

<https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2021.2.226856>
УДК 551.35:551.79 (262.5)

О.П. ОЛЬШТИНСЬКА *, Г.М. ІВАНОВА, І.І. ПУСТОВОЙТ

Інститут геологічних наук НАН України, Київ, Україна
E-mail: ol-lesia@ukr.net; a_1207@ukr.net; korolinna49@ukr.net

* Автор для кореспонденції

СЕДИМЕНТАЦІЯ БІОГЕННОГО КРЕМНЕЗЕМУ НА ШЕЛЬФІ І КОНТИНЕНТАЛЬНОМУ СХИЛІ ЧОРНОГО МОРЯ

Аналіз особливостей утворення донних осадків у внутрішньоконтинентальних морях, закономірностей формування, накопичення та диференціації осадової речовини є важливою складовою дослідження та з'ясування складного процесу седиментогенезу в цих басейнах. Шельф та континентальний схил Чорного моря відзначаються різноманітністю умов осадконакопичення. У зв'язку з цим актуальними є детальні реконструкції умов формування донних осадків різних типів.

У загальному циклі пізньочетвертинної седиментації в Чорному морі вагоме значення має біогенне осадконакопичення, яке підпорядковується впливу ряду таких визначальних факторів, як джерела надходження, глибина басейну, біопродуктивність, кліматичні флуктуації.

У статті на основі узагальнення літературних джерел і власних досліджень кернових матеріалів багатьох чорноморських рейсів про вміст у них кремнескелетних решток проаналізовано поширення різних типів біогенних кременистих осадків у донних відкладах верхнього плейстоцену і голоцену на шельфі і континентальному схилі Чорного моря. Розглядаються джерела, шляхи і форми надходження кременистої біогенної речовини, склад і умови формування біогенних осадків в цілому, співвідношення діатомових мулів із коколітовими мулами та сапропелями в осадових товщах різних фаціальних зон, динаміка трансформації сучасних донних осадків, а також вплив факторів середовища на утворення та седиментацію біогенного кремнезему у Чорноморському басейні в кінці пізнього плейстоцену та в голоцені.

Актуальність теми обумовлена недостатнім висвітленням ряду питань щодо джерел мобілізації та характеру надходження біокременистого матеріалу, особливостей генезису силікатної біогенної речовини та її осадження в басейні, латерального поширення і вертикального розподілу по розрізу осадків, які вміщують біокременисту складову, палеоекологічних та фаціальних чинників, що впливали на седиментацію біогенного кремнезему в пізньому кварталі.

Вивчення процесів формування сучасних донних осадків в широкому діапазоні фаціальних умов має практичне значення для низки геологічних, седиментологічних і фаціальних досліджень, як фундаментальних, так і прикладних, пов'язаних із пошуками, розвідкою та експлуатацією корисних копалин, а також для використання отриманих результатів при освоєнні морських акваторій.

Ключові слова: Чорне море; седиментація; біогенне кремненакопичення; діатомові водорості.

Цитування: Ольштинська О.П., Іванова Г.М., Пустовойт І.І. Седиментація біогенного кремнезему на шельфі і континентальному схилу Чорного моря. *Геологічний журнал*. 2021. № 2 (375). С. 79—89. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2021.2.226856>

Citation: Olshtynska O.P., Ivanova G.M., Pustovoyt I.I. (2021). Biogenic silica sedimentation on the shelf and continental slope of the Black Sea. *Geologičnij žurnal*, 2, 79-89. <https://doi.org/10.30836/igs.1025-6814.2021.2.226856>

Вступ

Формування морських донних осадків визначається системою, важливими складовими якої є структурно-геоморфологічна будова дна, гідродинаміка та гідрологія водної товщі, віддаленість берегової лінії, інтенсивність річкового стоку, тектонічні, геохімічні та кліматичні чинники, а також біопродуктивність органічної складової. Верхньочетвертинні осадки Чорного моря сформовані гетерогенними за генезисом і мінеральним складом утвореннями.

Для відкладів верхнього плейстоцену та голоцену важливе значення має біогенна складова, що постачається планктонними та бентосними організмами як з карбонатними скелетами — коколітофорідами, форамініферами та молюсками, так і кремнескелетними — діатомовими водоростями, спікулами губок, радіоляріями, а також значною кількістю органічного детриту, що надходить із суходолу. Внаслідок цього в процесі седиментації утворились різноманітні за обсягом та хімічним складом органомінеральні осадки, в тому числі сапропелі та сапропелеві мули (Куковська, 2007). Органічна речовина, що виноситься в Чорне море із річковим стоком, також вміщує карбонатні та кремнеземні скелетні елементи організмів. У речовинному складі осадків співвідношення карбонатних і кременистих скелетних решток та органічної речовини істотно змінюється в залежності від хімічного складу і солоності морських і річкових вод, температурного режиму та кліматичної зональності областей зносу.

Біокременисті осадки поширені на різних стратиграфічних рівнях верхньочетвертинного розрізу. Вони не тільки задіяні у загальному процесі осадконакопичення, але є літологічними та стратиграфічними маркерами та основою для палеофаціальних і стратиграфічних реконструкцій. Варто зазначити, що в цілому біогенне осадконакопичення у Чорному морі (внутрішньоконтинентальному басейні нафтогазоносного регіону) з істотними запасами морепродуктів становить науковий та практичний інтерес для дослідників різного профілю (Лисицын, 1977).

Мета роботи — надати узагальнену характеристику біокременистих осадків та з'ясувати просторово-часову мінливість комплексів

кремнескелетних водоростей, які значно відрізняються за таксономічним складом, визначити закономірності латерального поширення в межах шельфу та континентального схилу Чорного моря та вертикального розподілу в товщі верхньоплейстоценових (пізній новий евксин) і голоценових відкладів Чорного моря; — охарактеризувати особливості генезису та акумуляції силікатної біогенної речовини в басейні; — проаналізувати джерела мобілізації та шляхи надходження матеріалу, особливості біокременистої речовини, що надходить в басейн; — визначити таксономічний склад та екологічний спектр комплексів кремнескелетних організмів на різних за умовами седиментації ділянках акваторії та вік вміщуючих порід; — встановити ареали поширення різних генетичних типів планктоногенних біосиліцитів (шельфових, лагунних та озерних) в досліджених відкладах та їх зв'язок з типами осадків.

