальцит заміщує не лише уламкові зерна мінералів (зрідка майже повністю — серед карбонатної маси наявні релікти кварцу), а й хлорито-гідролуодисті агрегати, лейсти мусковіту.

У пісковиках аутигенний кальцит утворювався, вірогідно, із бікарбонатних вод, які формувалися у верхніх горизонтах у результаті інтенсивних катагенетичних перетворень відкладів середньо-верхньодевонської лагунно-морської евапорито-карбонатної формації. Це супроводжувалося розчиненням вапняків, які, ймовірно, і відіграли певну роль у збагаченні підземних вод карбонатами.

Пісковики прируслових відмілин русел здебільшого червоноколірні, поширення сіроколірних, зеленувато-сірих різновидів більш обмежене, часто строкаті — оглеєні, середньовідсортовані, структура алеврито-псамітова, середньодрібнозернисті, дрібнозернисті. За співвідношенням псамітових (> 60% обсягу порід), алевритових (до 30%) і пелітових (< 10%) частин — це алевритові пісковики.

Мінеральний склад пісковиків цього фаціального типу суттєво не відрізняється від мінерального складу пристрижневих пісковиків. У цих відкладах

більший вміст цементуючої маси (до 15% обсягу породи) та дещо інший її мінеральний склад.

У пісковиках прируслових відмілин русел дуже поширені конформні, інкорпораційні та мікростилолітові структури. Зерна кварцу утворюють агрегати, які щільно прилягають один до одного (цементация без цементу). Двійникові структури в поодиноких зернах плагіоклазу і мікрокліну часто розмиті. Уламковий мусковіт заміщується, іноді повністю, гідрослюдою. Цемент у породах розподілений фрагментарно: в сіроколірних різновидах хлорито-гідрослюдистий (переважно), кварцовий та карбонатний; в червоноколірних — здебільшого залізисто-хлорито-гідрослюдистий. Часто зерна кварцу розмежовані тонкою плівкою гідрослюд, можливо з хлоритом. Теригенні мінерали кородовані цементом з різною інтенсивністю, особливо активно вони заміщуються карбонатами — в деяких випадках залишаються лише релікти уламків.

Пісковики прируслових валів заплав червоноколірні (переважно), сіроколірні, строкаті (оглеєні); сортування уламків зерен мінералів у них дещо гірше, ніж у пісковиках прируслових відмілин; структура алевритово-псамітова, дрібнозерниста. У пісковиках цього фаціального типу наявний такий же комплекс мінералів, що і в руслових. При цьому дещо збільшується вміст цементуючої маси (до 20% обсягу породи).

Пісковики як прирічкової, так і внутрішньої зон заплав червоноколірні (здебільшого), сіроколірні, часто строкаті (оглеєні), відсортовані дещо гірше, ніж пісковики прируслових валів. Мінеральний склад цих відкладів ідентичний мінеральному складу описаних вище пісковиків, змінюється лише кількісне співвідношення вмісту уламкової і цементуючої маси: вміст цементу коливається від 20 до 40% обсягу породи.

Речовинний склад пісковиків озер-стариків, що зрідка присутні в розрізі цієї фації, суттєво не відрізняється від речовинного складу пісковиків заплав. У пісковиках заплав і озер-стариків частина зерен кварцу утворює агрегати, де контакти між ними конформні, зрідка інкорпораційні, мікростилолітові, лінійні. Але найчастіше ці зерна роз'єднані цементуючою речовиною, яка виповнює проміжки між ними. Дуже часто навколо зерен кварцу наявні тонкі облямівки гідрослюди, можливо з хлоритом. Ці породи з більш значним вмістом мусковіту (до 5%). Лейсти мусковіту тонкі, видовжені й орієнтовані, заміщуються гідрослюдою, іноді повністю.

Цемент розподілений більш рівномірно, переважно залізисто-хлорито-гідрослюдистий, кварцовий — присутній зрідка, карбонатний — практично відсутній. Цементуюча речовина кородує уламкові зерна мінералів з різною інтенсивністю.

Породи змішаного складу різної фаціальної належності погано відсортовані, мають деякі відмінності в гранулометричному складі; в них присутній той же комплекс мінералів, що і в пісковиках. Уламки зерен мінералів в основному роз'єднані. Проміжки між ними виповнені хлорито-гідрослюдистим або залізисто-хлорито-гідрослюдистим цементом. Між деякими зернами, які щільно прилягають один до одного, контакти конформні. Цементуюча речовина рівномірно розподілена, кородує і заміщує уламки зерен кварцу та інших мінералів. Зерна кварцу при цьому набувають форму, яка притаманна не обкатаним первинним зернам (з гострими кутами).

