

УДК 549(477.8)

**АУТИГЕННЕ МІНЕРАЛОУТВОРЕННЯ  
В БІТУМІНОЗНИХ СКРЕМЕНІЛИХ ВІДКЛАДАХ  
НИЖНЬОЇ КРЕЙДИ Й ОЛІГОЦЕНУ УКРАЇНСЬКИХ КАРПАТ**

**І. Попп**

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

Виділено три головні літолого-геохімічні типи крейдово-палеогенових флішових відкладів Українських Карпат, що відрізняються за вмістом породоутворювальних інгредієнтів біогенного походження ( $\text{SiO}_{2\text{біог}}$ ,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{C}_{\text{орг}}$ ). Проаналізовано вплив процесів трансформації органічної речовини на аутигенне мінералоутворення в бітумінозних скременілих товщах на різних етапах їхнього літогенезу (ранній діагенез, пізній діагенез–ранній катагенез, пізній катагенез).

*Ключові слова:* аутигенне мінералоутворення, бітумінозні відклади, силіцити, конкреції, діагенез, катагенез, нижня крейда, олігоцен, Українські Карпати.

Специфічні особливості аутигенного мінералоутворення під час постседиментаційної трансформації тієї чи іншої осадової товщі визначені, головню, геохімічною обстановкою в басейні осадонагромадження, що формувалася під впливом процесів деструкції органічної речовини.

Упродовж седиментологічної історії формування карпатського флішу відбувалися значні зміни геохімічної обстановки осадонагромадження – від аеробної до анаеробної й навпаки. Це суттєво впливало на умови фосилізації органічної речовини та визначало характерний хімічний тип її деструкції, від якого залежала інтенсивність діагенетичного мінералоутворення і, відповідно, речовинний склад порід. У крейдово-палеогеновому фліші Карпат ми виділили [8] три головні літолого-геохімічні типи осадових утворень, що відрізняються за вмістом породоутворювальних інгредієнтів біогенного походження ( $\text{SiO}_{2\text{біог}}$ ,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{C}_{\text{орг}}$ ): сірі вапнисто-глинисто-теригенні; невапнисті або слабковапнисті, часто строкаті глинисто-теригенні; чорні вуглецевмісні (бітумінозні) скременілі теригенно-глинисті товщі. Седиментація відкладів цих трьох типів відбувалась у різних фізико-хімічних умовах середовища (окисних, відновних), пов'язаних зі змінами характеру океанічної циркуляції і, відповідно, газового режиму придонних вод (аеробного, анаеробного).

Головним об'єктом літолого-геохімічних і мінералогічних досліджень були осадові утворення третього типу, тобто породи з підвищеним вмістом  $\text{C}_{\text{орг}}$  і  $\text{SiO}_{2\text{біог}}$ . У фліші Українських Карпат вони представлені нижньокрейдowymi (шипотська, спаська світи) і олігоценowymi (менілітова, дусинська світи) відкладами, літологія та умови утворення яких досить детально висвітлені в працях [1–3, 7–10 та ін.]. Такі осадові утворення ми розглядаємо як давні аналоги сучасних вуглецевмісних кременистих осадів апвелінгових зон або басейнів, у яких розвинуті умови стагнації, і

пов'язуємо їхнє формування з так званими океанічними безкисневими подіями (фаза ОАЕ-1, барем-альб; фаза ОАЕ-4, олігоцен).

Фізико-хімічні умови седиментогенезу і раннього діагенезу крейдово-палеогенових відкладів Українських Карпат для трьох виділених нами головних літолого-геохімічних типів цих осадових утворень суттєво визначені газовим режимом седиментаційного басейну. Наприклад, сірі вапнисто-глинисто-теригенні товщі (перший тип) нагромаджувались у сильноокисних і окисних седиментаційних умовах з інтенсивною аерацією морських вод. Окисно-відновна межа була значно нижче межі вода-осад (окисні умови), або відновної зони діагенезу взагалі не було (сильноокисні умови). У дуже подібній геохімічній обстановці нагромаджувалися невапнисті або слабковапнисті глинисто-теригенні відклади (другий тип). Проте іноді під час їхньої седиментації на певних ділянках морського дна в наддонних водах виникав дефіцит кисню, і окисно-відновна межа була досить близько від межі вода-осад. Свідченням цього є спорадична наявність у товщах другого типу порід, збагачених  $C_{орг}$  і  $SiO_{2біог}$ , зокрема, окремих прошарків темно-сірих і чорних аргілітів у строкатих горизонтах, а також фтанітів у кременистому горизонті манявської світи. Під час діагенезу товщ першого і другого типу сольовий склад та фізико-хімічні характеристики мулових розчинів (pH, Eh, Alk\*) здебільшого не зазнавали значних змін порівняно з хімічним складом морської води (Cl-Na-SO<sub>4</sub>-Mg).

