

Н. О. Федорончук, І. О. Сучков, В. П. Резнік, В. Г. Іванов

ЛІТОЛОГІЯ ДОННИХ ВІДКЛАДІВ ТА УМОВИ ОСАДКОНАКОПИЧЕННЯ НА ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОМУ ШЕЛЬФІ ЧОРНОГО МОРЯ

На основі вивчення літології донних відкладень охарактеризовано умови осадконакоплення на севе-ро-західному шельфі Чорного моря. Показано вплив біогенних процесів на формування полей відкладень. В результаті біогенного осадконакоплення, а також в залежності від характеру рельєфу дна, хвильових і придонних течій порушується правильна літологічна зональність відкладень шельфа. С літологічеських позицій охарактеризовано основні різновидності відкладень шельфа: піски, ракушки, илы. Сделано выводы об условиях и общих закономерностях накопления различных типов осадков шельфа.

Features of sedimentation on the Northwestern Black Sea shelf are characterized under the study of bottom sediments. It has been shown that biogenic sedimentation, relief of the bottom, waves and near bottom currents are the reason of changes in lithological zoning of the sediments on the shelf. Lithological characteristic of the common for the shelf sediments as well as sand, shell detrite, and mud are given. Conclusions concerning of conditions and common peculiarities of accumulation of various types of sediments on the shelf has been done.

Умови осадконакоплення на північно-західному шельфі Чорного моря пов'язані з низкою факторів, серед яких головними є геологічна будова території, її неотектонічний режим, структурно-геоморфологічний план, фізико-географічні умови, гідродинамічний режим. Характерною особливістю осадкоутворення у цьому регіоні є механізм надходження осадочного матеріалу. Більшість рік узбережжя Чорного моря практично протягом усієї п'ятьох четвертинної історії басейну не мали і не мають прямого стоку в море: вони впадали і впадають у гирлові затоки, що відрізняються як за формою, так і розмірами. Деякі річки (Дністер) впадають в практично закриті лимани, інші (Дніпро, Буг) мають дуже великі естуарії. Ще однією особливістю процесів осадконакоплення на шельфі є інтенсивна абразія берегів, які на великому протязі складені суглинними і глинистими породами четвертинного, рідше неогенового віку. В постачанні шельфу уламковим матеріалом частка абразійного матеріалу, за підрахунками Ю. Д. Шуйського [6], складає дещо менше 50%.

Проте важливими факторами, що визначають умови осадконакоплення у цьому регіоні, є не тільки геолого-географічні, а й гідродинамічні, які певною мірою визначають формування полів відкладів. Відомо, що на сортування відкладів у морській частині берегової зони мають вплив хвильові процеси, течії, особливості рельєфу дна і берегової смуги. Однак внесок їх

далеко не рівнозначний. Специфіка літотинамічних процесів у береговій зоні неприпливних морів, до якого належить північно-західний шельф Чорного моря, визначається тим, що головним енергетичним фактором тут є хвильовання, і весь теригенний уламковий матеріал, починаючи з валунів і закінчуючи крупним алевритом, переміщується під впливом придонних хвильових сил. Саме внаслідок процесів хвильовання утворюється вздовжбереговий потік наносів, який формує різні підводні та надводні акумулятивні форми, не кажучи вже про те, що часто хвильова абразія в прибіжній зоні відповідає за надходження уламкового матеріалу в море.

Результати досліджень багатьох вчених показали, що в неприпливних морях вже на глибинах близько 20–30 м процеси хвильового переміщення піщаного матеріалу в придонному шарі затухають і починається відкладення мулового матеріалу, а процеси хвильової абразії та ерозії не розвиваються на глибинах понад 10 м [2, 4, 5]. Таким чином, практично весь теригенний матеріал йде на побудову геологічних тіл в узбережній смузі.

Отже, основним фактором впливу на утворення відкладів у прибережній частині є хвильовання, а значним, але менш вирішальним – течії. Під впливом цих та інших чинників і формуються поля сучасних морських відкладів.

