

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Гідрометеорологічний інститут
Кафедра океанології та
морського природокористування

Кваліфікаційна робота магістра

на тему: Мінливість біотопів гирлових областей північно-західної частини
Чорного моря

Виконала студентка групи МЗО-21
спеціальності 103 Науки про Землю
Олійник Надія Костянтинівна

Керівник д-р. геогр. наук, професор
Берлінський Микола Анатолійович

Консультант _____

Рецензент д-р.геолого -
мін.н.,професор
Сафранов Т.А. _____

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет Гідрометеорологічний інститут
Кафедра Океанології та морського природокористування
Рівень вищої освіти магістр
Спеціальність 103 «Науки про Землю»
(шифр і назва)
Освітня програма Океанологія і Гідрографія

ЗАТВЕРДЖУЮ
Завідувач кафедри
Океанології та морського природокористування
Берлінський М.А.
“ 10” 10 2022 року

З А В Д А Н Н Я
НА КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ МАГІСТРА

студенту(ці) Олійник Надії Костянтинівні
(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Мінливість біотопів гирлових областей північно-західної частини Чорного моря

керівник роботи Берлінський Микола Анатолійович д-р. геогр. наук, професор,
(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затверджені наказом ОДЕКУ від 05.09" 2022 року № 49

2. Строк подання студентом роботи 27.11.2022 р.

3 Вихідні дані до роботи розподіл ґрунтів північно-західної частини чорного моря; історичні дані спостережень стану екосистеми; мінливість біотопів; збудники цвітіння води ПЗЧМ у різні періоди досліджень

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити)

1) Порівняння ґрунтів в Одеській затоці та прилеглих акваторіях

2) Сучасний стан біотопів Чорного моря

3) Мінливість гідрологічних характеристик

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень)

Розподіл ґрунтів в Одеській затоці та прилеглих акваторіях; Донні відкладення Чорного моря

Консультанти розділів роботи

Розділ	Прізвище, ініціали та посада консультанта	Підпис, дата	
		завдання видав	завдання прийняв

7. Дата видачі завдання 10.10. 2022 р.

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Одержання завдання на виконання магістерської роботи	14.10.20	95	відмінно
2	Аналіз літературних джерел	15.10-30.10	95	відмінно
3	Збір матеріальних спостереження	30.10-10.11	95	відмінно
4	Аналіз матеріалів спостереження	10.11-20.11	95	відмінно
5	Розрахунково-графічні роботи	20.11-05.12	95	відмінно
6	Оформлення роботи	05.12-10.12	95	відмінно
7	Проходження нормативного контролю.	8.12	95	відмінно
8	Рубіжна атестація	16-21.11.2022	95	відмінно
9	Здача на кафедрі			
10	Перевірка на плагіат			
11	Попередній захист роботи			
12	Рецензування			
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		95	відмінно

Студент Олійник Н.К.
(підпис) (прізвище та ініціали)

Керівник роботи Берлінський М.А.
(підпис) (прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

магістерської кваліфікаційної роботи Олійник Н.К. на тему: «Мінливість біотопів гирлових областей північно-західної частини Чорного моря»

Актуальність роботи: Оцінка антропогенного впливу на донні ландшафти шельфу Чорного моря на прикладі гирлових областей у зв'язку з його економіко-господарським значенням

Мета і задачі дослідження. Пошук закономірностей розвитку сукцесій донних біоценозів та їх зв'язок антропогенною деформацією донних біотопів. Проаналізувати мінливість тенденції змін екологічного стану морської екосистеми за останні роки. Провести порівняльний аналіз донних відкладень у шельфовій зоні Чорному морі. У роботі розглянуто потужність донних відкладень і встановлення їх взаємозв'язку з рельєфом поверхні дна північно-західного шельфу Чорного моря. На підставі історичного і сучасного масиву даних гідрофізичних, гідрохімічних та гідробіологічних спостережень та літературних джерел проведена оцінка стану екосистеми північно-західної частини Чорного моря. Зроблено оцінку як впливають річкові стоки на стабільність біотопів гирлових областей північно-західної частини Чорного моря.

Об'єктом дослідження є донні відкладення північно-західної частини Чорного моря. Дослідження проведено за допомогою фізико-статистичного аналізу полів швидкості вітру.

Предмет дослідження: Процеси мінливості донних екосистем шельфу і їх причини.

Робота містить: стор. 68, рис.17, табл. 13, джерела 24.

Ключові слова: ЧОРНОГО, МОРЯ, ШЕЛЬФ, ДОННІ, МІНЛИВІСТЬ, ДНО, ВІДКЛАДЕННЯ

SUMMARY

master's qualification work of Olyinik N.K. on the topic "Variability of biotopes of the estuariens regions of the northwestern part of the Black Sea"

Actuality of theme. Assessment of anthropogenic influence on bottom landscapes of the Black Sea shelf on the example

The purpose of the study. Finding the patterns of development of successions of bottom biocenoses and their relationship with anthropogenic deformation of bottom biotopes. to analyze the variability of the trend of changes in the environmental condition of the marine ecosystem in recent years. Comparative analysis of bottom sediments in the Black Sea shelf zone was done. The work considers the capacity of bottom deposits and establish their relationship with the relief of the surface of the northwestern part of the Black Sea. On the basis of the historical and modern array of hydrophysical, hydrochemical and hydrobiological observations and literary sources, the state of the ecosystem of the northwestern part of the Black Sea was evaluated. The estimation is made by river drains on the stability of biotopes of the mouths of the northwestern part of the Black Sea.

The object of the study is the bottom deposits of the northwestern part of the Black Sea. The study was conducted using physical and statistical analysis of wind speed fields.

The subject of the study is the process of variability of bottom shelf ecosystems and their causes.

The consists of 68 pp., 17 fig., 13 tabl., 24 liter.

Key words: Black, sea, shelf, variability, bottom depositions

ЗМІСТ

ВСТУП.....	7
1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИЙ ОПИС ЧОРНОГО МОРЯ	8
2. ГІДРОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА, РЕЛЬЄФУ ТА ДОННІ ВІДКЛАДЕННЯ	11
3 ІСТОРІЯ ВИНИКНЕННЯ ШЕЛЬФУ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ЧОРНОГО МОРЯ.....	13
4 ГІДРОЛОГІЧНІ УМОВИ.....	16
5 СУЧАСНІ ДОННІ ЛАНДШАФТИ.....	20
6 ДОННІ ВІДКЛАДЕННЯ.....	22
7 ГІДРОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ШЕЛЬФОВОЇ ЗОНИ	26
8 СУЧАСНІ КЛІМАТИЧНІ ЗМІНИ.....	29
9 ПРИРОДНІ РЕСУРСИ ШЕЛЬФУ ЧОРНОГО МОРЯ.....	31
10 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛАНКТОНУ	34
11 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА МАКРОЗООБЕНТОСУ	42
12 ГІПОКСІЯ І АНОКСІЯ	51
13 ПРОСТОРОВО-ТИМЧАСОВА МІНЛИВІСТЬ ГІДРОЛОГІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК, ЗАКОНОМІРНІСТЬ РОЗВИТКУ ПРИДОННОЇ ГІПОКСІЇ.....	52
14 ОСНОВНІ ІМПАКТНІ ЗОНИ ЧОРНОМОРСЬКОГО ШЕЛЬФУ	64
ВИСНОВКИ.....	65
СПИСОК ПОСИЛАНЬ	67

ВСТУП

Мета досліджень – аналіз розподілу потужностей донних відкладень і встановлення їх взаємозв'язку з рельєфом поверхні дна північно-західного шельфу Чорного моря.

Об'єкт досліджень – донні відкладення північно-західної частини Чорного моря.

Предмет досліджень – встановлення взаємозв'язку між річковим стоком та гіпоксією з аноксією морського середовища донної екосистеми Чорного моря.

Північно-західний шельф Чорного моря є дуже цікавим районом для досліджень, що пояснюється, з одного боку його морфологічними особливостями і геологічною будовою (полого-нахилена субаеральна рівнина), де добре і достовірно можна простежити хід трансгресії, а з іншої сторони, його економіко-господарським значенням.

Ця територія здавна залучала до себе увагу вчених.

Північно-західний шельф Чорного моря і прилегла суша мають досить складну і багатоетапну історію розвитку, пов'язану з формуванням Причорноморської і глибоководної Чорноморської западин. Обставини осадконакопичування в межах даного району змінювалися під впливом серій гляціоевстатичних трансгресій і регресій.

Рельєф району досліджень успадкований від пізньоплейстоценової поверхні вирівнювання і являється реліктовим акумулятивноерозійним.

До початку чорноморської трансгресії поверхня північно-західного шельфу була алювіальною рівниною з вододільними просторами, складеними лісовидними суглинками. Вона формувалася під впливом неодноразових перебудов великих палеорічкових систем Дунаю, Дністра, Південного Буга та Дніпра. В ході чорноморської трансгресії шельф був затоплений морем, а поверхня рельєфу була частково виположена, завдяки накопиченню опадів. У періоди існування суші на території сучасного шельфу, вироблявся рельєф, що зумовив згодом накопичення підвищених потужностей донних відкладень на знижених ділянках.

1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИЙ ОПИС ЧОРНОГО МОРЯ

Чорне море — внутрішнє море басейну Атлантичного океану, омиває береги України, Росії, Грузії, Румунії, Болгарії та Туреччини. Керченською протокою сполучене з Азовським морем, протокою Босфор з Мармуровим морем і протокою Дарданели — з Середземним морем.

Площа 422 тис. км²

Загальний об'єм води 547 тис. км³

Пересічна глибина 1271 м, максимальна — 2245 м.

Довжина берегової лінії Чорного моря становить близько 3400 км.

В геоструктурному відношенні територія Чорного моря належить до Середземноморського рухливого поясу. Тектонічні рухи проявляються тут до нашого часу. Морфоструктури дна відзначаються різною геологічною будовою.

На шельфі у північно-західній частині та південніше від Керченської протоки переважають черепашкові відклади і мули. На материковому схилі відслонюються корінні породи, біля його підніжжя — відклади підводних зсувів.

У Чорноморській субокеанічній западині встановлено наявність земної кори як платформенного, так і субокеанічного типу. Дно Чорного моря у межах западини вкрите вапняковим мулом та глинами.

«Котловина» Чорного моря - це залишок великого океанічного басейну, який існував протягом попередніх геологічних періодів. [1]

За геологічною будовою дно Чорного моря є морем рухомих зон, яке лежить в межах глибоководної тектонічної западини. Про це свідчать такі ознаки: великі глибини, земна кора океанічного типу і висока сейсмічність дна.

За своїм рельєфом дно Чорного моря нагадує велику тарілку: воно глибоке й рівне з мілководними краями на периферії. Середня глибина Чорного моря - 1256 м. Для більшої частини морського дна характерні глибини понад 2000 м.

Точка з максимальною глибиною розташована у південній частині моря - 2245 м. Північна частина дна лежить на затопленій частині Східноєвропейської платформи, тому тут сформувався широкий (до 200 км від берега) шельф. [2]



Рисунок 1.1 - Карта глибин Чорного моря

Наймілкіша частина Чорного моря - Одеська затока, де глибини становлять 30-60 метрів. Шельфу майже немає біля Південного берега Криму, де вертикальні підводні урвища сягають 50-80 м. Це пов'язано з подальшим опусканням території по лінії розлому. Значних піднять дна давно не спостерігалось, тому в морі так мало островів. У шельфовій зоні Чорного моря відкрито поклади природного газу і нафти.

Просторовий розподіл річкового стоку в морському середовищі залежить від метеорологічних та гідрологічних умов, що характеризується міжрічною мінливістю та близькістю. Особливо сильний вплив на морське дно мають великі річки. До таких районів належить північно-західний шельф Чорного моря, куди впадає друга найбільша річка Європи - Дунай. Водний та твердий стік Дунаю становить 190,7 км³/рік та 51,7 млн т/рік відповідно [12, 33]. Після річок за обсягом та спектрами надходження речовин, які є небезпечними для морських екосистем, йдуть точкові джерела забруднення із прибережних зон моря. На перше місце виходить вплив господарської діяльності портів, судноплавства, днопоглиблення тощо, рекреаційного навантаження та скидання господарсько-побутових стічних вод. Найбільш небажані екологічні наслідки виявилися в період будівництва морських портів та їх масштабної реконструкції. Саме тим часом відбувалося знищення прибережних донних біоценозів. У цей період формувалися співтовариства гідробіонтів, що відповідають новому комплексу факторів. Найбільшу небезпеку для біоти екосистем акваторій морських портів у процесі їх функціонування несло забруднення водного середовища різними токсичними речовинами, що виникає в результаті аварій, втрат при вантажно-розвантажувальних роботах, експлуатації механізмів, витоку

нафтопродуктів і нафтовмісних вод, неконтрольованому скиданні господарсько-побутових стоків та ін. (Виноградів, Богатова, Синьогуб, 2014). Загалом екосистеми акваторій морських портів зазнають різноманітного прямого та опосередкованого антропогенного впливу від функціонування Одеського припортового заводу, портів Южний та Чорноморськ.

Певну роль формуванні якості вод даної акваторії грають і дренажні стоки, які пов'язані з поверхневими водами. Водобмін між ними дуже активний і відбувається в тісному зв'язку з процесами, що протікають як на поверхні, так і всередині ґрунтів, і залежить значною мірою від природних факторів: температури повітря та кількості опадів, що випадають. На морських узбережжях ґрунтові води розвантажуються в прибережну частину моря і відіграють важливу роль формування гідрохімічних умов. Якість ґрунтових, а значить і дренажних, вод знаходиться під впливом побутових та промислових стоків, зливових міських стоків та ін.

Простеження поширення річкових вод у морі та оцінка їх впливу на донні екосистеми має важливе теоретичне та практичне значення як для розуміння причин, що порушують їхню рівновагу, так і для розробки методів і підходів до підтримки їх. Значні зміни відбулися і у прибережній зоні моря.

Берегозміцнювальне та протизсувне будівництво, розпочате у прибережній зоні Одеси у 1950-х рр., стало серйозним втручанням у життя прибережної біоти. Гідротехнічні споруди змінили систему прибережних морських течій і призвели до утворення напівзамкнених акваторій – «ковшів» з обмеженим водобміном там, де раніше відбувалася регулярна зміна водних мас. Біоценоз прибережних скель і каміння, що історично склався, виявився засипаним шаром намитого піску. Зміна ґрунтів призвела до зменшення площі твердих субстратів з флорою і фауною, що їх населяє і, як наслідок, до ослаблення прибережного поясу біофільтраторів. Вже наприкінці 1980-х років, вказувалося, що у районах, у яких ведеться гідробудівництво, відбулося якісне збіднення донної фауни та зниження її кількісних показників - щільності в 1,5 рази і біомаси - в 3,5 рази (Камінська та ін., 1977а). ; у другу чергу - у безперервному забрудненні води та донних відкладень нафтопродуктами, мінеральними та органічними біогенними речовинами. На території України основні джерела забруднення моря розташовані в Одеському регіоні. Тут відзначено 99,6% сумарного річного надходження нафтопродуктів, 84,4% азоту та 81,7% органічної речовини (по БПК₅) від усіх берегових джерел північно-західної частини Чорного моря та Криму (Black Sea Environmental, 1998).

2. ГІДРОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА, РЕЛЬЄФУ ТА ДОННІ ВІДКЛАДЕННЯ

До північно-західної частини Чорного моря відноситься шельф, або материкова мілина, що являє собою затоплену частину прибережної суші і займає 25% акваторії моря (112140 км²) і 1.5% об'єму вод (8190 км³) при прийнятті ізобати 200м, зазвичай прийнятої кордону шельфу для Світового океану. На північному заході моря максимальна ширина шельфу сягає 220 км. Північно-західний шельф (рис. 2.1) займає 16% акваторії моря (68390 км²) та 0.7% обсягу вод (3555 км³) у межах від м. Херсонес до м. Каліакра [3]. Найчастіше, під північно-західною частиною моря дослідники трактують акваторію, розташовану на північ від умовної лінії, що сполучає південний край гирла Дунаю та м. Тарханкут. І тут, природним кордоном шельфу служать ізобати 50 – 75м (Рис.2.1).

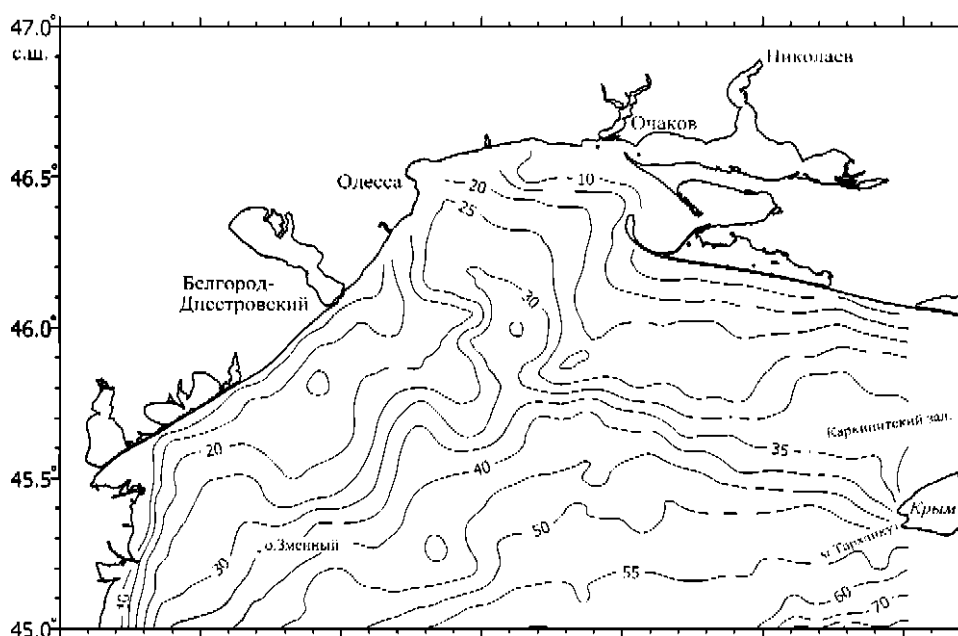


Рисунок 2.1 – Батиметрична карта північно-західного шельфу [3]

З інших критеріїв районування моря, зокрема, з погляду ландшафтного (акваландшафтного) розмаїття, пропонується вважати північно-західну частину Чорного моря акваторією, обмеженою глибинами 100 -120м [4]. В даному випадку, автори поділяють Чорне море за тектонічною будовою, генезою та морфологією дна на дві великі області, що належать різним тектонічним структурам: область епігерцинської скіфської платформи (північна та північно-західна частина) та область альпійсько-гімалайського епігеосинклінального поясу (основна чорноморська западина). Слід зазначити, що розподіл гранулометричних фракцій сам собою відбиває межі поширення річкового стоку. Зокрема, поширення пелітової фракції чітко показує вихід дунайських вод на шельф Чорного моря. Її максимальні вмісти розташовані навпроти рукава Св. Георгія, зменшуючись у міру віддалення джерела зносу.

Області високої сортованості донних відкладень розташовані в безпосередній близькості від дельти Дунаю і простягаються в глибоководну частину досліджуваного району за напрямом, що відповідає основному потоку вод, що виносяться Дунаєм. Області поганої сортованості розташовані на деякій відстані від дельти Дунаю і на значних глибинах. Таким чином, сортованість відкладень також відображає напрямок поширення річкового стоку Дунаю, який слабшає в міру віддалення від берега.

