

УДК 552.5:551.762:3 (477.8)

**Марта Мороз**

*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України,  
вул. Наукова, 3а, Львів, Україна, 79060,  
martamgv69@gmail.com*

## **ПІСЛЯСЕДИМЕНТАЦІЙНІ ЗМІНИ ВЕРХНЬОЮРСЬКИХ КАРБОНАТНИХ ПОРІД ЗОВНІШНЬОЇ ЗОНИ ПЕРЕДКАРПАТСЬКОГО ПРОГИНУ В КОНТЕКСТІ ЇХНЬОЇ НАФТОГАЗОНОСНОСТІ**

На підставі мікроскопічного вивчення верхньоюрських карбонатних порід Зовнішньої зони Передкарпатського прогину визначено їхні діагенетичні та катагенетичні зміни. З'ясовано, що структурно процеси діагенезу виявились у перекристалізації, грануляції й цементації, мінералогічно – у перетворенні первинно арагонітових і магнезійно-кальцитових скелетних решток організмів у кальцитові, а також у процесах доломітизації, озацінення і скремениння. До аутигенних новоутворень стадії діагенезу належать глауконіт і пірит. Катагенетичні перетворення порід виявились у розчиненні решток організмів, зерен карбонатного цементу та пізній цементації пор і мікротріщин. Зміни карбонатних порід пов'язані, головню, з привнесенням (сульфатизація, целестинізація) чи винесенням (доломітизація, децементация) речовини. Новоутворені мінерали стадії катагенезу – ангідрит і целестин. Післяседиментаційне розчинення карбонатного матеріалу по-різному впливає на колекторські властивості відкладів: аутигенне мінералоутворення (за винятком доломітизації) приводить до погіршення цих властивостей, а перекристалізація – до поліпшення.

*Ключові слова:* карбонатні породи, діагенез, катагенез, аутигенне мінералоутворення, колекторські властивості, верхня юра, Передкарпатський прогин.

У пізньоюрську епоху терени сучасного Передкарпатського прогину (рис. 1) та прилеглої частини Східноєвропейської платформи належали до Карпатського сегмента північної континентальної окраїни Мезотетису [1, 3, 6]. У розрізі відкладів  $J_3$  у його межах численними глибокими свердловинами розкрито карбонатні породи – колектори нафти і газу. Наша мета – дослідити прояви діа- і катагенетичних процесів у цих утвореннях та з'ясувати їхній вплив на формування колекторських властивостей верхньоюрських карбонатних порід Зовнішньої зони Передкарпатського прогину.

**Діагенез.** Арагоніт і магнезійний кальцит (вміст Mg – до 20 мол. %) – найхарактерніші мінерали сучасних карбонатних відкладів та молодих вапняків. Вони метастабільні – перетворюються у стабільний маломagneзійний кальцит, який домінує в давніх вапняках. Це одна з найголовніших діагенетичних змін у карбонатних породах. Подальші діагенетичні перетворення полягають у кристалізації доломіту, який, зазвичай, є продуктом заміщення арагоніту й кальциту [2].



Процеси *раннього діагенезу* відбуваються тоді, коли осад безпосередньо контактує з водою й доступний для організмів, які заселяють верхню частину донної товщі. Петрографічне вивчення порід Зовнішньої зони Передкарпатського прогину засвідчило, що уламки органогенного детриту в органогенно-детритових вапняках майже завжди перекристалізовані й мікритизовані. Поверхня багатьох з них пошкоджена, імовірно, унаслідок життєдіяльності водоростей-бурильників.

З нашого погляду, утворення форамініферово-згусткової відміни вапняків зумовлене процесом мікритизації черепашок форамініфер, які втратили свою структуру, трансформуючись у безформні згустки і грудки. На думку одних дослідників, грудки утворюються внаслідок мікритизації оолітів, копролітів і черепашок форамініфер чи внаслідок біофільтраційної діяльності пеліципод. За А. Хаддінгом [8], грудкувата структура вапняків є наслідком життєдіяльності водоростей і бактерій, а також процесів перекристалізації у водоростевих покривах супраліторальної зони шельфу.

Процеси *пізнього діагенезу* відбуваються за умов, цілком відмінних від умов седиментації: упродовж прогресивного захоронення під молодшими відкладами або, навпаки, після підняття в зону циркуляції ґрунтових вод і вадозних розчинів. У цьому разі звичайно збільшується зернистість карбонатних порід і вміст шпатового кальциту. Тонкозернисті агрегати зазнають перекристалізації – на їхньому місці з'являються агрегати великих зерен.