Матеріал та методи

Робота базується на аналізі літературних джерел та результатах власних багаторічних досліджень колонок донних осадків, вивченні складу та поширення кременистих біогенних осадків у верхньоплейстоценових та голоценових відкладах шельфу і континентального схилу Чорного моря. Зразки для дослідження зібрані на різних ділянках акваторії, як у відносно глибоководних (від 830 до 1720 м), так і в більш мілководних (545 і 450 м) та у прибережних зонах (30 м), що примикають до заток, лиманів і дельт великих річкових систем. Відбір зразків у рейсах проводили за допомогою гравітаційних прямоточних ударних трубок. Досліджували керни свердловин у межах Одеської затоки.

Відносний кількісний вміст біогенного кремнезему в осадках визначався за обсягом вилученого мацерату кремнескелетних решток із проби масою 10 г підданого обробці зразка. Лабораторна обробка для діатомового аналізу проведена за загальноприйнятою стандартною методикою. Кремнескелетні організми вивчали із застосуванням світлового мікроскопа Olympus CX4 і скануючих електронних мікроскопів JEOL 6490LV та Jeol Neo Scope JSM 5000; проаналізовано таксономічний склад та екологічний спектр комплексів.

Результати та їх обговорення

У товщі голоценових відкладів Чорного моря за типами осадків виділяються сім літофацій, дві в давньочорноморських відкладах, п'ять в новочорноморських. На зовнішньому шельфі, бровці і на схилі поширені літофації мідієвих та алевритово-пелітових фазеолінових мулів. У верхній частині континентального схилу виділяється літофація алевритових та коколітових мулів з тонкими прошарками сапропелів. На континентальному схилі та у глибоководній частині западини — літофація світло-сірих та сірих коколітових мулів, перешарування коколітових і діатомових глин, які підстеляються сапропелевими мулами (Шрейдер, 1980; Какаранза, Ларченков, 2007).

Просторовий розподіл біогенних осадків у Чорному морі в цілому відповідає традиційній схемі глибинної диференціації осадового матеріалу. Внаслідок біогенної седиментації на північно-західному шельфі на глибинах 75—140 м поширені черепашники, складені на 90—95 % цілими скелетами молюсків та їх детритом з домішками алевритового і глинястого матеріалу. З віддаленням від берега відклади представлені більш тонким матеріалом. Для схилу і ложа западини характерні алевритово-глинисті та пелітові органогенні карбонатні мули, складені переважно скелетами коколітофорид; карбонатність мулів зростає до центральної частини моря, місцями перевищуючи 50 %. Перешаровуються ці осадки планктоногенними біосиліцитами, що утворені рештками діатомових водоростей (Bacillariophyta). У південно-східній частині моря на глибинах до 2000 м розвинені алеврити і піски з різною кількістю біогенного детриту, винесені мулистими потоками (Какаранза, Ларченков, 2007). Сапропелевмісний шар поширений переважно в межах материкового схилу на глибинах моря понад 500 м, його потужність на різних ділянках моря становить від 0,35 до 2 м.

Органогенні осадки, сформовані мікроскопічними рештками твердих скелетних елементів та утворені органічною речовиною, розвинені на різних стратиграфічних рівнях четвертинного розрізу.

Від покрівлі верхнього нового евксину до сучасних утворень простежуються осадки з різним вмістом скелетних решток діатомових во-

доростей. У сульфідизованих гідротроїлітових мулах пізнього нового евксину рештки діатомових присутні в незначній кількості. Солонуватоводний помірно холодноводний діатомовий комплекс, який встановлений в цих мулах, є важливим біостратиграфічним маркером кінця нового евксину та цінним «документом» для палеогеографічних реконструкцій (Шимкус та ін., 1973; Ольштинська, 2008).

На новоевксинських відкладах у підшві давньочорноморського горизонту (каламітський вік, 7—8 тис. років тому) залягає горизонт сапропелевмісних осадків, який перекривається голоценовими коколітовими мулами (Щербаков и др., 1979; Какаранза, Ларченков, 2007; Шнюков и др., 2011). Залежно від вмісту скелетних елементів міководоростей розрізняються власне сапропелеві, сапропелево-коколітові, сапропелево-діатомові, сапропелево-коколітово-діатомові мули.

Коколітові мули, складені найдрібнішими міководоростями з карбонатними скелетами, здебільшого представниками одного виду *Emiliania huxleyi* (Lohm), утворюють у товщі новочорноморського горизонту прошарки білого кольору потужністю від 0,5 до 2,4 мм. Коколітові мули новочорноморського горизонту містять значну кількість органічного вуглецю.

У шельфовій зоні, на материковому схилі та у глибоководній западині Чорного моря ці осадки перешаровуються тонкими прошарками чистого діатомового мулу — планктоногенними біосиліцитами (рис. 1) (Шимкус и др., 1973, 1975; Забелина, Щербаков, 1975; Жузе и др., 1980; Щербаков, 1983; Ольштинская, 1996; Шимкус, 2005; Митропольский, 2013).

У відкладах голоцену планктоногенні біосиліцити поширені як генетичний тип відкладів. Накопичення біогенного кремнезему відбувалось нерівномірно та переривчасто. Різні частини розрізу давньочорноморського горизонту по-різному збагачені біокременистими рештками, в різноманітних фаціальних зонах відзначається неоднакова концентрація SiO_2 аморфного. У верхньочорноморських осадках діатомові мули тяжіють до нижньої частини розрізу і найбільш збагачені рештками діатомових.