Глибини північно-західної частини Чорного моря перебувають в інтервалах значень 15 – 40 м. Поверхня дна представляє загалом слабонахилу на південь субгоризонтальну рівнину із загальним ухилом 1 – 2'. Від суші шельфову рівнину відокремлює прибережний підводний схил заввишки 10 - 15 м з ухилами рельєфу близько 20 '. Домінуючим типом донних відкладень голоцену є черепашники, включаючи раковинні піски та мулисті черепашники. Піски та «чисті» черепашники поширені на прибережному береговому схилі (глибини менше 15 – 17м), де раковинний матеріал піддається інтенсивній хвильовій переробці та на вершинних поверхнях підводних пагорбів (глибини до 25 м). Ілисті черепашники поширені зазвичай на глибинах понад 25 м у депресію рельєфу, на основній площі зовнішнього уступу прибережної частини шельфу і на рівнині опадів його центральної частини [5]. Класифікація донних відкладень подана у табл. 2.1.

Таблиця 2.1 Класифікація донних відкладень північно-західного шельфу [5]

Назва відкладень	Склад (зміст), %	
	Раковинного матеріалу	Алевропелітових фракцій
Ракушняк (Р), Раковинний пісок (РП)	>50	<10
Муловий ракушняк (МР)	>50	10 – 50
Раковинний мул (РМ)	<50	>50
Мул (М)	<30	>70
Глинистий мул (ГлМ)	<30	>70 пелита

З ІСТОРІЯ ВИНИКНЕННЯ ШЕЛЬФУ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОЇ ЧАСТИНИ ЧОРНОГО МОРЯ

У плейстоцену північно-західна частина шельфу неодноразово осушувалася, про що свідчить чергування в розрізі плейстоцену субаеральних еолових суглинків і річкового алювію з субаквальними морськими і лиманно-морськими опадами (Щербаков та ін., 19). На початку пізнього плейстоцена північно-західна частина шельфу являла собою поверхню субаеральної лісово-алювіальної рівнини, розчленованої долинами річок (Баландін та ін., 1987).

У ході новоевксинської трансгресії поверхня приморської рівнини була вкрита морем. Тут накопичувався осадовий матеріал, що виноситься річками внаслідок абразії та зсувних явищ, а також органічні залишки. У першій половині трансгресії сформувалася нерозчленована майбутня центральна частина шельфу з абразійним рельєфом, пізніше перекрита тонким покривом морських опадів голоценового віку (Ам-броз та ін., 1967). У другій половині трансгресії відбулося її прискорення, внаслідок чого утворився зовнішній абразійний уступ сучасної прибережної частини шельфу. Цей уступ, мабуть, фіксує деяке проміжне положення берегової лінії в пізньоевксинську епоху.

До кінця новоевксинської епохи рівень моря піднявся до позначки -30 м (Щербаков та ін., 1987). Подальший підйом рівня в ранньому голоцені призвів до затоплення приморської рівнини та формування прибережної частини шельфу. Процеси абразії та акумуляції лише в незначній мірі змінили поверхню рівнини, так що сучасний рельєф прибережної частини шельфу фактично являє собою реліктовий акумулятивно-ерозійний рельєф, успадкований від пізньоплейстоценового субаерального етапу (Фестонів, 2).

На думку Ю.Г. Баландіна та В.І. Мельника, на північно-західному шельфі достовірно встановлено положення трьох стародавніх берегових ліній, що фіксують три рівні уповільнення постплейстоценової трансгресії: на глибині 55-65, 20-30 і 8-12 м. З ними пов'язані азональне збільшення крупності опадів по нормалі до берега та концентрація елементів стародавніх лиманно-лагуних утворень. Початок кожного з етапів трансгресії носило яскраво виражений характер, а в ході подальшого її розвитку ступінь розчленованості берегових ліній зменшувалася (Баландін та ін., 1987).

Дослідження гідродинамічного рознесення і механічної диференціації седиментаційного матеріалу, а також розмежування динамічних систем описуваного району проведені раніше, і тому докладно не розглядаються (Пазюк та ін., 1966, 1977; Іщенко, 1973; Дятлов та ін., 2). Кінцевий результат цього перенесення як схеми розподілу донних опадів представлений на рис.3.1.

На підставі аналізу геоморфологічних особливостей та специфічних умов осадконакопичення в досліджуваному районі О.Є.Фесюнов (2000)

виділив різні донні ландшафти. [6]

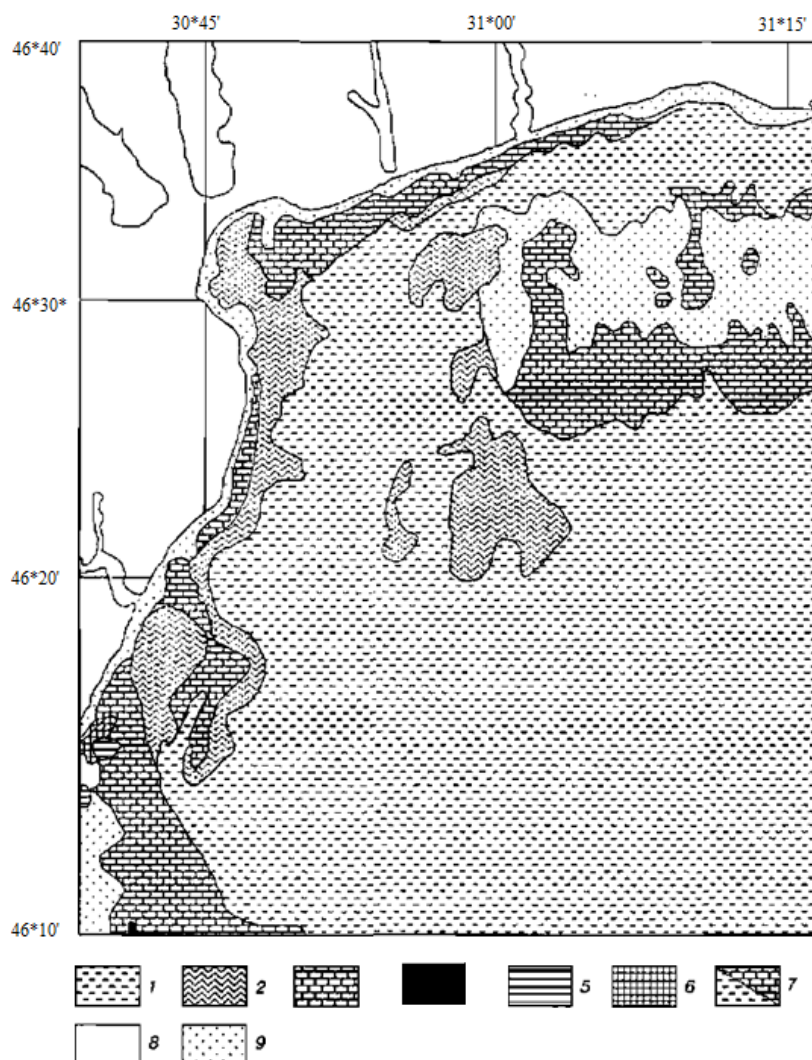


Рисунок 3.1 - Розподіл ґрунтів в Одеській затоці та прилеглих акваторіях. (О.Є. Фесюнов 2000) [6]

Легенда: 1 - глинисті; 2 - дрібноалевритові; 3 - черепашники; вапняки. 4 - черепашникові; 5 - ооліто-черепашникові; 6 - галька; 7 - межі літологічних різниць всередині підрозділів; 8 - верхньопліоценові відкладення; 9 - піски дрібно-середньозернисті

Узбережжя Чорного моря вирізняються сприятливими природними умовами та ландшафтним різноманіттям. Їхнє географічне положення та теплий клімат сприяли їхньому активному освоєнню та населенню від античних часів до наших днів. Досі можна знайти сліди проникнення стародавніх цивілізацій в прибережні райони у вигляді руїн старогрецьких храмів і генуезьких фортець. До третього тисячоліття нашої ери узбережжя Чорного моря зазнало сильного антропогенного впливу. Це стосується прибережних районів біля найбільш густонаселених районів поблизу великих портів Бургас, Варна, Констанца, Одеса, Миколаїв, Севастопіль,

Новоросійськ, Сочі, Сухумі, Батумі, Самсун, Синоп, Трабзон, а також судноплавний Босфор і Керченська протока.

На узбережжі Чорного моря розташовані великі міжнародні зони відпочинку, такі як Албена, Слянчів бряг, Золоті Піски, Одеса, Ялта, Геленджик, Анапа, Гагра, Піцунда та інші.

Чорне море омиває узбережжя Європи та Малої Азії. Довжина берегової лінії досягає 4125 км;[7]

4 ГІДРОЛОГІЧНІ УМОВИ

До головної особливості гідрологічного режиму північно-західної частини Чорного моря належить вплив рясного річкового стоку рік Дунаю, Дніпра, Південного Бугу та Дністра. Сумарний стік цих річок становить 80% від загального прісного стоку Чорного моря. За даними [3] середньорічний стік Дунаю становить 210 км^3 , Дніпра – 43 км^3 , Південного Бугу – 2 км^3 та Дністра – 10 км^3 . У Чорному морі існує явна перевага сезонної мінливості термохалінної структури. Однак, слід зазначити, що дані коливання спостерігаються лише у верхньому шарі 0 - 20 м. У глибших шарах сезонна мінливість зменшується і багаторічні коливання стають домінуючими [8]. Загальний характер змін температури води в Чорному морі за 100 - літній період спостережень є циклонічним процесом при загальній тенденції до потепління. У фази збільшення прісних вод (або зменшення випаровування) відбувається розпріснення верхнього шару, у ньому посилюється вертикальна стратифікація та слабкішає вертикальний обмін. Горизонтальний розподіл складових водного балансу нерівномірний: вплив річкового стоку та атмосферних опадів максимально у прибережній зоні, максимумами випаровування приурочені до областей максимальної швидкості вітру на північному заході моря [8].

Змор'є дельти Дунаю є прибережною опрісненою смугою шириною 8-10 км, в якій відбувається змішання морських і річкових вод. Залежно від величини твердого стоку Дунаю, ширина узмор'я варіює, то наближаючись до берега, то віддаляючись від нього. На розподіл відкладень впливають вздовж берегові течії, завдяки яким осадовий матеріал, що потрапляє на узмор'я, перерозподіляється в прибережній частині, приводячи до формування серії баррів і кіс у хвилеприбійній зоні.

Підводна частина дельти має відносно крутий ухил морського дна.

Рельєф формується, в основному, за рахунок винесення та осадження твердого стоку. Незважаючи на те, що щорічно Дунай скидає в Чорне море 25—35 млн т твердих опадів, його основна маса відноситься на південь течіями, піддаючись розмиву на південь від гирла Сулинського рукава. Тому швидкість осадконакопичення тут не перевищує 5-10 см за 1000 років.

Узагальнення даних інструментальних вимірювань течій на автономних буйкових станціях (АБС) цього району нечисленні. Узагальнення даних спостережень представлено у роботі [9]. Так, при вітрах північного, північно-східного та східного напрямів на північно-західному шельфі переважає циклонічна циркуляція, а при південних та південно-західних вітрах – антициклонічна.

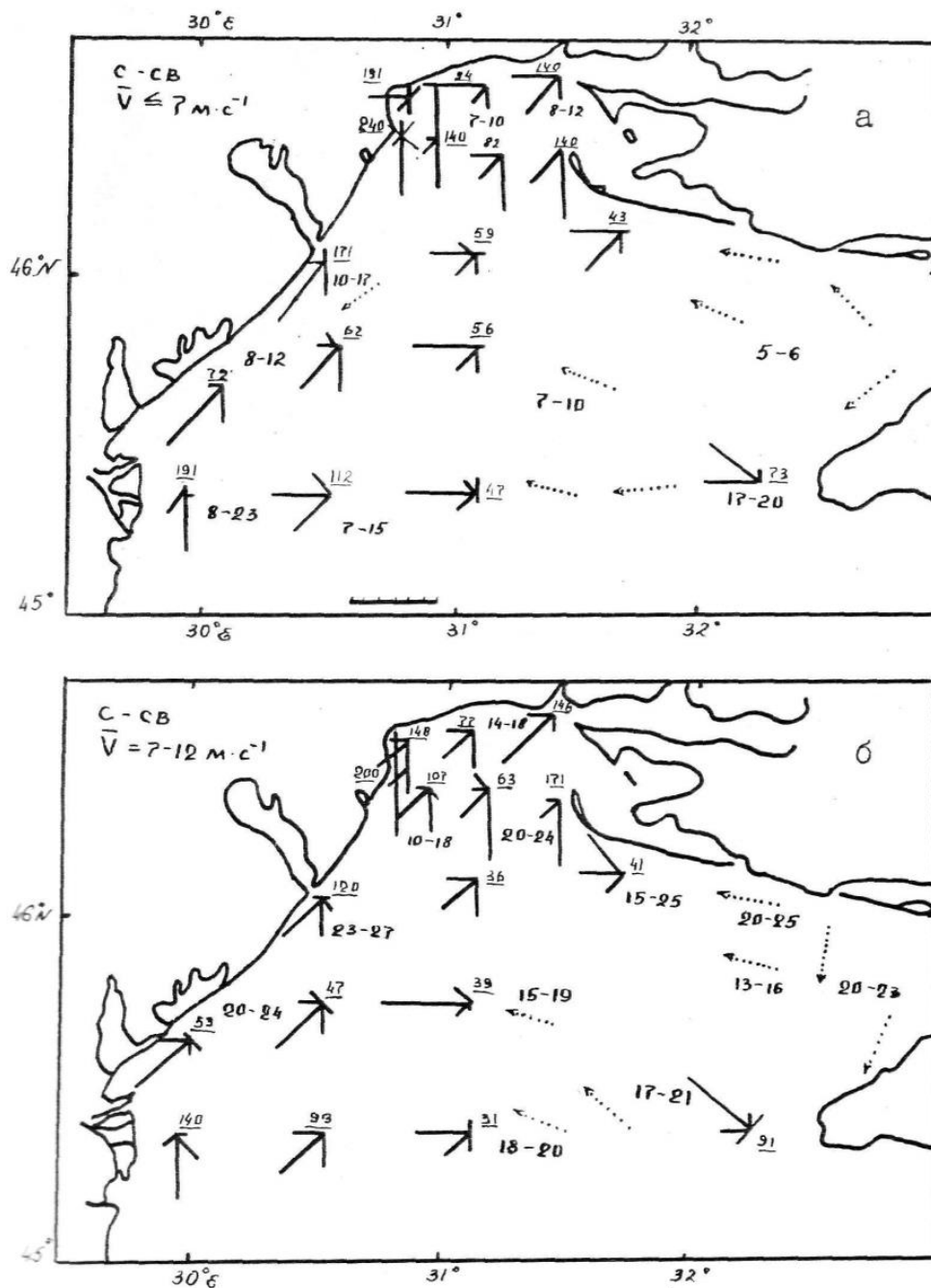


Рисунок 4.1 - Середня повторюваність течій (%) для різних вітрів.

Над межею – кількість спостережень, виділені цифри – швидкість течії (см/с).

Штрихуванням показані вектори течій зі швидкістю понад 25 см/с [9].

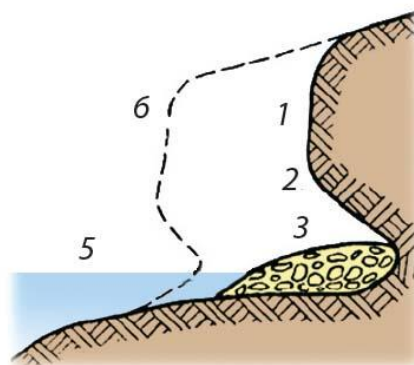
Для Одеського регіону за даними рейдових спостережень над течіями у 1984 – 1988 роках. [10] було виявлено, що при значній мінливості течій в поверхневому шарі найбільшу повторюваність має циклонічний тип циркуляції, створюваний дрейфовими течіями при південно-східних і північних вітрах, що найчастіше повторюються. Цьому типу циркуляції

сприяє й течія з Дніпро-Бузького лиману. У той же час у підповерхневому шарі спостерігається антициклонічна циркуляція.

Вивчення коливань рівня у Чорному морі, у контексті глобальної зміни клімату, стосується актуальних проблем сучасних досліджень. У 60-80-х роках минулого століття найбільша увага приділялася вивченню штормових згінно-нагінних явищ, що цілком виправдано, враховуючи їхнє велике значення для мореплавання та практичної діяльності в зоні сполучення суша – море. В останні 15 років висунувся новий напрямок у вивченні мінливості рівня Чорного моря – дослідження його довгоперіодних коливань та прогноз майбутніх змін. Воно зумовлене значною мірою сучасним підвищенням рівня Світового океану, у результаті відбувається затоплення і підтоплення низьких прибережних територій, і навіть активне переформування берегів з негативними наслідками [11]. Так, у роботі [12] оцінено масштаби довгоперіодних коливань рівня в Чорному морі, що виявляються як екстремальні добові значення досліджуваної характеристики. Також відзначаються як квазідворічні, так і 3–5, 20, 30-річні періодичності, які визначаються сонячною активністю, процесами взаємодії в системі «океан-атмосфера», а також впливом геомагнітних, астрономічних та геліофізичних сил. Основний екстремум у сезонному ході рівня Чорного моря, обумовлений річковим стоком і характеризується весняно-літнім максимумом (IV–VI-паводок) та осіннім мінімумом (IX–XI-міжень). Вважається, що основною причиною сезонних коливань рівня у Чорному морі є стік річки Дунай, яка постачає приблизно три чверті загального прісного стоку в море.

Крім коливань рівня, зумовлених вище розглянутими чинниками, існують геодинамічні коливання результаті вертикальних рухів земної кори. Сучасні вертикальні рухи, за даними нівелювання, показали, що середня швидкість опускання реперів в Одесі становить 0,51 см на рік [11]. В роботі [13] зазначено, що північно-західний регіон Чорного моря опускається зі швидкістю 0,1 – 0,16 см/г.

Коливання рівня моря та вертикальні тектонічні рухи узбережжя значно впливають на інтенсивність основних рельєфоутворюючих процесів у береговій зоні (умови живлення берегів наносами, загальний бюджет осадового матеріалу та еволюція контуру берегової лінії). Стійке тривале підвищення відносного рівня моря порушує взаємодію суші і моря, що встановилося, що тягне до адаптації гідродинамічних факторів до мінливих глибин. Можна вважати, що на середньому узбережжі, при підвищенні рівня на один сантиметр ширина пляжної зони скорочується на один метр. Підвищення рівня моря сприяє посиленню абразії на ділянках берега, що раніше руйнувалися, також відбувається відступання акумулятивного берега в результаті розмиву верхньої частини профілю підводного берегового схилу.



Абразія:

- 1 — берегове урвище;
- 2 — хвилеприбійна ніша;
- 3 — пляж;
- 4 — підводна абразійна тераса;
- 5 — рівень моря;
- 6 — колишнє берегове урвище

Рисунок 4.2. Абразія берегів

5 СУЧАСНІ ДОННІ ЛАНДШАФТИ

Ландшафти абразійного прибережного схилу поширені у вузькій смузі вздовж узбережжя від урізу води до глибини 10-15 м. Донні відкладення представлені тут детритовими черепашиками, іноді мулистими, на яких розвинені мідієві біоценози, часто з високою продуктивністю, що змінюються на замулених ділянках мії. В умовах активного гідрологічного режиму ці ландшафти можна розглядати як кисневі трансаквальні (Хованський та ін, 1987, 1989). У дрібно-водних лиманах і затоках з пелітовими відкладеннями спостерігаються ланд-шафти з кардіумом або змішані солонувато-морські ландшафти.