Процеси пізнього діагенезу верхньоюрських карбонатних порід виявились у формуваних цементу двох генерацій: перша генерація – це агрегати дрібних зерен кальциту, які інкрустують поверхню копролітів, оолітів, згустків, грудок та органогенних уламків у відповідних відмінах вапняків; друга – агрегати середніх і великих зерен кальциту, які виповнюють простір між інкрустаційними облямівками (рис. 2, а).

Під час мікроскопічного вивчення верхньоюрських вапняків простежено прояви процесу неоморфізму, за якого первинно-волокнисті арагонітові уламки черепашок пеліципод на стадії пізнього діагенезу були поліморфно заміщені мозаїчним агрегатом кристалічного кальциту (див. рис. 2, б).

---

I – становище континентів у юрський час (Scotese, 2001): А – гіпотетичне положення дослідженого регіону на палеоокеанографічній моделі ( $J_3$ ); П – палеоокеанографія і літофація Карпатського сегмента океану Tetic ( $J_3$ th–K<sub>1</sub>) (Golonka et al., 2000): 1 – суходіл; 2 – внутрішній шельф; 3 – глибоководна частина океану; Ad – Адрія (Апулія), Ва – Балкарія, СА – Калабрія–Кампанія, Ст – Чорштинська гряда, Ді – Динариди, ЕА – Східні Карпати, Ів – Іберія, ІС – Внутрішньокарпатський басейн, Кі – Кіршехір, Лі – Лігурійський (П'ємонтський) океан, ОС – Зовнішньокарпатський басейн (Мазурський і Сілезький), Ре – Пелагонія, РКВ – Пенінська зона скель, Rh – Родопи, Са – Сакарія, Сі – Сицилія, Ті – Тиса, УМ – Умбрія–Марше, WP – Західні Понтиди; III – схема поширення верхньоюрських відкладів у Зовнішній зоні Передкарпатського прогину (геологічна основа – Кілін, Щерба, 1999): 1 – відклади  $J_3$ ; 2 – юрських відкладів нема; 3 – Стебницький насув; 4 – Береговий насув; 5, 6 – тектонічні порушення; 7 – свердловини, керновий матеріал з яких досліджено літологічно, геохімічно та палеонтологічно (ІПГК НАН України, ІПН НАН України, Братиславський університет ім. Я. Коменського); 8 – зіставлення розрізів за геотраверсами А–А (26-Кх–23-Кх), Б–Б (2-Гаї–18-Лт), В–В (2-Дд–1-Дд), Г–Г (1-ПдГр–2-ПдГр), Д–Д (1-Лс–2-Лс), Е–Е (1-Біс–3-Лп), Є–Є (3-Птр–40-Сн), Ж–Ж (1-Вж–1-Ісп), З–З (9-Лп–13-Лп); свердловини: Біс – Бісківська, Бг – Багнянська, Брт – Борятинська, Вж – Вижницька, Гаї – Гайська, Дд – Дідушицька, Дш – Дашавська, Ісп – Іспаська, Кам – Камінська, Кх – Коханівська, Крл – Каролінська, Лис – Лановицька, Лп – Лопушнянська, Лс – Ластівецька, Лт – Летнянська, ПдГр – Південногрінівська, Птр – Петровецька, Рд – Рудківська, Св – Святославська, Сгв – Сегівська, Слв – Славецька, СМ – Середньомайданська, Сн – Сторожинецька, Утп – Уторопи, Чз – Черногузька.

