

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет: Гідрометеорологічний
інститут
Кафедра океанології та
морського природокористування

МАГІСТЕРСЬКА КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА

на тему: Мінливість газового режиму Чорноморської екосистеми

Виконала студентка 2 курсу групи МЗО-19
спеціальність 103 «Науки про Землю»
Марініна Ксенія Олександрівна

Керівник д. геогр.н., проф.
Берлінський Микола Анатолійович

Рецензент: д.геогр.н., проф.
Хохлов Валерій Миколайович

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет Гідрометеорологічний інститут _____

Кафедра Океанології та морського природокористування _____

Рівень вищої освіти магістр

Спеціальність 103 «Науки про Землю» _____

Освітня прогма Океанологія _____

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри _____

“ 26 ” 10 2020 року

ЗАВДАННЯ
НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ

Марініної Ксенії Олександрівні

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Мінливість газового режиму Чорноморської екосистеми
керівник роботи Берлінський Микола Анатолійович д-р геогр. наук, проф.,

(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)

затверджені наказом вищого навчального закладу від “16.10”2020 року № 194 «С»

2. Строк подання студентом роботи 7.12. 2020

3. Вихідні дані до роботи Екологічні наслідки апвелінгу на шельфі північно-західної частини Чорного моря.

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) Крім сучасної антропогенного навантаження на морські екосистеми до істотних факторів впливу залишаються природні явища, які відіграють важливу роль в умовах формування морського середовища. До такого роду чинників належить явище апвеллінга в прибережній області Чорного моря. Це пов'язано з проявом ефекту виносу сірководню безпосередньо в рекреаційну область. Опис і інтерпретація цього екстремального явища відноситься до області основних проявів негативних впливів природних процесів, з урахуванням сучасних умов бенталі шельфу.

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень) 21 рисунок,
1 таблиця

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 26.10.2020 року**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	26.10	90	відм
2	Пошук та підбір літератури та інших джерел інформації	29.10	90	відм
3	Характеристика гідрометеорологічних і океанологічних умов району дослідження. Виявлення і небезпечних явищ	10.11	90	відм
4	Оцінка сучасного стану району дослідження	17.11	90	відм
5	Аналіз літературних джерел	17.11	90	відм
6	Оформлення кваліфікаційної роботи.	1.12	90	відм
7	Проходження нормативного контролю.	8.12	90	відм
8	Підготовка презентації кваліфікаційної роботи	11.12	90	відм
9	Рубіжна атестація	16-21.11.2020	90	відм
10	Здача на кафедрі строк подання на кафедрі	7.12	90	відм
11	Перевірка на плагіат	10-13.12	90	відм
	Попередній захист роботи	15.12	90	відм
12	Рецензування			
13	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)			

Студент Марініна К.О.

(підпис) (прізвище та ініціали)

Керівник роботи Берлінський М.А.

(підпис) (прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

На магістерську роботу по темі «Мінливість газового режиму Чорноморської екосистеми» магістра групи МЗО-19 Марініної Ксенії Олександрівни.

Актуальність обраної теми пов'язана з проявом ефекту виносу сірководню безпосередньо в рекреаційну область. Опис і інтерпретація цього екстремального явища відноситься до області основних проявів негативних впливів природних процесів, з урахуванням сучасних умов бенталі шельфу.

Мета роботи: Оцінка сучасного стану екосистеми північно-західного шельфу Чорного моря.

Об'єкт дослідження : Українська частина шельфу Чорного моря.

Предмет дослідження: Процес формування антропогенного негативного впливу на прибережну область, та мінливість кисневого режиму на абіссалі та на шельфі Чорного моря.

Завданням дослідження є оцінка змін гідрометеорологічних і гідрологічних умов, які обумовлюють процес апвеллінгу в досліджуваному регіоні

Методи: Зроблено зразок середньодобових вимірювань температури, солоності на поверхні, рівні, швидкості вітру та напрямку протягом 2007, 2012 та 2017 років.

Результати : Підвищення поживних речовин, важких металів, концентрації нафти у Дунайському, Дніпровському та Дністровому водотоках було зафіксовано протягом останніх 50 років. Це стало причиною розвитку антропогенної евтрофікації у морській воді.

Висновки. В сучасному періоді в українській частині північнозахідного шельфу Чорного моря фіксується розвиток антропогенної евтрофікації в морській воді, а також гіпоксія біля нижнього дна та утворення сульфідів. Просторовий масштаб цього явища можна порівняти з шкалами 70-х років минулого століття.

Ключові слова: АНТРОПОГЕННА ЕВТРОФІКАЦІЯ, НИЖНЯ ГІПОКСІЯ, СІРКОВОДЕНЬ, АПВЕЛІНГ, ШЕЛЬФ ЧОРНОГО МОРЯ.

SUMMARY

Purpose: Estimation of the Northwestern part of the Black Sea Shelf in modern period.

Methods: The data of average daily measurements of the temperature, salinity on the surface, level, wind velocity and direction during 2007, 2012 and 2017 had been done. The analyses of the cruise investigation parameters and NASA satellite photos had been done in this region as well.

Results: Increasing of nutrient, heavy metals, oil concentration in the Danube, Dnieper and Dniester of water runoff was fixed during the last 50 years. It was the reason of its permanent accumulation in marine ecosystem. Also it was the reason of anthropogenic eutrophication development in the sea water in spring and at the beginning of summer time. Later, at the end of summer and in autumn the dissolved oxygen is decreasing in the bottom layers because of destruction of organic matter. In the last years, decreasing of nutrient from the rivers input was marked. It provided the increasing the transparency in the sea column and made the water condition more positive. But for assessment of the whole ecosystem state the complexes monitoring is absolutely necessary. In September of 2017 the special investigation cruise was done. The result shown the deficit of the dissolved oxygen – hypoxia in the near bottom layer is spreading in the center of the shelf ecosystem (the depths are more than 20 m). The oxygen concentrations were less than 2,0 ml·l⁻¹. The reason of this negative phenomena was provided by NASA satellite photos of eutrophication process in summer and marking of upwelling at the shallow waters during the warm period in 2007, 2012 and 2017.

Conclusions: Anthropogenic eutrophication development in the sea water was fixed as well as the near bottom hyposia and hydrogen sulphide formation in the ukrainian part of the Northwestern shelf of the Black sea in the modern period. Spatial scale of this phenomena is comparable with the scales from 70's of last century.

Key words: ANTHROPOGENIC EUTROPHICATION, NEAR BOTTOM HYPOXIA, HYDROGEN SULPHIDE, UPWELLING, THE BLACK SEA SHELF.

Зміст

ВСТУП.....	7
1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНИЙ ОПИС ЧОРНОГО МОРЯ.....	9
1.1 Донні осади.....	11
2 ГІДРОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ЧОРНОГО МОРЯ.....	12
2.1 Течії.....	13
2.2 Температура, солоність і густина води.....	16
3 ЕКОЛОГІЧНІ НАСЛІДКИ АПВЕЛІНГУ НА ШЕЛЬФІ ЧОРНОГО МОРЯ....	20
3.1 Апвелінг та його наслідки.....	20
3.2 Сірководень в Чорному морі.....	21
3.3 Гіпоксія і аноксія.....	23
3.4 Міжрічна мінливість та тенденції.....	25
4 ЗАГАЛЬНІ РИСИ І ЛОКАЛЬНІ ОСОБЛИВОСТІ ГІДРОЛОГІЇ ЧОРНОГО І КАСПІЙСЬКОГО МОРІВ.....	26
4.1 Загальні риси гідрологічної структури внутрішніх морів.....	26
5 ЛОКАЛЬНІ ОСОБЛИВОСТІ ГІДРОЛОГІЧНОЇ СТРУКТУРИ.....	31
5.1 Чорне море	31
5.2 Каспійське море.....	34
6 ГІДРОЛОГІЧНІ ФАКТОРИ ФОРМУВАННЯ КИСНЕВОГО РЕЖИМУ ВНУТРІШНІХ МОРЕЙ.....	40
7 ФОРМУВАННЯ ПРИДОННОЇ ГІПОКСІЇ І СІРКОВОДНЮ НА ШЕЛЬФІ ЧОРНОГО МОРЯ.....	46
ВИСНОВКИ.....	52
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ.....	54

ВСТУП

Розглядаючи особливості розвитку ландшафтно-природних сукупностей шельфової області Світового океану під впливом природних і антропогенних факторів є актуальною проблемою фізичної географії. Чорноморський шельф, в цьому сенсі, займає надзвичайне місце в ієрархії морських екосистем, як найбільш цінна і продуктивна зона серед внутрішніх і окраїнних морів з широким і винятковим спектром біологічної різноманітності.

У другій половині ХХ століття, переважним негативним антропогенним фактором впливу на чорноморську екосистему шельфу, було евтрофікування морських вод через надмірне надходження біогенних речовин з річковим стоком.

Як наслідок, на великих ділянках моря спостерігається дефіцит кисню, зумовлений мінералізацією органічної речовини в придонному шарі.

В першу чергу, до особливості північно - західного шельфу Чорного моря відноситься значний розпріснюючий вплив річок Дунаю, Дніпра і Дністра.

Велике надходження поживних речовин з річковим стоком обумовило один з найвищих рівнів продуктивності даної акваторії в світі. Однак, починаючи з 70-х років минулого століття процес антропогенного евтрофування вод і пов'язана з ним придонна гіпоксія, викликала широкомасштабні замори донної флори і фауни. Процесу антропогенного евтрофування чорноморського шельфу присвячені численні публікації у вітчизняній та зарубіжній літературі.

[1, 3, 14, 15]. [1]

Крім цього несприятливого явища зі стоком річок і прибережних агломерацій виноситься значна кількість забруднюючих речовин (ЗР).

В процесі седиментації зваженої речовини відбувається акумуляція забруднюючих речовин в донних відкладеннях, що посилює негативні умови середовища проживання бентосу [2].

Від інтенсивності седиментації зваженої речовини пелагіалі залежить рівень замулення і забруднення донних відкладень, а, отже, і умови розвитку донних біоценозів.

Причини формування дефіциту кисню в морях бувають природними та антропогенними. Однією з особливостей Чорного моря є відсутність розчиненого у воді кисню нижче 200 метрової глибини, цей показник відноситься до природної складової кисневого балансу і обумовлений надходженням більш щільної, в порівнянні з Чорноморською, водною масою яка опускається в глибинні шари. Через відсутність шельфу в Прибосфорському

районі відбувається каскадін, тобто вертикальне переміщення водної маси по континентальному схилу. Обмежений вертикальний обмін супроводжується стійкістю вертикальних шарів. [6]

Інша причина, виникнення дефіциту кисню, появи і поширення сірководню, чисто антропогенна.