Вміст аморфного кремнезему у голоценових планктоногенних біосиліцитах за різними даними становить від 1,02 до 28 або понад 50 % SiO_2 , в перерахунку на уламковий матеріал в

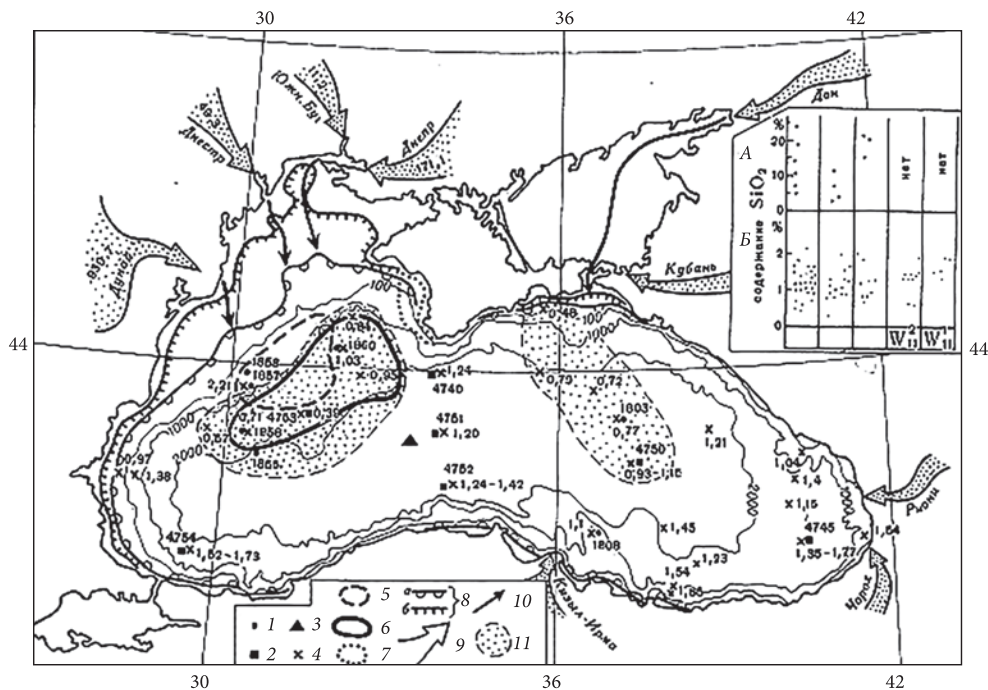


Рис. 1. Поширення діатомового кремнезему в голоценових відкладах Чорного моря (Шимкус, 1973): 1 — колонки осадків, відібрані на НДС «Академік С. Вавилов» у 1979 р.; 2 — колонки осадків, відібрані на НДС «Витязь» у 1960 р.; 3 — проби дночерпача; 4 — вміст SiO_2 аморф. у поверхневому шарі осадків; 5 — границя поширення глибоководних слабокременистих діатомових мулів у давньочорноморському та новочорноморському горизонтах; 6 — границя поширення глибоководних слабокременистих діатомових мулів у пізньоноевксинському горизонті; 7 — границя поширення мілководних слабокременистих діатомових мулів у давньочорноморському горизонті; 8 — положення берегової лінії: а — на початку, б — в кінці пізньоноевксинського часу; 9 — поставка біогенних елементів річками Чорноморського басейну (тис. т у рік); 10 — ймовірні русла річок у пізньоноевксинський час; 11 — поле мінімального вмісту SiO_2 аморф. в сучасних осадках Чорного моря. На врізці — вміст SiO_2 аморф.: А — в слабокременистих голоценових мулах; Б — у більшій частині розрізу четвертинних осадків

Fig. 1. Distribution of diatomaceous silica in Holocene deposits of the Black Sea (Shimkus, 1973): 1 — columns of sediments sampled by the research ship «Akademician S. Vavilov» in 1979; 2 — columns of sediments sampled by the research ship «Vityaz» in 1960; 3 — bottom grab samples; 4 — content of SiO_2 amorphous in the surface layer of sediments; 5 — border of distribution of deep-water weakly siliceous diatomaceous mud in the Drevchernomorsky and Novochernomorsky horizons; 6 — border of distribution of deep-water weakly siliceous diatomaceous mud in the New Euxinian horizon, 7 — border of distribution of shallow low-siliceous diatomaceous mud in the Drevchernomorsky horizon; 8 — coastline position: a — at the beginning, b — at the end of the Late New Euxinian time; 9 — supply of nutrients by the rivers of the Black Sea basin (thousand tons per year); 10 — supposed river beds in the Late New Euxinian time; 11 — field of minimum contents of SiO_2 amorphous in the modern sediments of the Black Sea. The inset shows the content of SiO_2 amorphous: A — in low siliceous Holocene mud; B — in most of the section of Quaternary sediments

середньому від 1,58 до 22,64 %, що дозволяє їх класифікувати як слабодіатомові (глинясто-діатомові) та як діатомові мули. Два піки підвищеного (6,05 %) та високого (13,15 %) вмісту цього компонента приурочені до міжльодовикових серій осадків. Це свідчить про різну роль діатомового фітопланктону в осадкоутворенні в басейні впродовж четвертинного періоду (Жузе и др., 1980), а також про різні темпи біопродуктивності діатомових водоростей, пов'язані з інтенсивністю надходженням біоген-

них елементів у життєдіяльний шар із водозбору та глибинних вод.

Діатомові водорості — фотосинтезуючі еукаріотичні одноклітинні мікроорганізми із зовнішнім скелетом — панцирем, розміром від кількох мікрон до 50—100 мкм, найбільші сягають 200 мкм. Панцирі складені гідратом оксиду кремнію, близьким до опалу ($\text{SiO}_2 \times n\text{H}_2\text{O}$, щільність 2,07), з домішками металів (Al, Fe, Mn) та органічної компоненти. Кремній є переважаючим елементом у скелетах діатомових, не враховую-

чи кисень і водень, що перевершують за вмістом вуглець. Панцирі добре зберігаються у донних осадах при сприятливих умовах, їх діагенез в осадах відбувається через серію фізичних та хімічних змін, які пов'язані головним чином з температурою. На глибинах 300—400 м скелети руйнуються та піддаються частковому розчиненню, а на глибинах понад 600 м відбувається розчинення опалу-А (біогенного кремнезему) (James et al., 1978). Двоокис кремнію багаторазово переосаджується у вигляді неорганічного опалу-А у придонному шарі на глибинах до 600—700 м.