Наслідком низької контрастності кислотно-лужного режиму середовища був дуже слабкий розвиток процесів діагенетичного перерозподілу речовини і конкрецієутворення. Тому карбонати в цих товщах, зазвичай, є в розсіяному стані, а не сконцентровані у вигляді діагенетичних стяжінь. Осадові відклади, які формувалися в сильноокисних умовах, досить часто мали високий вміст окисного заліза ( $Fe^{3+}$ ) і, відповідно, червоне забарвлення. Окиснені осади містять дуже незначну кількість домішки  $C_{орг}$  – у межах значень, нижчих від кларкових. Зазвичай низьким є вміст закисного заліза ( $Fe^{2+}$ ) у формі ранньодіагенетичного піриту.

Що стосується чорних вуглецевмісних скременілих теригенно-глинистих відкладів (третьй тип), то седиментація таких товщ відбувалась у відновному і сильно відновному середовищі, яке було спричинене значним дефіцитом кисню в наддонних водах. Окисна зона спорадично утворювалась на окремих ділянках морського дна, проте мала дуже незначну потужність (слабковідновні, субвідновні і слабкоокисні умови). На певних етапах седиментологічної еволюції басейну, коли різко посилювалась інтенсивність нагромадження органічної речовини внаслідок її окиснення сульфат-іоном, у наддонних водах могла утворюватись зона сірководневого зараження. В такій геохімічній обстановці важливим чинником діагенезу була метаморфізація мулових вод моського типу (Cl-Na-SO<sub>4</sub>-Mg) у хлоридно-лужні або хлоридно-натрій-кальцієві, які мають низький вміст сульфатів [13]. Фізико-хімічні характеристики (pH, Eh, Alk) під час діагенезу осадів змінювались у досить широких межах, що сприяло інтенсивному діагенетичному перерозподілу речовини, утворенню конкрецій різного морфологічного типу і мінерального складу, трансформації біогенного кремнезему за схемою опал-А → опал-СТ → опал-С → кварц (халцедон). Зокрема, у працях [7, 9, 10] ми описали сульфідно-карбонатно-кременисті конкреції зональної будови, формування яких пов'язане зі зміною кислотного-лужного режиму середовища та іонного складу мулових розчинів упродовж

---

\* Alk =  $[HCO_3]^- + 2[CO_3]^{2-}$

діагенезу. В таблиці, складеній за даними [3, 4, 12, 13 та ін.], наведено послідовність і геохімічні наслідки процесів розкладу органічної речовини на стадії седиментогенезу й етапі раннього діагенезу вуглецевмісних осадових товщ. Виділено такі стадії цього процесу, як аеробне окиснення органічних сполук та їхня деструкція в анаеробних умовах (окиснення нітрат-іоном, або денітрифікація; окиснення сульфат-іоном, або сульфат-редукція; метаногенний розклад органічної речовини). Кожна з цих реакцій по-різному впливає на зміни кислотно-лужного режиму середовища і, відповідно, на осадження або розчинення аутигенних мінералів (кремнезему, карбонатів, сульфідів).

Деяко іншим є вплив процесів трансформації органічної речовини на пізньодіагенетичні й катагенетичні перетворення досліджуваних вуглецевмісних товщ. Під час діагенезу кременисто-глинистих і кременистих осадів органічні сполуки зазнають активного сорбування шаруватими силікатами і низькотемпературним кремнеземом у формі опалу-А й опалу-СТ.

Послідовність і мінералогічні та геохімічні наслідки взаємодії мінеральної й органічної речовини під час седиментогенезу і постседиментаційних перетворень вуглецевмісних осадових товщ, за даними [4, 12, 13 та ін.]