Ландшафти підводних височин (Дністровська височина, Одеська банка) приурочені до області відносних неотектонічних піднесень або районів активної акумуляції опадів. Їхні поверхні розташовуються на глибині менше 30 м, переважаючий інтервал 17 - 23 м. Домінуючий тип донних відкладень - черепашики та детритові раковинні піски. Карбонатність опадів становить понад 70-80% при незначному вмісті C_{org} (0,3-0,7%). Гідродинамічна активність тут досить велика, що сприяє виносу матеріалу пеліто біокосної системи. Кисневі траясаквальні умови зимового періоду змінюються влітку на трансаккумулятивні киснево-глеєві та киснево-сірководневі, тому накопичується автохтонний органогенний і алохтонний теригенний пелітовий матеріал, що знаходиться у відновлювальних умовах. Макрозообентос представлений тут мідієвими біоценозами різної продуктивності. У Дністровсько-Дніпровському міжріччі внаслідок гіпоксії біоце-нози, що майже щороку повторюється, зруйновані, мідії — виключно молодь, гинуть, як правило, до кінця літа, коли макрозообентос складається або тільки з поліхет (нерес, полідора), або взагалі відсутній.

Ландшафти палеодолін пов'язані з ділянками шельфу, що опускаються. Розвинені вони у Дніпровському жолобі з Одеською улоговиною. Глибина в депресіях морського дна вдвічі вище, ніж у інших прибережних частинах шельфу, і як 20—30 м у верхів'ях палеодолин, зростаючи до 40—42 м з віддалення від морського узбережжя. Гідродинамічний режим тут більш щадний, ніж на височинах, що сприяє накопиченню осадового матеріалу пелітової розмірності. Донні опади на схилах депресій представлені мулистими черепашиками, що переходять із збільшенням глибин у раковинні мули, і в найглибших частинах — мулами. Карбонатність опадів становить 30-50%. Вміст C_{org} збільшується від 0,5-0,9 до 1,8-2,4%. Фізико-хімічні умови в цілому характеризуються акумулятивним киснево-сірководневим режимом. Обстановка - відновна. У період гіпоксії в опадах утворюється сірководень. Наприкінці літа, коли гіпоксія переходить в аноксію, сірководневе зараження подекуди охоплює і придонну водну товщу. Біоценози тут мідієві, субдомінантні види зазвичай представлені поліхет (переважно *Melinna palmata*). Загальна біомаса на схилах депресій у сприятливі роки сягає 500 г/м². У літньо-осінній період біомаса знижується

до 10 г/м^2 і менш, мідія іноді повністю випадає з біоценозу, зберігаються лише поліхети (в основному мелінна) з нікчемною загальною біомасою $0\text{—}3 \text{ г/м}^2$. [14]

6 ДОННІ ВІДКЛАДЕННЯ

Основною проблемою екології океану та Чорного моря як його частини є створення теорії функціонування екосистем, що поєднує закономірності взаємодії живої матерії та біокосних компонентів середовища (Виноградов, 1990). Ще В.І. Вернадський (1987) вказував на виникнення «згущень життя» в контактних зонах Світового океану. Одна з таких зон – межа вода/дно. Донні відкладення служать як місцем поховання біокосного речовини з водної товщі. У верхньому шарі опадів протікають процеси зміни речовини, причому частина його знову надходить у воду, тобто йде зворотний потік речовини та запасеної енергії з донних відкладень у морську воду. У верхньому шарі опадів змінюються форми елементів та сполук, утворюються нові мінеральні форми (діагенетичні мінерали). Тут виникає особлива біокосна речовина, відбувається взаємодія її живої та відсталої компонент.

Важливим компонентом біокосних систем північно-західного шельфу Чорного моря є неконсолідовані донні опади. Особливості майданного поширення різних речовинно-генетичних типів верхнього шару опадів контролюються геолого-гідрологічними факторами середовища осадоутворення та характером геоісторичного розвитку регіону. Сучасні умови довкілля відбиваються у формуванні так званого наїлка.

Північно-західна частина Чорного моря є стратотипічним районом для відкладень пізньочетвертинного віку Чорноморського басейну (Іванніков та ін, 2000). А.Т. Архангельський та Н.М. Страхів першими провели стратиграфічне розчленування розрізу верхньочетвертинних донних відкладень шельфу (Архангельський та ін, 1938).

За даними геологічного картування, проведеного ГГРП «Причорноморгеологія», на північно-західному шельфі розвинений практично повний розріз відкладень четвертинного віку, починаючи з чаудінських верств (Какаранза, 2002). Схема поширення різних речовинно-генетичних типів донних відкладень за площею північно-західного шельфу Чорного моря представлена на рис.6.1.

Поширення новітніх донних відкладів у Чорному морі вирізняється своєю складністю. Їх склад і походження залежать від районів походження, гідродинамічної та літодинамічної активності в зоні контакту моря, а також від морфології рельєфу дна (рис. 6.1).

Осідання сильно контролюється спадковим характером рельєфоутворювальні процеси, що протікали на тлі голоценової історії Чорного моря. На утворення наносів також впливають твердий річковий стік і берегова абразія, живлення зі схилів, а також біогенна та хемотренна речовина.

Хвильова дія, течії і гравітаційні процеси визначають особливості перерозподілу донних відкладень, їх зональність і існування в прибережній зоні, що піддається хвильовому впливу, грубозернистої речовини, а також дрібнозернистої речовини. фракція за межами цієї зони на більших глибинах.

Незвичайні особливості розподілу донних відкладень можуть бути викликані активністю потоків каламуті та зсувних процесів, які спотворюють загальні закономірності літологічної зональності.

Перша схема донних відкладів Чорного моря була складена А.Д. Архангельським і Н.М. Страховим у 1938 р. Пізніше ці дані уточнювався різними вченими. Новітні відклади Чорного моря характеризуються значною просторовою мінливістю та літологічним різноманіттям за мінеральним і гранулометричним складом.

На рівнинних ділянках не спостерігається різких контрастів і меж між різними фаціальними типами відкладень. За складом і розподілом відкладень Чорне море можна поділити на ті ж області, що й шельф, материковий схил, материкова підніжка та дно глибоководної западини.

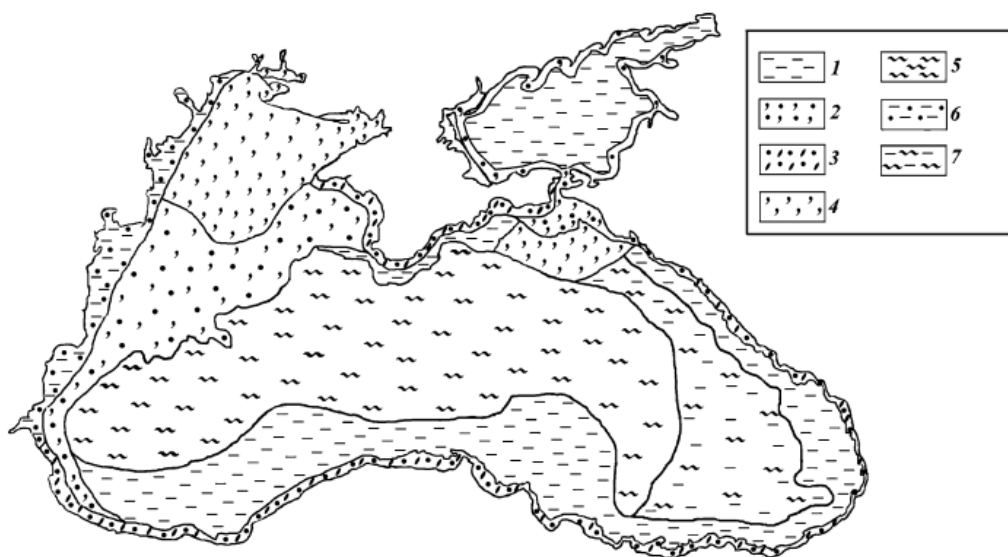


Рис. 6.1 - Донні відкладення Чорного моря: 1 теригенний тип, 2 піщано-кокінові, 3 піщано-галькові, 4 ракоподібні, 5 кокколітових тилів, 6 піщано-мулистих, 7 теригенно-коколітових ілів.

Північно-західний регіон характеризується великими територіями походження, з яких алювіальна речовина надходить через дельти річок Дунай, Дністер та Дніпро. Річка Дунай, яка має широку дельту з численними руслами та рукавами, забезпечує найбільший твердий стік у шельфову зону.

Дельта складається з теригенних відкладень і просунута до моря на 7–10 км.

У твердому стоку інших річок, зарегульованих за рахунок будівництва водосховищ, більше значення має біогенне живлення. Якщо в прибережній зоні на малих глибинах питома вага біогенної речовини коливається від 30 до 50% від загальної кількості осади, то частка раку і детриту в осадах центральної зони північно-західної частини моря досягає 80% і більше.

На зовнішньому краю шельфу і у верхній частині материкового схилу переважно розвинені мулистий і глинистий ракоподібний і низькокарбонатні тили. Відклади материкового схилу (як і більшої частини глибоководного басейну Чорного моря) представлені глинисто-вапняними (коколітовими) ілами.

Континентальний схил являє собою транзитну зону потоків наносів надходить у вигляді уламків з річок і продуктів абразії, а також відкладень, що переносяться мутними потоками. Континентальний схил вкритий ущільненими глинистими ілами (зернисті фракції 0,001–0,01 мм). У окремих місцях на більш крутих частинах схилу зустрічалися залишки фауни молюсків, наприклад раковини *Dreissena rostriformis*. На ділянках з пологим схилом вони перекриті голоценовими та новітніми відкладами [15].

Таким чином, слід зазначити, що за 10 років прийшли маленькі зміни мули як були глинисті, піщано мулисті, черепашкові, дрібноаленритові, піски дрібно-середньозернисті так само верхньопліоценові відкладення. В обсязі побільшало мулів. [15]

Відкладення чорноморського віку

Лиманні та морські відкладення плащеподібно перекривають усі доголоцінові та частково описані голоценові відкладення на шельфі, континентальному схилі та в глибоководній западині Чорного моря. На суші складають численні піщані коси, пересипи та острови. У сучасних лиманах залягають під молодішими лиманними відкладами.

За останні 500 років один із лиманів Одеської області накопичив багато цілющого мулу, і став відомою грязелікарнею на всю Україну. (Куяльницький лиман).

Абсолютні позначки покрівлі від + 1...+3 м на берегових валах, наприклад, на о-ві Тендровська Коса. Потужність від 0,05-0,1 м на бенчі до 15-20 м у прибережній частині Дніпровського жолоба і до 25-30 м на пересипах деяких лиманів. Середня потужність на верхньому шельфі 1,5-2 м, на нижньому шельфі, континентальному схилі та в глибоководній западині - до 1 м. Як правило, на пересипах, косах і на глибині моря до 10-15 м представлені пісками, на Дністровському узмор'я — подекуди гравієм та галечниками. На глибині до 40-50 м переважно розвинені черепашники, ближче до полів розвитку пісків, як правило, піщані, а ближче до полів розвитку мулів - в основному мулисті. У Дніпровському жолобі,

Каркінітській затоці, сучасних лиманах та поблизу дельти нар. Дунай — мули, у центральних частинах жолоба та лиманів — пелітові, у крайових частинах — алевритові. На глибині понад 40—50 м — майже суцільне поле розвитку пелитових мулів. Всі піски та мули до глибини приблизно 180-200 м містять раковинно-детритовий матеріал, нижче фауна молюсків в мулах зазвичай відсутня, і мули тут за біогенними домішками поділяються на коколітові у верхах розрізу і сапропелеві - в нижній частині. У самих низах розрізу розвинений шар сапропелю, що містить залишки кісток риб, рідше рибної луски, бабок. По фауні молюсків чорноморський горизонт поділяється на два шари: нижній зі змішаною солонуватоводною та морською фауною та верхній із типово морською фауною. [16]

7 ГІДРОЛОГІЧНІ ДОСЛІДЖЕННЯ ШЕЛЬФОВОЇ ЗОНИ

Своєрідність гідрологічних, гідрохімічних та гідробіологічних умов ПЗЧМ сформувалося під впливом чотирьох річок; Дунаю, Дніпра, Дністра та Південного Бугу, сумарний стік яких становить майже 80% загального стоку кількох десятків річок та річок, що впадають у Чорне море. Загальний річний стік цих чотирьох річок у 2000 разів менший за об'єм вод Чорного моря, але він лише у 2,3 рази поступається об'єму вод ПЗЧМ у її найвужчих межах і лише у 7 разів — у найширших. Деякі характеристики стоку зазначених рік наведено в табл. 1.2.1.

Сток Дунаю загалом рік становить 76 % загального стоку в ПЗЧМ, межень його частка збільшується до 80—85 %, а повинь зменшується до 63 % (Большаков, 1970).

Річковий стік у перерахунку всю поверхню Чорного моря становить шар близько 0,5 м, а ПЗЧМ, залежно від прийнятої відкритої кордону, — від 5 до 10 м, що свідчить про її інтенсивний водообмін із відкритою частиною моря.

Опис клімату ПЗЧМ дано, в основному, (Гідрометеорологія..., 1991). Атмосферні опади становлять трохи більше 10 % обсягу річкового стоку. Їхня середньорічна кількість поблизу центру південного кордону ПЗЧМ найменша — 200 мм. До берегів кількість опадів збільшується до 400 мм і більше.

ТАБЛИЦА 7.1. Річний стік ПЗЧМ за даними 1923—1985 гг.

Характеристика	Дунай	Дніпро	Дністер	Південний Буг	Дан всієї СЗЧМ
Площа водосбора, км ²	817 000	505 810	71 990	68 000	1 500 000
Длина, км	2860	2285	1328	857	—
Стік у створі, км ³ * рік	54-я миля	Каховская ГЭС	2 18-й км, г. Бендери	142-й км, с. Олександрівка	—
середній	208	47,9	10,2	3,00	269
максимальна та відсоток від	313 (150 %) (1941)	83,2 (174 %) (1933)	19,3 (189 %) (1980)	6,25 (208 %) (1980)	408 (152 %) (1941)
мінімальні	136 (65 %) (1949)	23,0 (48 %) (1960)	5,36 (53 %) (1946)	1,22 (41 %) (1959)	180 (67 %) (1950)
відсоток від середнього					
Розподіл стоку всередині року,, Коефіцієнт нерівномірності	Весна—літо — 60; зима — 17	Переважає навесні	Весна — 41; літо—осінь — 44	березень—Квітень — 45	Весна—літо — 61; мінімум у жовтні
	2,2	3,3	С 1955 р. коливання витрати малі	4,1	

Температура.

Найнижчі температури на поверхні протягом усього року і для Чорного моря спостерігаються саме в ПЗЧМ. Це здається природним у холодну половину року, коли позначаються обмеженість теплозапасу поверхневого шару внаслідок мілководності або різкої соленосної стратифікації та адвекція холоду з річковим стоком. Температура взимку знижується до 2-4 °С в центрі ПЗЧМ і до температури замерзання - біля берегів і в Каркінітській затоці.

Влітку ж кліматичні середні значення температури на поверхні виявляються найнижчими саме в ПЗЧМ внаслідок згонів, що часто трапляються тут, і супутнього їм апвеллінга холодної води з-під термокліну. Максимум температури в ПЗЧМ, як і у всьому морі, посідає серпень.

На горизонті 20 м мінімальна для всього моря температура теж спостерігається в ПЗЧМ як взимку, так і влітку: нижче 4°С і нижче 10 °С відповідно.

Весняний прогрів у північно-західній частині моря стає помітним вже в березні, а до травня формується термоклін із градієнтом 0,5 °С • м⁻¹ і більше. Найбільш інтенсивно прогріваються води, розпреснені річковим стоком. Однак весняне поле температури води в приповерхневому шарі схильне до сильної просторової мінливості, так як близько розташований до поверхні термоклін легко руйнується вітром і при цьому в процес перемішування залучаються холодні води з нижчих горизонтів.

Осітнє охолодження в ПЗЧМ, в порівнянні з іншими районами, протікає більш інтенсивно і починається з півночі. До кінця осені біля північних берегів температура опускається нижче за 10 °С. У цей час у центрі СЗЧМ вона на 3—4 °С вище.

Цікаво, що у ПЗЧМ знаходяться райони як з максимальною, так і з мінімальною для всього Чорного моря величиною річного ходу температури (Гідрометеорологія..., 1991). Річний хід понад 21°С відзначається на дунайському узмор'ї. Внаслідок різкої соленосної стратифікації поверхневий шар тут легко охолоджується до точки замерзання взимку і сильно прогрівається за маловітряної погоди влітку. Річний хід менше 16°С відзначається в районі м. Тарханкут, де зимове охолодження пом'якшується адвекцією тепла кримською гілкою Основного Чорноморського течії.

Взимку гомотермія простежується до глибини 50 м. Якби вона була наслідком тільки зимової вертикальної циркуляції, то в цьому шарі спостерігалася б і гомогалінність. Однак відносна гомогалінність простежується тільки до глибини 30 м. Подальше зростання солоності з глибиною вказує на те, що вирівнювання температури по вертикалі відбувається не в результаті вертикального перемішування, а внаслідок ізопікнічного поширення придонних вод у шарі 30—50м (Гідрометеорологія., 1991).

Протягом усього року в ПЗЧМ розташовуються області, де тимчасова мінливість температури у поверхневому шарі більша, ніж у будь-якому іншому районі моря. Взимку така область знаходиться на сході, де загальний

для ПЗЧМ циклонічний перенесення вод відбувається перпендикулярно термічного фронту, тому істотно впливає на його положення, середнє квадратичне відхилення тут досягає 3 °С.

Навесні тимчасова мінливість температури у всіх районах моря зростає, але максимум середнього квадратичного відхилення приблизно тієї ж величини зберігається в ПЗЧМ внаслідок періодичного руйнування при шторма термокліну, розташованого тут відносно неглибоко.

Влітку в СЗЧМ величина середнього квадратичного відхилення зменшується до 2,5 °С, але залишається більшою, ніж у будь-якому іншому районі моря. Літній максимум середнього квадратичного відхилення в ПЗЧМ переміщується в прибережні акваторії, де часто розвивається апвеллінг.

Взимку середнє квадратичне відхилення температури з глибиною монотонно зменшується, а влітку має максимум, що перевищує 4 °С і відповідає середній глибині сезонного термокліну, що пов'язано з вертикальними рухами останнього під впливом внутрішніх хвиль і синоптичних вихрових утворень.

Рівень моря.

Коливання рівня моря відбуваються з численних причин — астрономічних, геофізичних, метеорологічних, океанологічних, гідрологічних та антропогенних. Усі вони, діючи одночасно, викликають здавалося б випадкові коливання рівня.

Усі коливання рівня ПЗЧМ відбуваються і натомість його здавалося підвищення внаслідок цілком реального опускання земної кори.

Припливи, що формуються в самому Чорному морі, невеликі, але помітні, особливо в ПЗЧМ. Більш чітко виражені напівдобові припливи. Згідно з літературними даними (Гідрометеорологія..., 1991), середня величина припливу в сизигію становить 14, у квадратуру — близько 3 см. Максимальна величина припливу спостерігається в Одеській затоці, де може досягати 17 см. [16]

8 СУЧАСНІ КЛІМАТИЧНІ ЗМІНИ

Мінливість метеорологічних характеристик, поряд із сезонним перебігом теплового балансу, багато в чому визначається атмосферною циркуляцією. Чорне море знаходиться під впливом постійного центру дії атмосфери – Азорського максимуму та кількох сезонних термічних баричних утворень: взимку Сибірського антициклону та середземноморської депресії, влітку – аравійської депресії. Для всього басейну Чорного моря добре виражена внутрішньорічна мінливість метеорологічних характеристик, так швидкість вітру збільшується від весняно - літнього періоду до осінньо-зимового в 1.2 - 1.5 рази. Найбільшими значеннями швидкості вітру відрізняється західна частина моря. На заході та на півночі моря переважають вітри північних напрямків.