Важливо відзначити, що практично весь Чорноморський шельф розташований в Українських водах, містить великі переваги для України і, одночасно, відповідальність за якісний стан морського середовища.

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 Дарданелли — з Середземним морем.

Площа 422 тис. км²

Загальний об'єм води 547 тис. км³

Пересічна глибина 1271 м, максимальна — 2245 м.

Довжина берегової лінії 4090 км. Протяжність Чорного моря між західними і східними точками близько 1167 км, між північною і південною — 624 км.

Береги Чорного моря розчленовані мало, переважно гористі, урвисті.

Північно-західні береги — від дельти Дунаю до Каркінітської затоки (у межах України низовинні). Найбільший півострів — Кримський, найбільші затоки (біля берегів України) — Каркінітська, Каламітська, Феодосійська, Ягорлицька, Джарилгацька. Островів мало (Зміїний, Березань, Джарилгач).

Поширені намівні піщані коси (Кінбурнська, Тендрівська та інші).

У межах України у Чорне море впадають Дунай, Дністер, Південний Буг, Дніпро, які мають великий вплив на формування його водного балансу.

Існування Чорного моря бере початок з океану Тетіс (30-40 млн. років тому), з якого утворювалися солоні Сарматське й Меотичне та прісне Понтичне моря. Сучасних рис Чорного і Азовського морів набув Давньоевксинський басейн 400-500 тис. років тому. Зв'язок із Середземним морем виник 100-150 тис. років тому (Карангатське море), припинився 18- 20 тис. років тому (Новоевксинське опріснене море), встановився 7-5 тис. років до н.е. і існує донині.

Є й інші припущення щодо виникнення Чорного моря.

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 платформеного, 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. [7]

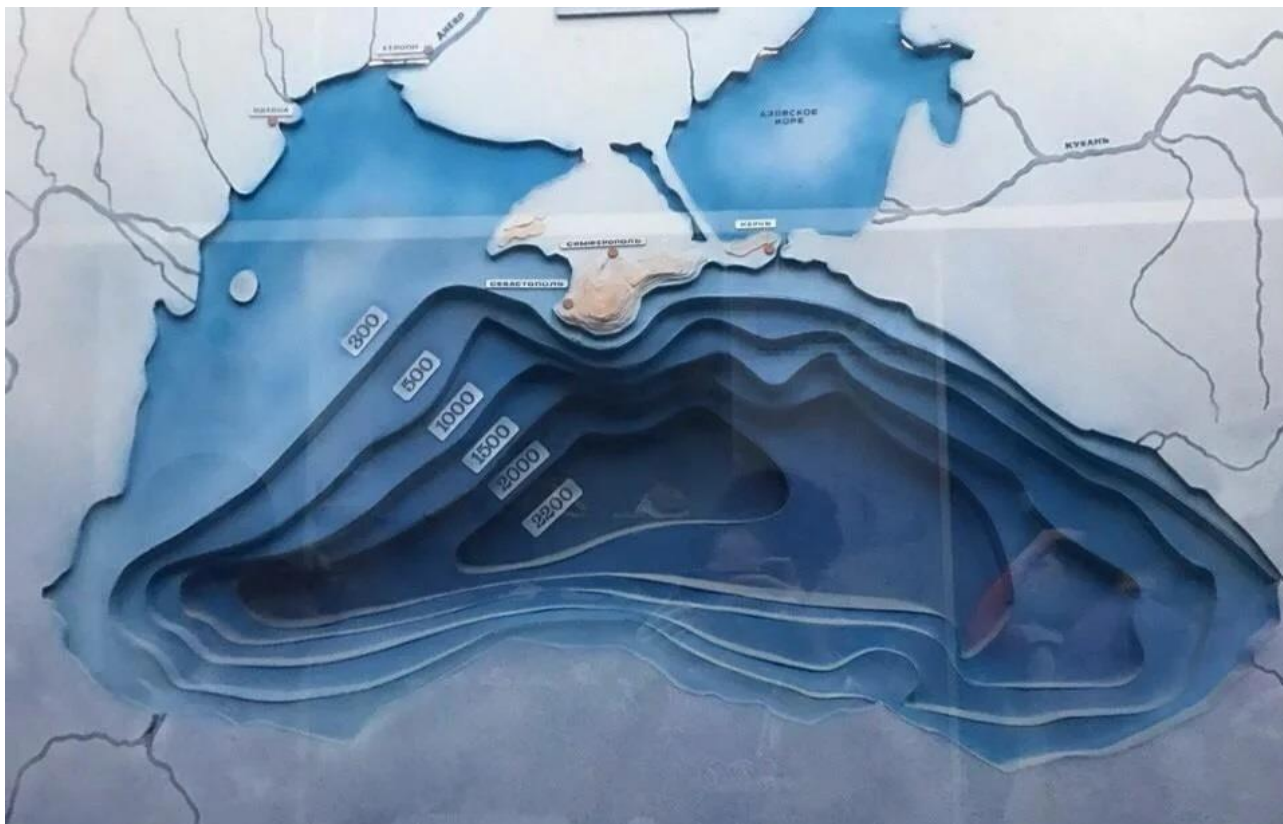


Рис.1.1 Карта глибин Чорного моря

За геологічною будовою дна Чорне море є морем рухомих зон, яке лежить у 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.

Найміlkіша 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.

Тут у верхній частині осадового чохла платформи вже розвідано понад 60 родовищ. Більш перспективними вважають глибинні ділянки земної кори від 700 до 750 метрів. [9]

1.1 Донні осади

Шар відкладів, якими вкрито дно Чорного моря, поділяється на одинадцять речовинногенетичних видів: шість – мілководних і п'ять – глибоководних. Між всіма видами донних відкладів існують незмінні взаємопереходи, які викликані поступовою зміною їх гранулометричного та речовинного складу. Переважають теригенні слабовапнисті алевритопелітові та пелітові мули, на другому місці – біогеннотеригенні пелітові мули.

У наймолодших відкладах відбувається зниження вмісту теригенних компонентів при одночасному зростанні біогенних. Загальною закономірністю формування глибоководних відкладів Чорного моря в голоцені є домінуюча роль теригенної седиментації, причому значення її для різних частин басейну неоднакове (менше у західній, більше – у східній). Важливо відмітити що в областях сучасного басейну основним є біогенний чинник, роль якого в осадконакопиченні зростає з пізньочетвертинного часу, змінюючи співвідношення теригенного і біогенного матеріалів в осадах.

Карбонатнакопичення – один з визначальних процесів седиментації у Чорному морі. Карбонатний матеріал розповсюджений по усій площі дна в сучасних чорноморських та давньочорноморських відкладах. Мінеральні типи карбонатного матеріалу відображені двома основними формами – низькомагнезійним кальцитом та арагонітом.

У глибоководній області низькомагнезійний кальцит є визначальним карбонатним мінералом, на шельфі він поступається арагоніту. Арагоніт переважає тільки у прибережній частині шельфу, зі збільшенням глибини моря його вміст знижується. Генетично карбонатний матеріал вважається полігенним, але переважають біогенні карбонати: у шельфовій зоні – черепашкові, у глибоководній – коколітові. Друге місце здобули терригенні карбонати, що відіграють значну роль у загальному процесі карбонатнакопичення.[10]

У межах акваторій існують великі запаси корисних копалин. Деякі з родовищ промислово експлуатуються. Родовища вуглеводневої сировини розташовані у межах північнозахідного шельфу, далекоюсяжні площі покладів газогідратів – в області халістаз та континентального схилу. Залізні, марганцеві та хромові руди розташовані ближче до прибережної зони. Ділянки поширення залізомарганцевих конкрецій (перспективних руд) виявлено на шельфі та у верхній частині континентального схилу вздовж північного, західного і південного берегів Чорного моря. Розсіпні родовища важких металів та титаноільменіту розташовані на шельфі у тектонічній зоні альпійського орогенезу. Вздовж підніжжя континентального схилу західної частини Чорного моря зустрічаються ділянки відкладів, збагачених ураном. Біля південного узбережжя Криму, Кавказького берега та північносхідного берега Туреччини відомі підводні джерела прісної води, придатної для використання. Інтенсивно експлуатуються родовища будівельного піску. Грязьові вулкани є ознакою сучасних активних тектонічних процесів і пошуковими ознаками для виявлення нових родовищ корисних копалин.[10]

2 ГІДРОЛОГІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ЧОРНОГО МОРЯ

Чорне море – найбільше у світі мероміктичне водосховище (з неперемішаними шарами води). Верхній шар води (до глибини 150 м) прохолодніший, менш щільний і менш солоний, він насичується киснем, окремо від нижнього, більш теплого, солоного і щільнішого шару, який насичений сірководнем. Немає єдиного пояснення утворення сірководню в Чорному морі. Вважається, що сірководень у Чорному морі в основному утворюється завдяки дії бактерій, яскраво вираженому розшаруванню шарів води та слабкому вертикальному перемішуванню. Концентрація цього газу починає зростати з глибини 150 м, що становить 0,19 мг на 1 літр морської води, до глибини 2000 м, де він досягає максимальних концентрацій 9,6 мг/л води. Отже, якщо врахувати середню концентрацію 5,73 мг /л на глибині 1240 м, то приблизна кількість сірководню в Чорному морі становить 3,1 млрд т. [10]

Водний баланс Чорного моря складається з таких компонентів:

Атмосферні опади (230 км³ за рік);

материковий стік (310 км³ за рік);

надходження води з Азовського моря (30 км³ за рік);

випаровування води з поверхні моря (-360 км³ за рік);

винесення води через протоку Босфор (-210 км³ за рік).

Величина опадів, надходження води з Азовського моря і річкового стоку перевищує величину випаровування з поверхні моря, внаслідок чого рівень Чорного моря значно перевищує рівень Мармурового . Завдяки цьому формується верхня течія, яка направлена з Чорного моря через протоку Босфор.

Нижня течія, менш виражена і спрямована через Босфор у зворотному напрямку. Взаємодія цих течій додатково підтримує вертикальну стратифікацію моря, а також використовується рибою для міграції між морями.

Циркуляція вод у морі охоплює тільки поверхневий шар води. Цей шар води насичений киснем і іншими елементами, необхідними для діяльності живих організмів має солоність близько 18 ‰ (у Середземному — 37 ‰).

Цей шар у Чорному морі схильний до кругової циркуляції циклонної орієнтації по периметру водойми. У той же час місцеві циркуляції води з антициклонічною спрямованістю постійно фіксуються в прибережних частинах моря. Температура поверхневих шарів води коливається від 8 до 30 С залежно від сезону. Нижній шар, внаслідок насичення сірководнем, не містить живих організмів, за винятком ряду анаеробних бактерій (продуктом яких є сірководень). Солоність тут зростає до 22-22,5 ‰, середня температура ~ 8,5 С. У схемі циркуляції Чорного моря є два величезні закриті вихори з довжиною хвилі 350-400 км. Ця схема названа на честь океанографа Миколи Книповича, який вперше описав цю схему.