Окисно-відновні умови	Реакції розкладу органічної речовини	Збільшення (↑) чи зменшення (↓) фізико-хімічних параметрів	Мінералогічні та геохімічні наслідки (↓ – осадження; ↑ – розчинення)
1	2	3	4
Седиментогенез–ранній діагенез			
Eh > 0	Аеробне окиснення: (CH <sub>2</sub> O) <sub>106</sub> (NH <sub>3</sub> ) <sub>16</sub> H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> + 138O <sub>2</sub> = 106CO <sub>2</sub> + 122H <sub>2</sub> O + 16NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> + H <sub>2</sub> PO <sub>4</sub> <sup>-</sup> + 17H <sup>+</sup> (1). Відбувається у товщі морської води і в окисненій (аеробній) зоні осаду	pH ↓ Alk ↓  [HCO <sub>3</sub> ] <sup>-</sup> ↓ Alk ↑	У мезопелагічній частині басейну: посилення біогенної седиментації кремнезему (SiO <sub>2</sub> ↓). Розчинення решток організмів з карбонатною функцією (CaCO <sub>3</sub> ↑). Підвищення рівня глибини карбонатної компенсації: CaCO <sub>3</sub> +CO <sub>2</sub> +H <sub>2</sub> O ↔ Ca <sup>2+</sup> +2HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> ; H <sup>+</sup> +H <sub>3</sub> SiO <sub>4</sub> <sup>-</sup> (pH>9) ↔ H <sub>4</sub> SiO <sub>4</sub> (pH>7) ↔ SiO <sub>2</sub> ·2H <sub>2</sub> O (pH≤7). Формування у товщі морської води шару кисневого мінімуму
Eh > 0 Eh < 0	Окиснення нітрат-іоном (денітрифікація): (CH <sub>2</sub> O) <sub>106</sub> (NH <sub>3</sub> ) <sub>16</sub> H <sub>3</sub> PO <sub>4</sub> + 94NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> = 106CO <sub>2</sub> + 55N <sub>2</sub> +177H <sub>2</sub> O+H <sub>2</sub> PO <sub>4</sub> <sup>-</sup> (2). Відбувається в дуже вузькій перехідній аеробно-анаеробній зоні в морській воді або в осаді	pH ↓ Alk ↓	Немає значних мінералогічних і геохімічних наслідків.

Закінчення табл.

1	2	3	4
Ранній діагенез			
Eh < 0	Окиснення сульфат-	pH ↑; [HCO <sub>3</sub> ] <sup>-</sup> ↑;	Збагачення мулових, а потім і

	іоном (сульфат-редукція): $(\text{CH}_2\text{O})_{106}(\text{NH}_3)_{16}\text{H}_3\text{PO}_4 + 53\text{SO}_4^{2-} = 38\text{H}_2\text{S} + 16\text{NH}_4^+ + \text{H}_2\text{PO}_4^- + 106\text{HCO}_3^- + 15\text{HS}^-$ (3). Відбувається у відновленій (анаеробній) зоні осаду	Alk ↑; $[\text{SO}_4]^{2-}$ ↓; $[\text{S}]^{2-}$ , $[\text{HS}]^-$ ↑  pH ↓; $[\text{CO}_3]^{2-}$ ↓; $[\text{HCO}_3]^-$ ↓; Alk ↓  $[\text{SO}_4]^{2-}$ ↓	морських вод сірководнем та формування зони сірководневого зараження в морському басейні. У верхніх шарах осаду: розчинення решток організмів з кремнієвою функцією ( $\text{SiO}_2$ ↑). Осадження аутигенних карбонатів ( $\text{CaCO}_3$ ↓): $\text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^- \leftrightarrow \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$ ; $\text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-} \leftrightarrow \text{CaCO}_3$ . У нижніх шарах осаду: зменшення інтенсивності реакції (3) внаслідок зниження концентрації сульфат-іонів. Осадження аутигенного кремнезему ( $\text{SiO}_2$ ↓) внаслідок зниження pH і Alk середовища.
Eh < 0	Метаногенний розклад: $(\text{CH}_2\text{O})_{106}(\text{NH}_3)_{16}\text{H}_3\text{PO}_4 + 15\text{H}_2\text{O} = 53\text{CH}_4 + 38\text{CO}_2 + 16\text{NH}_4^+ + \text{H}_2\text{PO}_4^- + 15\text{HCO}_3^-$ (4). Реакція відбувається паралельно з реакцією (3) у відновленій (анаеробній) зоні осаду.	pH ↑ $[\text{HCO}_3]^-$ ↑ Alk ↑	Вплив на зміну pH і Alk середовища, спричинений реакцією (4), на порядок нижчий, ніж такі самі зміни, спричинені реакцією (3)
Пізній діагенез–ранній катагенез			
Eh < 0	Адсорбція органічних сполук глинистими і кременистими мінералами та утворення органо-мінеральних агрегатів		Гальмування постседиментаційної трансформації породотворювальних глинистих і кремнеземових мінералів
Пізній катагенез			
Eh < 0	Руйнування органо-мінеральних агрегатів		Виштовхування бітумінізованої органіки в пори і тріщини порід. Гідрослюдидація монтморилоніту і катагенетичне скременіння порід

