

УДК 552.54/55:551.76/781 (477.8)

**АУТИГЕННЕ МІНЕРАЛОУТВОРЕННЯ  
В КАРБОНАТНО-КРЕМЕНИСТИХ ВІДКЛАДАХ МЕЗОЗОЙ-КАЙНОЗОЮ  
УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ**

**І. Попп**

*Інститут геології і геохімії горючих копалин НАН України та  
НАК “Нафтогаз України”  
79053 м. Львів, вул. Наукова, 3а  
E-mail: igggk@ah.ipm.lviv.ua*

На прикладі карбонатно-кременистих відкладів мезозой-кайнозою Українських Карпат описані особливості аутигенного мінералоутворення в біогенних осадах седиментаційних басейнів, які мали добру аерацію морських вод і окисні умови на етапі раннього діагенезу та відновні аноксичні умови (олігоценова фаза безкисневих подій ОАЕ-4).

*Ключові слова:* аутигенне мінералоутворення, сульфіді, карбонати, кремнезем, скременілий вапняк, вапнистий силіцит, діагенез, відновне середовище, безкисневі події, Українські Карпати.

У дофлішових і флішових осадових комплексах Українських Карпат спорадично трапляються кременисто-карбонатні породи, що належать до перехідного ряду вапняк–скременілий вапняк–вапнистий силіцит–силіцит. Це, передусім, верхньоярські та нижньокрейдіві скременілі вапняки з кремневими конкреціями Пенінської, Мармароської та Рахівської зон. У кременистих горизонтах манявської (нижній еоцен) і менілітової (олігоцен) світ Карпатського флішу поряд із фтанітами й халцедонолітами розвинуті вапнисті силіцити. Структурно-текстурні особливості цих осадових утворень формувалися під впливом не тільки умов седиментації, а й діагенетичних і катагенетичних процесів, унаслідок яких відбувалися перерозподіл карбонатного і кремнеземового компонентів біогенних осадів, аутигенне мінералоутворення, трансформація породоутворювальних мінералів у структурно досконаліші форми.

На прикладі карбонатно-кременистих відкладів мезозой-кайнозою Українських Карпат ми розглянули геохімічні умови генезису діагенетичних кремневих конкрецій, а також механізм формування седиментаційно-діагенетичних текстур вапнистих силіцитів. Різним аспектам цих проблем присвячені праці Ю.М. Сеньковського [8], М.П. Габінета [1], П.Ю. Лозиняка, В.Г. Свириденка [4], А.А. Махнача, Л.Ф. Гуліса [5], Р. Маліви, Р. Сівера [13] та інших відомих геологів. Головною метою наших досліджень є порівняння особливостей аутигенного мінералоутворення в біогенних карбонатно-кременистих відкладах, які формувалися в седиментаційних басейнах двох різних типів. Перший з них мав добру аерацію морських вод і, відповідно, окисні умови на етапі раннього діагенезу осадів. В іншому випадку біогенна карбонатна і кремнеземова седиментація відбувалася в зоні кисневого мінімуму (КМ),

існування якої було пов'язане з олігоценовою безкисневою подією на північній континентальній окраїні океану Тетис, що її науковий колектив під керівництвом члена-кореспондента НАН України Ю.М. Сеньковського виділяє як фазу ОАЕ-4 поряд із загальновідомими фазами безкисневих подій ОАЕ-1, ОАЕ-2, ОАЕ-3 у крейдовому періоді. В таких умовах діагенез осадів, починаючи вже з найранішого його етапу, відбувався у відновному середовищі, що зумовило специфічність аутигенного мінералоутворення.

Для вивчення структурно-текстурних ознак і речовинного складу скременілих вапняків, конкреційних кременів, вапнистих силіцитів з типових розрізів свалювської (титон–неоком), манявської (нижній еоцен) та менілітової і дусинської (олігоцен) світ були застосовані петрографічні та фізико-мінералогічні (рентгенодифрактометрія, інфрачервона спектроскопія) методи. Фази скристалізованості низькотемпературного кремнезему біогенного походження (опал-А, опал-СТ, опал-С) наведено відповідно до класифікації Дж.Б. Джонса та Е.Р. Сегніта [12].