На північно-західному узбережжі Чорного моря випадає мінімальна кількість атмосферних опадів (400 – 450 мм) [3]. Протягом зимового періоду над північно-західною частиною Чорного моря переважають вітри північно-західного та західного напрямків. Вони обумовлені впливом потужного стаціонарного антициклону, розташованого над Європою, відроги якого тягнуться над Балканами. Навесні, з початком прогріву повітряних мас, градієнт тиску у напрямку з півночі на південь згладжується і повторюваність північних вітрів зменшується. Західні та північно-західні вітри частково змінюються на південні. Цей тип атмосферних процесів супроводжується штормовими вітрами західних напрямків. Атмосферні процеси над Чорним морем визначаються областю низького тиску над Європою та циклонічною активністю над морською акваторією. Інший тип баричної системи передбачає область високого тиску над Західною Європою та вихід циклонів зі Східного Середземномор'я. У літній період переважає малоградієнтне баричне поле та слабкі вітри нестійких напрямків. За даними А.П. Чернякової [17] протягом усього року найбільш стійкі північні, східні та південно-східні вітри зі швидкостями 7 – 12 м/с та тривалістю дії 14 – 18 год. У холодну пору року на місяць спостерігається від 9 до 13 випадків посилення вітру до штормового (понад 15 м/с). Влітку – до 70% переважають швидкості вітру від 0 до 5 м/с. Вищі швидкості (від 5 до 10 м/с), що збуджують турбулентно - дифузійні процеси, можуть спостерігатися до 7 - 8 діб на місяць, при цьому їх тривалість обмежується 18 - 20 годинами. Вітри, з найбільш ефективними для процесів перемішування швидкостями – від 10 до 15 м/с, протягом місяця спостерігаються не більше 30 – 36 годин.

Сучасні кліматичні зміни відбилися і у басейні Чорного моря. Якщо раніше північне узбережжя Чорного моря відносилось до степового і континентального клімату, західне і кавказьке узбережжя до помірного морського клімату, узбережжя Туреччини і південний берег Криму - до середземноморського, то в даний час кордон степового клімату змістився далеко на схід до Каспійського моря, розширивши зону континентального

клімату. Найбільші зміни для басейну Чорного моря відносяться до розподілу степового та середземноморського кліматів [3].

Мінливість інтенсивності атмосферної циркуляції в сучасний період глобального потепління, ймовірно, позначилося на умовах морського середовища, зокрема посилення вертикальної стратифікації водних мас. Як буде показано нижче, це посилення відбулося за рахунок соленосної складової. Є припущення, що єдиною причиною зменшення солоності поверхневого шару моря могла бути зміна циркуляції вод північно-західної частини Чорного моря, що викликало підвищену концентрацію річкових вод у її західному та центральному районах. Модельні розрахунки [18] підтверджують цю гіпотезу.

9 ПРИРОДНІ РЕСУРСИ ШЕЛЬФУ ЧОРНОГО МОРЯ

Філофора з сімейства червоних водорослей, поширена Азово-Чорноморському басейні, Північних і Далекосхідних морях.

Шару пластинчасте до 50 см заввишки, просте або частіше розгалужене. Великі пластини лінійної, клиноподібної, овальної або серцеподібної форми, з поздовжнім середнім ребром або без нього. Краї пластини рівні, зубчасті, лопатеві або хвилясті, іноді проростають у нові пластини. Стебло просте або розгалужене, циліндрове або здавлене, з дископодібною підошвою. Є багаторічні види.

Росте на піщано-кам'янистих, мулистих або галькових ґрунтах у літоралі та субліторалі у Білому, Баренцевому, Японському, Охотському, Чорному морях.



Рис.9.1 - Філофора

У Чорному морі росте чотири види філофори:

Phyllophora crispa;

P.S. Dixon = *Ph. nervosa* ;

Ph. brodiaei ;

Ph. Pseudoceranoides.

Phyllophora nervosa є ендеміком Середземноморського басейну та широко поширена у Чорному та Середземному морях. Інші три види типові для флори Північної Атлантики, у Середземному морі не виростають, а північних морях мешкають на малих глибинах (0,5-8 м), тоді як у Чорному морі вони пристосувалися до великих глибин (20-50 м) , де їхнє нормальне існування як форм холодноводного походження забезпечується постійною цілорічною температурою води в межах 6—10 °С. [19]

Цистозейра, або цистозіру (лат. *Cystoseira*), - рід бурих водоростей порядку Фукусові (Fucales). Нині налічують 37 таксонів видового та інфравидового рівня.

Представники роду ростуть на кам'янистих і кам'яно-черепашкових ґрунтах у субліторалі Чорного та Азовського морів на глибині 0,5—20 м. Світлолюбні.

Лист у вигляді великих кущів розміром від 30 до 150 см, що прикріплюються підошвою.

Стволік покритий радіально розташованими довгими багаторазово розгалуженими гілками. Окремі рослини в заростях щільно прилягають одна до одної і мають одну загальну основу. Стволік невеликий, циліндричний, з гладкою або нерівною поверхнею. Основні гілки відходять з усіх боків стволика по черзі або майже безладно і простежуються у значній частині слані. Вторинні гілочки багаторазово розгалужені, циліндричні, коротші, ніж основні, часто зібрані волотями поблизу їхніх вершин. [20]

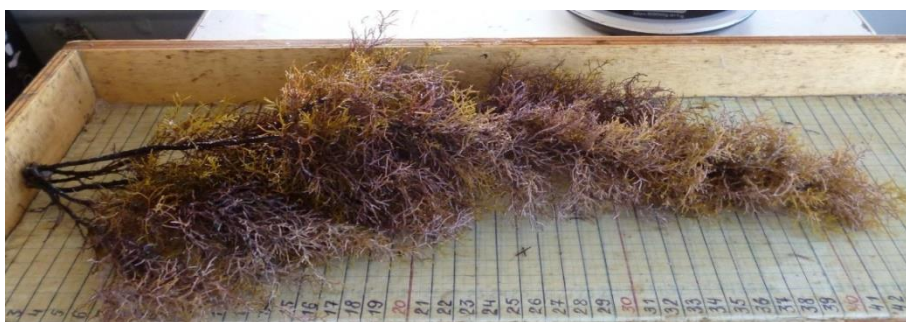


Рис 9.2 - Цистозейра

Бурі водорості роду *Cystoseira*, що мешкають у Чорному морі, є цінною сировиною для промисловості. В останні роки збільшилася кількість публікацій, присвячених лікувальним властивостям екстрактів та окремих компонентів із бурих водоростей. Біологічно активні речовини з макрофітів використовують для приготування фармацевтичних, харчових, косметичних та сільськогосподарських препаратів. Найбільш відомі з них – поліненасичені жирні кислоти омега-3, фітогормони, каротиноїди, вітаміни, макро- та мікроелементи тощо.[21]

Зостера морська – багаторічна морська трава з розгалуженою кореневою системою та високим травостоєм (до 100 см). Рослина мешкає по всьому узбережжю Чорного моря, особливо поширена в Таманській затоці та в районі курорту Анапа.



Рис 9.3 – Зостера морська

Також зустрічається на берегах Азовського, Каспійського, Білого та далекосхідних морів. Широко застосовується при виробництві біологічно активних добавок, у косметичній та меблевій промисловостях, сільському господарстві та будівництві.

Корисні властивості морської зостери були відомі ще в давнину. Прибережні кургани, яким близько 6-7 тисяч років, було викладено цією травою. Стародавні скотарі Австралії, Франції, Голландії та інших країн годували свійських тварин зостерою. Її використовували у свіжому та сухому вигляді, перемеленому на борошно. Також зостер як корм для тварин використовували в Шотландії. У 30-х роках минулого століття хмар став гинути, причиною тому був особливий вид тварин - лабіринтула. За час епідемії зостера зникла з узбережжя Північної Америки, Атлантики та Південної Європи і досі не росте в цих місцях.

Препарати на основі зостерину, в першу чергу – натуральні сорбенти комплексної дії, які сприяють зв'язуванню та виведенню шкідливих речовин із ШКТ та крові. Крім того, вони мають антибіотичну, протипухлинну, імуномодулюючу, противиразкову, антиалергенну та радіозахисну дію. Особливості метаболізму зостерину дозволяють використовувати препарати його основі при цукровому діабеті. [22]

10 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПЛАНКТОНУ

Значний вплив прісноводного стоку відобразився на екологічній структурі фітопланктону. У його складі поряд з морськими та солонувато-морськими видами, на частку яких припадало 57,8 % від загальної кількості видів, численні прісноводні та прісноводно-солонуватоводні види (42,2 %). В цілому, співвідношення домінуючих відділів фітопланктону та її екологічної структури притаманно фітопланктону північно-західної частини Чорного моря.

Найбільш численними у складі фітопланктону Одеського морського регіону є діатомові водорості, представлені 235 видами та внутрішньовидовими таксонами. Основу видового розмаїття діатомових (75%) становили морські та солонуватоводно-морські види. Прісноводних та прісноводно-солонуватоводних видів знайдено менше (25 %).

Динофітові водорості, за кількістю видів (100), що займають друге місце після діатомових, є мешканцями в основному морських вод (81,2%). Число прісноводних та прісноводно-солонуватоводних видів, знайдених у їх складі, було невеликим і не перевищувало 18,8 %.

Динофітові водорості, за кількістю видів, що займають друге місце після діатомових, є мешканцями в основному морських вод (81,2%). Число прісноводних та прісноводно-солонуватоводних видів, знайдених у їх складі, було невеликим і не перевищувало 18,8 %. Серед динофітових зустрічаються види, позбавлені хлорофілу і мають здатність до гетеротрофного способу харчування. Такі види численні у складі пологів *Protopteridinium*, *Gymnodinium*, *Gyrodinium*.

Мешканці морських вод золотисті водорості одеського морського регіону налічують у своєму складі 26 видів. Найбільше видове розмаїття цієї групи відзначено для родів *Acanthoica*, *Calyptosphaera*.

Серед золотистих водоростей знайдено невелику кількість видів (23%), що мешкають у прісних водах. Серед прісноводних видів найчисленнішими були представники роду *Dinobryon*.

Зелені водорості, що налічують у своєму складі 95 видів, – переважно прісноводні види (94,7 %). Найбільша видова різноманітність відзначена для родів *Scenedesmus*, *Oocystis*, *Monoraphidium*. Серед зелених водоростей знайдено невелику кількість видів (5,3 %), які мешкають у морських водах [23].

За період 1973-2001 років. у різних районах цієї частини моря зареєстрований 151 випадок «цвітіння» води, викликаний розвитком 41 виду та різновидів водоростей (Нестерова, 2001). Серед збудників цього явища з'явилися нові види (*H. triqueira*, *E. huxleyi*, *G. cornutum*), спалахи розвитку

інших посилилися та почастішали. Найбільшу кількість видів налічували діатомові (21 вид) та прісноводні синьо-зелені (11 видів). Далі йшли динофітові (3 види), зелені (3), золотисті (2) та евгленові (1 вид) водорості.

«цвітіння води»

Одним із перших «цвітіння» води в ПЗЧМ описав П.І. Усачов (1928). Надалі такі випадки, викликані спалахами розвитку одного або кількох видів водоростей, спостерігалися неодноразово в приустьових просторах Дніпра, Дністра та Дунаю (Іванов, 1967, 1982). За даними А.І. Іванова (1967), що склав список збудників «цвітіння» води, це формували 14 видів.

Таблиця 10.1 - Максимальна чисельність (10^6 кл. - дм^{-3}) видів - збудників «цвітіння» води ПЗЧМ у різні періоди досліджень

Вид	Період	
	1954— 1960	1973- 2000
<i>Sceletonema costatum</i> (Grcv) Cl	32	36,0
<i>Lepiocylinthus danicus</i> Cl.	72	28,0
<i>Chaetoceros socialis</i> Laud.	5,4	16,7
<i>Cerataulina pelagica</i> (Cl.) Hendev	0,3	37,0
<i>Nitzschia closterium</i> (Ehr.) W. Sm.	0	16,0
<i>Pseudo-nitzschia seriata</i> (Cl.) H. Pcrag.	1	12,4
<i>Prorocentrum cordatum</i> (Ostf.) Dodge	3,3	224
<i>Thalassiosira triquetra</i> (Ehr.) Stein.	0	18
<i>Gymnodinium sanguineum</i> Hirasaka	0	140
<i>Emiliania huxleyi</i> (Lohm.) Hay et	0	9,0
<i>Oscillatoria kisselevi</i> Anissim.	0	147
<i>Eutreptia lanovii</i> Stuer.	0	1,7

Сезонна динаміка. У сезонній динаміці біомаси фітопланктону в 1973 - 1993 рр.. виділено три максимуми. Перший, утворений діатомовими водоростями, які становили 98% біомаси (*S. ladoum*, види роду *Thalassiosira*), спостерігався у квітні. У травні відбувався спад біомаси, що визначався суцесією домінуючих відділів фітопланктону. Уповільнювався розвиток діатомових, що продовжували становити основу біомаси (70%), а динофітових (*P. cordatum*, *H. triquetra*) посилювалося. У приустьових районах Дніпровсько-Бузького та Дністровського лиманів інтенсивно розвивалися (8 % біомаси) прісноводні синьо-зелені (види пологів *Gleocapsa* та *Microcystis*). У районі розповсюдження вод. Дунай, які бідні на ці водорості, численними були прісноводні діатомові (*S. subsalsum*, *M. granulata*). Другий максимум біомаси фітопланктону, менший за силою, ніж перший, формувався у червні під час спалаху розвитку динофітових (*P. cordatum*), що утворювали до 83,6%

біомаси.

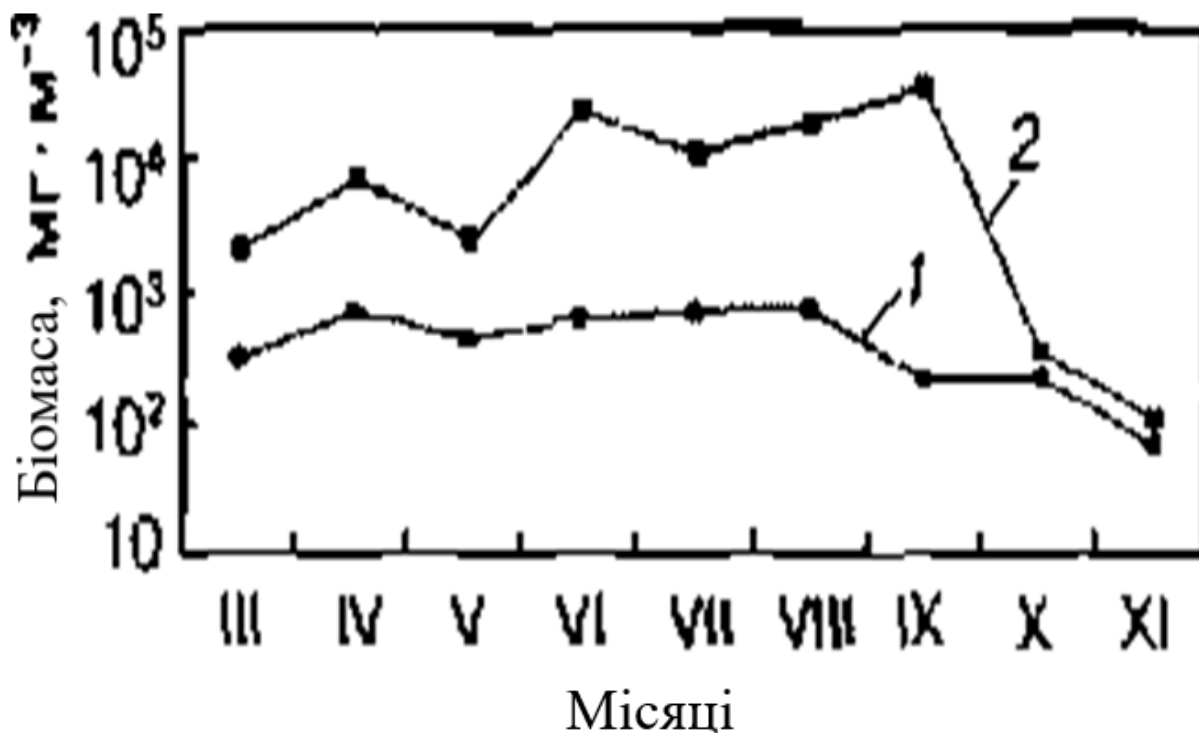


Рисунок 10.1 - Сезонна динаміка біомаси фітопланктону в 1959-1974 (1) (Маштакова, Роухейнсен, 1979) и 1973—1993 (2) тт.

Третій - найсильніший - фіксувався у серпні-вересні. Наприкінці літа - початку осені у фітопланктоні північно-західної частини моря спостерігалися спалахи розвитку діатомових (*C. pelagica*, *P. seriata*, *P. delicatissima*, *L. danicus*), динофітових (*A. cordatum*, *Lingulodinium polyedra*), коколітофрід (*E. huxleyi*, *A. acanthos*), тобто. відбувався одночасний розвиток водоростей, що входять до складу першої та другої або третьої та четвертої стадій сукцесії. Основу біомаси становили діатомові та динофітові водорості, внесок яких у освіту біомаси був нерівномірним. Під час спалахів розвитку діатомових їх кількість зростала до 90% і зменшувалася до 22% при посиленні ролі динофітових (до 80%). Через невеликі розміри клітин роль коколітофориду в освіті біомаси фітопланктону була незначною (8%). Від вересня до листопада відбувається поступове скорочення біомаси. Вклад динофітових у її освіту зменшується та зростає внесок діатомових. У окремі періоди спостережень у районі впливу вод Дніпровсько-Бузького лиману зафіксовано велику кількість (до 20 % біомаси) синьо-зелених водоростей (*Oscillatoria kisselevi*), що формували «цвітіння» води.

Дещо інакше, ніж у відкритих районах моря, у 1985—1987 роках. відбувався розвиток фітопланктону біля узбережжя Одеси (Практична екологія, 1990). У його сезонній динаміці простежувалося два максимуми біомаси: весняний та пізньорічний. Весняний максимум утворювали діатомові водорості, що формували «цвітіння» (*S. ladoum*, *S. socialist*, пізньорічний спостерігався під час одночасного розвитку діатомових (*C.*

pelagica, *Leptocylindrus danicus*) і динофітових (*P. cordatum*) водоростей. З них найбільш сильним був весняний максимум. У разі теплої зими пізньорічний максимум за абсолютними величинами перевищував весняний.

Сезонна динаміка фітопланктону ПЗЧМ у 1973-1993 роках відрізнялася від річних змін у 1950-1960-х роках. Згідно з літературними даними (Іванов, 1967; Маштакова, Роухіяйнен, 1979), перший максимум біомаси фітопланктону утворювався в березні-квітні, другий - в липні-серпні (рис. 6.1). У літньому фітопланктоні зменшилася роль діатомових водоростей і зросла роль динофітових. Разом з тим діатомові продовжували становити основу 79,5% біомаси. Сезонна динаміка біомаси фітопланктону у прибережній зоні повторювала хід її змін, описаний раніше для північно-західної частини моря.