Утворюються складні органо-мінеральні агрегати з глинистих мінералів, біогенного кремнезему та розсіяної органічної речовини (POR), процес утворення і розпаду яких має важливе значення як для реалізації нафтогенераційного потенціалу бітумінозних відкладів, так і для формування колекторських властивостей порід.

На етапах пізнього діагенезу й раннього катагенезу домішка POR є інгібітором процесів трансформації глинистих і кремнеземових мінералів у структурно досконаліші модифікації. Ця закономірність досить чітко виділена на прикладі різних літологічних типів кременистих, глинистих і кременисто-глинистих порід Україн-

ських Карпат. Наприклад, проведені нами мінералого-петрографічні дослідження засвідчили, що в прошарках фтанітів шаруватої текстури, збагачених тонкодисперсними частинками РОР, зафіксовано підвищений вміст оптично ізотропного  $\text{SiO}_2$ , тоді як у прошарках з низьким вмістом розсіяної органіки породоутворювальний кремнезем ліпше розкристалізований до мікрокристалічного кварцу. Згідно з [5], у кременистих горизонтах менілітової світи виділяють низку відмін силіцитів – від чорних бітумінозних фтанітів зі значним вмістом оптично ізотропного  $\text{SiO}_2$ , що розпилені в основній масі кременистої речовини, до коричневих халцедонолітів, які містять незначну кількість РОР. Породоутворювальний кремнезем халцедонолітів має вищий ступінь структурної впорядкованості порівняно зі збагаченими розсіяною органікою чорними фтанітами.

Отже, вплив геохімічних процесів за участю РОР на постседиментаційні перетворення мінеральної речовини дуже неоднозначний. З одного боку, у скременілих вуглецевмісних товщах є ознаки інтенсивного діагенезу, виражені наявністю в їхньому складі значної кількості діагенетичних карбонатів і сульфідів, зазвичай у формі конкрецій. Поряд з цим у відкладах, збагачених РОР, є ознаки гальмування пізньодіагенетичних процесів, виражені, наприклад, порівняно низьким ступенем розкристалізованості породоутворювального кремнезему деяких відмін вуглецевмісних силіцитів. Це дає підставу окремим дослідникам, зокрема Я.Е. Юдовичу та М.П. Кетрісу [14], висловити сумнів щодо загальноприйнятих уявлень [11] про деструкцію органічної речовини як рушійної сили діагенезу. Ми не погоджуємося з таким трактуванням цього питання. На нашу думку, цю суперечність можна вирішити за допомогою детального розгляду стадійності геохімічних процесів, що відбуваються за участю органічної речовини. Якщо на стадії раннього діагенезу аеробний і анаеробний розклади органічної речовини є важливим чинником аутигенного мінералоутворення, то в пізньому діагенезі та ранньому катагенезі наявність домішки РОР справді знижує інтенсивність постседиментаційних перетворень унаслідок сорбції органічних сполук шаруватими силкатами і кремнеземом.