2.1 Течії

Води Чорного моря поповнюються за рахунок річок: Дунаю, Дністра, Південного Бугу, Дніпра, Інгулу, Мзимти, Псоу, Бзибь, Кодорі, Інгурі, Ріоні, Чороха, Кизил-Ірмаку, Ешил-Ірмаку, Сакара (300 кубічних кілометрів на рік) і через Керченську протоку (100 кубічних кілометрів на рік). Опади над морем дають 250 кубічних кілометрів води в рік. Води Чорного моря йдуть через протоку Босфор (400 кубічних кілометрів на рік), через Керченську протоку (50 кубічних кілометрів на рік), випаровується 400 кубічних кілометрів води в рік.

Середній рівень Чорного моря приблизно дорівнює рівню Балтійського, але на 28 метрів вище рівня Каспійського моря. Оскільки площа Чорного моря недостатня для розвитку приливоно – відливних явищ, то вони дуже слабкі. Їх величина становить від 3 до 10 сантиметрів. Також через відносно малі глибини і широти Босфорської, Гібралтарської і протоки Дарданели у Чорне море не проходять океанські приливні хвилі.

Що стосується вікових змін рівня, то Чорне море дуже відрізняється від сусіднього Каспійського, на якому, як відомо, рівень з 30-х до 70-х років впав на 2,5 метра, але з кінця 70-х років намітилася тенденція до зростання. Також значних змін зазнає Азовське море. В кінці минулого століття його глибини становили 16 метрів, а тепер становлять всього 13 метрів. [1]

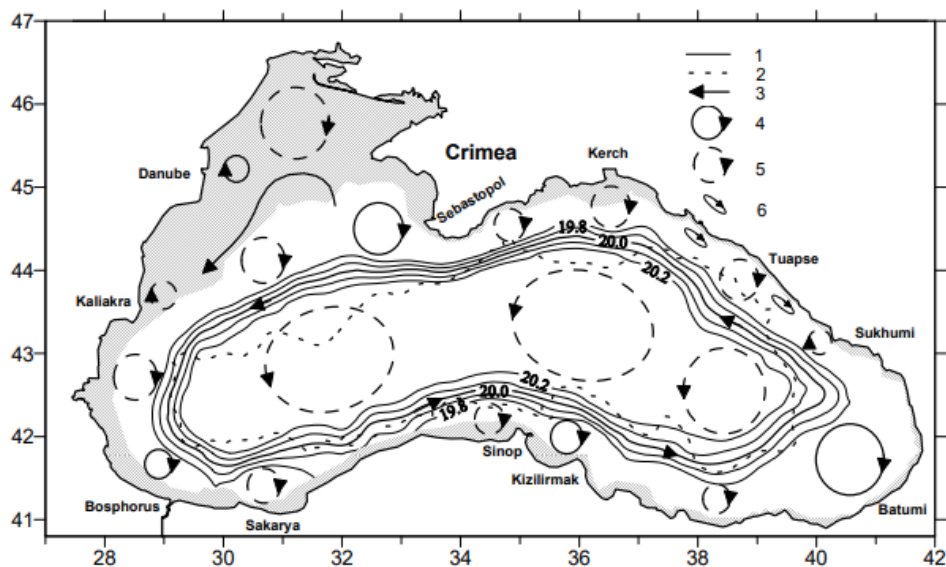


Рис. 2.1. Схема загальної циркуляції вод Чорного моря в верхньому 500-метровому шарі: 1 — середньорічне становище ізохалін на горизонті 100 м в діапазоні 19.8-20.2 ‰, відповідне положенню Основної чорноморської течії, 2 - ізобата 1000 м, 3 - відгалуження від ОЧТ, 4 - квазістаціонарний суббасейновий кругообіг, 5 - нестаціонарний суббасейновий кругообіг і вихори, 6 - нестаціонарні прибережні хвиле-вихрові утворення, заштриховані області з глибиною менш 100 м. [32]

Перша достовірна схема загальної циркуляції вод Чорного моря (ЗЦЧМ) була запропонована Н.М. Кніповічем ще в 1932р. на основі синтезу різних (головним чином, непрямих) відомостей про великомасштабний рух води, отриманих в експедиціях 1890-1920-х рр. Головна ланка ЗЦЧМ на цій схемі - кільцова течія вздовж берега в циклонічному напрямку (проти годинникової стрілки), стрижень якої знаходиться над ізобатою 500 м, а ширина становить 20 - 40 км і лише у південно-східного берега вона зростає до 50-70 км. З морістого боку в цей єдиний струйний рух вод, який традиційно називають Основною чорноморською течією як би вписані два циклонічних кругообіги: західний (між 29.5°E і 33°E) і східний (між 34.5°E і 40.5°E). Области всередині центральних суббасейнових циклонічних кругообігів (ЦБЦК) Кніпович визначив як халістатичні - через слабкий рух води без виразного напрямку.



Рис. 2.1.1. Течії Чорного моря

Під впливом стоку річок вода повинна була б рухатися до центру моря, але під впливом сили обертання Землі вона відхиляється вправо (в північній півкулі) на 90° і йде уздовж берегів у напрямку проти годинникової стрілки.

Основний струмінь течій має ширину 40-60 кілометрів і проходить на відстані 3-7 кілометрів від берега. У бухтах утворюються окремі кругообіги, спрямовані за годинниковою стрілкою, їх швидкість досягає 0,5 метра в секунду.

У центральній частині моря розташована зона затишшя, де течії слабкіше, ніж біля берегів, і непостійні у напрямку. Деякі дослідники виділяють в загальному потоці два окремих кільця. Походження двох кілець течій пов'язано з особливостями обрисів Чорного моря, що сприяють відхиленню вліво загального потоку біля берегів Криму і Туреччини. Дослідження останніх років за допомогою сучасних приладів дозволили встановити складну структуру

чорноморських течій: в окремих районах, наприклад, в південно-східній частині, в море, утворюються вихори, що поширюються на глибину до півтора кілометрів (раніше вважали ці води нерухомими). Іноді вихори знаходяться в загальній системі течії, іноді відриваються від нього, потім знову приєднуються до кільцю. Перебіг як би «впадає» саме в себе.

Усередині вихору - підйом води знизу, з більш холодних шарів. Цим, до речі, пояснюється зниження температури води влітку - іноді з 20 до 10 ° С.

Правда, зниження температури води можуть викликати і так звані згінні вітри. Вони утворюють тимчасові течії, які діють дві-три доби. Ще кілька діб потрібно, щоб температура води прийняла колишні значення. Нещодавно румунські океанологи виявили біля свого узбережжя новий вид течій. Їх причини - південно-західні вітри (уздовж узбережжя) і сила обертання Землі. Як відомо, цією силою річки підмивають свій правий берег. В результаті дії цих сил нижні шари води піднімаються вгору. Вчені називають такий підйом англійським словом «апвелінг». Цікава система течій спостерігається в протоці Босфор, вона має велике значення для Чорного моря. Вперше ці течії були вивчені в кінці минулого століття адміралом Макаровим. С. О. Макаров був не тільки видатним флотоводцем, кораблебудівником, теоретиком військової справи, він був також чудовим ученим, розумів, як важливо пізнати середу, в якій доводиться діяти морському флоту. З бесід з місцевими жителями С. О. Макаров встановив, що в Босфорі існує дві течії: поверхневе і глибинне. Він перевіряв цей факт шляхом послідовного опускання в воду вантажу на різні глибини. Вантаж був скріплений тросом з буйком, що плавали на поверхні. Коли вантаж знаходився в поверхневих шарах, буйок рухався до Мармурового моря, коли вантаж був у дна, буйок несло до Чорного моря. Таким чином, було встановлено, що поверхнева течія, яка несе опріснену воду, йде до Мармурового моря, а глибинне, що несе більш щільну солону воду, йде до Чорного моря. С. О. Макаров встановив, що швидкість верхньої течії - 1,5 метра в секунду, нижнього - 0,75 метра в секунду, глибина поверхні розділу течій дорівнює 20 метрам. Нижня течія не йде строго під верхнім, обидва вони відчують відображення від мисів, іноді струменя течій роздвоюються. Для пояснення причин цих течій Макаров виконав такий досвід. У скляний ящик, розділений на дві частини, налили воду: в одну частину солону, в іншу - опріснену. У перегородці були пророблені одне над іншим два отвори. Солонна вода почала рухатися через нижній отвір, опріснення - через верхнє. С. О. Макаров першим дав пояснення походженню цих двох шарів. Верхня течія є стічних, утворюється воно під впливом надлишку вод, принесених річками в Чорне море.

Нижня ж, так зване плотностное, утворюється в результаті того, що більш щільні води Мармурового моря надають на нижні шари більший тиск, ніж легші води Чорного моря. Це змушує воду рухатися з області більшого тиску в область меншого. Тепер розповімо про чорноморських хвилях. Часта повторюваність сильних вітрів, значні розміри моря, великі глибини, слабка изрезанность берегової лінії сприяють розвитку хвилювання. Найбільші висоти хвиль в Чорному морі - 14 метрів. Довжина таких хвиль составляет 200 метрів. На підходах до Сочі максимальна висота хвиль дорівнює 6 метрам, довжина - 120 метрів.

2.2 Температура, солоність і густина води

Густина води в Чорному морі значно менша густини океанської води, це відбувається за рахунок значного опріснення чорноморських вод річками. Максимальна густина води у глибинних шарах моря становить $1017,2 \text{ кг/м}^3$.

Найбільші просторові перепади густини спостерігаються на поверхні моря. У гирлових ділянках у весняний період густина дорівнює 1008 кг/м^3 , а у центральній частині моря взимку - $1014,4 \text{ кг/м}^3$. З глибиною зміна густини вже не така значна, на глибині 100 м діапазон значень становить $1015\text{-}1016 \text{ кг/м}^3$.

Через різку стратифікацію вертикальний обмін вод у Чорному морі досить обмежений, це явище викликане розпрісненим поверхневим шаром води, водами що надходять з річок і постійним притоком у глибинні шари більш солоних вод з Середземного моря через Босфорську протоку. Для вертикальної структури густини вод у Чорному морі характерна наявність двох пікноклінів (стрибків густини). З квітня по листопад у шарі 10 – 20 метрів існує сезонний піноклін і він досягає найбільшого розвитку у липні - серпні ($0,1 \text{ кг/м}^{-3}$).