Вертикальне розподілення. Розподіл фітопланктону по вертикалі в ПЗЧМ знаходиться в тісній залежності від факторів, що визначають розвиток одноклітинних водоростей. Основна маса фітопланктону в теплу пору року, коли спалахи розвитку окремих видів відбуваються найчастіше, займає верхній шар (0-10 м) пелагіалі. Значно рідше, при загальному зниженні чисельності або зміні домінуючих видів, фітопланктон розподілявся рівномірно до глибини 10 м, на мілководді - до самого дна. Різкі коливання цього показника від 1 до 4 порядків відмічені у зонах впливу річкового стоку під час «цвітіння» води. Відмінності чисельності між поверхневим і придонним горизонтами зростають від весни до літа і скорочуються восени. Часто, особливо у зоні впливу прісних вод із зростанням глибини, можна спостерігати пошарове розподіл окремих видів, притаманних різних районів південно-західного шельфу. У приустьєвих просторах Дніпровсько-Бузького та Дністровського лиманів у поверхневому шарі концентруються прісноводні синьо-зелені та зелені водорості, в зоні впливу вод р. Дунай - прісноводні діатомові та зелені, у той час як у придонному шарі фітопланктон представлений морським комплексом видів. У зоні впливу вод Дунаю, разом з якими в море надходить велика кількість мінеральної суспензії, скупчення клітин фітопланктону часто спостерігаються в придонному шарі. Мінеральна завесь надає механічний і екрануючий вплив на пелагічні клітини, сприяє їхньому осадженню (Іванов, 1967; Нестерова, Іванов, 2001). У районах моря, де впливу річкового стоку слабшає, спостерігалось пошарове розподіл морського комплексу видів. Так, у вересні 1973 р. в поверхневому шарі відзначені скупчення клітин *P. cordatum*, що формували явище «червоного припливу» (Нестерова, 2001). У той же час у нижній водній товщі інтенсивно розвивалися діатомові *P. seriata*, *C. caspia*, *S. ladoum*. У квітні 1983 р. в поверхневому шарі моря переважали динофітові (*H. triquetra*,

Gyrodinium adriaticum), а у водній товщі - динофітові (*triquetra*) і діатомові (*cosiatum*, *Nitzschia closterium*).

Просторовий розподіл. При значній варіабельності чисельності та біомаси найвищі кількісні показники фітопланктону, що становили мільярди клітин на 1 м³ і грами на 1 м³ відповідно, відзначалися в зонах впливу

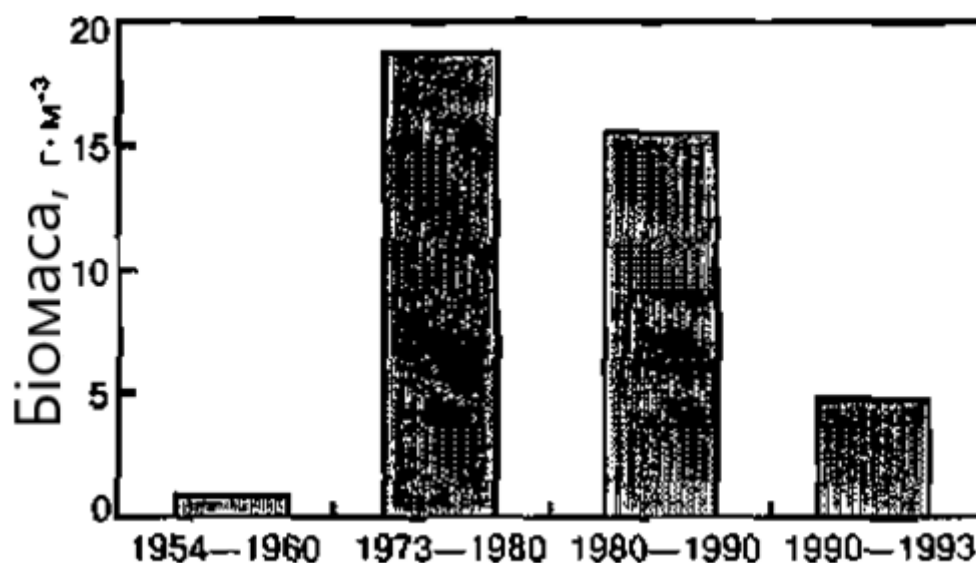
річкового стоку. У цих районах відбувалося часте і сильне «цвітіння» води, за межами якого чисельність та біомаса різко зменшувалася.

Навесні скупчення фітопланктону, утворені за рахунок інтенсивного розвитку діатомових морського (*ladoum*, *P. seriata*) та прісноводного (*S. hantzschii*, *M. gramdata*, *O. kisselevii*) генези, спостерігалися в локальних районах, розташованих біля усть річок, У літній період під час постійного «цвітіння» води підвищені концентрації фітопланктону зафіксовані на значній частині моря, розташованій між гирлами Дніпровсько-Бузького лиману та нар. Дунай. Просторовий розподіл чисельності та біомаси, обумовлений розвитком різнорозмірних видів фітопланктону, на завжди збігається. Так, у серпні 1991 р. максимальну кількість виявлено біля гирла Дніпровсько-Бузького лиману, в районі якого відбувалося «цвітіння» води, сформоване діатомовими (*S. ladoum*, *N. c/osterium*) та синззеленими. У зоні впливу вод Дунаю та в районі Одеси це явище формували *relagica*, що призвело до збільшення біомаси (Нестерова, Теренько, 1992). Восени площа інтенсивного розвитку фітопланктону порівняно з літнім періодом зменшується. Водночас у разі затяжного осіннього періоду, як це спостерігалось у жовтні 1985 р., підвищені концентрації чисельності та біомаси зафіксовані від гирла Дніпровсько-Бузького лиману до гирла р. Дунай.

Інтенсивність розвитку фітопланктону в різних частинах північно-західного шельфу, що відрізняються між собою гідрологічним і гідрохімічним режимом і впливом материкового стоку, неоднакова. Найбільш сильне і часте «цвітіння» води, сформоване *P. сог-денат*, *S. реіагіса* (Нестерова, 2001), відбувалося в зоні впливу вод р. Дунай - основне джерело евтрофування Чорного моря (Зайцев та ін, 1989). Показники чисельності та біомаси фітопланктону в цьому районі часто бувають вище (Нестерова, Теренько, 1992), ніж в інших районах північно-західної частини моря.

Міжрічні зміни. У різні періоди досліджень кількісні показники розвитку фітопланктону ПЗЧМ були неоднакові. Найбільша біомаса фітопланктону відзначена у 1973-1980 роках. (рис. 10.2), коли під впливом евтрофування в його структурі та розвитку спостерігалися зміни (Нестерова, 1987), а середня біомаса порівняно з 1950-1960 рр. (Іванов, 1967) зросла у 17 разів. Саме в ці роки в його складі з'явилися нові види динофітових (*G. cornutum*, *G. adrialicum*), криптофітова *H. fusiformis*, до масових увійшли *H. triquetra*, *S. trochoidea*. Зареєстровано найбільшу кількість (53) випадків «цвітіння» води, що поширювалося більш ніж на половину площі ПЗЧМ. Серед видів — збудників «цвітіння» води найсильнішими були спалахи розвитку *P. cordatum*, яка у вересні 1973 р. викликала появу на морській поверхні нового для північно-західної частини моря явища «червоного припливу». У цей же період вперше для цієї частини моря відзначено

«цвітіння» води, сформоване *C. pelagica* та *E. huxleyi* (Нестерова, 2001).



Рисонок 10.2 - Динаміка біомаси фітопланктону в 1954-1960 (Іванов, 1967) і 1973-1993 рр..

З 1981 по 1993 р. біомаса фітопланктону стала поступово зменшуватися. У 1981 - 1990 рр., відмічено меншу кількість (44) випадків «цвітіння» води, також зменшилися площа поширення та інтенсивність розвитку окремих видів (*P. cordatum*, *C. pelagica*). Водночас серед збудників «цвітіння» води з'явилися дрібноклітинні синьо-зелені водорості (*Microcystis pulverea*, *Gleocapsa minima* та ін.). У 1990-1993 роках. Інтенсивність розвитку фітопланктону зменшилася, що відбилося на середній величині біомаси, що була мінімальною. Крім того, саме в ці роки посилилася вегетація *coslatum*, що віднесена до індикаторів гіперевтрофних вод (Нестерова, 2003).

Таким чином, згідно з даними, отриманими в 1973—2003 рр., видова різноманітність фітопланктону ПЗЧМ зросла. В даний час він представлений 627 видами та внутрішньовидовими таксонами водоростей, які відносяться до 11 систематичних відділів. У складі фітопланктону з'явилися представники нових відділів водоростей, а саме криптофітові, пранізофітові та комірцево-джгутикові. Найбільш помітні зміни видової різноманітності відзначені серед діатомових, представлених 222 видами і внутрішньовидовими таксонами, і динофітових водоростей, що включають 196 видів і внутрішньовидових таксонів. Найінтенсивніше фітопланктон розвивався в 1970-х роках, коли були відзначені максимальні значення біомаси і найбільш сильні спалахи розвитку окремих видів, що формували «цвітіння» води на значній частині північно-західного шельфу.

З 1980-х років до теперішнього часу спостерігається поступове зменшення біомаси, скорочення випадків «цвітіння» води та територій, охоплених цим явищем, що може бути показником ослаблення впливу

евтрофування на екосистему північно-західної частини Чорного моря. Разом про те його наслідки продовжують відбиватися на популяційно-онном рівні (Нестерова, 2003).

Прибережна зона

Матеріалом для аналізу сучасного стану фітопланктону прибережної зони стали живі та фіксовані проби, зібрані в Одеській затоці та прилеглий акваторії Чорного моря з 1995 по 2003 р.

Видова різноманітність. Дослідження фітопланктону Одеської затоки, що проводилися на початку ХХ ст. (Теренко, 2001; Нестерова, 2003), були продовжені у прибережній зоні у 1960-х (Нестерова, 1974), а потім у 1980-1990-х роках (Нестерова, Теренко, 1991, 1992; Теплинська та ін.) . В результаті досліджень, проведених у 1970-1994 роках. у районі Одеської затоки, виявлено 111 видів водоростей. Згодом вивчення фітопланктону у цьому районі проводили епізодично, переважно у теплий (травень-вересень) період року (Нестерова, Теренко, 2000). Загальна кількість його видів, зазначених в Одеській затоці у 1994—1998 рр., становить 195 видів та різновидів із 6 відділів водоростей (табл. 10.2).

В результаті досліджень у прибережній зоні Одеської затоки виявлено 414 видів та 477 внутрішньовидових таксонів мікроводоростей, що включають номенклатурний тип виду, і відносяться до 8 відділів, 13 класів, 35 порядків, 61 сімейства, 141 роду (табл. 10.2). Найбільше таксонів зафіксовано у Dinophyta — 148 (159) і Bacillariophyta — 129 (158), що становить 35,6 і 31,2 % загальної кількості всіх видів мікроводоростей. [16]

Таблиця 10.2 - Видовий склад фітопланктону прибережної зони Одеської затоки у різні періоди досліджень

Відділ	Кількість видів			
	1918-1921	1954-1960	1970—1994	1994—1998
Bacillariophyta	154	69	40	59
Dinophyta	—	17	33	81
Chrysophyta	—	3	—	13
Chlorophyta	9	3	19	29
Cyanophyta	7	8	7	12
Euglenophyta	—	1	—	1
Varia	—	0	12	—
Всього	170	101	111	195

ТАБЛИЦА 10.3 - Систематичний склад фітопланктону прибережної зони ПЗЧМ

Відділ	Кількість				
	класів	порядків	сімейств	родов	видів (ввт* ²)
Cyanophy	2	3	6	10	25(28)
		8,6	9,8	7,1	6,0
Chrysoph	1	3	4	18	31(33)
		8,6	6,6	12,8	7,5
Bacillario	3	14	20	40	129(158)
		40,0	32,8	28,4	31,2
Cryptoph	1	1	2	5	6(6)
		2,9	3,3	3,5	1,4
Dinophyta	2	8	19	33	148(159)
		22,9	31,1	23,4	35,6
Euglenop	1	1	2	2	5(5)
		2,8	3,3	1,4	1,2
Chloroph	2	4	7	32	69(87)
		11,4	11,5	22,7	16,7
Raphidop	1	1	1	1	KD
		2,8	1,6	0,7	0,2
Всього	13	35	61	141	414(477)
		100	100	100	100

1) Над межею — кількість таксонів кожного відділу, під межею — % загальної кількості виявлених таксонів мікроводоростей.

11 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА МАКРОЗООБЕНТОСУ

Багаторічні дослідження донної макрофауни Чорного моря виявили зміни її якісного складу та показників кількісного розвитку, які у різних районах виявилися по-різному.

В останні десятиліття особливо значні зміни відбулися у ПЗЧМ, що перебуває під комплексним впливом низки природних та антропогенних факторів. Довготривалі спостереження за станом морської екосистеми вкрай важливі для наукових та практичних цілей, оскільки дозволяють не тільки виявити процеси, що відбуваються у водоймі, але й закономірності, за якими вони розвиваються. Цінність довгострокових досліджень тим вища, що більший період часу вони охоплюють. Якщо гідрохімічні методи дозволяють судити про інтенсивність, якість та масштаб антропогенного впливу за відносно короткий період, то результати біологічних досліджень, зокрема макрозобентосу, дозволяють оцінити зміни екосистеми бенталі за більш тривалий період.

Іншими словами, структура донної фауни – видовий склад, середні значення чисельності та біомаси, співвідношення кількісних показників основних таксономічних, трофічних та інших груп та комплексів, розмірний склад популяцій масових видів двостулкових молюсків, просторовий розподіл донних біоценозів, ступінь домінування керівних видів є інтегральним показником зміни морської екосистеми за тривалий проміжок часу.

Збіднення родового і видового складу вод Чорного моря пояснюється його вкрай обмеженим зв'язком з океаном, а на румунському шельфі ще й сильним впливом розпресуючого стоку Дунаю. Річкові води як знижують солоність, а й зумовлюють виникнення геохімічного бар'єру межі їх зустрічі з морськими водами, призводячи до формування великих полів пелітів. Останні несприятливі для життя бентосних організмів через дефіцит поживних речовин та забруднення.

Таким чином, річковий стік несприятливо впливає на морські донні екосистеми, призводячи до порушення їх рівноважного стану.

Таблиця 11.1 - Порівняльна характеристика кількісних показників макрозабентосу у різні сезони на стандартних станціях Одеського морського регіону у період 2005-2015 років.

Показник	сезон			
	весна	літо	осінь	зима
Кількість зйомок	1	9	3	1
Кількість станцій	23	192	58	25
Кількість таксонов , всього	52	88	68	48
в том числі черв'яків	14	26	20	16
молюсків	16	26	24	17
ракоподібних	17	30	21	13
других груп	5	6	3	2
Средня чисельність бентоса	2730	3378	2208	2875
в том числі черв'яків	1304	1382	1205	1461
молюсків	1307	1599	737	1026
ракоподібних	98	349	254	373
других груп	21	48	12	15
Средня чисельність бентоса	575	595	384	289
в том числі черв'яків	18	18	12	21
молюсків	555	572	371	251
ракоподібних	0,8	4	1,8	16
других груп	0,6	1,1	0,1	0
Середня біомаса кормового бентоса	92	103	68,1	111
кормового бентоса%	16	17,3	17,7	38
Вселенці кількість видів	5	8	7	6
середня чисельність	73	205	134	562

середня біомаса	16	25	30	26
-----------------	----	----	----	----

Багаторічна динаміка. Аналіз донної макрофауни показав, що вона характеризувалася відносною сталістю якісного складу, а відмінності між окремими роками та періодами обумовлені переважно за рахунок таксонів з низькими кількісними показниками.

У 2005-2015 рр., порівняно з періодом 1994-1999 рр., біологічна різноманітність макрозобентосу регіону збільшилася у 1,8 раза – з 53 до 93 таксонів, середня чисельність – у 1,5 раза (з 2056 до 3058 прим. м-2),

середня біомаса зменшилась у 2,1 рази (з 1087,324 до 527,393 г • м-2).

Найбільш вагомий внесок у зменшення середньої біомаси донної макрофауни внесла мідія, середня біомаса якої зменшилася у 2,4 рази – з 1043,8 до 429,1 г • м⁻².

Відповідно до мозаїчного характеру розподілу донних відкладень кількісні показники макрофауни на окремих станціях варіювали в широких межах. У той же час флуктуації середніх показників чисельності та біомаси не виходили за межі їх природних коливань – максимальні середні значення чисельності та біомаси не перевищували їх мінімальних значень більш ніж у 3 рази (табл. 11.2)

Таблиця 11.2 – Динаміка кількісних показників макророзбентосу Одеського морського регіону у 1994-1995 та 2005-2015 рр.

Рік	кількість станцій	середня глибина відбору,м	кількість таксонов	середня чисельність	середня біомаса	
					всього	кормового компонента
1994-1999рр.						
1994	45	15,1	32	1488	923,3	173
1995	54	15,6	35	1573	778,9	34
1996	55	15,7	36	1497	1077,8	35
1997	28	15,8	38	3546	1918,6	78
1998	50	15,5	46	2756	1018,3	89
1999	28	16,1	34	2258	1246,8	87
середня				2056	1087,3	81
2005-2015рр.						

2005	75	15,6	67	2857	527,7	116
2006	22	17	48	2542	370,9	90
2007	21	15,3	52	2897	893,7	115
2008	40	16	58	2850	686,5	103
2009	39	15,6	45	1805	433,9	57
2010	21	16,3	50	2580	442,9	65
2011	24	15	55	5497	558	102
2012	19	15,6	64	2733	415,8	74
2013	19	15,7	54	2430	320,2	57
2015	18	15,5	63	6212	534,9	159
середня		15,7		3058	527,4	96

Якщо раніше, 1994-1999 рр., донна макрофауна була представлена виключно евригалінним морським комплексом, то в період 2005-2015 рр. зареєстровано 7 видів стіногалинного морського комплексу, сумарна чисельність яких становила 37 прим. • м-2, біомаса – 2,347 г • м-2.

Загалом сучасний стан макрозообентосу Одеського морського регіону можна охарактеризувати як відносно стабільний і задовільний [23].

1984-2002 рр.

Зведений список макрозообентосу ПЗЧМ за історію дослідження налічує 419 таксонів, зокрема черв'яків — 146, ракоподібних — 111, молюсків — 84, інших — 78.

Перший список донної макрофауни цього регіону було опубліковано в 1967 р. і включало (за сучасною синонімією) 326 таксонів: черв'яків — 102, ракоподібних — 83, молюсків — 72, інших — 69 (Виноградів та ін., 1967). Відповідно до сучасної точки зору, склад, кількісні показники макрозообентосу та їх розподіл на акваторії ПЗЧМ до початку 1970-х років характеризувались як стабільні (Закутський, Виноградов, 1967), так як сезонні флуктуації чисельності та біомаси в той період мали порівняно невелику.

У 2896 пробах, які ми зібрали в ПЗЧМ протягом 1973—2003 років. у морських та берегових експедиціях, зареєстровано 304 таксони макробентосу (хробаків – 98, ракоподібних – 102, молюсків – 68, інших – 36) (табл. 11.3). Найбільшого розвитку досягали евригалінні, евртермні, еврїоксибїонтні та еврїтопні види.

В останні 30 років не проводилися спеціальні дослідження таких складних у систематичному відношенні груп, як губки, кишковопорожнинні, немертини та турбеллярії, тому загальна кількість їх представників у 1973-2003 рр., (21 таксон) було набагато нижче, ніж до 1967 р. (81 таксон).