Ще іншою є специфіка взаємодії мінеральної та органічної речовини на етапі пізнього катагенезу. Внаслідок переходу глинистих і кремнеземових мінералів у структурно досконаліші форми й відповідного зниження їхніх адсорбційних властивостей руйнуються орґано-мінеральні агрегати. Контакти глинистого, кремнеземового й орґанічного компонентів створюють мікротекстурні неоднорідності, з якими пов'язане існування в породах послаблених зон. Виникають сприятливі умови для утворення тріщинуватості. На цьому етапі катагенетичних перетворень відбувається відштовхування органіки в пори і тріщини породи, трансформація її у вуглеводні нафтового ряду. Наприклад, у досліджених нами силіцитах і кременеаргілітах флішу Карпат ниткоподібні включення епігенетичної органічної речовини трапляються в прожилках, утворених дрібно- і середньокристалічним кварцом, тоді як основна криптозерниста маса породи містить тонкодисперсний кремнезем. Сприятливі умови формують вторинного порового простору й поліпшенню колекторських властивостей порід, особливо треба виділити гідрослюдизацію (ілітизацію) монтморилоніту. За даними [2, 3], у досліджуваних бітумінозних кременисто-глинистих породах менілітової світи заміщення монтморилоніту гідрослюдою у значних масштабах відбувається на етапі мезокатагенезу МК<sub>2</sub>–МК<sub>3</sub>. Тоді монтморилоніт перестає траплятися як самостійний мінерал, а існує лише як елемент кристалічної структури в змішаношаруватих агрегатах з

гідрослюдою. Унаслідок цього процесу утворюється вільний кремнезем, який витрачається на скременіння порід, що (поряд зі збезводненням) робить їх крихкішими і здатними до розтріскування в зонах тектонічних напружень.

Відомо, що гідрослюди́зація монтморилоніту, як і перетворення мінералів групи кварцу, дещо сповільнюється в породах, збагачених РОР. Наприклад, у бітумінозних скременілих відкладах юрського віку в Західному Сибіру (баженовська світа) цей процес починається за температури 90–100 °С і не завершується навіть при 120–130 °С. У породах з незначним вмістом РОР гідрослюди́зація монтморилоніту відбувається за температури 55–95 °С [6]. Подібна закономірність, за даними [3], зафіксована і в товщі крейдово-палеогенового флішу Українських Карпат. Збільшення вмісту  $K_2O$ , яке є свідченням гідрослюди́зації монтморилоніту, фіксують в аргілітах верхньокрейдного й еоценового флішу на значно менших глибинах (до 3,5 км), ніж у бітумінозних кременисто-глинистих породах спаської світи нижньої крейди і менілітової світи олігоцену (близько 6 км).

Зіставлення результатів літологічних і мінералого-петрографічних досліджень з геолого-геофізичними матеріалами засвідчило, що у менілітовій світі в багатьох випадках припливи нафти й газу пов'язані не з потужними піщаними товщами, а з горизонтами, які складені тріщинуватими аргілітами з окремими прошарками алевролітів і пісковиків або тонким ритмічним перешаровуванням пісковиків, алевролітів, аргілітів (свердловини Орів-28, Делятин-15, Пнів-18, Південний Гвізд-4, 9, Микуличин-3, 21, 22) [8]. У таких пачках між алевритистими скременілими аргілітами, що збагачені розсіяною органічною речовиною, і пісковиками або алевролітами з кременисто-глинистим цементом мікроскопічно простежують поступові переходи. Це дало змогу припустити існування в досліджуваній олігоценій товщі глинистих і кременисто-глинистих колекторів тріщинного типу або теригенних колекторів змішаного типу. На нашу думку, на формування вторинного порового простору цих порід суттєво вплинули катагенетичні перетворення біогенного кремнезему і глинистих мінералів, важливим чинником яких була трансформація органічної речовини. Тобто такі процеси, як скременіння порід, розкristалізація опалу-А і опалу-СТ у кварц (халцедон) і гідрослюди́зація монтморилоніту, сприяють утворенню тріщинуватих зон у вуглецевмісних відкладах.

Отже, мінералогічні перетворення під час літогенезу досліджуваних нижньокрейдних та олігоценових вуглецевмісних відкладів тісно пов'язані з процесами деструкції і трансформації седиментогенної розсіяної органічної речовини. На етапі раннього діагенезу реакції аеробного й анаеробного розкладу органічних сполук зумовили суттєві коливання кислотно-лужного режиму середовища, які спричинили перерозподіл речовини в осаді та інтенсивне аутигенне мінералоутворення. На етапах пізнього діагенезу й раннього катагенезу простежено ефект гальмування постседиментаційних процесів, пов'язаний із сорбцією органічних кремнеземовими і глинистими мінералами та формуванням органо-мінеральних комплексів. На етапі пізнього катагенезу відбувалося руйнування органо-мінеральних комплексів, перетворення значної кількості розсіяної органіки у вуглеводні нафтового ряду і трансформація мінеральної речовини у структурно досконаліші форми, виникли сприятливі літогенетичні умови для формування тріщинуватих зон у породах.