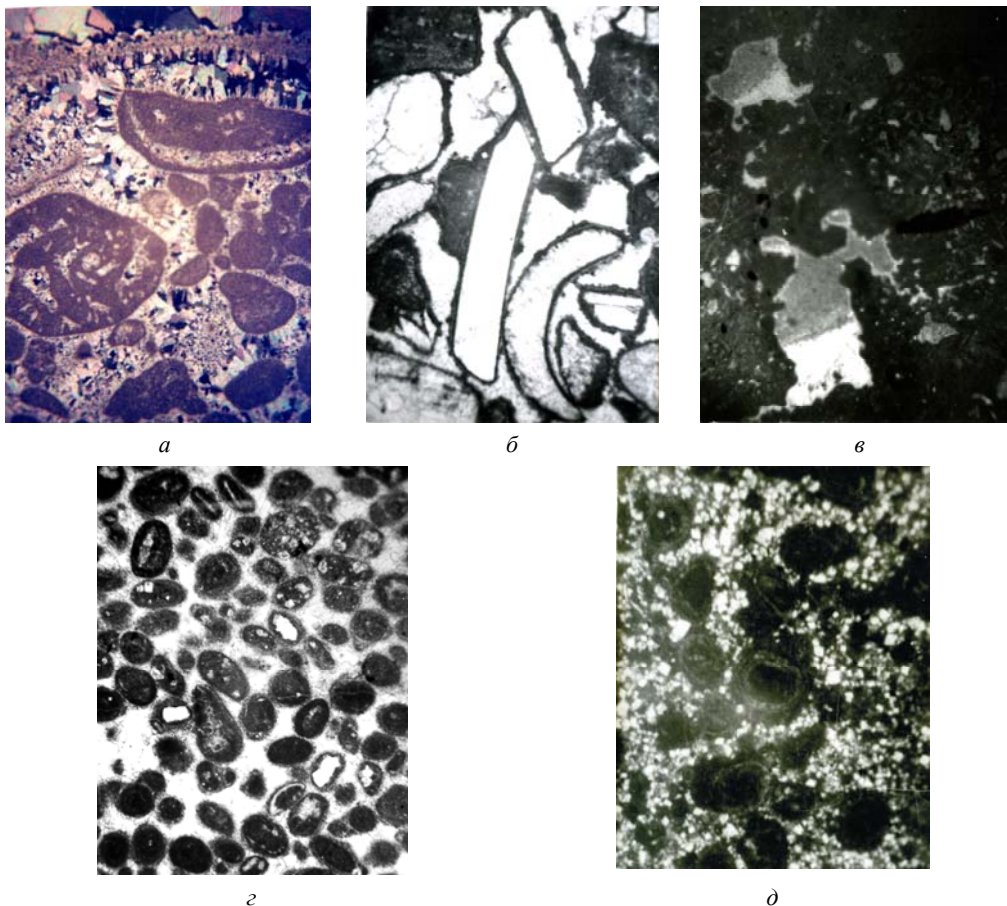


Рис. 2. Прояви процесів діагенезу у карбонатних породах титону:

*а* – органогенно-уламковий вапняк із зернистим цементом двох генерацій (св. Дідушичі-2, інт. 2 118–2 126 м; з аналізатором,  $\times 40$ ); *б* – уламки призматичного шару пелеципод в уламково-полідетритовому вапняку (св. Гаї-2, інт. 1 932–1 940 м; без аналізатора,  $\times 40$ ); *в* – фрагменти геопетальної структури в органогенно-полідетритовому вапняку (св. Гаї-2, інт. 1 898–1 906 м; без аналізатора,  $\times 27$ ); *г* – копролітовий вапняк з ромбоєдричними кристалами доломіту в центрі копролітів (св. Коханівка-22, інт. 1 322–1 325 м; без аналізатора,  $\times 46$ ); *д* – доломітизований оолітовий вапняк (св. Бісків-1, інт. 4 969–4 975 м; без аналізатора,  $\times 83$ ).

З генетичного погляду цікавою є наявність в органогенно-полідетритових вапняках (площа Гаї) так званих геопетальних структур (див. рис. 2, *в*). Їхнє формування пов'язане з діагенетичними процесами цементації, унаслідок яких великі порожнини в рифових побудовах заповнювалися протягом декількох етапів. Спочатку в нижній частині каверни відкладався мул, а згодом верхню її частину заповнювали зернисті агрегати кальциту (кальцитовий цемент). Наявність таких структур у породах дає змогу визначати покрівлю й підшву відкладів.

**Доломітизація.** На підставі петрографічного вивчення верхньоюрських карбонатних порід виявлено селективний характер процесу доломітизації. Найширше вона охопила органогенно-уламкові, копролітові (див. рис. 2, *г*) та оолітові вапняки (див. рис. 2, *д*).

Ромбодричні зерна доломіту трапляються в цементі, заміщують органогенні рештки, нерідко й ооліти. Доломітизовані оолітові, копролітові й водоростеві вапняки мають неоднорідну будову. На тлі пелітоморфної карбонатної маси часто наявні неупорядковані неправильної форми скупчення зерен доломіту – його ромбодри розташовані на місці згустків чи решток організмів. У низах верхньоярської карбонатної товщі доломітизовані пелітоморфні вапняки часто переходять у вапнисті доломіти й доломіти.