Фактично справжнє біогенне кремненакопичення, тобто формування товщ діатомітів, діатомових глин та трепелів, у Чорноморському регіоні закінчилось на початку понту (7,2 млн років тому). Шар діатоміту потужністю до 2 м виявлено нами у мергелистих глинах нижнього понту мису Залізний Ріг (Таманський півострів) в Індольському прогині (св. 89). Цей рівень простежується також у північно-східній частині Чорного моря у свердловинах глибоководного буріння (Жузе та ін., 1980). Максимум біогенного кремненакопичення в Чорноморському регіоні відбувався ще раніше і припав на сарматський час (14—10 млн років тому). Сарматський басейн відзначався найбільш високою продуктивністю діатомового планктону та темпами накопичення біогенних силіцитів. Значна частина розрізу сарматських відкладів центральних областей України, Причорномор'я, Придністров'я, Закарпаття, Кримського та Таманського півостровів складена діатомітами. Потужні товщі діатомітів промислового значення поширені в Молдові, в північно-східній Болгарії, Угорщині, Словаччині та Румунії, свердловинами діатоміти виявлені у відкладах північно-західного шельфу (Ольштинська, Тимченко, 2010, 2013) та у північно-східній частині Чорного моря (Жузе та ін., 1980). Екологічний спектр сарматських діатомових водоростей свідчить про їх розвиток у різних фаціальних зонах відносно неглибокого солонуватоводного морського сарматського басейну. Біогенний кремнезем як давніх діатомітів, так і слабкременистих голоценових діатомових мулів Чорноморського басейну утворений майже виключно скелетами діатомових водоростей із незначною домішкою диктіохових (силікофлагелат).

У морському циклі кремнезему біологічні процеси відіграють домінуючу роль, оскільки велика частина оксиду кремнію вилучається з кругообігу біогенним шляхом. Води сучасного Чорного моря багаті цим компонентом як за рахунок високої концентрації морських організмів, що вилучають кремній, так і внаслідок надходження прісноводних діатомей з річковим стоком у прибережні райони (Емельянов, 1966).

Варто зазначити, що на процес осадкоутворення у Чорному морі істотно впливає суходіл. Вплив річок на надходження кремнієвої кислоти в Чорне море особливо значний, оскільки на північно-західне узбережжя припадає майже 80 % річкового стоку, що сприяє тут максимальній біопродуктивності. Внутрішньоконтинентальні моря, як кінцеві басейни стоку, разом з оточуючими їх водозбірними областями, в яких здійснюється підготовка вихідного осадкового матеріалу, його транспортування та осадження в морському середовищі, утворюють єдині седиментаційні басейни. Величезна кількість кремнію поставляється в басейн з тих ділянок суходолу, де розвиваються морські і континентальні відклади, в тому числі обширні площі давнього, переважно неогенового кремненакопичення. Річки у північно-західній частині водозбору Чорного моря постачають розчинний кремній у вигляді зважених у воді мінеральних частинок. Водними потоками транспортуються і перевідкладаються осадкові породи різного віку разом із вміщеними в них палеонтологічними рештками. У північно-західному та західному районах басейну в осадах покривлі верхнього плейстоцену та нижнього голоцену разом з діатомовими, що захоронені *in situ*, присутні скелети перевідкладених діатомових. На північно-західному шельфі у поверхневому шарі 0—5 см в комплексі сучасних діатомей трапляються види, характерні для відкладів гурію, кімерію, куяльнику. Нижче по розрізу в інтервалі 40—65 см виявлені діатомові, характерні для середнього міоцену (14,5—13 млн років тому). Міоценові діатоміти і збагачені рештками діатомових осадки виносяться притоками Дністра і Дунаю із районів їх поширення у Молдові, Угорщині і Румунії та акумулюються в західному секторі Чорного моря. Абразія берегів Керченського та Таманського півостровів також сприяє над-

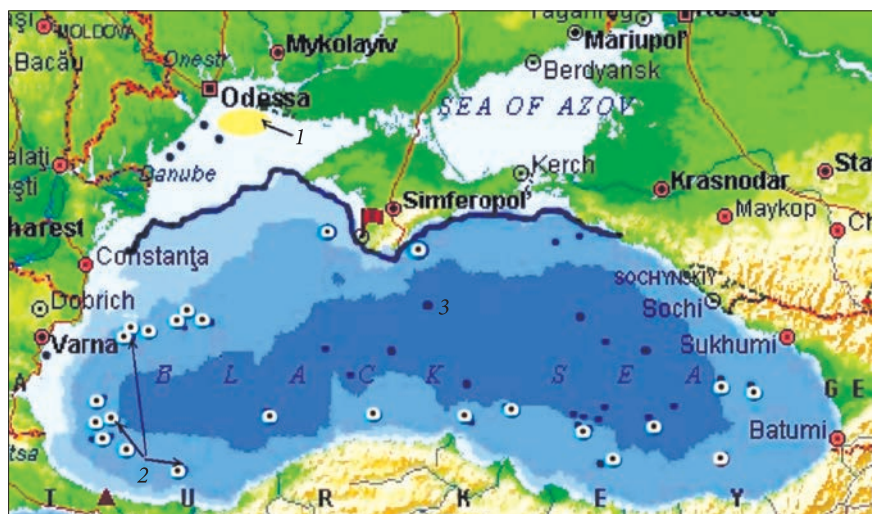


Рис. 2. Схема поширення біокременистих осадків у відкладах пізнього нового евксину Чорного моря (за діатомовими водоростями): 1 — прісноводні озерні та лиманні фації в долині палео-Дніпра, пізньоноевксинський та ранньобугазький час; 2 — солонуватоводні фації, кінець пізнього нового евксину; 3 — станції відбору донних осадків

Fig. 2. Location of biosilicate sediments in the Late New Euxinian of the Black Sea (by diatoms): 1 — freshwater lake and estuarine facies in the Paleo-Dnieper valley, Late New Euxinian and Early Bugaz time; 2 — brackish facies, the end of the Late New Euxinian, 3 — bottom sediment stations

ходженню значної кількості неогенових діатомових у голоценові та сучасні осадки. Гурійські відклади із кремнескелетними водоростями відомі на болгарському шельфі. Як правило, перезахороняються скелетні елементи товстостінних грубопанцирних видів, тонкі елементи піддаються розчиненню і повертаються у кругообіг кремнезему.