У карбонатній товщі свалювської світи (титон–неоком), що розвинута в зоні Пенінських скель у басейні р. Боржави і біля м. Перечина, ми виділили три літологічні типи конкрецій.

У скременілих мікритних вапняках трапляються численні конкреційні кремені темно-сірого, коричневатого-темно-сірого до чорного кольору, неправильної форми, розміром від 5–10 до 20–25 см (конкреції типу I і II). Макроскопічно простежується чіткий різкий перехід між кременем і карбонатною породою. Кременеві конкреції типу I мають плямисту текстуру і дві фази в породоутворювальній речовині породи, між якими в шліфах простежується поступовий перехід: перша – криптокристалічний халцедон з домішкою опалу-СТ, у якому виявляється реліктова біоморфна спікулова текстура; друга – мікрокристалічний кварц із вкрапленнями волокнистого халцедону. Кременеві конкреції типу II складені крипто-, мікрокристалічним кварцом (халцедоном), серед якого трапляються параморфози по рештках радіолярій і поодинокі спікули губок. Скременілі мікритні вапняки містять численні псевдоморфози мікро-, дрібнокристалічного кальциту по радіоляріях і поодинокі членики криноїдей. Під мікроскопом іноді помітний поступовий перехід між кременем і вапняком в інтервалі 0,1–0,3 мм. Серед основної маси породоутворювального кремнезему з'являються мікрівкраплення криптокристалічного кальциту, які поступово зливаються й утворюють карбонатну породу.

У скременілих вапняках, які в шліфі виявляють неоднорідну будову і мають релікти первинної біоморфної структури карбонатного осаду, розвинуті лінзоподібні кременеві конкреції (конкреції типу III або шерти), між якими і вмісною породою простежується поступовий перехід. Довжина цих лінзоподібних тіл становить від 4–10 до 0,5–2,0 см, потужність – від 0,5–2,0 до 10–25 см. У вапняках фіксують численні кременеві лінзочки і стяжіння неправильної форми розміром 0,05–0,30 см, вміст яких у породі помітно збільшується поблизу більших конкрецій. Кремені складені криптокристалічним халцедоном, серед якого трапляються радіально-променисті агрегати волокнистого халцедону, ділянки, розкристалізовані до мікро- та дрібнокристалічного кварцу, поодинокі зерна кварцу розміром 0,05–0,10 м, спікули губок і скелети радіолярій. Вкраплення мікрокристалічного кальциту розміром до 0,05–0,10 мм становлять від 20–25 до 40–50 % об'єму породи. Трапляються черепашки форамініфер, частково або практично повністю заміщені криптокристалічним або волокнистим халцедоном. У скременілому вапняку бувають численні фо-

рамініфери, поодинокі членики криноїдей, скупчення криптокристалічного кальциту округлої або еліпсоподібної форми, які розвиваються по зруйнованих скелетних рештках карбонатних організмів, дрібні кристали кальциту з добре вираженою спайністю. Від 10 до 50 % карбонатної породи становлять кварц-халцедонові мікростяжиння.

Згідно з [4], у кременевих конкреціях свалаявської світи спорадично трапляються мікрівкраплення аутигенного піриту. Їхня наявність у кременистій породі, а також численні псевдоморфози халцедону по форамініферах і кальциту по радіоляріях є свідченням пізньодіагенетичного генезису конкрецій шляхом заміщення кремнеземом карбонатного субстрату на етапі перерозподілу речовини (за М.М. Страховим [10]) після утворення аутигенних сульфідів.

У відкладах палеогенового флішу Українських Карпат досить часто трапляються пластові та конкреційні кременисті утворення з домішкою кальциту й піриту.