Сезонний пікноклін утворюється внаслідок поєднання сезонних гало і термокліну. Основний пікноклін, що відповідає основному галокліну, знаходиться на глибині 80-90 м; де вертикальний градієнт густини становить в середньому $0,018\text{-}0,021 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$. Взимку обидва пікнокліни слабшають, що сприяє інтенсифікації вертикального обміну вод. Із системою вертикальних рухів, завдяки яким піднімаються солоні густі води в центрі моря, і опускаються менш густі на периферії моря пов'язані підвищенні значення густини у центральній частині моря і зниженні у прибережній смузі.

Сезонний хід густини води відображає взаємовплив сезонної мінливості температури і солоності. У поверхневому шарі вод центральної частини моря максимальна густина спостерігається у березні ($1014,4 \text{ кг/м}^3$), мінімальна – у

серпні (1011 кг/м^3). Температура води у Чорному морі коливається від значень температури замерзання води ($-0,97^\circ \text{ C}$ при солоності 18‰ і $-0,54^\circ \text{ C}$ при солоності 10‰) у прибережній смузі північної частини моря до $28\text{--}29^\circ \text{ C}$ при максимальному її прогріванні. Середня температура по всьому об'єму моря становить $8,96^\circ \text{ C}$. Це значно вище середньої температури в океанах, але нижче за середню температуру у Середземному морі. Сезонний хід температури є максимальним на поверхні. У північно-західній частині моря амплітуда сезонних коливань сягає 20° C . У частині, прилеглій до південно-західного Криму, річний хід є мінімальним, тут амплітуда сезонних коливань на поверхні не перевищує 16° C . На глибині 100 м амплітуда сезонних змін температури зменшується у 30 разів порівняно з поверхнею моря. З глибиною температура води падає. Максимум вертикального градієнта температури влітку (термоклін) знаходиться на глибині $15\text{--}20 \text{ м}$ (середнє значення $\sim 1^\circ \text{ C м}^{-1}$). Характерним для Чорного моря є холодний проміжний шар (ХПШ) – шар підповерхневого мінімуму температур на глибинах $40\text{--}80 \text{ м}$, що традиційно виділяється по ізотермі 8° C . Нижче ХПШ температура води рівномірно підвищується з глибиною до значень $9,1^\circ \text{ C}$ біля дна. Сезонний цикл вертикальних профілів температури розвивається у такій послідовності: утворення верхнього перемішаного шару завтовшки $30\text{--}50 \text{ м}$ у січні-березні, поступове опускання осі ХПШ (глибини мінімуму температури) з $20\text{--}30\text{ м}$ у березні-квітні до $70\text{--}80\text{ м}$ у грудні, розвиток сезонного термокліну з квітня по серпень, ослаблення термічної стратифікації з вересня по грудень, заглиблення і остаточне руйнування термокліну у грудні-січні. Сезонний хід температури води обумовлений різними гідрометеорологічними та океанографічними процесами: тепловим балансом поверхні моря, зимовою конвекцією, перерозподілом вод течіями, теплообміном із суміжними шарами, вертикальними рухами вод. Характерним для просторового розподілу температури поверхневого шару в Чорному морі є зростання температури в напрямку з північного заходу на південний схід протягом всього року. Це визначається регіональними кліматичними особливостями: північно-західна частина Чорного моря характеризується помірним кліматом, тоді як клімат східної половини моря субтропічний. У зимовий період мінімальні температури спостерігаються не тільки в північно-західній частині, але і в центрі моря, що пов'язано з оновленням в центрах циклонічних кругообігів води ХПШ. Локальний мінімум у центральній частині Анатолійського узбережжя, викликаний стійким підняттям вод, існує з травня по жовтень, найбільш розвинений він у червні. Просторові контрасти температур найбільш різкі взимку, у веснянолітній період

вони значно згладжуються. Просторовий розподіл температури у шарі 100-200 м обумовлений загальною схемою вертикального руху води – висхідний у центрі моря і низхідний на периферії. Протягом всього року температура у цьому шарі характеризується підвищеними значеннями в центральній частині моря і зниженими значеннями на материковому схилі. На глибині 75 м просторова різниця центр-периферія становить $0,4-1,2^{\circ}\text{C}$.

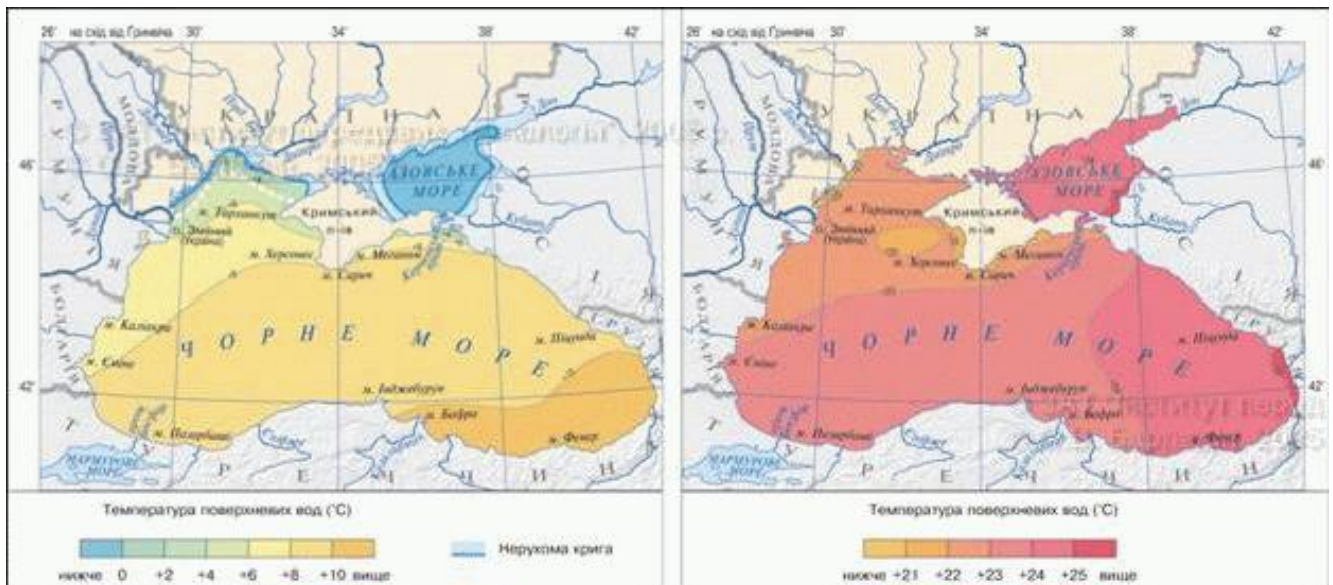


Рис. 2.2 Температура поверхневих вод Чорного моря

Поле солоності Чорного моря формується балансом прісних вод і водообміном через протоку Босфор. Переважання прісної води, що надходить з річковими стоками і опадами, над випаровуванням призводить до відносно низького вмісту солей порівняно з багатьма морськими басейнами. Солоність поверхневого шару Чорного моря (18 ‰) майже удвічі нижча за солоність поверхневих вод Світового океану. Середня солоність всього об'єму Чорного моря становить 21,96 ‰: у шарі 0-300 м – 20,26 ‰, у шарі 400-2000 м – 22,26 ‰. Діапазон інструментально виміряних показників солоності води у Чорному морі досить широкий: від 0 до 38 ‰. Ізольовані об'єми прісної води у поверхневому шарі спостерігаються поблизу гирл річок у період паводків, високосолоні середземноморські води проникають в море через підводний каньйон – продовження протоки Босфор. Середня солоність рівномірно зростає з глибиною: на поверхні моря вона становить 17,6 ‰ (у травні) – 18,1 ‰ (у лютому), біля дна досягає 22,33 ‰. Характерним для вертикальної халинної структури моря є наявність двох галоклінів (шарів стрибка солоності): сезонного – у шарі 0-30 м і основного – у шарі 50-200 м. Сезонний галоклін є добре вираженим у період з квітня по вересень. Максимум вертикального градієнта солоності з часом поступово опускається від поверхні моря до глибини 20 м ($0,02-0,05\text{‰}\cdot\text{m}^{-1}$). Максимум вертикального градієнта ($0,03-0,04\text{‰}\cdot\text{m}^{-1}$) в основному галокліні знаходиться на глибині 50-70 м. Просторовий

розподіл солоності у поверхневому шарі Чорного моря визначається географічним положенням основних джерел опріснення: на північно%західному шельфі (р. Дунай, р. Дніпро, р. Дністер), в південно%східній частині моря (р. Ріоні, р. Чорох, р. Інгури, р. Кодорі), у центральній (р. Кизилрмак, р. Ешілрмак) і західній (р. Сакар'я, р. Фільос) частинах Анатолійського узбережжя. В районі Керченської протоки помітний вплив азовоморських вод зниженої солоності. Мінімум кліматичної солоності на поверхні моря спостерігається поблизу гирла Дунаю у травні (12 ‰), максимум солоності – у центрах циклонічних кругообігів у лютому (18.4 ‰). Підвищені показники солоності в центральній частині моря і знижені у прибережній зоні обумовлені загальною схемою вертикального руху води, висхідних – у центрі і низхідних на периферії моря. З глибиною різниця між солоністю у центрі і на периферії моря зменшується (1-1,5 ‰ на глибині 75 м). Найконтрастніше поле поверхневої солоності формується у травні, а найбільше опріснення центральних частин моря припадає на липень. Сезонний хід солоності обумовлений різними гідрометеорологічними і океанографічними процесами: водним балансом на поверхні моря, зимовою конвекцією, перерозподілом вод течіями, вертикальними рухами і солеобміном із суміжними шарами. Мінімальний вмістом у шарі 0-200 м припадає на літній сезон, коли процес перерозподілу річкових вод, що надійшли у період весняного паводка, супроводжується зниженням інтенсивності загальної циркуляції і вітрового перемішування. Максимальний вміст солі спостерігається взимку, коли відбувається активне вітрове і конвективне перемішування у поверхневому шарі, а посилення загальної циркуляції моря забезпечує підйом глибинних вод підвищеної солоності. Найбільша сезонна мінливість солоності відзначається у північнозахідній частині моря у гирлах Дунаю і Дніпро-Бузького лиману, де амплітуда сезонних коливань на поверхні досягає 4 ‰. У центральній частині моря річний хід мінімальний, амплітуда сезонних коливань на поверхні не перевищує 0,4 ‰. Сезонний хід температури і солоності на різних горизонтах може якісно різнитися між собою. У верхньому шарі 0-50 м ці характеристики знаходяться у протифазі: мінімальні значення температури у зимовий період відповідають максимальним значенням солоності і, навпаки, у літній період солоність мінімальна, а температура максимальна. У шарі основного галокліну (75-200 м) сезонні цикли температури і солоності подібні: мінімальні значення спостерігаються у весняний період, максимальні – восени.