Максимальні потужності морських голоценових відкладів відмічаються в жолобах (Одеський жолоб), які разом з іншими заниженнями рельєфу дна виступають як "седиментаційні пакети". Мінімальні потужності морських відкла-

дів приурочені до підводних вододільних рівнин. На деяких ділянках шельфу морські відклади відсутні, і на поверхні морського дна відслонюються породи основи шельфових відкладів – верхньоплейстоценові субаеральні суглинки. Найбільше це проявляється на східній (Тендрівській) рівнині. Менші за площею виходи суглинків і на поверхню морського дна спостерігаються в західній частині шельфу – Будацька височина.

Взагалі на північно-західному шельфі поширені відклади різноманітного літологічного складу: черепашник, піски, алеврити, мули. Л. В. Іщенко [3] виділив літологічні зони, які закономірно змінюють одна одну у міру віддалення від берега: 1) середньозернисті кварцові піски; 2) дрібнозернисті кварцові піски; 3) алевритові мули; 4) теригенно-біогенні утворення; 5) алевритові і пелітові мули. Але насправді ці закономірності безпосередньо на території шельфу часто порушуються під впливом різних факторів: гідродинамічного стану, особливостей рельєфу морського дна та ін. Це призводить до появи локальних проявів донних відкладів, що за своїми літологічними властивостями не узгоджуються з наведеними вище зонами поширення тих чи інших типів відкладів. Виділена Л. В. Іщенко зональність у відкладах підтверджується, за винятком відсутності зони алевритових мулів. За нашими даними, зона накопичення алевритових мулів простягається скрізь, однак у відкладах присутні черепашки моллюсків і черепашковий детрит, що призводить до загублення розмірного складу відкладів. Біогенне осадконакоплення згладжує і маскує виділені зони літологічних типів донних відкладів, і в прибережній частині шельфу у відкладах повсюдно з'являється черепашкова складова. Вплив біогенних процесів з відкладенням черепашок і детриту настільки великий, що в окремих районах шельфу зона пісків змінюється зоною черепашників, і зона накопичення алевритового матеріалу тут представлена зоною алевритистих черепашників (див. рисунок).

В залежності від умов осадконакоплення в різних районах шельфу утворюються відклади трьох основних літологічних типів: піски, черепашники та мули, які представлені алевритовими і алевропелітовими різновидами; чисті пелітові мули тут не зустрічаються.

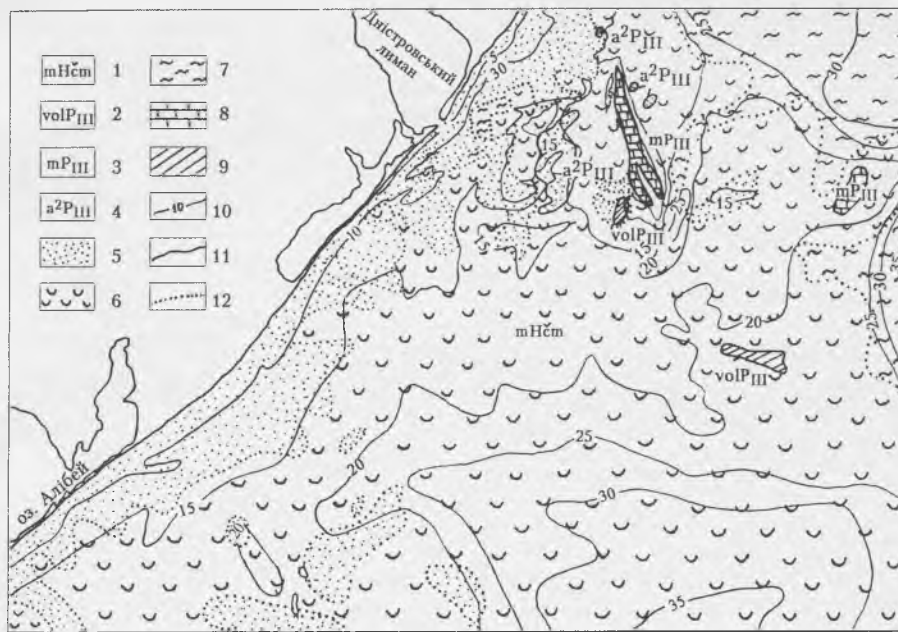
В досліджуваному регіоні можна виділити три типи пісків: прибережні, підводних височин, а також узмор'я рік та лиманів.