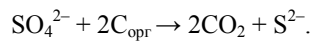
У товщах манявської та менілітової світи по краях фтанітових пластів розвинуті прошарки (до 5–8 см) ясно-сірих, іноді зеленкувато-ясно-сірих опокоподібних вапнистих силіцитів. У нижньому кременистому горизонті менілітової світи (розріз біля с. Шешори) виявлено вапнисті силіцити, що мають своєрідні седиментаційно-діагенетичні тонкошаруваті й лінзоподібно-плямисті текстури, виражені нерівномірним від ясно- до темно-сірого забарвленням порід. Вапнисті силіцити складені криптокристалічною кальцит-халцедоною масою, в якій простежуються мікролінзочки крипто- й мікрокристалічного халцедону. В шліфах вапнистих силіцитів тонкошаруваті і плямистої текстури на контакті між прошарками або “плямами” видно “ланцюжки” з вкраплень піриту. Подібні мінеральні утворення приурочені також до контактів між опокоподібними вапнистими силіцитами і фтанітами. Фізико-мінералогічними дослідженнями виявлено, що текстури вапнистих силіцитів зумовлені нерівномірним розподілом у породах карбонатного і кремнеземового компонентів.

Останнім часом серед порід дусинської світи, яка є фацією бітумінозних олігоценових відкладів в однойменній зоні флішових Карпат, виявлені сульфідно-карбонатно-кременисті конкреції концентрично-зональної будови і яйцеподібної форми розміром у кілька десятків сантиметрів. Подібні до них конкреційні діагенетичні утворення трапляються у чорносланцевій товщі шипотської світи (барем-альб). Їхній детальний опис наведено у праці [9]. У конкреціях дусинської світи чітко виділяється еліпсоподібне ядро розміром 1,0×0,7 см, яке є ранньодіагенетичною піритовою конкрецією. Зовнішня оболонка складена карбонатно-кременистою криптокристалічною масою, що містить численні вкраплення піриту.

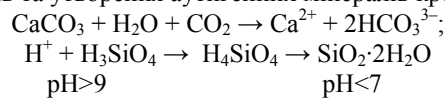
На рентгенодифрактограмах всіх описаних літологічних типів порід чітко фіксовані головні рефлекси кальциту (3,83; 3,03; 2,48 Å) і кварцу (4,2; 3,32 Å), на ІЧ-спектрах – смуги карбонатів (1470, 880, 720 см<sup>-1</sup>) і кварцу (1185, 1105, дублет 800–780, 520, 470 см<sup>-1</sup>). Порівняння їхніх інтенсивностей дає змогу наближено оцінити кількісне співвідношення SiO<sub>2</sub> і CaCO<sub>3</sub> в породах. Домішка опалу-СТ у кременистих конкреціях свалаявської світи визначена появою на дифрактограмах рефлексів низькотемпературного α-кристаліту (4,0; 2,47 Å). ІЧ-спектри цих утворень мають смуги α-кристаліту (620 мм<sup>-1</sup>) і α-тридиміту (520 мм<sup>-1</sup>) [7]. Наявність піриту в конкреціях дусинської світи визначена рентгенодифрактометричними рефlekсами 3,13; 2,71; 2,42 Å і смугою 1660 мм<sup>-1</sup> на ІЧ-спектрах.

Проблему генезису діагенетичних кременевих конкрецій у вапняках і седиментаційно-діагенетичних текстур вапнистих силіцитів широко обговорюють у геологічній літературі. Як головну геохімічну причину цих процесів більшість дослідників [8, 11, 14, 15] називає зміну кислотно-лужного режиму середовища внаслідок окиснення органічної речовини (ОР). З підвищенням парціального тиску  $\text{CO}_2$  зменшується рН порових розчинів, що приводить до розчинення  $\text{CaCO}_3$  і заміщення кремнеземом карбонатного субстрату. Головну роль в окисненні органічної речовини Х. Холдвей і К. Клейтон [11] відводять наявності вільного кисню, Д.П. Нобль та Д. Ван Стремпвурт [14] – процесу сульфат-редукції.