Заплавні алевроліти — глинисто-піщанисті, а озер-стариків — піщано-глинисті. Породи середньовідсортовані, крупно-середньозернисті, дрібнозернисті. Мінеральний склад алевролітів дещо відрізняється від мінерального складу пісковиків і порід змішаного складу: в них наявний більш високий вміст слюд та польових шпатів. Цемент становить 15–40% обсягу цих відкладів. Як і в породах змішаного складу, проміжки між більшою частиною уламків зерен мінералів виповнені залізисто-хлорито-гідрослюдистим (в червоноколірних різновидах, що переважають) та хлорито-гідрослюдистим (у сіроколірних) цементом. Окремі зерна, що зближені між собою, мають конформні контакти. Цементуюча речовина заміщує уламки зерен з різною інтенсивністю.

Руслові та заплавні аргіліти добре відсортовані (пелітові фракції складають 88–93% обсягу порід). Ступінь дисперсності останніх більш високий, ніж руслових. Загалом мінеральний склад аргілітів ідентичний мінеральному складу уламкових порід. Карбонати у них відсутні. У червоноколірних аргілітах основна речовина складена гідроксидами заліза, хлоритом, гідрослюдами; у сіроколірних — хлоритом, гідрослюдами. Дрібні уламки мінералів (в основному кварцу) практично «занурені» в основну масу і мають форму не обкатаних первинних уламків зерен (з гострими кутами), яку набули внаслідок їх заміщення основною речовиною.

Дослідженнями (Г. С. Компанець, І. С. Дзюба) з'ясовано, що глиниста фракція (< 0,001 мм) відкладів червоноколірно-теригенної формації представлена мінералами групи гідрослюд (60–80%

обсягу фракції) та хлоритів (20–40%), які виникли в результаті глибоких катагенетичних перетворень тонкоуламкового матеріалу, пелітових продуктів, що виповнювали проміжки між первинними уламками зерен мінералів і частково внаслідок перетворення останніх.

У породах формації поширені діоктаедричні гідрослюди, про що свідчить величина співвідношення інтенсивності першого та другого базальних рефлексів: 2,5–3,0. Порооди різних типів та різної фаціальної належності вміщують гідрослюди, які відрізняються за ступенем кристалічності. Наприклад, гідрослюди глинистої фракції, яка виокремлена з пісковиків руслових фацій, мають низьку інтенсивність рефлексів, ширшу основу дифрактометричних кривих. Простежується певна асиметричність дифрактометричних піків та відхилення в бік малих кутів. Гідрослюди з утворень заплав та озер-стариків мають чіткі сильні рефлекси при 1,0; 0,5 та 0,33 нм. Різний ступінь кристалічності гідрослюд відкладів русел, з одного боку, та заплав і озер-стариків — з іншого, пов'язаний із впливом хімічно активних вод та особливостями їхньої фільтрації через породи різного петрографічного складу на стадії катагенезу.

Глинисті мінерали групи хлоритів наявні в глинистій фракції порід червоноколірно-теригенної формації постійно. Головна їхня особливість — знижена інтенсивність відображень другого базального рефлексу (при 0,7 нм). Співвідношення 001/002 та 001/004 базальних рефлексів деяких хлоритових мінералів відрізняються від подібних співвідношень типових магнезіальних та залістих хлоритів. Ймовірно, у цих відкладах поряд із триоктаедричними хлоритами є ді- або дітриоктаедричні різновиди. Хоча Al-хлорити є порівняно рідкісними мінералами, вони часто присутні в червоноколірних товщах в асоціації з гематитом. При цьому хлорити руйнуються вже в верхніх зонах профілю кір вивітрювання і значна їх частина в осадових породах утворюється в результаті катагенетичного мінералоутворення (Котельников, Конюхов, 1986).

Результати хімічного аналізу глинистої фракції відкладів формації підтверджують хлорито-гідрослюдистий склад глинистого матеріалу, який визначено рентгеноструктурними дослідженнями. Встановлено значний вміст K_2O (до 6,88%), MgO (5,2%) та оксидних форм заліза (11,30%). Вміст інших породотвірних оксидів коливається в таких межах (у %): SiO_2 — 43,60–68,80; TiO_2 — 0,37–1,07; Al_2O_3 — 14,40–25,40; Na_2O — 0,1–1,10.

За допомогою електронно-мікроскопічних досліджень з'ясовано, що зерна мінералів групи гідрослюд мають неправильну ізометричну і пластинчасту форму різного ступеня досконалості.

На підставі результатів дослідження дисперсності глинистих мінералів порід формації встановлено значну однорідність аутигенного глинистого матеріалу. Питома поверхня (відношення поверхні S заданого тіла до об'єму V , який воно займає) у середньому становить $50 \text{ м}^2/\text{г}$, коливаючись у межах $55\text{--}65 \text{ м}^2/\text{г}$. Ці значення не виявляють будь-якої тенденції до збільшення або зменшення залежно від петрографічного та фаціального типів порід.