Серед магнезійних карбонатних порід  $J_3$  виявлено доломітисті й доломітові вапняки. Крім того, у низах сульфатно-карбонатної товщі кімериджу центральної та північно-східної частин регіону простежено вапнякові й вапнисті доломіти. За [4], усі осадові доломіти (у межах 1 млрд років), незалежно від середовища і способу їхнього утворення (син-, діа- чи катагенетичний), є продуктами метасоматозу  $\text{CaCO}_3$  – доломітизації у твердій фазі без хімічної зміни ланок  $\text{CO}_3^{2-}$  у первинному карбонаті; поліморфні модифікації  $\text{CaCO}_3$ , не стійкі на стадії діагенезу, перетворюються на стійкіший доломіт. Ранньому утворенню доломіту сприяє високий вміст  $\text{MgCO}_3$  у твердому розчині.

На підставі результатів найновіших досліджень процесів літогенезу морських осадів і наших робіт зроблено висновок, що доломітизація юрських органогенних вапняків Зовнішньої зони Передкарпатського прогину зумовлена змішуванням прісних метеорних вод з похованими морськими поровими водами у підземній фреатичній зоні, яка прилягала до давньої берегової лінії [7].

**Перекристалізація та озалізнєння.** Мікроскопічне вивчення губково-водоростевих вапняків (площа Летня) засвідчило, що вони інтенсивно перекристалізовані й озалізнєні. Перекристалізація охоплює всі органогенні рештки, крім ціанофітових водоростей та уламків стулок брахіопод. Процеси перекристалізації й озалізнєння виявились у формуванні світлих і темних облямівок обростання на уламках організмів (дві–три генерації). Гідроксиди заліза облямовують рештки органогенного детриту й локалізовані по мікротріщинах.

Різномірні доломіти кімериджу на площі Рудки (св. 130, інтервал 1 620–1 624 м; св. 135, інтервали 1 418–1 427, 1 495–1 505 м) складені пелітоморфним, мікро- і тонкозернистим доломітом, у масі якого наявні численні порівняно великі (0,012–0,060 мм) ромбодричні й неправильно-ромбодричні порфіробласти доломіту. Окремі такі зерна мають зональну будову. Можливо, вони сформувалися під час перекристалізації основної мінеральної маси породи. Дослідженням утворенням притаманний плямистий морфологічний тип перекристалізації.

**Скременіння.** Вторинні процеси мінералоутворення в різномірних доломітах виявились у формуванні аутигенного кварцу. Такий кварц спорадично фіксують у вигляді ідіоморфних ромбодричних кристалів на тлі карбонатної маси. Очевидно, це псевдоморфози кварцу по порфіробластах доломіту. Крім того, кварц і халцедон вибірково заміщують скелетні рештки організмів, виповнюють пори і тріщини. Вивчення структури карбонатних порід засвідчило, що скременіння є наслідком метасоматичного заміщення карбонатної речовини силікатною, що зумовлене зниженням рН, яке відбувається після доломітизації.

До аутигенних мінеральних новоутворень Зовнішньої зони Передкарпатського прогину, що сформувались на стадії діагенезу, належать **залізовмісні мінерали** – глауконіт і пірит. Глауконіт поширений незначно, найчастіше він виповнює органічні рештки або формує окремі самостійні зерна овальної, неправильно-овальної форми. Це найбільш ранній мінерал, який сформувався в осадах на етапі окиснювального мінералоутворення. Пірит наявний у вапняках, доломітах і карбонатних породах змішаного складу.

Форми його наявності в досліджених карбонатних породах контролювані вмістом у мулах органічної речовини. У вапняках і доломітах зафіксовано три форми наявності аутигенного піриту: виповнення камер черепашок форамініфер (рис. 3, *а*), пор і мікротріщин (див. рис. 3, *б*); плямоподібні виділення; поодинокі кубічні зерна (див. рис. 3, *в*).