Прибережні піски утворюють поля, які при-

лягають до зрізу води і простягаються вздовж всього узбережжя. Це поля району дельти Дунаю, від Жебріанської бухти до Одеського порту, від Одеського порту до мису Очаківський, від мису Очаківський до с. Широка Балка, від с. Рибачьке до Кінбурнської коси, від Кінбурнської коси до о-ва Довгий, районів Ягорлицької та Тендрівської заток, від Тендрівської коси до о-ва Джарилгач, Джарилгачької затоки, від м. Скадовськ до верхньої частини Каркінітської затоки. Прибережні піски складають смугу морського дна шириною до 9 км (середня ширина 2–4 км). Максимальну ширину поля пісків мають на поверхні морського дна з невеликим ухилом на значному протязі (Тендрівська коса, узмор'я Жебріанська затока – Дністровський лиман). Основним літологічним різновидом прибережних пісків є дрібнозернисті, що відбиває склад порід берегів, які розвиваються в процесі абразії. Піщана частка цих порід в основному складена фракцією 0,10–0,25 мм. Загубіння складу пісків утворюється внаслідок збільшення частки уламково-черепашкового матеріалу. Крупно- та середньозернисті піски приурочені до узбережної смуги і далі в море змінюються дрібнозернистими пісками. Крім того, середньозернисті піски залягають між полів дрібнозернистих пісків та черепашників. Вони формуються внаслідок збагачення дрібнозернистих кварцових пісків дрібним детритом.

Піски узмор'я рік та лиманів поширені в районі авандельти Дунаю, де розділяють поля глинистих мулів та черепашників, а також на узмор'ї Дністровського лиману, де утворюють великі ізольовані поля в зоні розвитку черепашників. Для цих пісків характерний значний вміст псефіту, представленого уламково-черепашковим матеріалом, та мінімальний вміст пеліту; ступінь їх сортування середній. Піски Дністровського узмор'я сформувались на акумулятивних формах лиманного генезису новочорноморського (каламїтського) часу внаслідок їх перемивання. Вони знаходяться на глибинах 12–15 м і представлені кварцовими середньозернистими різновидами з домішкою уламково-черепашкового матеріалу.

Піски височин морського дна зустрічаються на значній відстані (до 30 км) від берегової смуги на глибинах 20–25 м, приурочені до позитивних форм морського дна (банки, підняття) і являють собою піщані відклади різного генезису та віку, перемиті морем і збагачені сучасним уламково-черепашковим матеріалом. У розподілі



Літологічна схема донних відкладів ділянки північно-західного шельфу Чорного моря

1 – морські голоценові відклади, чорноморський горизонт; 2 – еолово-дельювіальні верхньоплейстоценові відклади; 3 – морські верхньоплейстоценові відклади; 4 – алювіальні верхньоплейстоценові відклади, друга тераса; 5 – піски; 6 – черепашники; 7 – мули; 8 – вапняки; 9 – суглинки; 10 – ізобати, м; 11 – границі стратиграфічних підрозділів; 12 – границі літологічних різновидів у межах підрозділів

літологічних підрозділів на поверхні акумулятивних тіл намічається така закономірність: центральні частини зазвичай зайняті дрібно- та середньозернистими пісками з відносно невеликим вмістом уламково-черепашкового матеріалу, а ближче до країв вони переходять в дрібно-середньозернисті черепашкові кварцові піски.

Піски району Будацької височини сформувались на розмитій поверхні нижньо- та верхньочетвертинних порід і зустрічаються на глибинах 15–30 м. Представлені вони погано сортованими кварцовими дрібно- та середньозернистими пісками з домішкою уламково-черепашкового та мулового матеріалу.