3 ЕКОЛОГІЧНІ НАСЛІДКИ АПВЕЛІНГУ НА ШЕЛЬФІ ЧОРНОГО МОРЯ

Іноді в літні місяці біля узбережжя Чорного моря спостерігається різке зниження температури морської води. Це пов'язано з явищем, яке носить назву Апвелінг. Апвелінгом в океанології називається явище підйому глибинних морських вод на поверхню. В силу різних причин поверхнева вода йде, і її місце займає зазвичай більш холодна глибинна вода. Прибережний апвелінг виникає внаслідок згону поверхневих вод вітром і підйому на їх місце глибинних вод.

Вітер, що дме під певним кутом з боку суші, відганяє масу води з поверхні від берега. Якщо море дрібне, то в цьому районі знизиться рівень води.

Але якщо ухил дна поблизу берега досить крутий, то на зміну зниклим водам з глибин піднімається холодна придонна вода. Зазвичай апвелінг виникає при сильному і тривалому вітрі, направленому приблизно паралельно до берега, що знаходиться зліва від повітряного потоку або під невеликим кутом до нього.

Випадки апвеллінга, викликаного вітрами з суші, нечисленні і спостерігаються, головним чином, в тих прибережних районах, де орографія місцевості сприяє виникненню таких вітрів (наприклад, фен або бору).

Відбувається це в результаті відхиляючої дії обертання Землі. Тому, при згону вітрі поблизу пріглубіе берега спостерігається підйом глибинних вод - прибережний апвелінг. Цей тип апвеллінга може виникати епізодично внаслідок згону вітрів при проходженні циклонів або антициклонів. Таке явище часто спостерігається в Чорному морі поблизу кримських і кавказьких берегів. При цьому зниження температури води при апвелінгу досягає від кількох градусів до 10-15°C. [2]

Таким чином, зниження температури морської води біля узбережжя викликано стійкими вітрами постійних напрямків. Для різних ділянок узбережжя явище апвеллінга викликають вітру певних напрямків. Прогнозування апвеллінга може базуватися на прогнозі приземного вітру біля морського узбережжя, а також на обліку основних чорноморських течій.

3.1 Апвелінг та його наслідки

У центрі моря сірководнева зона наближається до поверхні приблизно на 50 метрів, ближче до берегів глибина, звідки починається заморна зона, збільшується до 300 метрів. У цьому сенсі Чорне море унікальне, воно єдине в світі без твердого дна. До сих пір ведуться суперечки щодо джерела сірководню

в глибинах Чорного моря. Одні вважають головним джерелом відновлення сульфатредуючими бактеріями сульфатів при розкладанні мертвої органічної речовини. Інші дотримуються гідротермальної гіпотези, тобто надходження сірководню з тріщин на морському дні. Втім, протиріч тут немає, мабуть, діють обидві причини. Чорне море влаштовано так, що його водообмін з Середземним морем йде через мілководна Босфорську поріг. У Мармурове море і далі йде опріснення річковим стоком, а тому легша чорноморська вода, а назустріч їй, точніше під нею, через Босфорську поріг в глибину Чорного моря скочується більш солоні і важча середземноморська вода. Виходить щось на зразок гігантського відстійника, в глибинах якого протягом останніх шести-семи тисяч років поступово накопичувався сірководень. На сьогодні ця мертва товща становить понад 90 відсотків обсягу моря. У ХХ столітті в результаті забруднення моря органічним антропогенним речовиною кордон сірководневої зони піднялася з глибини на 25 - 50 метрів. Простіше кажучи, кисень з верхнього тонкого шару моря не встигає окисляти сірководень, підпирає знизу. Ще десять років тому ця проблема вважалася однією з першочергових в країнах Причорномор'я. Сірководень є сильнодіючою отруйною і вибухонебезпечною речовиною. Отруєння настає при концентрації від 0,05 до 0,07 мг / м³. Гранично допустима концентрація сірководню в повітрі населених місць 0,008 мг / м³. Всього сірководню в Чорному морі понад 20 тисяч кубічних кілометрів. Зараз про проблему забули в силу незрозумілих обставин. Правда, від цього проблема не зникла.

3.2 Сірководень в Чорному морі

Сірководень в Чорному морі - одне з найвідоміших і незвичайних властивостей моря. Але - надлишок сірководню в глибинних водах Чорного моря - лише один з наслідків того, що глибше 200 метрів - в чорноморській воді немає кисню; ні тварини, ні рослини жити там не можуть. На глибинах від 200 метрів до самого дна Чорного моря - живуть тільки бактерії, що виділяють сірководень. Жодного іншого такого моря в світі немає. Кисень проникає в воду через поверхню моря - з повітря; і ще - утворюється у верхньому освітленому шарі води (фотичної зона) при фотосинтезі водоростей планктону. Для того, щоб кисень потрапив в глибини, море має перемішуватися - за рахунок хвиль і вертикальних течій. А в Чорному морі - вода перемішується дуже слабо; потрібні сотні років, щоб вода з поверхні досягла дна. Причини цього незвичайного явища такі: У Чорному морі, через його опріснення річками, існує

дві маси, два шари води, які слабо змішуються один з одним. Поверхневий шар чорноморської води - до глибини приблизно 100 метрів - переважно річкового походження. У той же час, в глибини моря надходить більш солоні (а значить - і більш важка) вода з Мармурового моря - вона притікає по дну Босфорської протоки (ніжнебосфорское протягом) і опускається вглиб. Тому солоність придонних шарів чорноморської води досягає 30 ‰ (грам солі в літрі води). Зміна властивостей води з глибиною - не плавно: з поверхні до 50-100 метрів солоність змінюється швидко - від 17 до 21 ‰, а вже далі - до дна - збільшується рівномірно. Відповідно до солоністю змінюється і щільність води. Температура на поверхні моря завжди визначається температурою повітря. А температура глибоких вод Чорного моря - круглий рік 8-9 оС. Від поверхні до глибини 50-100 метрів температура, як і солоність, змінюється швидко - а далі залишається постійною до самого дна. Це і є дві маси чорноморської води: поверхнева - опріснення, легша і близька по температурі до повітря (влітку вона тепліше глибинних вод, а взимку - холодніше); і глибинна - більш солоні і важка, з постійною температурою. Шар води від 50 до 100 метрів називається прикордонним - це межа між двома масами чорноморської води, межа, що перешкоджає перемішуванню. Точніше його назва - холодний прикордонний шар: він завжди холодніше глибинних вод, так як, охолоджуючись взимку до 5-6 оС, не встигає прогрітися за літо. Шар води, в якому різко змінюється її температура, називається термоклин; шар швидкої зміни солоності - галокліна, щільності води - пінокліну. Всі ці різкі зміни властивостей води в Чорному морі зосереджені в області прикордонного шару. Розшарування - стратифікація чорноморської води по солоності, щільності і температурі - перешкоджає вертикальному перемішуванню моря і збагачення глибин киснем. Коли живі організми помирають, їх останки стають їжею для бактерій-сапротрофів. При бактеріальному розкладанні мертвої органічної речовини (гнитті) використовується кисень. З глибиною, розкладання починає переважати над процесами створення живої речовини планктонними водоростями, а споживання кисню при диханні і гнитті стає більш інтенсивним, ніж його виробництво при фотосинтезі. Тому, чим далі від поверхні моря - тим менше залишається у воді кисню. У афотіческой зоні море (там, куди не проникає сонячне світло), під холодним проміжним шаром - нижче 100-метрової глибини, кисень вже не виробляється, а тільки споживається; не проникає він сюди і за рахунок перемішування - цьому перешкоджає стратифікація вод. В результаті, кисню для життя тварин і рослин досить тільки в верхніх 150 метрах Чорного моря. Його концентрація падає з глибиною, і основна маса живого в море -

біомаса Чорного моря - зосереджена вище 100-метрової глибини. У глибинах Чорного моря, нижче 200 метрів - кисню немає взагалі, і там живуть тільки анаеробні сапротрофної бактерії, що продовжують розкладання останків живого, що занурюються з верхнього шару моря. При анаеробному (безкисневому) розкладанні останків утворюється сірководень - речовина, отруйна і для тварин, і для рослин (він блокує дихальний ланцюг мітохондрій). Джерелом сірки служать сірковмісні амінокислоти білків, в меншій мірі - сульфати морської води, що використовуються деякими видами бактерій для окислення органіки. Ось так і виходить, що 90% водної маси Чорного моря - майже мертві. Але ж і в будь-якому іншому морі або океані майже все життя зосереджене у верхньому, 100-200-метровому шарі води - як і тут. Правда, через нестачу кисню і наявності сірководню у воді, в Чорному морі відсутній глибоководна фауна, це знижує його біорізноманіття ще більше, до того ж до впливу низької солоності. Дійсно - евтрофікація Чорного моря стоком з сільськогосподарських полів в 1970-80-ті роки, викликало бурхливе зростання "сміттевої" морської рослинності - деяких видів фітопланктону, нитчастих водоростей - "твані", стало утворюватися більше органічних останків, з яких при гнитті утворюється сірководень. Влітку, особливо поблизу берега, утворюється мінливий річний термоклин - межа між прогрітій сонцем поверхневої водою, в якій купаються люди, і холодної глибинної водою. Термоклин опускається в міру прогріву води влітку, досягаючи іноді глибини більше 40 метрів в серпні. Літній термоклин - тонкий шар води, товщиною від декількох сантиметрів до декількох метрів; часто - він добре видно під водою, і дуже добре відчувається нирцями - пронирнув кілька метрів в напрямку дна, можна потрапити з 20-градусної - в 12-градусну воду. Літній прибережний термоклин легко руйнується штормом або сильним зганяючи вітром з берега - вода біля берега охолоджується.