Розподіл якісного складу бентосу по районах ПЗЧМ нерівномірний і значною мірою відображає ступінь їх вивченості. Так, на 2061 станціях, розташованих у Придніпровсько-Бузькому районі, зареєстровано 209 таксонів, у Дунай-Дністровському міжріччі (674 станції) – 161, у Каркінітській затоці (115 станцій) – 166, у Центральному районі (46 станцій)

ТАБЛИЦА 11.3 - Кількість таксонів макрозообентосу ПЗЧМ

Систематична група	ПЗЧМ			Район ПЗЧМ (1973-2003)			
	До 1967 р.	1973—2003 гг.	За весь період	ПДБР	ДДМ	Каркінітський залін	Центральний
Porifera	20	6	20	6	2	1	2
Coelenterat	27	9	29	4	5	4	3
Hydrozoa	24	5	25	2	3	1	1
Scyphozoa	—	1	1	—	—	1	—
Anthozoa	3	3	3	2	2	2	2
Turbellaria	23	1	23	1	1	1	1
Nemertini	11	3	И	2	2	3	2
Polychaeta	63	66	82	47	39	50	33
Oligochaeta	4	28	29	2	1	1	1
Sipunculida	1	—	1	—	—	—	—
Phoronidea	1	1	1	1	1	1	1
Bryozoa	9	6	10	6	2	1	2
Crustacea	83	102	111	81	64	52	2
Cirripedia	3	3	3	3	1	1	1
Decapoda	18	18	19	15	12	12	1
Mysidacea	8	8	9	8	5	4	3
Cumacea	9	10	11	7	7	5	2
Anisopoda	2	3	3	3	2	2	1
Isopoda	11	17	18	8	12	7	2
Amphipoda	32	43	48	37	25	21	18
Pantopoda	2	1	2	1	1	1	1
Mollusca	72	68	84	50	36	43	26
Loricata	1	1	1	1	1	1	—
Gastropoda	34	34	43	27	13	14	10
Bivalvia	37	33	40	22	22	28	16
Echinoder	2	3	4	1	2	3	2
Chordata	8	6	8	4	3	5	5
Tunicata	7	6	7	4	3	5	5
Acrania	1	—	1	—	—	—	—
Insecta,	—	4	4	4	2	—	—
Всего	326	304	419	209	161	166	107

Донні відкладення на більшій частині ПЗЧМ представлені переважно піщано-черепашними ґрунтами з різним ступенем замулення та мулами. Основу чисельності макрозообентосу в прибережній зоні складають

ракоподібні, поліхети та двостулкові молюски, основу біомаси молюски, ракоподібні та поліхети. Зі збільшенням глибини показники ракоподібних різко знижуються. На глибині понад 10 м на мулистих ґрунтах, як правило, домінують поліхети, на піщано-черепашкових — двостулкові молюски.

У ПЗЧМ є окремі ділянки, донна фауна яких виділяється багатим якісним складом і щодо високими кількісними показниками. Це Ягорлицька затока (Придніпровсько-Бузький район), прибережна зона острова Зміїний (Дунай-Дністровське міжріччя) (Синегуб, 2001), Мале філофорне поле (східна частина Каркінської затоки). Вони характеризуються відносно стабільними показниками гідрологічного і гідрохімічного режимів, більш високою, в порівнянні з іншими ділянками, солоністю води, різноманітністю біотопів, масовим розвитком макрофітів.

Основними формами антропогенного впливу, що викликали найбільш помітні фауністичні та біоценотичні зміни макрозообентосу ПЗЧМ, є антропогенне евтрофування, техногенне перетворення екосистем - рефулювання піску, проведення днопоглиблювальних робіт, дампінг ґрунту, берегозміцнювальне будівництво господарсько-побутових та прісних вод, а також застосування донних тралів для вилову риби, випадкова інтродукція видів та ін.

Найбільш масштабними, як у охопленій акваторії, так і за ступенем впливу на макрозообентос та його співтовариства, виявилися наслідки евтрофування — замори, спричинені гіпоксією придонного шару води. Вони характерні для багатьох окраїнних морів, але найвираженіші у внутрішніх морях (Чорному, Азовському, Балтійському), що приймають значний евтрофований поверхневий стік. Корінна перебудова екосистеми ПЗЧМ стала розвиватися на початку 1970-х років. Перший замор на акваторії Дунай-Дністровського міжріччя було зареєстровано у вересні 1973 р. (Сальський, 1977), під час якого на площі понад 3500 км² загинуло близько 500 000 т донних тварин (Зайців, 1998).

Схема розвитку заморів з Ю.П. Зайцеву (Зайцев, 1989) виглядає таким чином. Надмірне надходження з евтрофованим річковим стоком органічних і біогенних речовин в морське середовище тягне за собою спалах чисельності фітопланктону і збільшення масштабів «цвітіння» води, що, у свою чергу, призводить до зростання чисельності та біомаси ряду фіто- та детритоядних тварин зоопланту. У процесі відмирання організми фітопланктони зоопланктону осідають на дно, утворюючи пухкий шар товщиною до декількох сантиметрів. При уповільненому вертикальному перемішуванні водних мас у придонному шарі створюється дефіцит кисню (гіпоксія), що викликає масову загибель донних та придонних тварин — замор.

У початковій стадії замору відбувалося збіднення якісного складу бентосу в результаті загибелі ракоподібних та інших рухомих видів епіфауни. Частина короткоциклічних видів поліхет могла розвиватися у колишньому режимі і навіть давати спалахи чисельності. У Дунай-Дністровському міжріччі, де замори мали більш регулярний і тривалий характер, ніж у Придніпровсько-Бузькому районі, ракоподібні зустрічаються

переважно або на глибині менше 10 м, або на межі Філофорного поля Зернова, тобто за межами зони гіпоксії.

Зони гіпоксії в окремі роки зберігалися від 1 до 3-4 міс, охоплюючи до 66% площі ПЗЧМ (Зайцев та ін, 1985). Залежно від тривалості та інтенсивності заморів щорічна смертність макрозообентоса становила 30-90%. Загальні втрати донних тварин протягом 1973-1990 років. досягли 60 млн т (Зайцев, 1992).

Найбільш значну шкоду замори завдали популяції мідії, запаси якої в 1960-і роки в СЗЧМ оцінювалися більш ніж 9 млн т (Петров, Повчун, 1985). У період заморів найбільша смертність (70-100%) й у найбільших, плодючих мідій. Порівняно висока смертність (50-80%) спостерігалася також серед молоді. Мінімальна смертність при гіпоксії, що триває понад 2 тижні, відзначена серед моллюсків довжиною 20-30 мм (Shurova, 2000). Внаслідок цього в зонах замо ри різко зросла частка дрібнорозмірних мідій, що негативно позначилося на їх репродуктивній здатності. До кінця 1980-х років величина можливого промислового вилучення мідій знизилася з 1,0 до 0,1 млн т. (Чорноусів та ін., 1987), і раніше традиційні райони лову (Каркінітська затока, Одеська та Дністровська банки) втратили своє значення .

У періоди масових заморів уражена зона бенталі значною мірою позбавляється макрофауни, хоч і не буває повністю неживою. Для відновлення постраждалих біоценозів після одноразового замору необхідно як мінімум 1,5-2 роки (Повчун, 1983, 1984). При затяжній гіпоксії, що багаторазово повторюється, цей процес може затягнутися на більш тривалий період.

Середня чисельність та біомаса макрозообентосу на Філофорному полі Зернова у 1984—2003 роках. були вищими, ніж 1954—1960 рр., у 4,4 та 1,4 рази відповідно. Зміна кількісних показників бентоса відбулося головним чином за рахунок мідії, середня чисельність якої виросла з 138 (Виноградів, Закутський, 1967) до 1138 екз*м⁻², біомаса - з 409,0 до 591,3 г*м⁻². Збільшення чисельності мідії значно перевищило зростання її біомаси, оскільки поповнення популяції відбувалося з допомогою дрібнорозмірних моллюсків.

Порівняно з масштабами та наслідками впливу на біоту бенталі донного тралового промислу вплив інших видів техногенного пресингу (рефулювання піску, днопоглиблювальні роботи, дампінг ґрунту) має порівняно локальний характер. Промисловий видобуток піску супроводжувався не тільки вилученням великих форм бентосу, але й зміною рельєфу дна і його вторинним замуленням, що в кінцевому підсумку призвело до зниження видового розмаїття фауни та її показників. площі морського дна втратили значення як місця нересту і нагулу багатьох видів риб, а також різко знизили свою функцію природного біофільтра (Рубінштейн, 1987).

При днопоглиблювальних роботах в портах і прокладання до них каналів руйнуються донні співтовариства не тільки в місцях робіт, що проводяться, але і на суміжних ділянках внаслідок замулення їх скидається ґрунтом. Вплив дампінгу простежується в радіусі 0,3-0,7 км від центру

звалища (Замбріборш та ін, 1982) і залежить головним чином від місцевих течій. Одним з найбільш негативних наслідків дампінгу є додаткове збагачення морського середовища біогенними речовинами, що містяться в ґрунті, що скидається. В залежності від обсягу скидання кількість таксонів в місцях дампінгу скорочується в 2-5 разів, щільність і біомаса - в 2-12 разів і вище (Мокеєва, 1987). Для відновлення донних співтовариств необхідно більше 5 років (Мокеєва, Межов, 1983).

При днопоглиблювальних роботах в портах і прокладання до них каналів руйнуються донні співтовариства не тільки в місцях робіт, що проводяться, але і на суміжних ділянках внаслідок замулення їх скидається ґрунтом. Вплив дампінгу простежується в радіусі 0,3-0,7 км від центру звалища (Замбріборш та ін, 1982) і залежить головним чином від місцевих течій. Одним з найбільш негативних наслідків дампінгу є додаткове збагачення морського середовища біогенними речовинами, що містяться в ґрунті, що скидається. В залежності від обсягу скидання кількість таксонів в місцях дампінгу скорочується в 2-5 разів, щільність і біомаса - в 2-12 разів і вище Мокеєва, 1987). Для відновлення донних співтовариств необхідно більше 5 років (Мокеєва, Межов, 1983).

Значні зміни відбулися й у прибережній зоні Одеської затоки, де, починаючи з 1959 р., проводилося великомасштабне берегоукріплювальне будівництво. Нині загальна довжина підводних бетонних споруд на глибині до 3—4 м становить близько 18 км. Берегозахисні споруди виконали своє завдання – призупинили зсуви та абразивні процеси, проте порушили природні умови вузької прибережної зони. Траверси та хвилеломи змінили систему прибережних морських течій та призвели до створення напівзамкнених акваторій з обмеженим водообміном там, де раніше регулярно відбувалася зміна водних мас. У зоні реконструкції берега відбулося якісне збіднення фауни, зниження її чисельності у 1,5, біомаси – у 3,5 рази (Камінська та ін., 1977).

Згодом на гідротехнічних спорудах сформувався потужний пояс обростання. У його складі зазначено 38 таксонів макрзообентосу, середня чисельність яких становила 78 300 прим. м², середня біомаса - 15 130,8 г*м⁻² (Воробйова, Синьогуб, 2000). Серед систематичних груп за чисельністю (70,1 %) переважали ракоподібні, біомаси (96,3 %) — молюски. Перед мідії — домінуючого виду біоценозу обростання — припадало 25,5 і 94,6 % відповідно. Санітарні функції у прибережній зоні виконують представники багатьох груп, насамперед активні філіратори (мідія, мітілястер, балянус) та інші тварини, кількісні показники яких у біоценозі обростання на 12 порядки вищі, ніж на пухких ґрунтах.

У 1983-2003 роках. на акваторії ПЗЧМ виділили 19 типів донних біоценозів (табл. 7.2), більшість яких автохтонні. Біоценози *M. agapagia*, *L. inaequivalvis* сформовані видами-акліматизантами, біоценози *N. succinea*, *N. filiformis* утворилися в результаті заморів і є тимчасовими.[16]

Таблиця 11.4 - Характеристика донних угруповань

Домінуючий вигляд	Період	Кількість станцій	Глибина, м
<i>Mytilus galloprovincialis</i>	1984—2003	526	4-45
<i>Mya arenaria</i>	1984—1999	244	6-29
<i>Neanthes succinea</i>	1984-2003	132	7-29
<i>Heteromasrus filiformis</i>	1988-2000	57	7-25
<i>Pontogammarus maeoticus</i>	1992-2001	39	0-1
<i>Cerastoderma glaucum</i>	1988-2000	31	1-23
<i>Mytilaster Uneatus</i>	1988-2000	28	1-11
<i>Melinna palmata</i> — <i>Nephrys</i>	1990	25	25-35
<i>Paphia aurea</i>	1990	18	20-31
<i>Nephtys hombergii</i>	1984-1990	16	2-35
<i>Orchesria cavimana</i>	1992-1994	12	0
<i>Leniidium mediterranean</i>	1983-1993	11	1-6
<i>Chamelea gallina</i>	1985-2000	10	6-26
<i>Modiolula phaseolina</i>	1985-1986	6	49-54
<i>Melinna palmata</i>	1994—1999	5	15-19
<i>Anadara inaequalis</i>	1992-2003	5	6-11
<i>Irus irus</i>	1988	3	2-4
<i>Balanus improvisus</i>	1983	3	1-2
<i>Donacilla cornea</i>	1992	2	0—0,5

12 ГІПОКСІЯ І АНОКСІЯ

Одним з найбільш негативних наслідків евтрофікації є порушення кисневого режиму з наступними явищами гіпоксії і аноксії у придонному шарі води. З початку 70-х років гіпоксія в ПЗЧМ стала щорічним явищем.

Таблиця 12.1 - Вміст окремих біогенних елементів (мкг/л) у районі дельти та морській зоні Дунайського полігону (15.09 – 30.09.1995) [13,16]

Інгредієнт	Горизонт	Район дельти	Мориста зона
Фосфати, мкг/л	Поверхня	76-132	1-8
	Дно	79-150	2-16
Загальний фосфор, мкг/л	Поверхня	308-380	50-103
	Дно		
Нітрати, мкг/л	Поверхня	1000-1187	70-120
	Дно	1071-1118	62-99
Амонійний азот, мкг/л	Поверхня	38-145	18-30
	Дно	53-68	0-23
Загальний азот, мкг/л	Поверхня	1730-29200	1900-14000
	Дно	1900-22000	1900-9900

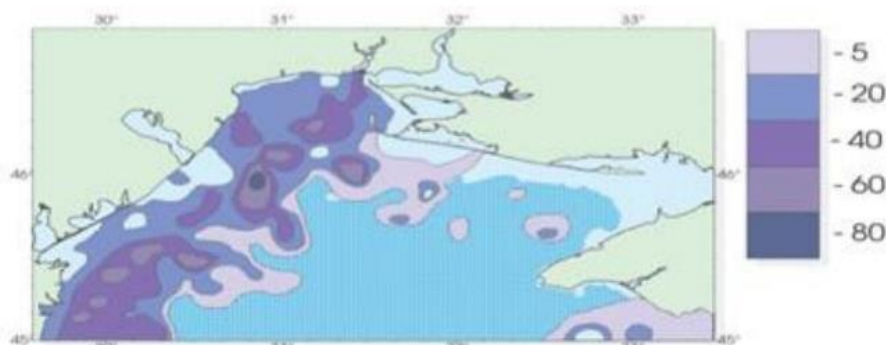


Рисунок 12.1 - Статистична оцінка ймовірності появлення гіпоксії у Північно-західній частині полігону за період 1973-2000 рр. [23]

За досліджуваний період (1973-2000 рр.) гіпоксія спостерігалася на значній акваторії ПЗЧМ, окрім північної і східної частин Каркінітської затоки і південно-східної частини шельфу. Найбільш несприятливий кисневий режим відзначений у 30-40-мильній зоні, пов'язаний з північним і західним узбережжям ПЗЧМ. Понад 80% випадків виявлення гіпоксії відзначалися приблизно в 10 милях на схід від Дністровської банки; з ймовірністю понад 40% випадків - в областях Придунайського району, Одеської затоки й Одеської улоговини, а також у зоні, що з'єднує обидва райони, з інтервалом глибин 15-25 м.[23].

13 ПРОСТОРОВО-ТИМЧАСОВА МІНЛИВІСТЬ ГІДРОЛОГІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК, ЗАКОНОМІРНІСТЬ РОЗВИТКУ ПРИДОННОЇ ГІПОКСІЇ

Вертикальна структура поля температури закономірно змінюється протягом року. Перед весняним прогріванням вся товща має таку ж температуру, як і поверхню. До травня формується прогрітий шар та добре виражений термоклін на глибині до 5 м з градієнтом до 1°C м^{-1} . До серпня в результаті прогріву та вітрового перемішування термоклін опускається до 15-20 м, а максимальні градієнти можуть досягати $3-5^{\circ}\text{C} \cdot \text{м}^{-1}$. На менших глибинах прогріта водяна маса захоплює всю товщу. До листопада термовтрати з поверхні та зимова вертикальна циркуляція вирівнюють температуру від поверхні до дна. Саме тоді вона становить близько 10°C , а протягом зими на початок весняного прогріву поступово знижується до $2-4^{\circ}\text{C}$ у всій товщі. В літній період у придонному шарі узмор'я відзначено закономірність утворення дефіциту кисню в міру заглиблення сезонного термокліну. Процес починається на малих (8-15 м) глибинах у червні і закінчується у липні, коли термоклін досягає дна і за рахунок вертикальної однорідності покращується аерація придонного шару. На глибинах понад 15 м нижня межа термокліну слідує за топографією морського дна. Придонний шар формується ізольованою водною масою, де внаслідок окислення та відсутності джерел надходження кисню виникає придонна гіпоксія. Рідкісні адвективні струми можуть тимчасово покращити кисневий режим, але в цілому розвиток придонної гіпоксії стійкий і продовжується до середини осіннього періоду. Загальне відновлення відбувається взимку, внаслідок осінньо-зимової вертикальної конвекції.

Протягом останніх десятиліть основна проблема північно-західного шельфу Чорного моря пов'язана із постійним недоліком розчиненого кисню у придонних шарах у теплий період року. Вперше це було зазначено в публікаціях . Надалі багатьма дослідниками відзначалася природа цього явища як результат антропогенного евтрофування північно-західної частини Чорного моря . Великомасштабна придонна гіпоксія, коли площа ураження ділянок дна займає, найчастіше до 1/3 всієї акваторії північно-західної частини Чорного моря і тривалість кисневої недостатності - від 1 до 3 місяців, пов'язана з евтрофуванням, якістю річкового стоку та стічних вод. Глобалізація антропогенного евтрофування.

При цьому північно-західний шельф Чорного моря не є винятком, а займає особливо важливе місце серед акваторій внутрішніх морів Світового океану, що перебувають у кризовому стані. За минулі 40 років області формування придонної гіпоксії на шельфі в літньо-осінній період поширювалися нерівномірно з максимальним проявом цього феномена у 80-ті роки. На початку 90-х років, у період економічної кризи в придунайських країнах, було відзначено деяке скорочення надходжень забруднюючих та

біогенних речовин із річковим стоком. Проте припущення відновлення морської шельфової екосистеми не справдилися. Значна прогалина в моніторингових дослідженнях з 1993 по 2000 р.р. не дозволяє адекватно оцінити сучасні умови, зокрема на відносному глибоководді між ізобатами 20-50 м, де розвиток гіпоксії є найбільш стійким і тривалим. Численні прибережні експедиції давали можливість оцінити лише стан мілководдя (до 15–20 м), де розвиток гіпоксії обмежений травнем – червнем. Тим не менш, окремими прямими спостереженнями в пригирловій ділянці Дунаю були відзначені умови гіпоксії та значні запаси біогенних речовин у донних відкладах, які за певних умов провокують розвиток гіпоксії.