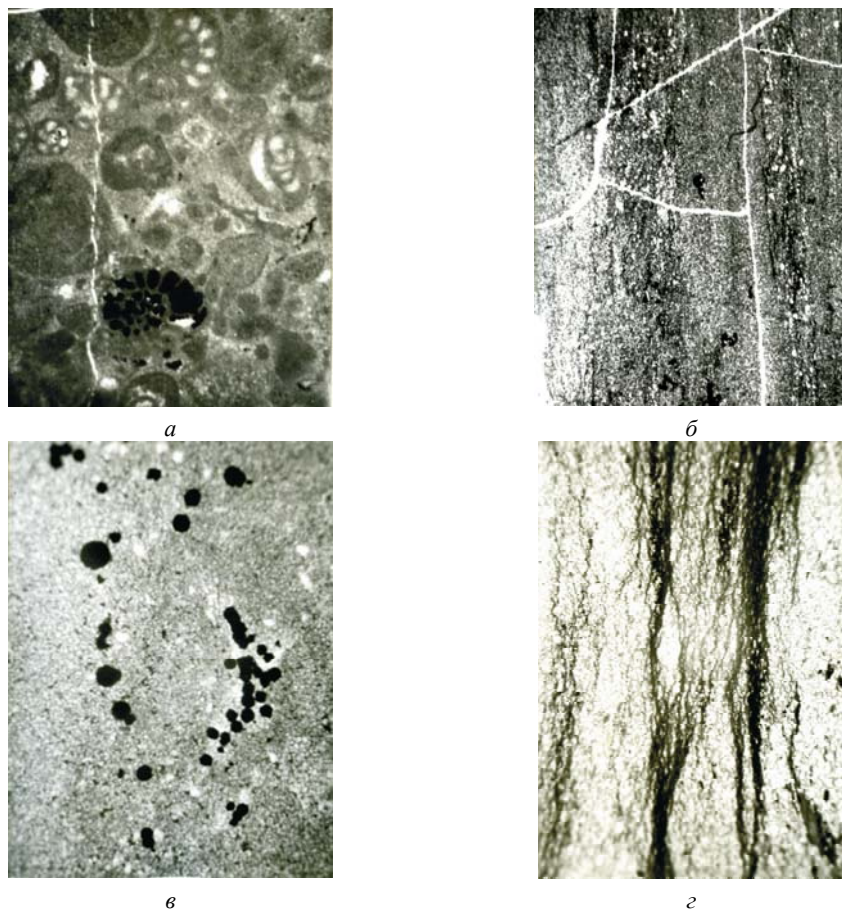


Рис. 3. Аутигенні залізовмісні мінерали, сформовані на стадії діагенезу (без аналізатора):

*а* – виповнення піритом камер черепашки мезоендотіри у форамініферово-грудкуватому вапняку, титон (св. Лопушна-4, інт. 4 293–4 299 м,  $\times 89$ ); *б* – тонкозернистий доломіт з піритом у порах і мікротріщинах, кімеридж (св. Південна Гринівка-1, інт. 2 547–2 548 м,  $\times 30$ ); *в* – дрібнозернистий доломіт з порами, виповненими піритом, титон (св. Вижниця-1, інт. 2 541–2 549 м,  $\times 45$ ); *з* – тонко-дрібнозернистий доломіт з мікротріщинами, виповненими піритизованою органічною речовиною, подекуди збагаченою гідроксидами заліза, титон (св. Лопушна-11, інт. 4 290–4 295 м,  $\times 32$ ).

Характерним післяседиментаційним компонентом тонкозернистих доломітів є бітумна речовина, якою подекуди заповнені пори вилуговування в доломіті та кварці. У дрібнозернистих доломітах з площ Вижниця й Лопушна виявлено паралельно орієнтовані примазки піритовмісної органічної речовини та гідроксидів заліза (див. рис. 3, *з*). Припускають, що піритизація передувала доломітизації й відбувалася на етапі відновного мінералоутворення з окисного заліза в мулах, багатих на органічну речовину.

**Катагенез.** У карбонатних породах верхньої юри катагенетичні перетворення виявились у розчиненні решток організмів, зерен карбонатного цементу та пізній цементациї пор і мікротріщин.

У форамініферово-згусткових вапняках процеси вилугування привели до розчинення черепашок форамініфер і зерен доломіту, що зумовило формування пористості в породах. Досліджені утворення значно перекристалізовані з елементами грануляції. Серед морфологічних типів перекристалізації виокремлено розсіяний, агрегатно-розсіяний та прожилковий (за [5]).

Подекуди у форамініферово-різногрудкуватих вапняках трапляються пори вилугування зерен карбонатного цементу; деякі з них вторинно заліковані кальцитом (площа Південна Гринівка), ангідритом, зрідка дисульфідами заліза (площа Лопушна) (див. рис. 3, з).

Зміни первинної текстури копролітових вапняків під впливом післядіагенетичних процесів виявлені у вилугуванні зерен доломіту в окремих копролітах (площа Коханівка) (див. рис. 2, з) та заповненні мікротріщин гідроксидами заліза (площа Іспас).

Під час петрографічних досліджень у дрібнозернистих доломітах зафіксовано прояви вторинних процесів на стадії раннього(?) катагенезу: наявні численні пори вилугування зерен доломіту, які надають породі “губчастої” текстури. Подекуди пори вповнені зернами піриту розміром 0,024–0,120 мм (площа Вижниця) (див. рис. 3, в) або бітумоподібною оптично анізотропною речовиною (площі Вижниця, Славецька). Спорадично трапляються вторинні округлі пори діаметром до 0,26 мм (площі Вижниця, Лопушна), сформовані внаслідок вилугування значної кількості зерен доломіту.