Особливе положення займають піски поверхні Одеської банки, які трапляються на глибинах 8–30 м. Вони залягають на еолових пісках пізньочетвертинного віку і складають найбільш велике поле реліктових пісків, що утворено внаслідок перемивання пісків коюла банки. Се-

ред цих пісків виділяються два літологічних різновиди: дрібно- та середньозернисті з різною кількістю уламково-черепашкового матеріалу. Для середньозернистих пісків, в порівнянні з дрібнозернистими, характерно збільшення вмісту псефіту внаслідок зменшення псаміту. При цьому ступінь сортування пісків значно погіршується.

Окремі ізольовані поля пісків, які відірвані від основного поля, розташовуються далі в морі та на захід від району Тендрівської коси (глибини 10–30 м). Утворення цих пісків, вірогідно, пов'язано із сучасним гідродинамічним режимом району.

Черепашники поширені в межах трьох основних районів: гирло р. Дунай – Одеський порт; Одеська банка; Тендрівська коса – о-в Джарилгач. Вони складаються з детриту та цілих ступок молюсків (в основному *Mytilus*) з різною кількістю домішки піщаного, алеврито-

вого та мулового матеріалу. За розмірністю матеріалу виділяються дрібні, середні, крупні та грубі різновиди черепашників. У схемі диференціації осадочного матеріалу вони займають проміжне місце між полями пісків, алевритів та мулів; таким чином, незважаючи на значні розміри складових фракцій, їх гідралічна крупність досить мала.

Черепашники облямовують межі площ поширення пісків у морі. Черепашники в цій зоні, а також на підвищених ділянках морського дна представлені середніми та дрібними різновидами зі значними домішками піщаного матеріалу. Біогенна складова в цих черепашниках складена детритом. Більш глибокі частини морського дна покриті полями крупних та грубих черепашників з кращим ступенем збереження черепашок. У домішках переважає глинистий матеріал. Ширина полів черепашників залежить від ухилів поверхні морського дна, а також гідродинамічних умов. Часто в затоках і бухтах поля черепашників відсутні, і прибережні піски безпосередньо контактують з мулами.

За характером розподілу на площі виділяються мули зональні, розподіл яких контролюється глибиною та зміною гідродинамічних умов, та азональні, для яких не характерна ця закономірність.

Зональні мули поширені в районі дельти Дунаю, в Центральному жолобі, Дніпро-Бузькому лимані, Одеському жолобі, Тендрівській затоці, Ягорлицькій і Джарилгачькій затоках, а також у верхів'ях Каркінітської затоки. Ці мули займають занижені ділянки морського дна, де гідродинамічна активність мінімальна. Вони звичайно приурочені до низин, що являють собою давні річні долини, а також покривають дно напівзакритих акваторій – заток та лиманів. У заток мули переважно дрібноалевритові. В Дніпро-Бузькому лимані в основному поширені крупно- та дрібноалевритові мули, а центральна його частина складена алевритовими мулами. Подібне спостерігається і в Одеському жолобі. В Центральному жолобі у міру переходу від осової частини до країв простежується поступове збільшення вмісту уламково-черепашкового матеріалу. В цілому на відкритих акваторіях найбільш низинні ділянки морського дна займають алеврито-глинисті мули, а ближче до крайових частин вони переходять у дрібноалевритові, рідше – в крупноалевритові.

Азональні мули є сучасними відкладами, утвореними в річних долинах пізньочетвертинного віку, вони розвинуті в зоні високої гідроди-

намичної активності, де відбувається накопичення пісків та черепашників, і мають обмежене поширення. Поля цих мулів приурочені до гирла Дністровського лиману на глибинах 5–12 м, локалізуються вони між полями пісків або примикають до них. Мули представлені крупно- і дрібнозернистими різновидами з домішкою піску і уламково-черепашкового матеріалу. Відмічається певна геоморфологічна приуроченість полів азональних мулів до локальних низин морського дна, які відповідають ділянкам розвитку верхньочетвертинних річних долин.