Проблеми збільшення біогенного стоку Дунаю, що відбилися на гідрохімічному режимі узмор'я та гідробіологічних умовах узмор'я та дельти, скорочення концентрацій завислої речовини в річці після будівництва каскаду гідротехнічних споруд на середньому Дунаї (гідроелектростанції Джердап – 1, 2) докладно розглянуто у роботі. Проаналізувавши географію зон гіпоксії в північно-західній частини Чорного моря, виділимо три, найбільш характерні зони: одеську, центральну та дунайську. Безперечно, зустрічаються їх модифікації – трансформація, злиття в одну велику чи наявність лише однієї з трьох названих. Поєднання можуть бути найрізноманітнішими як у просторі так і у часі. Однак механізм розвитку придонної гіпоксії досить складний і пов'язаний не лише з величиною прісного стоку, але й із його сезонним розподілом. Суть процесу пояснюється наступним. Рання повінь - з березня по травень - виносить у море основну масу біогенних речовин (кормову базу фітопланктону) тоді, коли активність фотосинтезу ще не досягла максимуму і низька температура води не сприяє інтенсивному розвитку водоростей. У міру усунення піку повені на пізніший термін зовнішні умови для розвитку фітопланктону стають все більш сприятливими - збільшується тривалість світлого часу доби, прогрівається поверхнева водна маса, заглиблюється сезонний термоклін. Активність розвитку фітопланктону при надходженні поживних речовин різко зростає, що часто призводить до «цвітіння» води. Надалі, після закінчення життєвого циклу, відмерла маса планктону разом із детритом осідає на дно. У процесі мінералізації органічної речовини відбувається значне споживання розчиненого у воді кисню, що у серпні – вересні призводить до придонної гіпоксії. Статистичними розрахунками встановлено чисельні залежності стану ступеня евтрофікування від величини стоку Дунаю. За умови проходження 1/3 величини весняної повені до початку квітня, основна частина річкових вод за рахунок інтенсивних динамічних процесів переноситься на південь уздовж шельфу та широкомасштабного процесу гіпоксії не відзначається. При зміщенні піку паводкових вод до травня, в умовах наступної динамічної стагнації, основна маса евтрофних вод локалізується в гирловій ділянці Дунаю і надалі провокує розвиток широкомасштабної гіпоксії, що займає всю гирлову область.

Багаторічні зміни O_2 характерні всім місяцям теплого півріччя приблизно рівні). Найбільші відмінності досягаються у серпні (Рис. 13.1, 13.2).

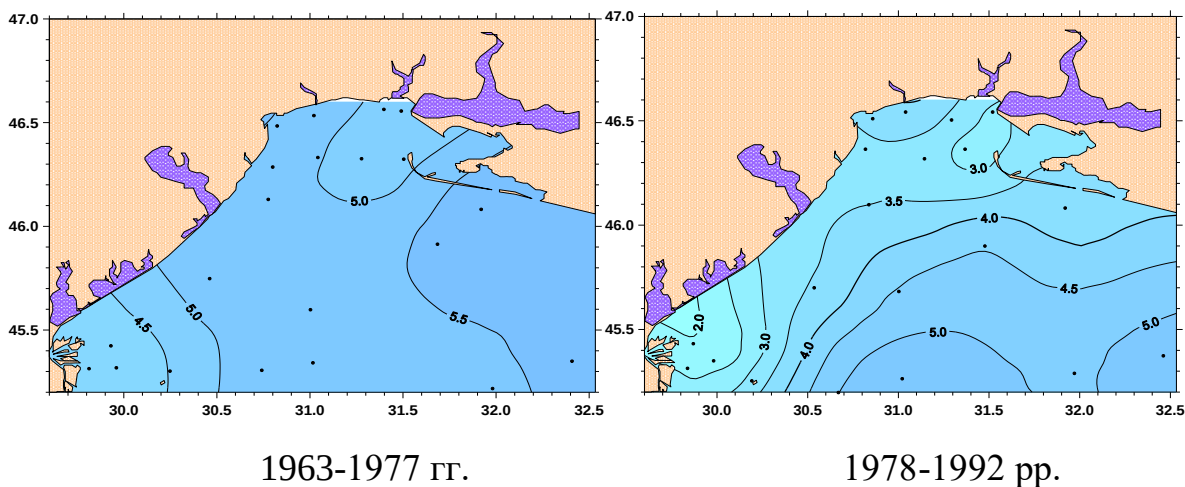


Рисунок 13.1 - Розчинений кисень (мл/л) в водах придонного шару
(1978-1992) - (1963-1977) серпень

Для інших аналізованих показників також виявлено достовірні відмінності. Так, середній градієнт густини з травня по серпень 1978-1992 років. був на 20–25 % більше, ніж у 1963–1977 роках. Величина середнього вертикального градієнта щільності (G) розраховувалася за формулою $G = \Delta\rho / \Delta z$, а також запасу плавучості (B) у вигляді $B = \Delta\rho * \Delta z$, де $\Delta\rho$ – різниця потенційної щільності у шарі між нижнім та верхнім горизонтом товщиною Δz .

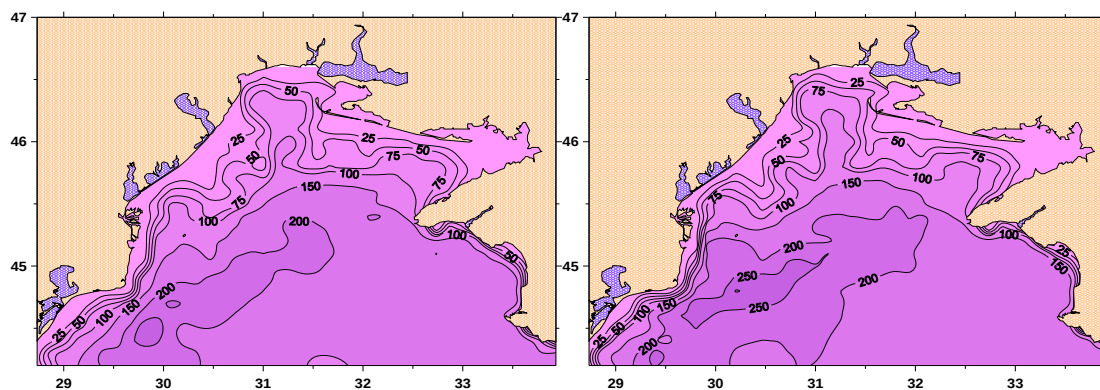


Рисунок 13.2 - Запас плавучості ($кг/м^2$) шару від поверхні до дна

Разом із підвищеним надходженням органічної речовини та іншими біохімічними факторами це створило сприятливі умови для розвитку у 1978–1992 рр. придонної гіпоксії на значній частині акваторії північно-західної частини Чорного моря.

Процесу антропогенного евтрофування чорноморського шельфу присвячені численні публікації у вітчизняній і зарубіжній літературі.

Районування північно-західного шельфу Чорного моря за вмістом забруднюючих речовин і донних відкладеннях.

Розподіл розчиненого кисню в придонному шарі представлено на (рис. 13.3), за даними, отриманими прямими вимірами в вересні 2017р. при виконанні океанографічної зйомки. Так, найменші концентрації, менш $2,0 - 2,5 \text{ мл} \cdot \text{л}^{-1}$, відзначаються на глибинах понад 20 м, а такі низькі значення відповідають явно вираженій гіпоксії. Зазвичай дослідники вважають критерієм початку гіпоксії при значеннях розчиненого кисню у воді - менше $3 \text{ мл} \cdot \text{л}^{-1}$. По суті, в тимчасовій динаміці і просторовому відображенні відображено класичний стан морської шельфової екосистеми періоду 70-х років минулого століття, коли відзначалися фрагментарні області поразки донних біоценозів і загибелі бентосу. Отже, морська екосистема далека від відновлення і актуальність досліджень більш ніж ґрунтовна. Судячи з ізоліній область поширення гіпоксії дуже велика і складає близько 200 км^2 .

Наприкінці літнього - початку осіннього періоду при супутніх умовах, на відносному глибоководді (глибини понад 20 м) під сезонним термокліном вже чітко виражений дефіцит кисню. Однак, за даними спостережень можна визначити розвиток процесу дефіциту кисню, у міру розвитку (заглиблення) термокліна в прибережному шарі починаючи з кінця травня місяця. Цьому сприяють данні спостережень за зганняючи вітром і реакцією морського середовища, що проявляється в різких коливаннях температури і солоності на поверхні моря. Так, за терміни спостережень в 2017р. явних піків зниженої температури і підвищеної солоності було 8 (рис. 13.4). Під час апвелінга, протягом теплої пори року зазначалося наявність сірководню в прибережній зоні моря.

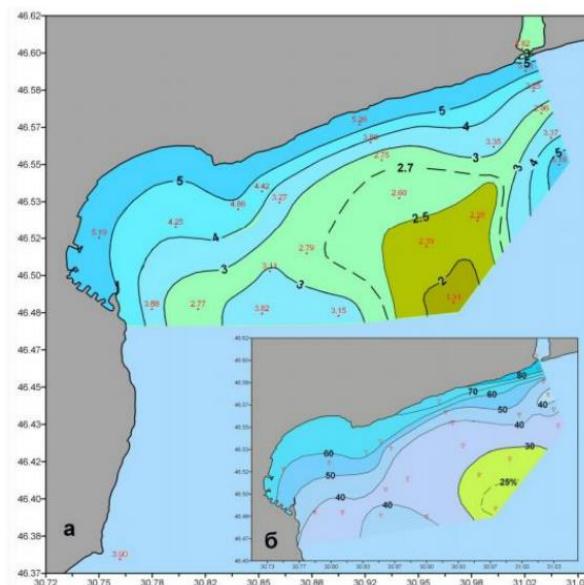


Рисунок 13.3 - Розподіл розчиненого кисню (а - $[\text{мл} \cdot \text{л}^{-1}]$, б - % насичення) в придонному шарі на північно-західному шельфі Чорного моря

Таким чином, встановлений процес розвитку деструкції органічної речовини в придонному шарі впродовж всього літнього періоду. Цей важливий факт, свідчить про триваючі процеси евтрофікації чорноморських вод і, як наслідок, скорочення розчиненого кисню в придонному шарі і формуванні тут сірководню в теплий період року.

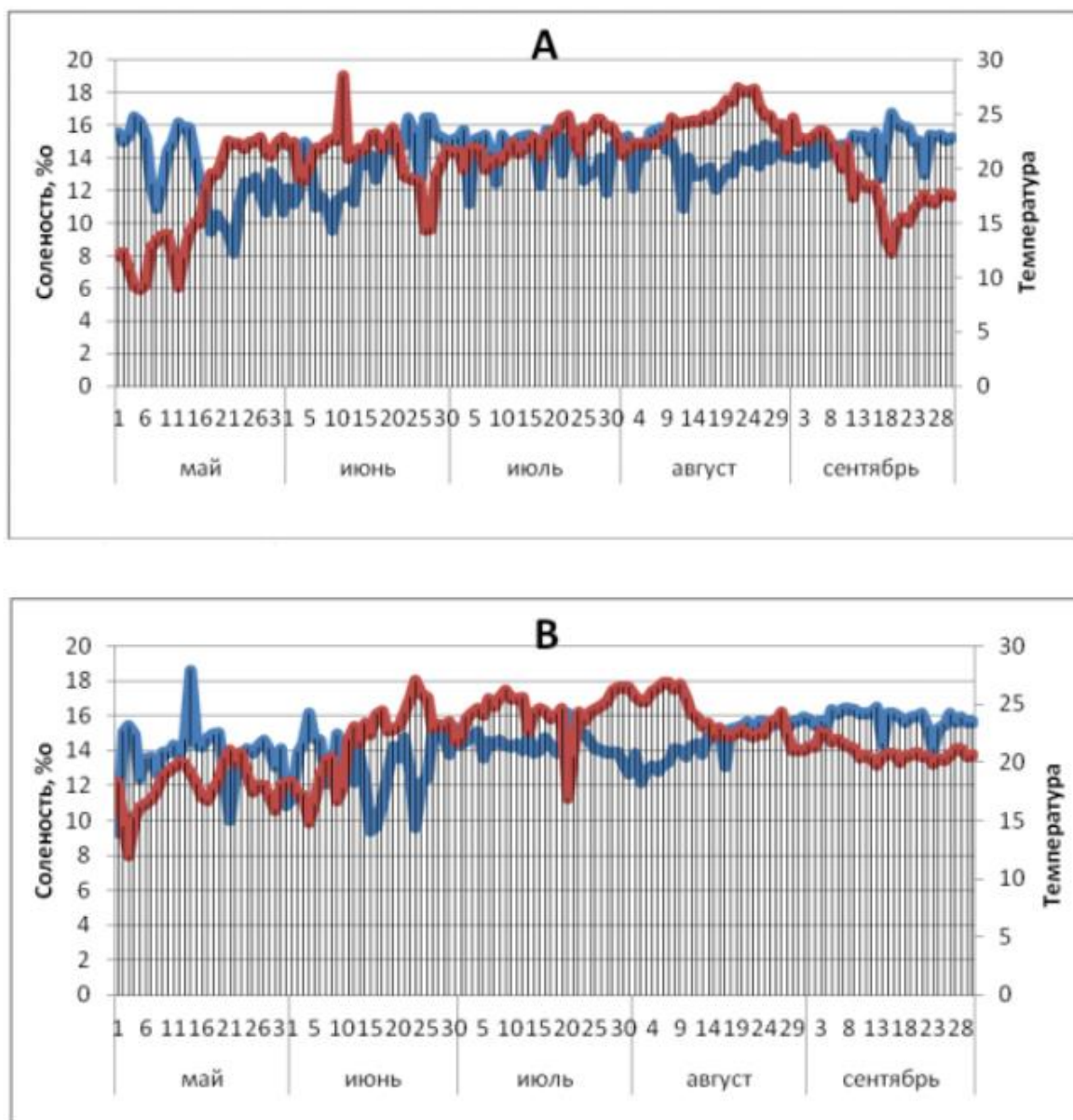


Рисунок 13.4 - Середньодобові значення температури і солоності на поверхні моря (А - травень - вересень, 2007; В - травень - вересень, 2012;).

Згідно графікам що були приведені вище можна зробити висновок що апвелінг спостерігався: 16 травня , 6 червня , 25 червня , 8 серпня , 8 вересня 2007р. і Апвелінг спостерігається: 21 травня, 12 червня, 20 липня , 28 серпня 2012р. Якщо на початку теплого періоду року процеси деструкції на мілководді біля дна досить нетривалі, то на глибинах понад 20 м ці процеси стійкі в часі і призводять до масштабної загибелі бентосу по всій області розвитку процесу гіпоксії. На прибережному мілководді, на початку теплого

періоду часу, на глибинах від 10 до 15 м, відбувається тимчасовий розвиток термокліну, який лімітує вертикальний водообмін і, відповідно, надходження кисню в нижні шари. В міру розвитку термокліна, який нижнім своїм кордоном слідує рельєфу дна, прибережне мілководдя починає знову аеруватися після зсуву термокліна на великі глибини і встановлення на мілководді гомотермії. За цей короткий період, до 2-х тижнів, бентосне співтовариство організмів, як правило виживає на відносному глибоководді, понад 20 - 25 м. Зазначені вище коливання температури і солоності в поверхневому шарі води біля узбережжя обумовлені горизонтальною адвекцією або переміщенням холодної, з підвищеною солоністю водною масою придонного шару і, як зазначено, зі зниженим вмістом кисню і наявністю сірководню. При цьому відбувається негативний вплив на донні біоценози, але, як видно з рис. 8.3, тривалість цього впливу невелика, від 2 -3 діб до тижня, після чого починається інтенсивний прогрів морської води і вирівнювання значень характеристик. Набагато серйозніше негативний ефект проявляється при зганяннях в серпні - вересні, коли інтенсивність інсоляції скорочується і ймовірність прогріву нижніх шарів і вирівнювання значень характеристик зменшується.

Крім цього негативного явища, зі стоком рік з прибережних міських агломерацій виноситься значна кількість забруднюючих речовин. У процесі седиментації відбувається акумуляція зважених речовин у донних відкладах, що посилює негативні зміни умов середовища існування бентосу. З цієї причини в данній роботі зроблено спробу розглянути це питання з використанням доступних літературних і ретроспективних даних, а також провести аналіз інтенсивності надходження, накопичення та мозаїчності розподілу забруднюючих речовин, у тому числі важких металів, нафтопродуктів у північно-західній частині Чорного моря .

Вплив забруднюючих речовин на біоту і якість водного середовища також широко відображений в науковій літературі, тому оцінку ступеня забрудненості донних відкладів північно-західного шельфу Чорного моря слід вважати достатньо актуальною проблемою. Усереднені значення досліджуваних параметрів оброблені методом лінійної інтерполяції і приведені до центрів квадратів, ранжируваних за гідрологічними ознаками. Рис. 8.5 Сумарна кількість даних спостережень включає 5417 параметрів.

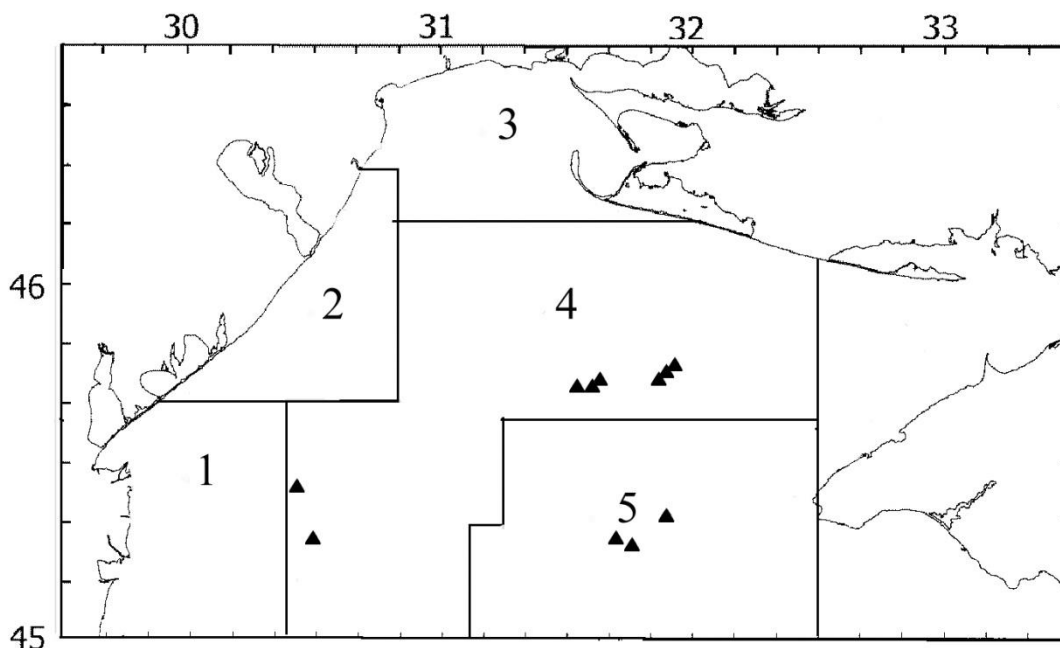


Рисунок 13.5 - Схема районування північно-західної частини Чорного моря

З урахуванням просторово-часової дискретності даних виконано усереднення сукупності значень концентрацій ЗР в донних відкладах північно-західної частини Чорного моря, що дозволило отримати певну міжрічну динаміку, яка характеризується наявністю трендів і тенденцій (Табл. 13.1, 13.2). Важкі метали присутні в стічних водах багатьох промислових підприємств (свинець, кадмій, хром), а також в якості домішок у багатьох технічних реагентах, використовуваних у бурових розчинах. У донних відкладах вміст важких металів, в основному, знаходиться в межах природного геохімічного фону і становить у середньому для ртуті, міді, свинцю, кадмію, нікелю і хрому, відповідно, 0,06; 3,4; 0,4; 0,17; 5; 9 і 2,2 мкг/г сухого ґрунту.