ВИСНОВКИ

Результати досліджень катагенетичних перетворень відкладів нижньодевонської континентальної червоноколірно-теригенної формації свідчать про високий ступінь цих перетворень (до стадії пізнього катагенезу). Характер та інтенсивність катагенетичних перетворень не лише різних петротипів, але й однотипних порід різної фаціальної належності суттєво відрізняються, навіть якщо вони знаходяться на одному стратиграфічному рівні. Пісковики (як пристрижневі, так і прируслових відмілин русел) перетворені найбільш інтенсивно. Ці породи характеризуються широким розвитком структур розчинення під тиском (в основному конформних, наявні також корпорацийні та мікростилолітові структури); також присутні бластичні структури (у результаті розчинення уламкових зерен кварцу, регенерації цих уламків, кристалізації із розчинів утворюються мозаїчно-бластичні кварцові агрегати, що цементують уламкові зерна) та відбуваються процеси регенерації. Інтенсивні перетворення пісковиків цих генетичних типів обумовлені передусім тим, що вони вміщують мінімальну кількість цементуючої речовини (до 15% обсягу порід), а також мають більший розмір зерен (середньозернисті та дрібно-середньозернисті), ніж пісковики заплав та озер-стариків (дрібнозернисті). Як відомо (Копелиович, 1965), розподіл напруги у відкладах, яка виникає під тиском розміщених вище товщ, залежить від кількісного співвідношення уламкових зерен і цементу в них. На швидкість та інтенсивність перетворень впливає також розмір зерен (Копелиович, 1965).

У пісковиках заплав та озер-стариків, породах змішаного складу та алевролітах різної фаціальної належності інтенсивність катагенетичних пере-

творень зменшується, що пов'язано передусім з підвищенням вмістом цементуючої речовини (від 15 до 40% обсягу порід) та зменшенням розмірів уламків зерен мінералів у них. У цих відкладах процеси розчинення уламків зерен мінералів та перекристалізація під тиском мають значно менший розвиток, ніж у руслових пісковиках.

Кальцит розвивається на завершальному етапі катагенетичних перетворень лише в руслових піщаних відкладах. Він виповнює проміжки між уламками зерен мінералів, кородує, а іноді

заміщує їх повністю; кальцит заміщує не лише уламкові зерна, а й аутигенні утворення: хлорит, гідрослюди, вторинний кварц. Цей мінерал, безперечно, відкладався із розчинів.

У глинистих породах (аргілітах) виокремити окремі етапи перетворень неможливо. Глинисті продукти (хлорито-гідрослюди) кородують з різною інтенсивністю уламкові зерна мінералів. Процеси регенерації в глинистих відкладах відсутні, карбонатні виділення не встановлені.