3.3 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 3.3. 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	17300-29200	1900-14000
	Дно	1900-22000	1900-9900

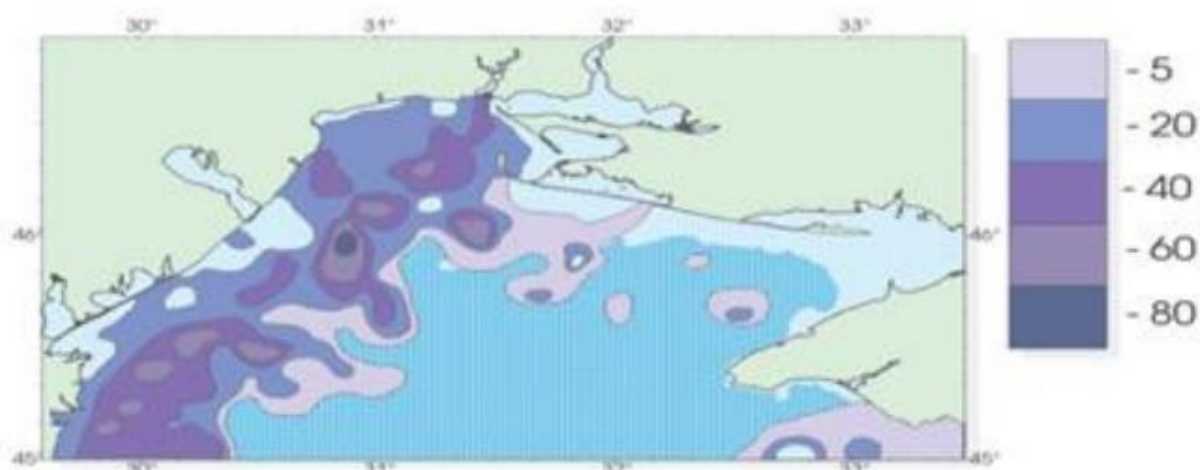


Рисунок 3.3. Статистична оцінка ймовірності появи гіпоксії у ПЗЧП за період 1973-2000рр. [13,16]

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'язаній 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. Явища гіпоксії відзначені також у районі Кримського півострова. Райони шельфу, де відзначені гіпоксія і аноксія, характеризуються аномальними океанографічними умовами: вертикальні градієнти щільності тут досягають 6 умовних одиниць, температури – 15⁰С, солоності - 6 ‰ на 1 м. На початку літа

pH на поверхні досягає 9,25, а пересичення вод киснем - 170 %. У придонному шарі pH води знижується до 7,8. Спостерігається також інтенсивний розвиток деструкційних процесів - БСК досягає 2-4 мг/л, а константа швидкості окислювання органічної речовини в 3-5 разів вище, ніж для вод відкритої частини моря. Товщина шару сірководневого зараження при глибині моря 12 м може досягати 3-5 м, а при глибині 25-30 м – 10-15 м. Наприклад, у 1983 році площа сірководневого зараження у міжріччі Дунай-Дністер склала 5,2 тис км², а його запас становив 15 тис. т.

3.4 Міжрічна мінливість та тенденції

При розгляді довгоперіодної мінливості рівнів вмісту біогенних елементів простежується зв'язок їхньої міжрічної динаміки з величиною і характером річкового стоку. Багатоводним і маловодним за водністю періодам відповідає збільшення або зниження концентрацій біогенних елементів (пряма залежність). Однак, слід зазначити, що в наступний повноводний період річкового стоку (починаючи з 1995 р.), разом з тенденцією підвищення рівня вмісту силікатів, нітратів і загального азоту, знизився рівень вмісту фосфатів в обох частинах шельфу. Тут домінує не кількість, а характер річкового стоку. Для обох частин шельфу (західної і східної) відзначена тенденція зниження прозорості води, що є важливим показником евтрофікації вод. У довгостроковій мінливості кисню простежується наявність коливань із циклічністю приблизно 3-5(6) років. Періоди з максимальними значеннями площ, охоплених гіпоксією, були у 1978, 1980, 1983, 1990 і 1994 рр. І на даний час це явище простежується на значній акваторії ПЗЧМ. Після 1993 року, у зв'язку із зменшенням рівня антропогенного навантаження у результаті економічної кризи, дещо покращилася екологічна обстановка в прибережних водах Болгарії (у затоці Варни та в районі рогу Галата) і в прибережній зоні Румунії. Таким чином, під впливом антропогенної і природної евтрофікації вод на акваторії ПЗЧМ відбулися істотні зміни у гідрохімічному, гідрологічному та газовому режимах, у фізикохімічних і продукційно-деструкційних процесах, загострюються процеси придонної гіпоксії і наступні замори. З огляду на незворотність цих процесів (незважаючи на деяке послаблення антропогенного стресу на екосистему в останні роки), можна припустити, що такі негативні явища, як гіпоксія, і в найближчі роки будуть продовжуватися, а часові і просторові масштаби і особливості цього явища будуть, очевидно, визначатися гідрометеорологічними умовами року.

4 ЗАГАЛЬНІ РИСИ І ЛОКАЛЬНІ ОСОБЛИВОСТІ ГІДРОЛОГІЇ ЧОРНОГО І КАСПІЙСЬКОГО МОРІВ

Для внутрішніх морів характерний своєрідний розподіл океанологічних характеристик і, в цілому, режим, найбільш відмінний від океанічного.

Визначальну роль у формуванні гідрологічних умов і структури вод внутріматерикових морів грає вплив зовнішніх факторів - потоків тепла, вологи, кількості руху через поверхню моря, річкового стоку. Чорне, Азовське та Каспійське моря відрізняються високим ступенем міжрічної мінливості гідрологічних умов, а материкове їх положення сприяє значному забрудненню, що відображає результати господарської діяльності в водозбірних басейнах, на узбережжі і акваторіях [3].

Найбільші відмінності виявляються в характері вертикальної щільнісної структури вод. В основній товщі вод Каспійського моря вона квазіоднорідна, в Чорному морі - різко стратифікована.

До загальних особливостей розглянутих морів відноситься інтенсивний річковий стік, що надходить в основному в великі шельфові райони - Північний Каспій і північно-західну частину Чорного моря. Він служить основним постачальником забруднюючих речовин в моря, викликає розвиток процесів евтрофікування в шельфових областях і виникнення гіпоксії [4].

В даний час, у зв'язку з ростом розвідувальних робіт і видобутку вуглеводневої сировини на шельфі Чорного і Каспійського морів, в техногенну діяльність втягується все більша товща вод. При цьому, часто виникає суперечність між раціональним використанням біологічних ресурсів морів і інженерними розробками. Це визначає необхідність більш детального вивчення гідрологічної структури та динаміки вод внутрішніх морів.

4.1 Загальні риси гідрологічної структури внутрішніх морів

Чорне та Каспійське моря розташовані в одному широтному поясі на кордоні між помірною і субтропічною зонами. Їх середні широти складають, приблизно, 43.5 і 41.5° півн.ш.

Річні притоки тепла в Чорне та Каспійське моря більш ніж на порядок менше потоків, пов'язаних з сонячним і ефективним випромінюванням, витратами тепла на випаровування. Річний приплив прісних вод в Чорне море становить близько 200 км³, в Каспійському морі він відчуває багаторічні варіації близько нуля (див. Таблиці 2.1, 2.2). Менший приплив вологи в Каспійське море пов'язаний з його більш близьким розташуванням до центрально - азіатської аридної області.[32]

Позитивний прісноводний бюджет Чорного моря, на відміну від близько-нульового в Каспійському морі, майже цілком обумовлений перевищенням атмосферних опадів, над випаровуванням. Річна сума опадів у Чорному морі становить близько 240 (в Каспійському морі - близько 75км³), а річковий стік і випаровування в обох морях мають досить близькі річні обсяги, відповідно, 340

(300) км³ і -380 (-375) км³. Всі компоненти теплового і прісноводного бюджетів обох морів схильні до значного річного циклу мінливості з амплітудами, порівнянними з їх середньорічними значеннями.

Більший приплив прісних вод в Чорне море призводить до більшої теплоізоляції його підповерхневих вод, особливо в період прогріву. Це проявляється у вертикальному розподілі середньорічних значень температури води. Незважаючи на менший річний приплив тепла в Чорне море середня по акваторії і за рік температура води його поверхневого шару 14.8°C майже не відрізняється від аналогічної величини в Каспійському морі (15.0°C). Однак уже на горизонті 20 м чорноморські води з температурою 11.4°C на 2°C холодніше каспійських (13.4°C), а на 30 м ця різниця досягає максимуму -2.9°C. До горизонту 100 м різниця середньорічних температур зменшується до нуля, а на глибині 800 м вже чорноморські води з температурою 8.9°C майже на 3°C тепліше південно-каспійських (5.8°C).

В обох морях є сірководневий шар. У Чорному морі він значно могутніше - позбавлена морського життя сірководнева зона починається з глибини 100-120м, так що займає вона значну частину обсягу чорноморських вод. Тут мешкають тільки анаеробні бактерії. У районах прибережного апвелінгу при стійких вітрах, що дмуть з берега, сірководень виходить на поверхню моря. В Каспійському морі сірководень зустрічається на глибинах, починаючи з 400-600м, так що в мілководному Північному Каспії він не відзначений. [32]

Товщина верхнього шару зі статистично значущим річним циклом мінливості температури води, коли різниця між максимальним і мінімальним місячними значеннями перевищує помилки їх оцінок, в Чорному морі становить 50 м, в Каспійському - 75 м. Мінімальна середньомісячна температура води в цьому шарі в обох морях спостерігається в лютому-березні. Максимальна місячна температура води в верхньому 15-м шарі Чорного моря досягається в серпні. Зі збільшенням глибини спостерігається запізнювання максимуму в часі: на горизонті 50 м він настає в грудні. У Каспійському морі максимум місячної температури у всьому верхньому діяльному 75-м шарі має місце в серпні. Це - ще один прояв ефекту більшого перевищення випаровування над опадами в Каспійському морі в порівнянні з Чорним, що пов'язано з більш інтенсивною вертикальною конвекцією, що супроводжує процес випаровування.

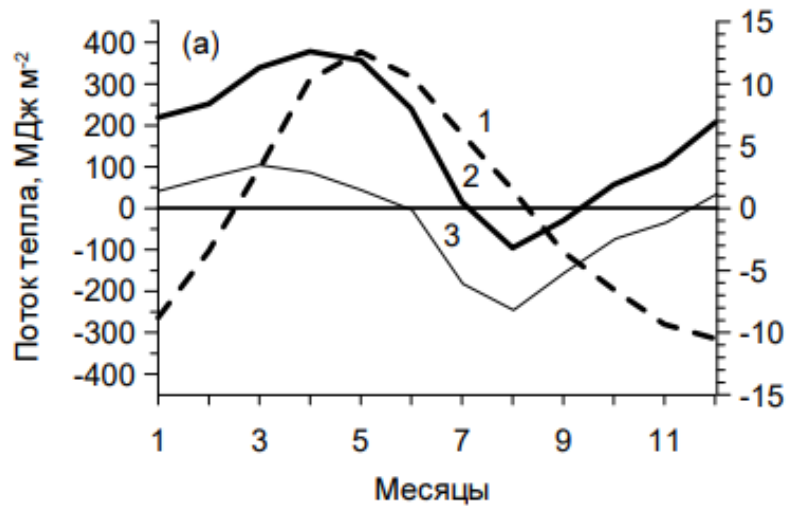


Рис. 4.1. Кліматичні річні цикли місячних потоків: тепла 1 (МДж м^{-2}) і вологи 2 (див шару), а також його компонента за рахунок різниці опадів-випаровування 3 (див шару) через поверхню Чорного моря. [32]