Стік Дунаю впливає на гідрохімічний склад придонних вод, помітно знижуючи величини рН і підвищуючи концентрацію кремнекислоти (Кондратьєв, 2019). В той же час кількість кремнекислоти, яка переноситься з шельфу в глибоководну область, майже на порядок перевищує значення, характерні для річкового стоку ((1,5—3) · 10⁷ кг/міс.), що пов'язують з включенням кремнію в цикл життєдіяльності діатомових (Рябцев и др., 2005).

Вважається, що одним з ендегенних джерел надходження кремнекислоти в Чорне море є грязьові вулкани (Шнюков, 1999; Шнюков, Коблев, 2020). У рідкій фазі деяких сопкових мулів вміст кремнекислоти становить від 28 до 72 мг/дм³ (Шнюков, Нетребская, 2013). Апвелінг також є важливим фактором впливу на збагачення вод кремнієм. При гіпоксійних умовах у придонних водах можуть утворюватись підвищені концентрації кремнекислоти. Ненасичені киснем води, що піднімаються до поверхні, містять значну кількість біогенних елементів і кремнекислоти (Кондратьєв, 2015).

В сучасному Чорному морі діатомові є однією із домінуючих за біомасою груп планктону (близько 35 % всього сучасного фітопланктону) та одним з основних носіїв аморфного кремнезему, загальна біомаса якого тут у 6—8 разів більше, ніж у Середземному морі (Білогорська, Кондратьєва, 1965). Середньорічні значення біомаси сучасного фітопланктону варіюють по акваторії глибоководної області моря в інтервалі 10—30 г · м⁻², досягаючи максимальних значень у центральних областях західної і східної частин моря (Кривенко и др., 2012). Діатомові бентосу прибережної частини північно-західного шельфу Чорного моря дуже різноманітні, включають майже 1100 видів (Неврова, 2014). Їх видовий склад залежить від ряду таких біотичних факторів, як глибина, кількість піщаної фракції у ґрунті, загальний органічний вуглець та антропогенне навантаження, а структура танатоценозів змінюється у різних біотопах. При утворенні різних типів донних відкладів за участю сілікофосилій особливе значення мають умови і режим, при якому відбувається процес їх накопичення.

Планктоногенні біосиліцити, як генетичний тип відкладів, підрозділяються на пелагічні, шельфові, лагунні та озерні. Їх розглядають як підтипи або самостійні генетичні типи єдиного фаціального ряду: озерні — лагунні — западинно-шельфові — пелагічні силіцити.

На різних за умовами седиментації ділянках Чорного моря було досліджено різні за таксо-

номічним складом та екологічним спектром викопні асоціації, які задіяні в утворенні різних типів осаdkів (Ольштынская, Тимченко, 2010).

Найпоширенішими в межах Чорноморської западини є голоценові западинно-шельфові — пелагічні силіцити, утворені морськими асоціаціями діатомових. Менші площі займають пізньоноевксинські слабокремністі солонуватоводні біосиліцити. За результатами наших досліджень їх численні місцезнаходження виявлені на шельфі, континентальному схилі північно-західного та західного секторів моря, сведловинами глибоководного буріння підняті у північно-східній частині Чорного моря, менше знахідок відомо у глибоководних акваторіях, де мікрофітофосилії, на нашу думку, перевідкладені. Слабокремністі відклади з діатомовою асоціацією *Stephanodiscus robustus* формувались при низькому рівні моря, Площа їх розповсюдження значно ширша, ніж західна глибоководна частина моря (Шимкус, 1973), а межа поширення повторює границі берегової лінії пізньоноевксинського солонуватоводного басейну в цих секторах. Ці відклади маркують границю плейстоцену—голоцену і є важливим біостратиграфічним та палеофаціальним репером для всього басейну (Жузе и др., 1980; Ольштынская, 1996, 2008).

Мілководні та прибережні акваторії сучасного північно-західного шельфу Чорного моря у пізньому плейстоцені і ранньому голоцені були акумулятивною рівниною шириною 200—210 км. Тут утворилося мозаїчне поєднання лагунних, лагунно-морських, морських і лиманних осаdkів, що вміщують біокремністу складову.

За результатами вивчення комплексів діатомових водоростей нами визначено три ділянки поширення неморських кремністих біогенних осаdkів на північно-західному шельфі. Найбільш давні за віком озерні і лагунні біосиліцити виявлені у верхньоплейстоценових осаdках Одеської затоки, лагунні — у голоценових відкладах Каркінітської затоки та поблизу мису Тарханкут (Ольштынская, Тимченко, 2013; Ольштынська, 2014; Olshtynskaya, Tymchenko, 2014) (рис. 2).

В межах сучасної Одеської затоки у розрізах верхнього нового евксину присутні слабокремністі мілководні озерні біосиліцити. За складом діатомових водоростей ці відклади



Рис. 3. Схема розташування ділянок планктоногенних біосиліцитів: 1 — пізньоноевксинські прісноводні озерні та лиманні фації, 2 — ранньоголоценова лагунна фація (Каркінітська затока), 3 — голоценова лиманна фація поблизу мису Тарханкут

Fig. 3. Location of planktonic biosilicites sites: 1 — Late New Euxine freshwater lake and estuarine facies, 2 — Early Holocene lagoon facies (Karkinitzky Bay), 3 — Holocene estuarine facies near Cape Tarkhankut

формувались у неглибоких континентальних озерах. Цей комплекс кремнескелетних водоростей суттєво відрізняється від асоціації із *S. robustus*, поширеної у солонуватоводному пізньоноевксинському басейні (див. рис. 2).