Вище зазначено, що вкраплення аутигенного піриту трапляються у кременевих конкреціях сваявської світи, утворюють ранньодіагенетичні ядра сульфідно-карбонатно-кременистих конкрецій зональної будови в нижньокрейдових та олігоценових глинистих бітумінозних відкладах, а також приурочені до меж між різними текстурними елементами вапнистих силіцитів менілітової світи. Отже, наведені дані дають підстави пов'язувати діагенетичне скременіння досліджених порід з реакцією сульфат-редукції:



Унаслідок виділення кислих продуктів метаболізму сульфат-редукувальними бактеріями (органічні кислоти,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ) зменшувалося рН [3], що приводило до розчинення карбонатів та утворення аутигенних мінералів кремнезему:



Відомо, що карбонат кальцію осаджується в лужних умовах, а кремнезем – у кислих. Дисульфіди заліза утворюються за значень рН, близьких до нейтральних, посідаючи проміжне становище між  $\text{CaCO}_3$  і  $\text{SiO}_2$  [2]. Тому діагенетичне скременіння відбувалося після або майже одночасно з формуванням вкраплення аутигенного піриту. Проте у відкладах седиментаційних басейнів певних типів, що відрізнялися доброю аерацією морських вод або ж, навпаки, відновними аноксичними умовами, процеси аутигенного сульфідно- і кременеутворення хоча й відбувалися в описаній послідовності, однак були приурочені до ранніх або пізніших етапів діагенезу. Різні геохімічні умови постседиментаційних перетворень біогенних осадів відображені у структурно-текстурних ознаках кременисто-карбонатних порід і ступені розкristалізованості породоутворювального кремнезему. Нижче ми розглядаємо окремо кожен із цих випадків, які можна виділити як два головні типи аутигенного мінералоутворення в біогенних карбонатно-кременистих відкладах.

У скременілих вапняках Пенінської і Мармароської зон постседиментаційні процеси вирізнялися існуванням яскраво вираженого лужно-окисного етапу діагенезу, тобто відбувалися за класичною схемою М.М. Страхова [10]. Під час раннього діагенезу у верхньому шарі осаду за високих значень рН складені опалом-А скелетні рештки організмів з кремнієвою функцією (черепашки радіолярій, спікули губок) розчинялися, насичуючи порові розчини кремнекислотою  $\text{H}_4\text{SiO}_4$ . Тоді ж відбувалося окиснення значної кількості ОР вільним киснем:  $\text{C}_{\text{орг}} + \text{O}_2 \rightarrow \text{CO}_2$ .

З певної глибини (від кількох сантиметрів до кількох метрів) в осадах установлювалися відновні умови ( $E_h < 0$ ), сприятливі для бактеріальної сульфат-редукції. Отже, кислотно-лужний режим середовища у разі існування лужно-окисного етапу діагенезу змінювався в бік низьких значень рН унаслідок підвищення парціального

тиску  $\text{CO}_2$ , що виділявся під час окиснення  $\text{C}_{\text{орг}}$  вільним киснем у верхньому шарі осаду та процесів бактеріальної сульфат-редукції. Тому кременеві конкреції з титон-неокомових відкладів порівняно з діагенетичними скременілими утвореннями олігоцену містять незначну кількість вкраплень аутигенного піриту. Такі конкреційні кремені формувалися внаслідок перерозподілу карбонатного і кремнеземового компонентів осадів уже на пізніх етапах діагенезу. Зазвичай вони мають неправильну форму (конкреції типу I і II). Що стосується лінзоподібних відмін кременів (конкреції типу III), то їхня форма, на нашу думку, пов'язана не стільки з умовами седиментації, скільки з певними структурно-текстурними особливостями відкладів, що зумовили їхню підвищену пористість і проникність. Кременеві конкреції неправильної форми приурочені до мікритних вапняків, а тіла пласто- й лінзоподібних силіцитів формуються в карбонатних відкладах із чітко вираженою реліктовою органогенною структурою. Така закономірність підтверджена результатами не тільки наших досліджень, а й даними, наведеними в наукових працях інших авторів [6]. Органогенні пори полегшували латеральну міграцію кремнезему, внаслідок чого утворювалися лінзоподібні кременеві конкреції, що мають поступовий перехід до скременілої карбонатної породи.