Якщо аналізувати процеси та умови осадконакопичення на північно-західному шельфі Чорного моря, можна відмітити деякі загальні закономірності накопичення різних типів відкладів.

1. Класичні уявлення про контроль розподілу літологічних типів донних відкладів у залежності від відстані від берега не завжди підтверджуються. Тут з'являються такі фактори, як зміни глибин, характер рельєфу дна хвильових і придонних течій, що суттєво впливають на літологічні параметри донних відкладів. Тому порушується правильна літологічна зональність в межах шельфу.

2. Процеси осадконакопичення на пригирлових ділянках шельфу найбільш специфічні. По-перше, тут спостерігаються зміни гранулометричного складу відкладів, які пов'язані із сезонними змінами інтенсивності надходження уламкового матеріалу. Порівняно високою швидкістю осадконакопичення обумовлюється значно гірша відсортованість і більша потужність сучасних відкладів, ніж на решті території шельфу.

3. На осадконакопичення на шельфі Чорного моря мають вплив не лише хвильові, а також і придонні течії. Результати цих процесів найбільш проявляються поблизу місів, де уламковий матеріал стає крупнішим. Це пояснюється тим, що тонкий матеріал тут виноситься течією. На підвищених ділянках зменшується потужність сучасних відкладів, часто до повного їх зникнення. В той самий час можливо під впливом течії накопичуються значні потужності піщано-алевритово-мулових відкладів у структурно-геоморфологічних пастках [1], а в результаті комбінації хвильових та нехвильових течій на підвищених ділянках дна шельфу накопичуються саме піщані відклади (седиментаційні, гідродинамічні та біоседиментаційні пастки – дельти, коси, бари, черепашникові банки та ін.).

4. Вплив суші при накопиченні донних відкладів відбувається не лише на кількості уламкового матеріалу. Тут також велику роль відіграють петрографічний та мінеральний склад живлячих провінцій, рельєф суші та морфологія берегової лінії.

5. Значним фактором, який має вплив на седиментогенез, можна вважати локальні неотектонічні рухи, що обумовлюють швидкість осадиконакопичення і процеси утворення гранулометричних фракцій.

6. Виходячи з основних закономірностей осадиконакопичення, які визначаються гідродинамічними факторами і насамперед течіями, розподіл яких у просторі та часі, певно, не зазнав значних змін з моменту формування сучасної берегової лінії північно-західної частини Чорного моря, а також беручи до уваги особливості рельєфу дна, можна приблизно встановити райони кінцевого транспортування дрібних фракцій осадових порід. Можна виділити два типи таких зон: зони стагнації, що характеризуються пасивною гідродинамікою або утворенням вихрових структур; дисипаційні зони, де в результаті зіткнення потоку з перешкодою

відбувається зменшення його енергетики, внаслідок чого він втрачає частку суспендованого матеріалу, що переносить.

1. *Алексеев М. Н., Чистяков А. А., Щербаков Ф. А.* Четвертичная геология материковых окраин. – М.: Наука, 1986. – 240 с.
2. *Зенкович В. П.* Основы учения о развитии морских берегов. – М.: Изд-во АН СССР, 1962. – 710 с.
3. *Ищенко Л. В.* Некоторые особенности распределения концентраций аксессуарных минералов в донных отложениях района взморья Днестровского лимана // Геология побережья и дна Черного и Азовского морей в пределах УССР. – 1969. – Вып. 3. – С. 31–35.
4. *Лонгинов В. В.* Динамика береговой зоны бесприливных морей. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – 182 с.
5. *Лонгинов В. В.* Очерки литодинамики океана. – М.: Наука, 1973. – 243 с.
6. *Шуйский Ю. Д.* Проблемы исследования баланса наносов в береговой зоне морей. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986. – 238 с.

Одес. нац. ун-т ім. І. І. Мечникова.

Стаття надійшла

Одеса

30.11.2000

Причорномор. держ. регіон. геол. підприємство,

Одеса