Ділянка поширення ранньоголоценових лагунних біосиліцитів виявлена на північному узбережжі Каркінітської затоки поблизу мису Тарханкут (сучасна глибина моря — 58 м). У колонці донних осаdkів в інтервалі 104—114 см міститься шар пелітових та алеврито-пелітових діатомових мулів. Вміст цілих стулок кремнескелетних водоростей та їх детриту становить від 5 до 30 % та меншу кількість спікул кремністих губок. Найбільш збагачена біокремністим матеріалом нижня частина розрізу. За таксономічним складом та екологічним спектром діатомових осаdконакопичення відбувалось у частково відокремленому від моря лимані відкритого типу із спокійним гідродинамічним режимом. За видовим складом та переважанням морських-солонуватоводних та солонуватоводно-прісноводних видів діатомові суттєво відрізняються від асоціацій із біосиліцитів шельфової зони й континентального схилу. В ранньому голоцені істотно змінилась фаціальна обстановка, рівень моря та соло-

ність збільшились, зросло надходження розчинного SiO_2 .

Друга ділянка поширення ранньоголоценових лагунних біосиліцитів досліджена в долині палео-Каланчака, на північному узбережжі Каркінітської затоки поблизу о-ва Джарилгач (Ольштинская, 2008; Ольштинская, 2009; Ольштинская, Тимченко, 2010, 2013) (рис. 3). Своєрідний екологічний склад діатомових властивий напівзакритим солонуватоводним лагунам і затокам. Серед озерних і лагунних водоростей, що утворюють ці відклади, переважають грубопанцирні та крупні за розміром стулки.

Лагунні діатомові комплекси в розрізах є важливою ознакою зміни фаціальних умов у прибережній частині басейну. Чутливість до зміни фізико-хімічних і гідрологічних особливостей водойми робить їх індикаторами параметрів палеосередовища, фаціальних умов осадконакопичення і надійними реперами для біостратиграфічних побудов та кореляцій (Ольштинская, Тимченко, 2010).

Без сумніву, лагунні та озерні біосиліцити значно ширше розповсюджені в Чорноморському басейні і потребують подальшого вивчення для формування повної картини седиментації біогенного кремнезему на шельфі та континентальному схилі Чорного моря.

Висновки

У загальному циклі седиментації в Чорноморському басейні органогенне осадконакопичення має дуже важливе значення. Біогенні осади в Чорноморському басейні утворюються завдяки розвитку організмів з карбонатними

або силікатними скелетними елементами та за рахунок органічної речовини, що надходить в масовій кількості з річковим зносом.

Біологічний кругообіг розчиненої кремнекислоти у морських водах та формування біогенних силіцитів різного типу обумовлене переважно життєдіяльністю діатомового планктону.

Верхньоплейстоценові та голоценові відклади Чорноморського басейну вміщують біогенний кремнезем у вигляді скелетів діатомових водоростей, які є основними носіями аморфного кремнезему. Річки у північно-західній частині водозбору Чорного моря постачають як розчинений кремній, так і теригенний матеріал разом із вміщеними в них рештками давніх діатомових переважно неогенового віку. Біогенні кремністі осади поширені на різних ділянках і різних стратиграфічних рівнях четвертинного розрізу донних відкладів Чорного моря, утворюють прошарки біосиліцитів з різним вмістом аморфного SiO_2 (від 1,02 до 28 або понад 50 %) і представлені різними генетичними типами планктоногенних біосиліцитів. Уточнено область поширення пізньоноевксинських слабокремністих солонуватоводних біосиліцитів, які формувались в умовах напівізольованого солонуватоводного басейну до початку трансгресії. Визначені ділянки поширення пізньоноевксинських озерних біосиліцитів у межах сучасного північно-західного шельфу Чорного моря, який у кінці плейстоцену був акумулятивною рівниною, вкритою прісноводними водоймами. Виявлені ділянки поширення ранньоголоценових лагунних біосиліцитів, сформованих у частково відокремлених від моря лиманах відкритого типу та затоках.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

- Белогорская Е.В., Кондратьева Т.М. Распределение фитопланктона в Черном море. *Исследования планктона Черного и Азовского морей*. Киев: Наук. думка, 1965. С. 36—58.
- Геологические, геоэкологические, гидроакустические, гидроэкологические исследования шельфа и континентального склона украинского сектора Черного моря: Митропольский А.Ю. (ред.). Киев: Академперіодика, 2013. 150 с.
- Емельянов Е.М. Распределение аутигенного кремнезема во взвеси и в современных осадках Средиземного моря. *Геохимия кремнезема*. Москва: Наука, 1966. С. 284—294.
- Жузе А.П., Коренева Е.В., Мухина В.В. Палеогеография Черного моря по данным изучения диатомей и спорово-пыльцевого анализа глубоководных отложений. *Геологическая история Черного моря*. Москва: Наука, 1980. С. 77—86.
- Забелина Е.К., Щербаков Ф.А. К стратиграфии верхнечетвертичных отложений Черного моря. *Докл. АН СССР. Сер. Геология*. 1975. Т. 221, № 4. С. 909—912.
- Какаранза С.Д., Ларченков Е.П. Литофации верхнеплейстоцен-голоценовых осадков переходной зоны от северо-западного шельфа к глубоководной впадине Черного моря. *Геология и полез. ископаемые Мирового океана*. 2007. № 1. С. 88—98.