На етапах пізнього діагенезу і раннього катагенезу відбувалася трансформація кристобаліт-тридимітової модифікації низькотемпературного кремнезему (опалу-СТ) у кварц (халцедон) і остаточне руйнування біоморфної структури кременистих осадів. Яскравим прикладом, що відображає послідовні стадії цих перетворень, є описані вище кристобаліт-халцедонові конкреції типу I.

Геохімічні умови седименто- і діагенезу олігоценових біогенних осадів були суттєво відмінними від тих, у яких формувалися верхньоярські та нижньокрейдові (титон–неоком) скременілі карбонатні відклади північної континентальної окраїни океану Тетис. Унаслідок низки причин (висока біопродукція в зоні регіонального апвелінгу, дефіцит кисню у придонних водах), зумовлених певними океанологічними умовами, в олігоценовий час у Карпатському седиментаційному басейні утворилася потужна зона КМ, що сприяло нагромадженню в осадах величезних мас ОР (фаза безкисневих подій ОАЕ-4). Окисно-відновна межа підіймалася значно вище, ніж межа вода–осад, і діагенетичні перетворення біогенних карбонатно-кременистих відкладів відбувалися, починаючи з раннього етапу, у відновних умовах. Зменшення рН середовища внаслідок підвищення парціального тиску  $\text{CO}_2$  було пов'язане винятково з процесом сульфат-редукції. Аутигенне сульфідно- і кремнеутворення відбувалося порівняно швидко у найвищому шарі осаду.

Геохімічні умови на стадії діагенезу суттєво впливали не тільки на мінеральний склад конкрецій, а й на механізм їхнього формування і, відповідно, на морфологічні особливості конкреційних тіл. Зокрема, головним способом генезису кременевих конкрецій у скременілих вапняках свалаявської світи, які мають неправильну й лінзоподібну форму, було заміщення карбонату кальцію кремнеземом на етапі пізнього діагенезу. На відміну від них, у збагачених ОР олігоценових відкладах центрами конкрецієутворення дуже часто ставали найбільші з численних мінеральних агрегатів ранньодіагенетичного піриту. Конкреційні тіла росли шляхом розштовхування субстрату і послідовного осадження  $\text{SiO}_2$  і  $\text{CaCO}_3$ , кількісне співвідношення яких контролювала зміна рН середовища, що зумовило їхній яйцеподібний вигляд. Формування своєрідних шаруватих і лінзоподібно-плямистих текстур вапнистих силіцитів ми пов'язуємо з діагенетичним підсиленням первинних седиментаційних

неоднорідностей, зумовлених нерівномірним розподілом в осадах карбонатної та органічної домішок.

Геохімічні умови, за яких відбувався діагенез збагачених ОР олігоценових відкладів, сприяли дуже швидкому руйнуванню первинної біоморфної структури органічних карбонатно-кременистих осадів і, відповідно, трансформації низькотемпературного кремнезему за схемою опал-А→опал-СТ→опал-С→кварц (халцедон). У праці [7] ми довели, що породоутворювальний  $\text{SiO}_2$  кременистих порід платформових фацій має нижчу структурну впорядкованість порівняно з силіцитами складчастих осадових товщ Українських Карпат. Серед цих товщ найліпше розкристалізованими до кварцу (халцедону) є наймолодші за віком фтаніти менілітової світи. Простежується суттєвий вплив на процеси мінералогічного перетворення  $\text{SiO}_2$ , поряд із геологічним часом, геостатичного і тектонічного (геодинамічного) чинників, які визначали термобаричні умови на стадії катагенезу. Найновіші наші дослідження засвідчили, що кінетика трансформації низькотемпературних модифікацій кремнезему залежала також і від фізико-хімічних умов на ранніх стадіях постседиментаційних перетворень. У відновному середовищі у верхньому шарі збагачених ОР карбонатно-кременистих осадів на етапі раннього діагенезу відбувалася не тільки трансформація опал-А→опал-СТ→опал-С, а й часткове перетворення біогенної опалової маси  $\text{SiO}_2$  у кварц (халцедон). Високий ступінь структурної впорядкованості породоутворювального кремнезему вапнистих силіцитів і фтанітів менілітової світи ми пов'язуємо зі сприятливим збігом низки чинників (високий вміст карбонатної та органічної домішок, що визначали рН і Eh на стадії діагенезу, жорсткі термобаричні умови на стадії катагенезу).