Розвиток доломіту в порах і мікротріщинах, а також заповнення бітумом пор вилугування в зернах доломіту (різозернисті доломітові породи кімериджу на площі Рудки) – це факти, які підтверджують концепцію глибокого розвитку вторинних метасоматичних процесів, що відбувалися на стадії катагенезу (перерозподіл карбонатів Ca та Mg в літифікованій породі, кальцій-магнієвий метасоматоз інших мінеральних фаз).

Унаслідок пізньої цементациї тріщини в літифікованій породі вповнені й заліковані кальцитовими агрегатами різної зернистості. Значна тріщинуватість – характерна особливість мікрозернистих вапняків. Породи розбиті субпаралельними мікротріщинами (0,031 мм), які вповнені агрегатами зерен кальциту, зрідка ангідриту.

Вторинні процеси зумовили розтріскування порід, що виявилось у формуванні мереживоподібною текстури (рис. 4, а). Іноді мікротріщини ускладнені горбкувато-стовпчастими парастилолітами, під час розвитку яких виникли каверни. Окремі з них, як і власне парастилоліти, заповнені ясно-бурим бітумом або зернами кальциту, зрідка ангідриту.

Мінералогічно катагенетичні зміни карбонатних порід регіону були пов’язані, головню, з принесенням речовин у осад (сульфатизація, целестинізація) чи винесенням з нього (дедоломітизація, децементация) [9]. З мінеральних новоутворень стадії катагенезу в карбонатних породах примітні ангідрит і целестин.

**Сульфатизація.** Ангідрит, поширений у вапняках і доломітах, трапляється у вигляді дрібних зерен, які помітно тільки в шліфах. Він утворює блакитнуваті включення химерної форми та прожилки (див. рис. 4, б), заміщує органічні рештки (див. рис. 4, в) та цемент карбонатних порід (див. рис. 4, з). У великих включеннях ангідрит представлений радіально-променистими чи волокнистими агрегатами, у масі яких помітно рештки карбонатної породи – щільні, чітко оконтурені ділянки або прожилки.

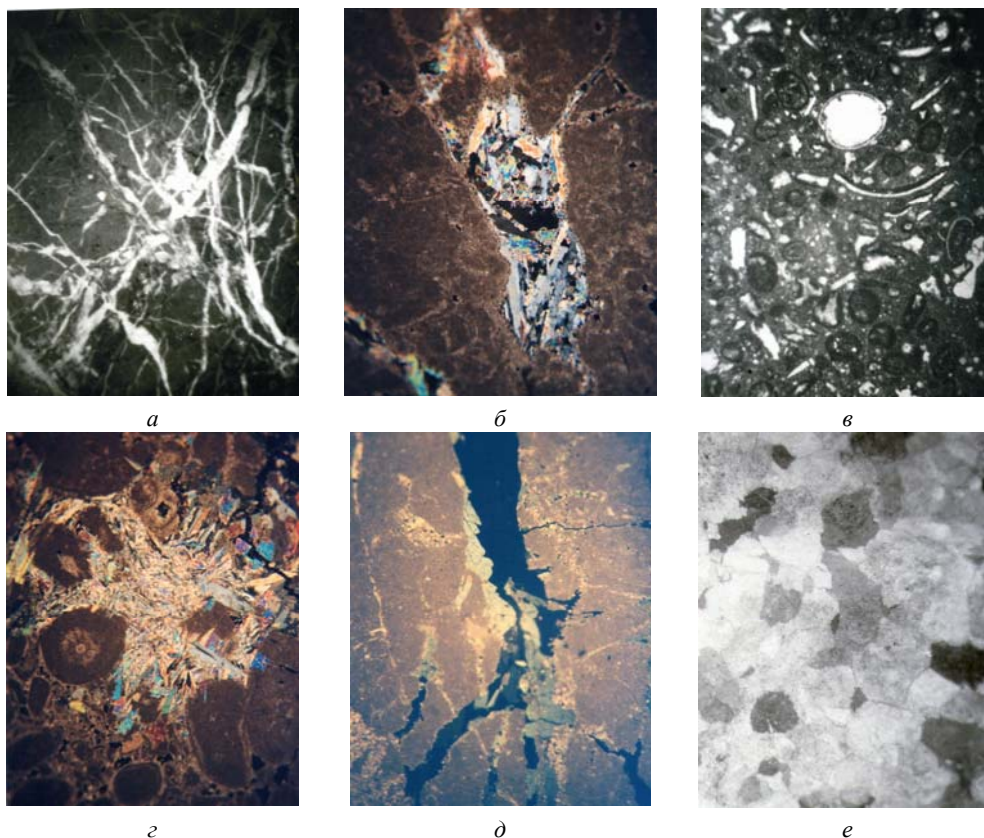


Рис. 4. Прояви процесів катагенезу у верхньоюрських карбонатних породах:

*a* – мікрозернистий вапняк з “сітчастими” мікротріщинами, виповненими кальцитом, оксфорд (св. Лановичі-1, інт. 2 232–2 237 м; без аналізатора,  $\times 54$ ); *б* – таблитчасто-волоконисті зерна ангідриту, розвинуті в мікротріщині у різногустковому вапняку, титон (св. Дідушичі-2, інт. 1 975,8–1 983,7 м; з аналізатором,  $\times 53$ ); *в* – виповнення ангідритом, який замінив кальцит, панцира остракоди в копролітово-пелеліподово-остракодовому вапняку, титон (св. Коханівка-26, інт. 1 193–1 201 м; без аналізатора,  $\times 68$ ); *г* – ангідрит, який замінив кальцитовий цемент, у органогенно-уламково-різногрудкуватому вапняку, титон (св. Дідушичі-2, інт. 2 001–2 008 м; з аналізатором,  $\times 36$ ); *д* – мікротріщина, частково виповнена целестином, титон (св. Лопушна-11, інт. 4 290–4 295 м; з аналізатором,  $\times 36$ ); *е* – дедоломітизація породи, титон (св. Коханівка-23, інт. 1 339,4–1 350,7 м; з аналізатором,  $\times 50$ ).

Дрібні включення ангідриту, найчастіше утворені великими кристалами, наявні в порівняно великокристалічних та мікрозернистих доломітах.

**Целестинізація.** Целестин у регіоні поширений менше, ніж ангідрит. Звичайно він є в ангідритовмісних породах у вигляді неправильних включень, приурочених до решток організмів, іноді виповнює мікротріщини в карбонатних породах (див. рис. 4, *д*).

Тісний зв'язок целестину з сульфатами кальцію наводить на думку, що вони сформувалися за однакових умов. Процеси сульфатизації й целестинізації відбувалися під дією засоленених підземних вод на стадії катагенезу і після доломітизації.

**Дедоломітизація.** У зоні поверхневого звітрювання доломітів, вапнякових доломітів і доломітових вапняків розвивалися процеси дедоломітизації, які зумовили кальци-



тизацію порід. Зокрема, у шліфах виявлено, що в ромбоєдрах доломіту з'являються неправильної форми включення мікрозернистого кальциту (площі Коханівка, Південна Гринівка) (див. рис. 4, е).

**Висновки.** Процеси перекристалізації карбонатних порід на різних стадіях катагенезу сприяли селективному вилугуванню вапняків і доломітів та зумовлювали утворення вторинних порожнин і каверн, різних за формою й розміром. Переважання порожнин певного типу визначає тип колектора, серед яких розрізняють порові, порово-кавернові і тріщинно-кавернові. З процесами діагенезу й катагенезу пов'язане розчинення карбонатного матеріалу, яке по-різному впливає на колекторські властивості відкладів. Аутигенне мінералоутворення, за винятком доломітизації, погіршує колекторські властивості верхньоярських карбонатних порід, а перекристалізація – поліпшує.

Захоронення карбонатних порід на глибині сприяє збереженню і навіть поліпшенню їхніх колекторських властивостей як унаслідок розчинення, так і текстурної неоднорідності, на межі елементів якої розвивається тріщинуватість. Спостереження засвідчують, що найсприятливішими з цього погляду є органогенні та уламкові відміни карбонатних порід. За наявності глинистих мінералів у складі їхнього цементу підвищується текстурна неоднорідність і, як наслідок, – здатність до утворення тріщин.

Поєднання таких особливостей карбонатних порід, як рання літифікація, неоднорідність первинної структури порового простору, хімічна нестійкість породоутворювальних мінералів, а також здатність до формування тріщин, зумовлюють велику різноманітність морфології та генезису порожнин у верхньоярських карбонатних породах Зовнішньої зони Передкарпатського прогину.

#### СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Безкисневі події океану Тетіс / Ю. М. Сеньковський, Ю. В. Колтун, К. Г. Григорчук та ін. – К. : Наук. думка, 2012. – 184 с.
2. *Вильямс Х.* Петрографія / Х. Вильямс, Ф. Тернер, Ч. Гилберт. – М. : Мир, 1985. – Т. 2. – 320 с.
3. Геологічна палеоокеанографія океану Тетіс / Ю. Сеньковський, К. Григорчук, В. Гнідець та ін. – К. : Наук. думка, 2004. – 172 с.
4. *Дегенс Э. Т.* Геохимия осадочных образований / Э. Т. Дегенс. – М. : Мир, 1967. – 300 с.
5. *Каледа Г. А.* Перекристаллизация карбонатных пород палеозоя Русской платформы / Г. А. Каледа, Е. А. Калистова // Литология и полезные ископаемые. – 1970. – № 6. – С. 50–73.
6. Літогенез осадкових комплексів океану Тетіс / Ю. М. Сеньковський, К. Г. Григорчук, Ю. В. Колтун та ін. – К. : Наук. думка, 2018. – 158 с.
7. *Мороз М. В.* Літологія верхньоярських відкладів Зовнішньої зони Передкарпатського прогину: автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. геол. наук : 04.00.21 / М. В. Мороз. – Львів, 2012. – 24 с.
8. Седиментологія / Р. Градзинський, А. Костецкая, А. Радомський, Р. Унруг. – М. : Недра, 1980. – 646 с.
9. *Страхов Н. М.* Основы теории литогенеза / Н. М. Страхов. – М. : Изд-во АН СССР, 1962. – Т. 1. – 212 с.

*Стаття: надійшла до редакції 30.08.2019  
прийнята до друку 04.10.2019*

**Marta Moroz**

*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NAS of Ukraine,  
3a, Naukova St., Lviv, Ukraine, 79060,  
martamgv69@gmail.com*

## **POST-SEDIMENTARY TRANSFORMATIONS OF THE UPPER JURASSIC CARBONATE ROCKS OF THE PRE-CARPATHIAN FOREDEEP OUTER ZONE IN THE CONTEXT OF THEIR OIL AND GAS CONTENT**

The manifestations of diagenetic and katagenetic processes in the Upper Jurassic carbonate rocks of the Outer Zone of the Pre-Carpathian Foredeep have been investigated and their influence on the formation of the reservoir properties of rocks has been found out.

During the diagenesis, the rocks were recrystallized, granulated and cemented. From the mineralogical point of view, the changes consisted in the transformation of primary aragonite and magnesium-calcite skeletal remains of organisms into calcite, as well as the processes of dolomitization, ferruginization and silicification. At the stage of diagenesis, Fe-containing minerals – glauconite and pyrite – have been formed. The dolomitization of Jurassic organogenic limestones of the Pre-Carpathian Foredeep Outer Zone has been caused by the mixing of fresh meteoric waters with buried marine pore waters in the underground phreatic zone adjacent to the ancient coastline. Silicification is a consequence of the metasomatic substitution of the carbonate substance by silicate, which has been caused by a decrease of pH occurred after dolomitization.

Katagenetic transformations of the rocks are manifested in the dissolution of the remains of organisms, grains of carbonate cement and late cementation of pores and microfractures. Changes of carbonate rocks are associated with the introduction of certain substances in the sediment (sulphatization, celestization) or their removal (dedolomitization, decementation). Neogenic minerals of the katagenesis stage are represented by anhydrite and celestite.

The processes of recrystallization of carbonate rocks at different stages of katagenesis contributed to the selective leaching of limestones and dolomites and led to the formation of secondary cavities and caverns, different in shape and size. The predominance of cavities of a certain type determines the type of reservoir, among which are distinguished pores, pore-caverns and joint-caverns. The processes of diagenesis and katagenesis are associated with the dissolution of carbonate material, which differently affects the reservoir properties of sediments. Authigenous mineral formation, with the exception of dolomitization, impairs the reservoir properties of the Upper Jurassic carbonate rocks, and recrystallization improves.

Burial of carbonate rocks at depth contributes to the preservation and even improvement of their reservoir properties both due to dissolution and textural heterogeneity (jointing develops at the boundary of the elements of textural heterogeneity). Observations show that the most favourable in this respect are organogenic and detrital varieties of carbonate rocks. The presence of clay minerals in the composition of their cement increases the textural heterogeneity and, as a consequence, the ability to formation of joints.

*Key words:* carbonate rocks, diagenesis, katagenesis, authigenous mineral formation, reservoir properties, Upper Jurassic, Pre-Carpathian Foredeep.