REFERENCES

- Geotectonics of Volyn-Podolia, 1990. Chebanenko I.I. (Ed.). Kyiv, Naukova dumka. 244 p. (In Russian).
- Drygant D.M., 1984. Correlation and conodonts of the Silurian Lower Devonian deposits of Volyn-Podolia. Naukova Dumka, 191 p. (In Russian).
- Drygant D.M., 2010. Devonian conodonts of the south-western outskirts of the Eastern European platform (Volyn-Podillya, Ukraine). *Academperiodyka*, 156 p. (In Ukrainian).
- Kompanets G.S., Kovalchuk M.S., 1999. Lithology and copper-bearing deposits of the Dniester series of the Lower Devonian of the Lviv Paleozoic Depression. Collection of scientific works of the Institute of Basic Research. Kyiv, pp. 83–94. (In Ukrainian).
- Kompanets G.S., Kovalchuk M.S., 2014. The material composition of sediments of the Lower Devonian red-terrigenous formation of Volyn-Podillya. Collection of scientific works of the Institute of geological science NAS of Ukraine, Volume 7. Pp. 28–34. (In Ukrainian). DOI: <https://doi.org/10.30836/igs.2522-9753.2014.146836>
- Kompanets G.S., Kovalchuk M.S., Shestakov O. Yu., 2016. Geochemical aspects of distribution and concentration of copper and its satellite elements in the sediments of the Lower Devonian continental red-terrigenous formation of the Lviv Paleozoic Depression. *Exploration and Environmental Geochemistry*. No1 (17). Pp. 30–40. (In Ukrainian).
- Kompanets G.S., Kovalchuk M.S., Shestakov O. Yu., 2018. Geochemical characteristics of sediments of the Lower Devonian red-terrigenous terrigenous formation of the Lviv Paleozoic depression. *Exploration and Environmental Geochemistry*. No1 (19). Pp. 9–16. (In Ukrainian).
- Kopeliovich A.V., 1965. Epigenesis of ancient strata of the south-west of the Russian platform. M.: Nauka, 312 p. (In Russian).
- Kotelnikov D.D., Konyukhov A.I., 1986. Clay minerals of sedimentary rocks. Moscow: Nedra, 247 p. (In Russian).
- Shumlyansky V.A., Sergeev I.P., Suschuk E.G., 1984. Diagenetic accumulation of copper in the red beds of the Lower Devonian Transnistria. Composition, origin and location of sedimentary rocks and ores. Kyiv, Naukova Dumka, pp. 149–156. (In Russian).
- Геотектоника Вольно-Подолії. отв. ред. И. И. Чебаненко. К.: Наук. думка, 1990. 244 с.
- Дрыгант Д. М. Корреляция и конодонты силурийских – нижнедевонских отложений Вольно-Подолії. К.: Наукова думка, 1984. 191 с.
- Дригант Д. М. Девонські конодонти південно-західної окраїни Східноєвропейської платформи (Волино-Поділля, Україна). К.: Академперіодика, 2010. 156 с.
- Компанець Г. С., Ковальчук М. С. Літологія і міденосність відкладів дністровської серії нижнього девону Львівського палеозойського прогину. *Збірник наукових праць Інституту фундаментальних досліджень*. Київ, 1999. С. 83–94.
- Компанець Г. С., Ковальчук М. С. Речовинний склад відкладів нижньодевонської червоноколірно-теригенної формації Волино-Поділля. *Збірник наукових праць Інституту геологічних наук НАН України*, 2014. том 7. С. 28–34.
- Компанець Г. С., Ковальчук М. С., Шестаков О. Ю. Геохімічні аспекти розподілу і концентрації міді та її елементів-супутників у відкладах нижньодевонської континентальної червоноколірно-теригенної формації Львівського палеозойського прогину. *Пошукова та екологічна геохімія*. 2016. No1 (17). С. 30–40.
- Компанець Г. С., Ковальчук М. С., Шестаков О. Ю. Геохімічна характеристика відкладів нижньодевонської червоноколірно-теригенної формації Львівського палеозойського прогину. *Пошукова та екологічна геохімія*. 2018. No1 (19). С. 9–16.
- Копелиович А. В. Эпигенез древних толщ юго-запада Русской платформы. М.: Наука, 1965. 312 с.
- Котельников Д. Д., Конюхов А. И. Глинистые минералы осадочных пород. Москва: Недра, 1986. 247 с.
- Шумлянський В. А. Сергеев И. П., Сушук Е. Г. О диagenетическом накоплении меди в красноцветных отложениях нижнего девона Приднестровья. Состав, происхождение и размещение осадочных пород и руд. Київ: Наукова думка, 1984. С. 149–156.

Manuscript received December 29, 2020;
revision accepted April 2, 2021.

Інститут геологічних наук НАН України,
Київ, Україна

ОСОБЕННОСТИ КАТАГЕНЕЗА ОТЛОЖЕНИЙ НИЖНЕДЕВОНСКОЙ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ КРАСНОЦВЕТНО-ТЕРРИГЕННОЙ ФОРМАЦИИ ЛЬВОВСКОГО ПАЛЕОЗОЙСКОГО ПРОГИБА

Г. С. Компанец, М. С. Ковальчук

Институт геологических наук НАН Украины, Киев, Украина (kms1964@ukr.net)

Отложения нижнедевонской континентальной красноцветно-терригенной формации днестровской серии Львовского палеозойского прогиба сформировались в алювиальной фациальной обстановке преимущественно в окислительной среде (имеют красноцветную окраску), а некоторая часть — в восстановительной (окраска отложений сероцветная). В процессе формирования и существования осадочные образования нижнедевонской континентальной красноцветно-терригенной формации прошли ряд последовательных стадий литогенеза: седименто-, диа- и катагенез и испытали значительное влияние процессов оглеения на стадии диагенеза. Авторами исследовано катагенетические преобразования песчаников, алевролитов, аргиллитов, пород смешанного состава различной фациальной принадлежности (русловые, пристрежневые и пойменные фациальные обстановки) с учетом геохимических (как окислительных, так и восстановительных) условий формирования. Установлено высокую степень катагенетичних преобразований (до стадии позднего катагенеза) пород. Установлено, что характер и интенсивность катагенетичних преобразований не только различных петротипов, но и однотипных пород различной фациальной принадлежности существенно отличаются, даже если они находятся на одном стратиграфическом уровне. Установлено, что степень катагенетичних преобразований отложений зависит от их структурно-текстурных особенностей, вещественного состава и фациальной принадлежности.

Ключевые слова: Львовский палеозойский прогиб, нижний девон, красноцветно-терригенная формация, катагенез.