Отже, деякі специфічні мінералого-петрографічні особливості карбонатно-кременистих порід (наявність ранньодіагенетичного піриту, своєрідні седиментаційно-діагенетичні шаруваті й лінзоподібно-плямисті текстури вапнистих силіцитів, високий ступінь розкристалізованості породоутворювального кремнезему в порівняно молодих відкладах) поряд із підвищеним вмістом розсіяної ОР і майже повною відсутністю решток бентосної фауни (крім поодиноких спікул губок) та біотурбацій в осадовій товщі можна вважати індикаторами аноксичних умов у басейні седиментації.

Карбонатно-кременисті породи нижнього еоцену (манявська світа) за геохімічними умовами аутигенного мінералоутворення посідають проміжне місце між скременілими вапняками верхньої юри–нижньої крейди Пенінської зони та вапнистими силіцитами менілітової світи. Характерними ознаками нижньоеоценової товщі є темно-зелене забарвлення порід і незначна кількість органічної домішки, що може свідчити про наявність в осадах на стадії седиментогенезу й етапі раннього діагенезу умов, близьких до нейтральних за значеннями Eh (слабоокисних, слабовідновних). До пластів манявських фтанітів також приурочені прошарки опокоподібних карбонатно-кременистих порід, що подібні до аналогічних менілітових утворень. Однак такої широкої різноманітності седиментаційно-діагенетичних текстур, яка характерна для вапнистих силіцитів менілітової світи, в еоценових відкладах нема. Крім того, нижньоеоценові кременисті породи мають дещо нижчі коефіцієнти кристалічності кварцу, ніж олігоценові фтаніти [7], що свідчить про порівняно меншу інтенсивність діагенетичних перетворень біогенного  $\text{SiO}_2$ .

Припускаємо, що в ранньому еоцені в Карпатському седиментаційному басейні теж міг діяти регіональний апвелінг, наслідком чого було утворення кременистого горизонту манявської світи. В результаті підвищеної біопродукції в зоні апвелінгу й

окиснення ОР відмерлих організмів виникав певний дефіцит кисню в морських водах. Проте апвелінговий ефект у ранньоеоценовому Карпатському басейні виявився недостатньо сильним для створення потужної зони КМ. Окисно-відновна межа була близькою до межі вода–осад, а лужно-окисний етап діагенезу виражений дуже слабо. Аутигенне сульфідно- і кремнеутворення в таких умовах на ранньому етапі діагенезу було дещо сповільненим порівняно із сильно збагаченими ОР відкладами менілітової світи.

Отже, згідно з результатами виконаних досліджень, у біогенних карбонатно-кременистих відкладах можна виділити два головні типи аутигенного мінералоутворення, що відрізнялися:

по-перше, пізньодіагенетичним формуванням мінеральних агрегатів піриту і низькотемпературних модифікацій кремнезему (опалу-СТ, кварцу) в осадах седиментаційних басейнів з доброю аерацією морських вод і чітко вираженим лужно-окисним етапом діагенезу;

по-друге, ранньодіагенетичним сульфідоутворенням і пришвидшеною трансформацією низькотемпературного кремнезему біогенного походження за схемою опал-А→опал-СТ→опал-С→кварц (халцедон), що було характерно для седиментаційних басейнів, де панували відновні аноксичні умови (виділений на прикладі олігоценів відкладів, формування яких пов'язане з фазою безкисневих подій ОАЕ-4).