- Кривенко О.В., Пархоменко А.В., Чурилова Т.Я., Финенко З.З., Суслин В.В. Реанализ долговременных рядов изменения биомассы фитопланктона в открытой части Черного моря по результатам натурных и спутниковых наблюдений. *Екологічна безпека прибережної та шельфової зон та комплексне використання ресурсів шельфу*. 2012. Т. 2, вип. 26. С. 185—194.
- Куковская Т.С. К вопросу о генезисе сапропелевых осадков. *Геология и полез. ископаемые Мирового океана*. 2006. № 1. С. 81—91.
- Лисицын А.П. Терригенная седиментация, климатическая зональность и взаимодействие терригенного и биогенного материала в океанах. *Литология и полез. ископаемые*. 1977. № 6. С. 3—22.
- Неврова Е.Л. Эколого-таксономическая оценка донных диатомовых в Балаклавской бухте (Юго-Западный Крым, Чёрное море). *Альгология*. 2014. Т. 24, № 1. С. 47—66.
- Ольштынська О.П. Діатомові та коколітофориди у верхньочетвертинних екосистемах Прикерченського сектору Чорного моря. *Екосистеми, їх оптимізація та охорона*. 2014. Вип. 11. С. 82—88.
- Ольштынская А.П. Диатомовая флора донных осадков Черного моря. *Геол. журн.* 1996. № 1—2 (281). С. 193—198.
- Ольштынская А.П., Тимченко Ю.А. Ископаемые голоценовые диатомовые Каркинитского залива Черного моря, Украина. *Альгология*. 2013. Т. 23, № 3. С. 341—356.
- Ольштынская А.П. Корреляция разнофациальных верхнечетвертичных отложений Черноморского региона по диатомеям. *Новости палеонтологии и стратиграфии: Приложение к журналу «Геология и геофизика»*. 2008. Т. 49, вып. 10—11. С. 451—454.
- Ольштынская А.П. Позднечетвертичные диатомеи прибрежной зоны северо-западного шельфа Черного моря. *Диатомовые водоросли как биоиндикаторы современного состояния окружающей среды*. Материалы XI Международ. науч. конф. диатомологов стран СНГ, 27 сентября — 2 октября 2009 г. Минск, 2009. С. 126—128.
- Ольштынская А.П., Тимченко Ю.А. Кремнистые микрофоссилии как показатель трансформации современных донных осадков различных участков Черного моря. *Зб. наук. пр. ІГН НАН України*. 2010. Вип. 3. С. 174—180.
- Рябцев Ю.Н., Геворгиз Н.С., Кривенко О.В. Оценка выноса биогенных элементов с северо-западного шельфа в глубоководную область Черного моря. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2005. Вип. 12. С. 149—154.
- Страхов Н.М. О некоторых вопросах геохимии кремнезема. *Геохимия кремнезема*. Москва: Наука, 1966. С. 5—8.
- Шимкус К.М. Процессы осадконакопления в Средиземном и Черном морях в позднем кайнозое. Москва: Науч. мир, 2005. 258 с.
- Шимкус К.М., Емельянов Е.М., Тримонис Э.С. Донные отложения и черты позднечетвертичной истории Черного моря. *Земная кора и история развития Черноморской впадины*. Москва: Наука, 1975. С. 138—163.
- Шимкус К.М., Мухина В.В., Тримонис Э.С. О роли диатомей в позднечетвертичном осадкообразовании Черного моря. *Океанология*. 1973. Т. 13, вып. 6. С. 1066—1071.
- Шнюков Е.Ф. Грязевой вулканизм в Черном море. *Геол. журн.* 1999. № 2 (288). С. 38—42.
- Шнюков Е.Ф., Кобелев В.П. Слепые грязевые вулканы Черного моря. *Геологія і корисні копалини Світового океану*. 2020. № 2. С. 49—65. <https://doi.org/10.15407/gpimo2020.02.049>
- Шнюков Е.Ф., Нетребская Е.Я. Корни Черноморских грязевых вулканов. *Геология и полез. ископаемые Мирового океана*. 2013. № 1. С. 87—92.
- Шрейдер А.А. Осадконакопление в глубоководной котловине Черного моря. *Геологическая история Черного моря по результатам глубоководного бурения*. Москва: Наука, 1980, С. 33—76.
- Щербаков Ф.А. Материковые окраины в позднем плейстоцене и голоцене. Москва: Наука, 1983. 214 с.
- Щербаков Ф.А., Куприн П.Н., Моргунов Ю.Г. Позднечетвертичный этап развития Черного моря. *Бюл. Комиссии по изучению четвертичного периода*. 1979. № 49. С. 3—16.

Надійшла до редакції 17.03.2021
Надійшла у ревізованій формі 23.04.2021
Прийняти 26.04.2021

REFERENCES

- Belogorskaya, E.V., Kondračeva, T.M., 1965. Distribution of phytoplankton in the Black Sea. Research of plankton of the Black and Azov seas. Kyiv: Naukova Dumka (in Russian).
- Emel'yanov, E.M., 1966. Distribution of authigenic silica in suspended matter and in modern sediments of the Mediterranean Sea. In: *Geochemistry of silica*. Moscow: Nauka (in Russian).
- James R. Hejn , Davi W. Scholl, John A. Barron , Marjorie G. Jones and Jacquelyn Miller U.S., 1978. Geological Diagenesis of Late Cenozoic diatomaceous deposits and formation of bottom simulating reflector in Southern Bering Sea. *Sedimentology*, 25, 155-181. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1978.tb00307.x>
- Kakaranza, S.D., Larchenkov, Ye.P., 2007. Lithofacies of the Upper Pleistocene-Holocene sediments of the transition zone from the northwestern shelf to the deep-water basin of the Black Sea. *Geology and Mineral Resources of Works Ocean*, 1, 88-98 (in Russian).