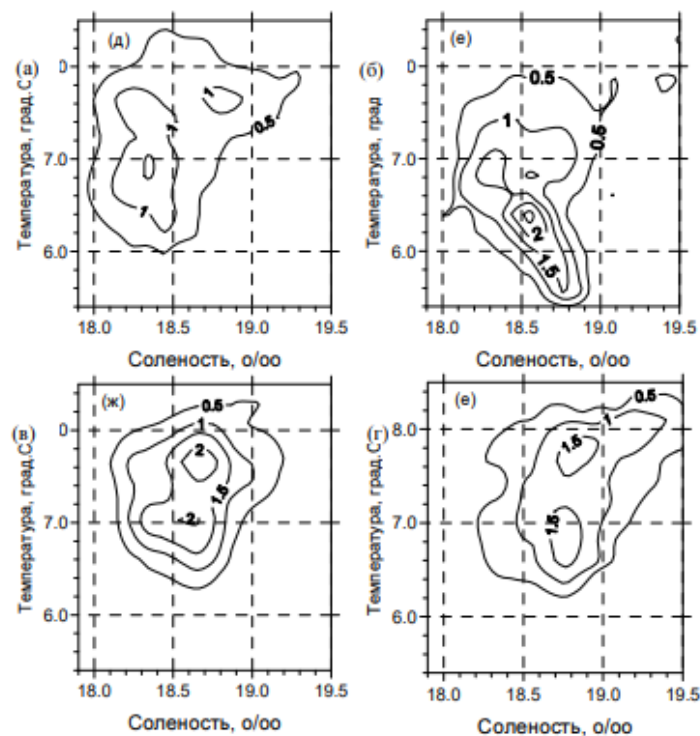


Рис. 4.2. Статистичні T, S-діаграми (повторюваність в% T, S-індексів в осередках $0.1 \text{‰} \cdot 0.2 \text{°C}$) вод ядра ХПС для прибережної (а, в) і центральної (б, г) областей Чорного моря в лютому (а, б) і серпні (в, г). [32]

Дуже різняться в обох морях вертикальне поширення хвилі опріснення вод, пов'язаної з підвищеним весняним прісноводним припливом. Якщо в

Каспійському морі він обумовлений річковим стоком, то в Чорному морі - ще й позитивною різницею опади-випаровування (див. рис. 4.1.2).

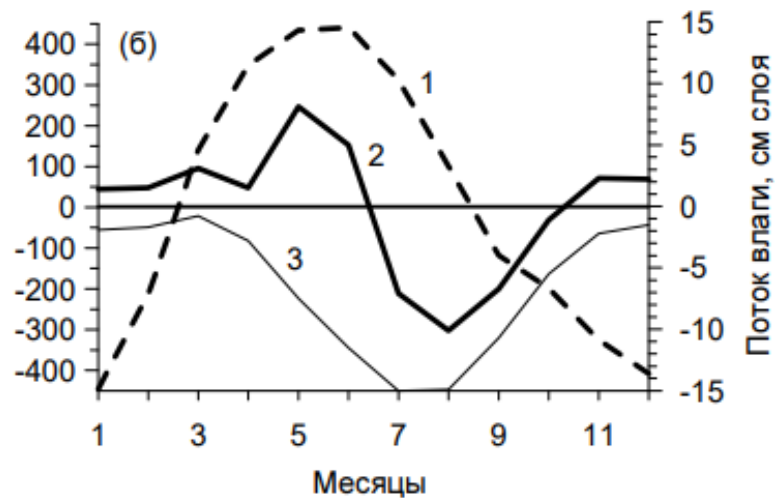


Рис. 4.3. Кліматичні річні цикли місячних потоків: тепла 1 (МДж м⁻²) і вологи 2, а також його компонента за рахунок різниці опади-випаровування 3 через поверхню Каспійського моря. [32]

У відкритій частині Чорного моря відповідний мінімум місячної солоності в поверхневому шарі спостерігається в червні (на 0.3-0.5 ‰ менше максимуму в лютому), на 10м — в серпні, а у вересні з початком конвективного перемішування одночасно спостерігається у всьому шарі від 15 до 50 м, де різниця між мінімумом і максимумом солоності вже не перевищує 0.1 ‰. У відкритій частині Каспійського моря статистично значимий мінімум місячної солоності спостерігається лише в верхньому 15 метровому шарі в травні-червні і ступінь його вираженості набагато менше. У поверхні моря солоність в цей час лише на 0.1-0.2 ‰ менше максимуму в січні, а вже в липні-серпні вона підвищується приблизно на ту ж величину. Таким чином, підвищення літне перевищення випаровування над опадами в Каспійському морі швидко ліквідує ефект весняного паводкового опріснення його поверхневих вод.

Відмітна риса Чорного моря в шарі від 150 до 2000 метрів — квазіоднорідність температури води (підвищення з глибиною від 8.5°C до 9.0°C). Солоність води при цьому зростає з 20.9 ‰ до 22.3 ‰. В основній товщі вод Каспійського моря (50-800 метрів), навпаки, солоність води відносно квазіоднорідна (навіть в останні десятиліття підвищення з глибиною становить від 12.6 ‰ до 13.1 ‰), а температура води зменшується з 10.4°C до 5.8°C в Південному і 4.8°C в Середньому Каспії. Ці відмінності обумовлені розглянутими вище особливостями вентиляції глибинних вод розглянутих морів. У Каспійському морі глибинні шари оновлюються за рахунок охолоджених зимових шельфових вод, солоність яких в цей сезон найбільш близька до солоності глибинних вод. У Чорному морі оновлення глибинних вод йде за рахунок припливу через протоку Босфор солоних і теплих вод з Мармурового

моря. В умовах гідростатичної ізоляції від верхнього шару вирівнювання температури глибинних чорноморських вод відбувається набагато швидше.

Як уже зазначалося, відмінності основних рис вертикальної термохалінної структури вод Чорного і Каспійського морів обумовлені не тільки наявністю у першого з них і відсутністю у другого водообміну з іншими регіонами Світового океану, а й відмінностями в рівні значень і сезонної мінливості різниці опади-випаровування. Решта зовнішніх чинників, включаючи річковий стік, в цьому сенсі мають набагато менше значення.

Безумовно, спільною рисою реакції гідрологічних умов Чорного і Каспійського морів на багаторічні варіації зовнішніх атмосферних впливів можна назвати домінуючу термодинамічну роль змін солоності в діяльному шарі Чорного моря і у всій товщі вод Каспію. При цьому солоність не тільки безпосередньо впливала на щільну стратифікацію вод морів, а й служила тригером термічної мінливості в їх поверхневому шарі, яка в теплу половину року посилювала солоні та щільні ефекти.

Досвід показує, що складність і багатофакторність багаторічних гідрологічних процесів в морях, а також наявність кліматичних режимних зрушень роблять безуспішними більшість спроб встановити їх статистичні достовірні кількісні зв'язки з зовнішніми атмосферними впливами, які могли б бути реально використані в прогностичних цілях.

5 ЛОКАЛЬНІ ОСОБЛИВОСТІ ГІДРОЛОГІЧНОЇ СТРУКТУРИ

5.1 Чорне море

Прісні води, що надходять в Чорне море з річковим стоком і опадами, розподіляються течіями і турбулентністю в верхньому шарі моря товщиною від 5 до 10 метрів навесні і влітку, до 30-60 метрів в кінці зими. Солоність води в цьому шарі зазвичай знаходиться в межах 17.5-18.5 ‰. Солоні (близько 35.6 ‰) води Мармурового моря надходять через Босфор з Нижнебосфорською течією в південно-західну частину моря на горизонті близько 60м і поширюються в більш глибоких шарах. Таким чином, горизонт 60 метрів служить кордоном між розпрісненими водами верхнього шару і більш солоними водами нижчих шарів, що утворилися при безпосередньому впливі вод Нижнебосфорської течії. нижче 500м розташовується глибинна водна маса (ГВМ), води якої займають до 70% обсягу всього Чорного моря і формуються під впливом геотермальних джерел тепла, що робить їх трохи більш теплими, ніж розташовані вище води холодної проміжної водної маси (ХПВМ), що утворюють холодний проміжний шар (ХПШ). Традиційно вважається, що природними межами цього шару є поверхні з температурою 8 °С. [32]

В кінці зими (лютий-березень) температура вод поверхневого шару Чорного моря не перевищує 9°С і ПВМ (поверхневу водну масу) разом з ХПВМ можна розглядати як одну водну масу.

До кінця літа (серпень-вересень) близько 1/3 цього обсягу з температурою вище 8°С виділяється як ПВМ.

Основні риси вертикальної Т, S-структури вод Чорного моря показані на рис. 2.4. Верхній перемішаний шар (ВПШ) Чорного моря в теплий період року має товщину менш 10м (див. рис. 5.1.1, а). В цей час його підстилає шар сезонного пікнокліну (термокліна), теж тонкий (10-20м), але з більш високими вертикальними градієнтами температури (0.2-0.3°С м⁻¹) і, відповідно, щільності вод (0.10-0.15кг м⁻⁴).

Представлена на рис. 5.1.1 Т, S-структура вод Чорного моря обумовлена слабкою вертикальною турбулентною дифузиею нижче ВПС, яка характеризується коефіцієнтами порядку 10⁻⁵м²с⁻¹, що на 1-2 порядки менше звичайних значень у відкритому океані. Причина такого слабого вертикального турбулентного обміну - великі відмінності в щільності первинних водних мас (прісноводної і Мраморноморської), що надходять в Чорне море ззовні.