1. *Габинет М.П.* Постседиментационные преобразования флиша Украинских Карпат. Киев, 1985.
2. *Габинет М.П.* Диагенетическое минералообразование в битуминозных осадках мелового периода в Карпатском геосинклинальном бассейне // Литогенез и полезные ископаемые. Киев, 1986. С. 41–47.
3. *Гуржий Д.В., Габинет М.П., Киселев А.Е.* и др. Литология и породы-коллекторы на больших глубинах в нефтегазоносных провинциях Украины. Киев, 1983.
4. *Кеннет Дж.* Морская геология. М., 1987. Т. 2.
5. *Лазаренко Є.К., Габинет М.П., Сливко О.П.* Мінералогія осадових утворень Прикарпаття. Львів, 1962.
6. *Парпарова Г.М., Неручев С.Г., Жукова А.В.* и др. Катагенез и нефтегазоносность. Л., 1981.
7. *Попп І.* Про аутигенне мінералоутворення в карбонатно-кременистих відкладах мезозой-кайнозою Українських Карпат // Мінерал. зб. 2002. № 52. Вип. 2. С. 119–126.
8. *Попп І.Т.* Окремі аспекти проблеми літогенезу нафтогазоносних відкладів крейдово-палеогенового флішового комплексу Передкарпатського прогину та Українських Карпат. Частина 1. Седиментогенез і постседиментаційні перетворення // Геологія і геохімія горючих копалин. 2005. № 3–4. С. 43–59.
9. *Попп І.Т., Сеньковський Ю.М.* Біогенні вуглецьвмісні силіцити барем-альбу і олігоцену Українських Карпат – свідчення океанічних безкисневих подій. Частина 1. Петрографія і стадійні перетворення // Геологія і геохімія горючих копалин. 2003. № 3–4. С. 65–82.
10. *Сеньковський Ю.М., Попп І.Т., Мороз П.В.* Геохімічні умови утворення сульфідно-кременисто-карбонатних конкрецій в бітумінозних нижньокрейдових і олігоценових відкладах Українських Карпат // Праці НТШ. 2001. Т. 5. Геол. зб. на пошану Северина Пастернака. С. 71–76.
11. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М., 1960. Т. 1.
12. *Тищенко П.Я., Павлова Г.Ю., Зюсс Е.* и др. Щелочной резерв поровых вод Охотского моря в местах выделения метана // Геохимия. 2001. № 6. С. 658–664.
13. *Шишкина О.В.* Геохимия морских и океанических иловых вод. М., 1972.
14. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Геохимия черных сланцев. Л., 1988.

**AUTHIGENOUS MINERAL FORMATION  
IN FLINT BITUMINOUS LOWER CRETACEOUS AND OLIGOCENE  
SEDIMENTS, UKRAINIAN CARPATHIANS**

**I. Popp**

---

*Institute of Geology and Geochemistry of Combustible Minerals of NASU  
Naukova St. 3a, UA – 79053 Lviv, Ukraine  
E-mail: igggk@ah.ipm.ua*

There are three main lithologic-geochemical types of Cretaceous and Palaeogene flysch sediments in the Ukrainian Carpathians, which differ in the composition of rock-forming ingredients of biogenic origin ( $\text{SiO}_{2\text{biog}}$ ,  $\text{CaCO}_3$ ,  $\text{C}_{\text{org}}$ ). Questions are raised concerning the influence of transformation processes of organic matter on authigenous mineral formation in flint bituminous strata (sediments of the third type) on different stages of their lithogenesis (early diagenesis, late diagenesis–early katagenesis, late katagenesis).

*Key words:* authigenous mineral formation, bituminous sediments, silicytes, concretions, diagenesis, katagenesis, Lower Cretaceous, Oligocene, Ukrainian Carpathians.

Стаття надійшла до редколегії 30.04.2007  
Прийнята до друку 26.06.2007