- Krivenko, O.V., Parkhomenko, A.V., Churilova, T.Ya., Finenko, Z.Z., Suslin, V.V., 2012. Reanalysis of long-term series of changes in the biomass of phatoplankton in the open part of the Black Sea based on the results of field and satellite observations. *Ecological safety of coastal and shelf zones and complex management of shelf resources*, 2, 26, 185-194 (in Russian).
- Kukovskaya, T.S., 2006. On the question of the genesis of sapropel sediments. *Geology and Mineral Resources of World Ocean*, 1, 81-91 (in Russian).
- Lisicin, A.P. 1977. Terrigenous sedimentation, climatic zoning and interaction of terrigenous and biogenic material in the oceans. *Lithology and Mineral Resources*, 6, 3-22 (in Russian).
- Mytropolskyi, A.Iu. (Ed.), 2013. Geoecological, hydroacoustic, and hydroecologic investigations of shelf at the continental slope of the Ukrainian sector of the Black Sea. Kyiv: Akademiya Nauk Ukrainy (in Russian).
- Nevrova E.L., 2014. *Ecological-taxonomic evaluation of benthic diatoms in the Balaklava Bay (South-West Crimea, Black Sea)*. *Algology*, 24, 1, 47-66 (in Russian).
- Olshtynska, A.P., 2014. Diatoms and Coccolithophorids in Late Quaternary ecosystems of the Prikerchenskiy sector of the Black Sea. *Optimization and Protection of Ecosystems*, 11, 82-88 (in Ukrainian).
- Olshtynskaya, A.P., 1996. Diatom flora of bottom sediments of the Black Sea. *Geologichnij zhurnal*, 1-2, 193-198 (in Russian).
- Olshtynskaya, A.P., 2008. Correlation of different facies Upper Quaternary deposits of the Black Sea region by diatoms. *News of paleontology and stratigraphy: Supplement to the Journal of Geology and Geophysics*, Novosibirsk, 49 (10-11), 451-454 (in Russian).
- Olshtynskaya A.P., 2009. Late Quaternary diatoms of the coastal zone of the northwestern shelf of the Black Sea. Diatoms as bioindicators of the current state of the environment. Materials of the XI International Scientific Conference of Diatomologists of the CIS countries. Minsk, September 27 — October 2, 2009. Minsk, pp. 126-128 (in Russian).
- Olshtynskaya, A.P., Timchenko, Yu.A., 2010. Siliceous microfossils as an indicator of the transformation of modern bottom sediments in various parts of the Black Sea. *Collection Scientifics Words of IGNNAN Ukraine*, 3, 174-180 (in Ukrainian).
- Olshtynskaya, A.P., Timchenko, Yu.A., 2013. Fossil Holocene Diatoms of the Karkinit Bay, the Black Sea, Ukraine. *Algologia*, 23, 3, 341-356 (in Russian).
- Olshtynskaya, A.P., Tymchenko, Yu.A., 2014. Fossil Holocene Diatoms of the Karkinit Bay, the Black Sea, Ukraine. *International Journal on Algae*, 16 (2), 193-206 (in Russian).
- Ryabcev, Yu.N., Gevorgiz, N.S., Krivenko, O.V., 2005. Assessment of the removal of nutrients from the northwestern shelf into the deep-water area of the Black Sea. *Ecological safety of coastal and shelf zones and complex management of shelf resources*, 12, 149-154 (in Russian).
- Scherbakov, F.A., 1983. Continental margins in the late Pleistocene and Holocene. Moscow: Nauka (in Russian).
- Shcherbakov, F.A., Kuprin, P.N., Morgunov, Yu.G., 1979. Late Quaternary stage of the Black Sea development. *Bulletin of the Commission for the Study of the Quaternary*, 49, 3-16 (in Russian).
- Shimkus, K.M., Mukhina, V.V., Trimonis, E.S., 1973. About the role of diatoms in the Late Quaternary sedimentation of the Black Sea. *Oceanology*, 13 (6), 1066-1071 (in Russian).
- Shnyukov, Ye.F., 1999. Mud volcanism in the Black Sea. *Geologichnij zhurnal*, 2 (288), 38-42 (in Russian).
- Shnyukov, Ye.F., Kobleev, V.P., 2020. Blind mud volcanoes of the Black Sea. *Geology and Mineral Resources of World Ocean*, 2, 49-65. <https://doi.org/10.15407/gpimo2020.02.049> (in Russian).
- Shnyukov, Ye.F., Nestrebskaya, E.Ya., 2013. Roots of the Black Sea mud volcanoes. *Geology and Mineral Resources of World Ocean*, 1, 87-92 (in Russian).
- Shreider, A.A., 1980. Sedimentation in the deep-water basin of the Black Sea. In: *Geological history of the Black Sea based on the results of deep-water drilling*. Moscow: Nauka, pp. 33-76 (in Russian).
- Shymkus, K.M., Yemelyanov, Ye.M., Trimonis, E.S., 1975. Bottom sediments and features of the Late Quaternary history of the Black Sea. In: *Earth's crust and the history of the development of the Black Sea depression*. Moscow: Nauka, pp. 138-163 (in Russian).
- Shymkus, K.M., 2005. Sedimentation processes in the Mediterranean and Black Seas in the Late Cenozoic. Moscow: Nauchny mir (in Russian).
- Strakhov, N.M., 1966. About some questions of the geochemistry of silica. In: *Geochemistry of silica*. Moscow: Nauka, pp. 5-8 (in Russian).
- Zabelina, E.K., Scherbakov, F.A., 1975. To stratigraphy of the Upper Quaternary deposits of the Black Sea. *Reports of the USSR Academy of Sciences, Geology*, 221, 4, 909-912 (in Russian).
- Zhuze A.P., Koreneva, E.V., Mukhina, V.V., 1980. Paleogeography of the Black Sea according to the study of diatoms and spore-pollen analysis of deep-sea sediments In: *Geological history of the Black Sea*. Moscow: Nauka, pp. 77-86 (in Russian).

Received 17.03.2021

Received in revised form 23.04.2021

Accepted 26.04.2021

O.P. Olshtynska *, G.M. Ivanova, I.I. Pustovoi

Institute of Geological Sciences of NAS of Ukraine, Kyiv, Ukraine

E-mail: ol-lesia@ukr.net; a_1207@ukr.net; korolinn49@ukr.net

* Corresponding author

BIOGENIC SILICA SEDIMENTATION ON THE SHELF AND CONTINENTAL SLOPE OF THE BLACK SEA

Investigation of the marine sediments processes, regularities of their accumulation in the inland seas is one of the main tasks of marine geology and sedimentology. Biogenic sedimentation is extremely important in the general sediment deposition cycle in the Black Sea basin. This article provides an overview of the literature and analysis of our own research of the distribution of biogenic siliceous deposits in Holocene bottom sediments on the shelf and continental slope of the Black Sea. The composition and conditions of biosilicates formation, their relationship with coccolithic silts and sapropels in sedimentary strata, sources and forms of siliceous biogenic matter input, the dynamics of transformation of modern bottom sediments, as well as the influence of various environmental factors on the process of sedimentary accumulation of silica in the Black Sea basin in the late quarter are considered. The relevance of the topic is caused by insufficient coverage of a number of issues regarding the sources of mobilization and the nature of material input, the features of the origin and deposition of silicate biogenic matter in the basin, paleoecological factors that influenced on sedimentogenesis in the late Quarter.

The study of the formation processes of modern bottom sediments in a wide range of facies conditions is of undoubted practical importance for diverse geological, sedimentological and facies research, both fundamental and applied, related to prospecting, exploration and exploitation of minerals, as well as for using the results obtained in the development of marine water area.

Keywords: Black Sea; sedimentation; biogenic silica accumulation; diatoms.