1. *Габинет М.П.* Постседиментационные преобразования флиша Украинских Карпат. К., 1985.
2. *Гаррелс Р.М., Крайст Ч.Л.* Растворы, минералы, равновесия. М., 1968.
3. *Германов А.И., Борзенков И.А., Юсупова И.Ф.* Преобразование карбонатных пород на участках развития биогенных сульфатредукций и метанообразования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 5. С. 106–113.
4. *Лозыняк П.Ю., Свириденко В.Г.* Конкреции кремней в известняках свалывской свиты (Украинские Карпаты) // Вопр. литологии и петрографии. 1973. Кн. 2. С. 185–188.
5. *Махнач А.А., Гулис Л.Ф.* Модель образования и изменения желваковых кремней Беларуси // Докл. АН Беларуси. 1993. Т. 37. № 2. С. 188–192.
6. *Начев И.К., Начев Ч.И.* Горнокредни слоести кремъчни скали в Източним Балкан (България) // Палеонтология, стратиграфия и литология. 1990. Кн. 28. С. 66–77.
7. *Попп І.Т.* Мінерали кремнезему біогенних силіцитів Карпат // Мінерал. зб. 1994. № 47. Вип. 1. С. 67–71.
8. *Сеньковский Ю.Н.* Литогенез кремнистых толщ юго-запада СССР. К., 1977.
9. *Сеньковский Ю.М., Попп І.Т., Мороз П.В.* Геохімічні умови утворення сульфідно-кременисто-карбонатних конкрецій у бітумінозних нижньокрейдових і олігоценових відкладах Українських Карпат // Праці НТШ. 2001. Т. 5. Геол. зб. С. 71–76.
10. *Страхов Н.М.* К познанию диагенеза // Вопр. минералогии осадоч. образований. 1956. Кн. 3/4. С. 7–26.

11. *Holdaway H.K., Clayton C.S.* Preservation of shell microstructure in silicified brachiopods from the V.Cretaceous Wilmington Sands of Devon // *Geol. Mag.* 1982. Vol. 119. P. 371–382.
12. *Jones J.B., Segnit E.R.* The nature of opal. 1. Nomenclature and constituent phases // *Journ. Geol. Soc. Austr.* 1971. Vol. 18. N 1. P. 57–68.
13. *Maliva R.G., Siever R.* Nodular chert formation in carbonate rocks// *S. Geol.* 1989. Vol. 97. N 4. P. 421–433.
14. *Noble S.P., Van Stempvoort D.R.* Early burial quartz authigenesis in silurian platform carbonates, New Branswick, Canada // *V. Sediment. Petrol.* 1989. Vol. 59. N 1. P. 65–76.
15. *Siever R.* Silica solubility, 0–200°C, and the diagenesis of siliceous sediments // *S. Geol.* 1962. Vol. 70. N 2. P. 127–150.

**AUTHIGENIC MINERALS FORMATION IN  
MESOZOIC-CENOZOIC CARBONATE-SILICEOUS DEPOSITS  
OF THE UKRAINIAN CARPATHIANS**

**I. Popp**

*Institute of Geology & Geochemistry of Combustible Minerals NAS of Ukraine  
and NJ-SC “Naftogas of Ukraine”  
Naukova st. 3a, UA – 79053 Lviv, Ukraine  
E-mail: igggk@ah.ipm.lviv.ua*

On the example of Mesozoic-Cenozoic carbonate-siliceous deposits of the Ukrainian Carpathians the peculiarities of authigenic minerals formation in biogenic deposits of sedimentary basins are described. They are characterised by good aeration of marine water and oxic conditions during the early diagenesis stage; reduced anoxic conditions (Oligocene phase of anoxic events OAE-4).

*Key words:* authigenic minerals formation, sulphides, carbonates, silica, silified limestone, limy silicite, diagenesis, reducing environment, anoxic events, Ukrainian Carpathians.

Стаття надійшла до редколегії 06.06.2002  
Прийнята до друку 19.09.2002