З важких металів найбільш небезпечними для живих організмів є ртуть та її сполуки. За останні два десятиліття відбувалося перманентне накопичення ртуті в донних відкладах. Слід зазначити, що значення концентрацій ртуті 0,06 мг/кг відноситься до природного геохімічного фону періоду 1980-х років. За наступні 30 років відбувалося накопичення в ґрунтах ртуті до 0,08 мг/кг, що створювало додаткову загрозу бентосним організмам при процесі десорбції, коли відбувалось вторинне забруднення придонного шару вод (Табл. 13.1).

Таблиця 13.1 - Середні концентрації поллютантів у північно-західній частини Чорного моря в літний період (1991 – 2013 рр.)

Поллютант, мг/кг	Регіон		
	Дунайський	Дністровський	Відкрите море
нафтопродукти	197,5	330,0	152,5
Hg	0,11	0,08	0,12
Cu	26,82	22,10	19,43
Pb	17,1	19,6	11,6
Cd	0,22	0,27	0,13
Ni	32,6	24,6	27,8
Zn	78,95	60,62	41,07
As	8,91	8,47	7,55
Феноли	0,82	0,34	0,50

За той же період вміст свинцю збільшився на два порядки: від фонових геохімічних значень від 0,4 мкг/г (у 1980-х роках) до 22 мкг/г в 2013 р. Різке збільшення середніх значень у північно-західній частини Чорного моря узгоджується з сучасними даними, отриманими і для акваторії кавказького узбережжя. Це характеризує загальне зростання концентрацій практично по всій прибережній зоні, яка знаходиться під потужним впливом промислово-міських агломерацій.

При середній концентрації свинцю в районі кавказького узбережжя в 73,2 мкг/г, його концентрації коливаються від 0,91 до 1189 мкг/г. Для ПЗЧМ для періоду з 1991 по 2013 рр. середні значення концентрацій свинцю в ґрунтах становлять 19,75 мкг/г при діапазоні коливань від 15 до 34 мкг/г. Ймовірна причина такого значного підвищення концентрацій свинцю зумовлено інтенсифікацією розробки Штормового, Архангельського та Галицинського родовищ нафтогазових вуглеводнів в північно-західній частині шельфу. Так, концентрація свинцю в буровому розчині при видобутку вуглеводнів в північно-західній частини Чорного моря сягає 505 мкг/г.

Таблиця 13.2 - Мінливість природного геохімічного фону поллютантів у північно-західній частині Чорного моря

Поллютант, мг/кг	1985 [35]	1991 – 2013
Нафтопродукти	200	200
Hg	0.06	0,08
Cu	3,4	25,4
Pb	0,4	19,2
Cd	0,17	0,22
Ni	5,9	33,3
Zn	-	63,98
As	-	9,48
Cr	2,2	-
Феноли	-	0,56

Відносно вмісту кадмію у донних відкладах шельфу слід зазначити, що починаючи з 1990-х років, коли відзначався його підвищений вміст (до 0,39 мкг/г), в 2013 року вміст знизився до фонових значень 1980-х років, тобто 0,17 мг/кг при середньому фоновому значенні 0,22 мг/кг для сучасного періоду. При фоновому вмісті нікелю в 5,9 мкг/г в 1980-х роках, в даний час концентрації в донних відкладах збільшилися на порядок і складають понад 40 мкг/г.

Таким чином, слід відзначити істотне збільшення вмісту наступних металів в донних відкладах північно-західної частини Чорного моря : ртуті, міді, свинцю і нікелю (при цьому фонові концентрації міді, свинцю і нікелю екстремально зросли). З іншого боку, концентрації кадмію знизилися до рівня геохімічного фону 1980-х років, однак при цьому їх мінливість була досить високою - від 0,35 до 17 мкг/г. Причини таких коливань не зрозумілі і, ймовірно, можуть бути обумовлені антропогенним впливом, що носить локально-часовий характер. В якості вельми значущого негативного інгредієнта водних екосистем слід відзначити зростання рівня концентрацій нафтопродуктів в воді і в донних відкладах північно-західної частини Чорного моря. Згідно для фонових величин, характерні значення періоду 1980-х років для незабруднених районів Азово-Чорноморського басейну становлять 200 мг/кг сухої ваги відкладу. Найменш забруднена при цьому була його центральна частина. Максимум НП становив 1000 мг/кг. У період з

1992 по 2012 рр. не відзначено перевищення над фоновими значеннями концентрацій в цілому по північно-західній частини Чорного моря (Табл. 8.3), проте тенденція зростання нафтопродуктів досить стабільна і надалі слід очікувати збільшення їх фонових значень. У сучасний період найбільші значення відзначаються в гирловій області Дністра (понад 300 мг/кг), слід іде гирлова область Дунаю зі значеннями трохи нижче за 200 мг/кг - 198 мг/кг.

Придніпровсько-Бузький район і Одеська затока характеризуються найменшими значеннями : до 140 мг/кг. Центральна частина (квадрати 4, 5) акваторії - зі значеннями концентрацій від 150 до 180 мг/кг. Слід зазначити, що гирлова область Дунаю відрізняється високими показниками забруднюючих речовин, що зумовлено їх виносом зі стоком Дунаю, процесом седиментації завислих речовин і акумуляцією в донних відкладах. На пригирловому узмор'ї Дунаю було проведено порівняння середніх концентрацій забруднюючих речовин за окремі періоди з 1993 по 2013 рр. за даними румунських та українських дослідників. При цьому були використані середні значення величин для всієї ділянки румунського узмор'я Дунаю, наведених у для окремих ділянок узмор'я Дунаю між рукавами Суліна і Святого Георгія.

Таблиця 13.3 - Середні концентрації поллютантів у донних відкладах Дунайського регіону

Поллютант, мг/кг	1993 – 1997 рр. (українська частина) [9]	1995 – 2000 рр. (українська частина) [6]	1995 – 2000 рр. (румунська частина) [7]	2001 – 2002 рр. (румунська частина) t) [11]	2011 – 2013 рр. (українська частина) [6]
Нафтопродукти	1800	142,9	-	-	285
Hg	-	0,12	-	0,53	0,15
Cu	48,9	28,31	54,75	86,74	29,52
Pb		24,36	40,95	45,46	21,6
Cd	6,2	0,27	2,16	1,71	0,19
Ni	50,8	-	65,15	71,31	34,86
Zn	138,5	75,64	90,3	161,71	79,74
As	-	10,35	-	13,19	7,6
Cr	-	74,87	79,76	65,07	79,53
Co	-	-	-	16,77	17,59
Феноли	-	0,44	-	-	0,60

Так, можна відзначити, що на узмор'ї Дунаю часова динаміка концентрацій нафтопродуктів в ґрунтах, певною мірою, відображує техногенне навантаження за тривалий 30-літній період, принаймні, в українському секторі. Якщо в період з 1993 по 1997 рр. концентрації явно відображали ефект активного судноплавства і досягали високих значень - 1800 мг/кг, то в подальшому, за відсутності судноплавства (з 1994 по 2005 рр.) концентрації нафтопродуктів різко зменшилися і складали лише 142,9 мг/кг.

На даний період концентрації дещо збільшилися (до 285 мг/кг), що, можливо, пов'язано з початком і подальшою експлуатацією суднового ходу по рукаву Бистрий. Концентрації ртуті, як в українському, так і в румунському секторах, перевищують фонові концентрації для ґрунтів

північно-західної частини Чорного моря в цілому в 2 і 7 разів відповідно (Табл. 13.3). Для міді фонові значення на цей час для північно-західної частини Чорного моря складають 25,4 (26,82 мг/кг - для дунайського району за період 1991 по 2013 рр.), а в гирловій області Дунаю - від 29,52 (українська частина) до 86, 74 мг/кг (румунська частина), тобто перевищення в 3 рази. Як позитивний чинник, слід зазначити різке зниження концентрацій кадмію. В українській частині, де в 1990-х роках воно сягало вкрай високих значень (до 6,2 мг/кг), у цей час значення становлять від 0,19 мг/кг (українська частина) до 1,71 мг/кг (румунська частина). У період з 1991 по 2013 рр. вміст нікелю на узмор'ї Дунаю навіть трохи нижчий, ніж по північно-західній частини Чорного моря в цілому (Табл. 13.1, 13.2), однак, у порівнянні з 1980-ми роками, він збільшився на порядок: від 5,9 до 33, 3 мг/кг. Вміст цинку в 1990-х роках в українській частині перевищував вміст у румунській частині, але на початку 2000 років - це співвідношення змінилося у зворотний бік (Табл. 13.3). Значення концентрацій миш'яку, фенолів, хрому та кобальту приблизно однакове, як в румунській, так і в українській частинах узмор'я Дунаю.

У відповідності зі станом довкілля та нормами екологічної безпеки рекомендується визначати 16 пріоритетних поліциклічних ароматичних вуглеводнів (ПАВ), також 6-ти ефірофталатної кислоти для включення в список контрольованих препаратів. Легкі стійкі органічні забруднювальні речовини характеризуються канцерогенним, мутагенним, тератогенним і гепатотоксичними ефектами. Вони здатні накопичуватися в ліпідних тканинах живих організмів і спровокувати різні серйозні захворювання. Поліциклічних ароматичних вуглеводнів є сумою 16 певних індексів - від низькомолекулярних поліциклічних ароматичних вуглеводнів (2-3 кілець) до високомолекулярних поліциклічних ароматичних вуглеводнів . Різними міжнародними угодами, близько 60 хімічних речовин внесені в списки, які обмежують їх поширення і вимагають обов'язкового контролю за їх вмістом в навколишньому середовищі. Група стійких органічних забруднювачів (СОЗ) була відокремлена у «брудну дюжину», зокрема: альдрін, ендрін, дільдрін, мірекс, ДДТ, гексахлорбензол, ГПВ-хлор, токсафен, хлордан, поліхлоровані біфеніли, дибензо-п-діоксини та дібензофурані. Найбільший відсоток поліциклічних ароматичних вуглеводнів був зафіксований у донних відкладах в області, що знаходиться під безпосереднім впливом дельти Дунаю в українській частині, в рукавах Бистрий і Старостамбульський (6,15 і 8,58 відповідно). Це є наслідки, які полягають в прямому впливі антропогенних джерел забруднення на ці області. Мінімальне значення індексу поліциклічних ароматичних вуглеводнів (4,72 – 6,28) зафіксоване для відкритої частини моря [23].

14 ОСНОВНІ ІМПАКТНІ ЗОНИ ЧОРНОМОРСЬКОГО ШЕЛЬФУ

Імпактна зона – це територія навколо промислового підприємства, будівництва чи іншого об'єкта господарської діяльності, на яку поширюється його вплив. [24]

У північно-західній частині Чорного моря знаходиться низка портів України. До них відносяться Одеський порт, Чорноморськ та порт Южний, які локалізовані в межах одеського мегаполісу. Порт Білгород-Дністровський розташований у дністровському лимані. Чотири порти розташовані на Дунаї. Це порт Усть-Дунайськ, на узмор'ї Жебріянської бухти, порти Кілія, Ізмаїл та Рені. На північному березі Джарилгацької затоки знаходиться порт Скадовськ. На акваторії Дніпро-Бузького лиману розташовані порти Миколаїв, Херсон, Октябрськ, Дніпро-Бузький. Протягом усього узбережжя від Дунаю до Очакова, де розташовані основні українські порти, спостерігаються піщані мілини. Ці ландшафтні комплекси схильні до значних змін у сучасних умовах інтенсифікації активності баричних утворень над Чорним морем, зростанні рівня моря, збільшення потужності штормів. Донні відкладення портів значною мірою схильні до забруднення особливо в портах з обмеженим водообміном. Так, у концентрації нафтопродуктів Одеському та Чорноморському портах досягають 6000 мг/кг, а в порту Южний – до 1900 мг/кг. Високі концентрації нафтопродуктів на дні сприяли майже повній деградації донних компонентів їх екосистем. Будівництво причалів, молів, хвилеломів і днопоглиблення тягне за собою спрощення донних біотопів і зведення їх до більш-менш однотипного мулистого абосто-піщаного дна з іншого боку створює штучні тверді субстрати [23].

Використання знань про гідродинаміку вод, гідрохімічний режим, біотопи та біоценози імпактних зон, до яких належать порти, прибережне мілководдя та деякі акваторії такі, як наприклад області скупчення цінної водорості філофори в центральній частині та в Каркінітській затоці, дозволять проводити політику раціонального використання, відновлення та збереження.

ВИСНОВКИ

На підставі історичного і сучасного масиву даних гідрофізичних, гідрохімічних та гідробіологічних спостережень та літературних джерел проведена оцінка стану екосистеми північно-західної частини Чорного моря.

Зроблено оцінку як впливають річкові стоки на стабільність біотопів гірлових областей північно-західної частини Чорного моря. Встановлено що річковий стік несприятливо впливає на морські донні екосистеми, призводячи до порушення їх рівноважного стану. За даними було встановлено, що має місце характерне зниження чисельності та біомаси стенобіонтних видів із заміною їх еврібіонтними.

В останні десятиліття екосистема Чорного моря знаходиться під впливом потужного антропогенного пресу. Найбільш сильне навантаження несуть крайові угруповання контактних зон на стику море – річка. Саме на них в першу чергу доводиться основний вплив біогенних і забруднюючих речовин, а також такі види впливів, як гідробудівництво і рекреація. Особливо сильно вони проявляються на північно-західному шельфі, в його мілководних затоках і бухтах, де водообмін з відкритим морем істотно обмежений.

Разом з тим, прибережні угруповання відіграють значну роль у функціонуванні екосистеми всього Чорного моря.

Розглянуто сучасний стан евтрофікації шельфових вод та пов'язаних з нею екологічно небезпечних явищ (гіпоксії та замулювання донних відкладів). Дана оцінка забрудненості токсичними хімічними сполуками (нафтовими і хлорованими вуглеводнями, важкими металами) морського середовища. Представлена оцінка стану гідробіонтів (фітопланктон, макрозообентос), а також оцінка екологічного стану шельфу північно-західної частини Чорного моря.

В даний час стік Дунаю повністю зарегульований. Цей чинник змінив гідрологічний режим. Ще одним фактором, що змінив гідрохімічний режим, є підвищення концентрацій біогенних речовин, насамперед азоту та фосфору. Це відобразилося на навколишньому середовищі річки, лиманах та озерах та північно-західному шельфі Чорного моря. Евтрофікація, «цвітіння води» та придонна гіпоксія внаслідок цього процесу є причиною їхнього розвитку у північно-західній частині Чорного моря. Нині новим джерелом евтрофікації є донні відкладення у прибережній зоні моря.

Основною причиною забруднення (краще сказати надмірної концентрації) поверхневих вод азотом та фосфорними сполуками є недостатній рівень очищення стічних вод, що надходять з муніципальних,

промислових та сільськогосподарських точкових джерел та поверхневого стоку, а також органічного забруднення.

Встановлено тенденції змін екологічного стану морських екосистем за останні роки. Таким чином, слід зазначити, що за 10 років прийшли маленькі зміни мули як були глинисті, піщано мулисті, черепашкові, дрібноаленритові, піски дрібно-середньозернисті так само верхньопліоценові відкладення. В обсязі побільшало мулів.

Щоб покращити стан поверхневих водних об'єктів менеджменту, необхідно враховувати та знижувати всі існуючі фактори та ризики погіршення якості води.

СПИСОК ПОСИЛАНЬ

1. Чорне море URL: geoknigi.com
2. Чорне море - Сайт geografiamozil2! URL: jimdofree.com
3. Океанография Черного моря / В.А.Иванов, В.Н.Белокопытов; НАН Украины, Морской гидрофизический институт. - Севастополь, 2011 - с. 212).
4. Современные ландшафты Крыма и сопредельных акваторий. Монография.//Научный редактор Е.А. Позаченюк. – Симферополь. Бизнес – информ, 2009. – 672с.
5. Фесюнов О.Е Геоэкология северо-западного шельфа Черного моря. Одесса. Астропринт. 2000. – 100 с.
6. Северо-западная часть Черного моря: Биология и экология» // Від. ред.: Ю.П. Зайцев, Б.Г. Александров, Г.Г. Мінічева. – Київ: Наукова думка, 2006. – 700 с.
7. Chuhchin VD (1984) Ecology of Gastropoda in the Black Sea. Naukova Dumka, Kiev
8. Белокопытов В.Н. Климатическая изменчивость плотностной структуры Черного моря // Український гідрометеорологічний журнал. № 14, 2014. С. 227 - 235.
9. Tolmazin, D. (1985a), Changing coastal oceanography of the Black Sea, I, Northwestern Shelf, Prog. Oceanogr., 15, 217-276).
10. Доценко С.А. Сезонная изменчивость основных гидрологических параметров в Одесском регионе северо-западной части Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексные исследования ресурсов шельфа - Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика. - 2002. - Вып. 6. - С. 47 - 57).
11. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее. – НАН Украины, МГИ. Севастополь, 2006. – 210с.
12. Андрианова О. Р. Многолетние колебания уровня Мирового океана: тенденции и причины / О. Р. Андрианова. – Одесса: Астропринт, 2014. – 160 с.
13. Рева Ю.А. Межгодовые колебания уровня Черного моря // Океанология – 1997.- 37, № 2 С.бъ 211 – 219.
14. Хованский А.Д., Митропольский А.Ю. Ландшафтно-геохимическое районирование Черного моря // Стратиграфия и корреляция морских и континентальных отложений Украины. — Киев: Наук, думка, 1987. — С. 123—13
15. Shadrin NV (2000) In: Matishev GG (ed) In: Exotic species in the European seas of Russia (in Russian). Apaty. Kolsky nauchny center, p 76.
16. «Северо-западная часть Черного моря: Биология и экология» // Від. ред.: Ю.П. Зайцев, Б.Г. Александров, Г.Г. Мінічева. – Київ: Наукова думка, 2006. – 700 с.

17. Чернякова А.П. Типовые поля ветра Черного моря. – Сб. работ БГМО ЧАМ 1965. Вып. 3, с. 78 – 131. Чернякова А.П., Сергеев Г.В. Атлас волнения и ветра Черного моря. – Л. Гидрометеиздат, 1970. – 65 с.
18. Михайлова Э.Н., Шапиро Н.Б. Моделирование распространения и трансформации речных вод на северо-западном шельфе и в глубоководной части Черного моря // Мор. гидрофиз. журн. - 1996. - № 3. - С. 30 - 40.
19. Красная водоросль филлофора (Phyllophora) среда обитания, строение, культивирование URL: <http://arktikfish.com/index.php/vodorosli/103-fillofora-phyllophora>
20. Цистозейра URL: <https://ua.wikipedia.org/wiki/%D0%A6%D0%B8%D1%81%D1%82%D0%BE%D0%B7%D0%B5%D0%B9%D1%80%D0%B0>
21. Современное состояние фитоценозов цистозеры в прибрежной акватории северо-восточной части Черного моря URL: <https://azniirkh.vniro.ru/content/read/archive/otdel-biologicheskikh-resursov/sovremennoe-sostoyanie-fitotsenozov-tsistoziryi-v-pribrezhnoy-akvatorii-severo-vostochnoy-chasti-chernogo-morya>
22. Зостера морская (Zostera marina) URL: <https://lektrava.ru/encyclopedia/zostera-morskaya/>
23. Одесский регион Черного моря: гидробиология пелагиали и бентали <https://aquadocs.org/handle/1834/12164>
24. Импактна зона URL: <http://www.c-cafe.ru//words/WordN.php?WordId=129096>