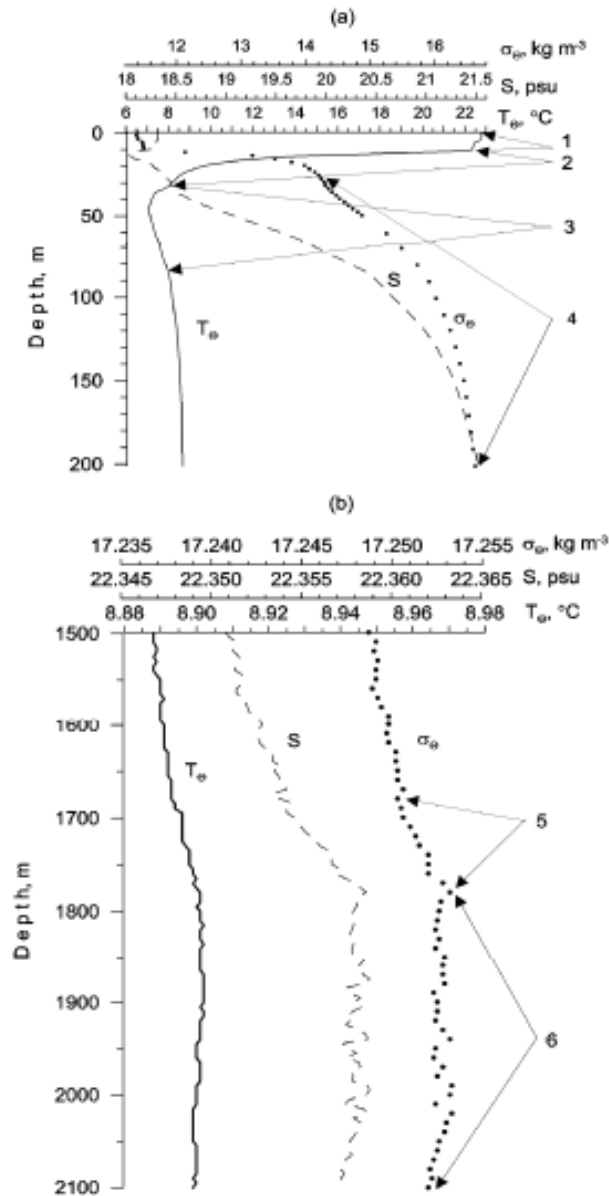


Рис. 5.1. Вертикальні профілі потенційної температури (T_{θ} , $^{\circ}\text{C}$), солоності води (S , ‰) і потенційної щільності (σ_{θ} , kg m^{-3}) в верхньому 200 м шарі в центральній частині Чорного моря в серпні 1995 року (а) і в глибинному шарі нижче 1500м, середні за даними CTD зондірованих за 1985-1993 рр. (Б). 1 - верхній квазіоднородний шар, 2 - сезонний пікнокліну, 3 - холодний проміжний шар, 4 - постійний пікнокліну (основний бароклінной шар), 5 - глибинний пікноклін, 6 - придонний квазіоднородний шар[32]

До кінця зими на більшій частині акваторії моря товщина ВПС зростає до 30-60м внаслідок термічної конвекції. В цей час ВПС обмежений знизу шаром основного пікнокліну (халокліна), з вертикальними градієнтами щільності до $0.03\text{-}0.04\text{kg m}^{-4}$, постійно існуючим в Чорному морі в діапазоні

глибин від 30- 60 до 150-200м. У пригирлових областях Чорного моря товщина ВПС менш 10м навіть взимку внаслідок великих вертикальних градієнтів солоності вод.

Абсолютний мінімум температури води в Чорному морі зазвичай знаходиться у верхній частині основного пікноклину і має значення 6.5-7.5°C.

Лише в суворі зими він розташовується в ВПС. Шар з температурою води менше 8°C (ХПШ), в якому знаходиться цей мінімум в теплий період року, зазвичай розглядають як прошарок між сезонним і основним пікноклином Чорного моря з невеликим локальним зменшенням вертикальних градієнтів щільності. Однак можна вважати, що ХПШ влітку цілком знаходиться у верхній частині основного пікноклину.

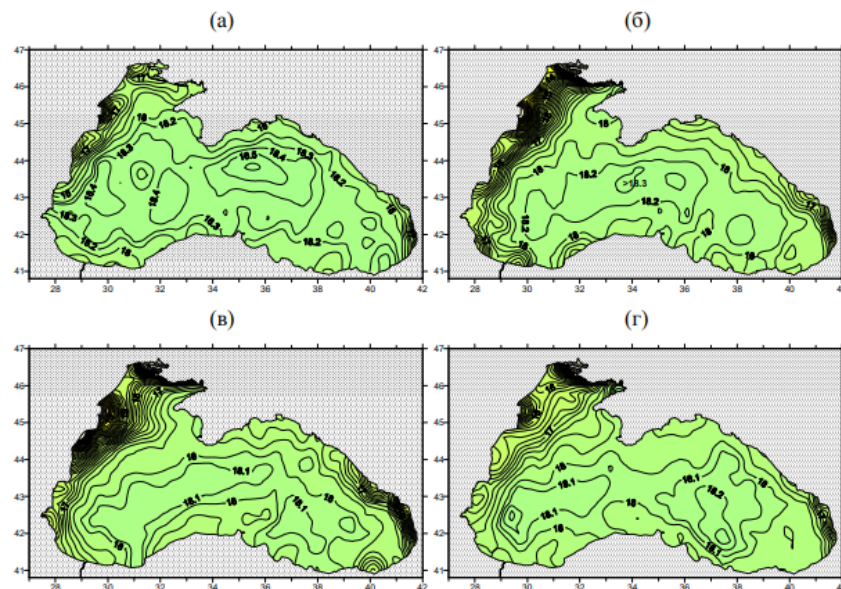


Рис. 5.1.2. Кліматичні поля солоності (‰) вод поверхневого шару Чорного моря в лютому (а), травні (б), червні (в) і вересні (г)

Активна гідродинаміка верхнього шару моря викликає відповідні коливання гідрологічних характеристик і, як наслідок, формує складну статистику їх взаємозв'язків. В якості ілюстрації цього положення на рис. 5.1.3 наведено статистичні діаграми повторюваності T-S - індексів вод ядра ХПШ.

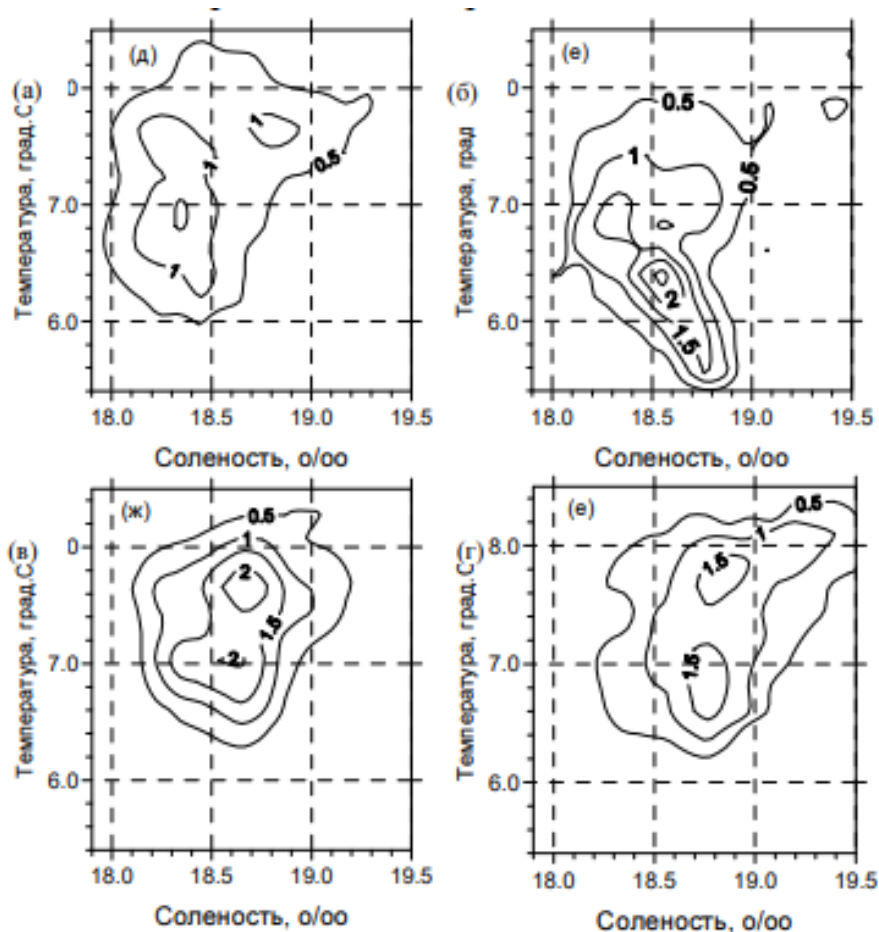


Рис. 5.1.3. Статистичні T, S-діаграми (повторюваність в % T, S-індексів в осередках $0.1\text{ ‰} \cdot 0.2^\circ$) вод ядра ХПС для прибережної (а, в) і центральної (б, г) областей Чорного моря в лютому (а, б) і серпні (в, г). [32]

5.2 Каспійське море

Як і в Чорному морі, географічне розташування Каспійського моря в середніх широтах сприяє формуванню чітко вираженого річного циклу мінливості температури його поверхневих вод з неоднорідним за широтою розподілом зимових значень і квазіоднородним розподілом літніх величин.

Формування вод всій товщі Каспію відбувається в його поверхневому шарі. На найбільші глибини проникають зимові поверхневі води в результаті глибокого конвективного перемішування або стікання по материковому схилу.

Іншим наслідком ізолюваності Каспійського моря є підвищена чутливість його гідрологічного режиму до багаторічних варіацій зовнішніх впливів. Сезонність термічного режиму вод простежується в верхньому шарі Каспійського моря товщиною до 100м. Нижче температура досить стабільна в часі і однорідна по вертикалі. Значні сезонні варіації солоності (до 3-5 ‰) мають місце в поверхневому шарі пригирлових областей Каспію. На решті частини акваторії моря солоність протягом року змінюється не більше ніж на 0.5 ‰.

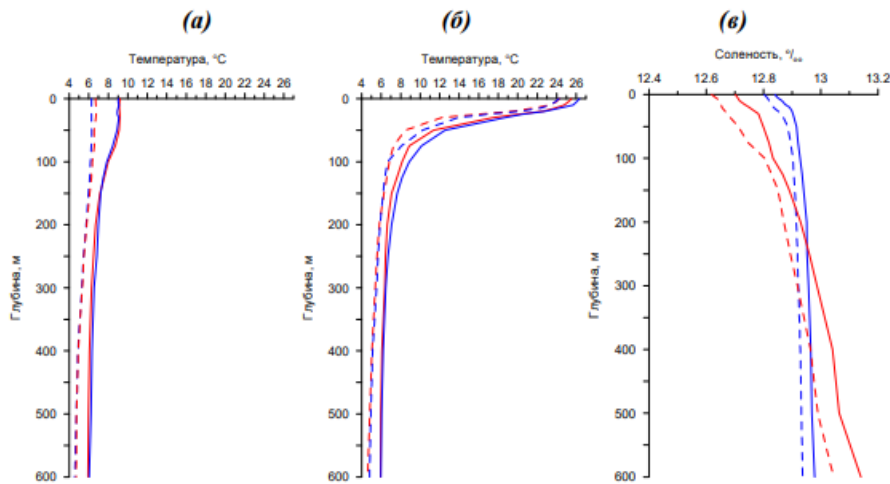


Рис. 5.2. - Кліматичні вертикальні профілі середніх значень температури (°С, а, б) і солоності (‰, в) вод глибоководних улоговин Середнього Каспію (щтрихові лінії) і Південного Каспію (суцільні лінії) в лютому (а, в) і серпні (б), середні за 1949-1977 рр. (Сині лінії) і 1978-2000 рр. (Червоні лінії). В середньому багаторічному режимі за 1949-1977 рр. солоність була квазіоднородна у всьому шарі від поверхні до дна (рис. 2.8, г, сині лінії). У 1978-2000 рр. сформувалася стійка соленистна стратифікація вод (рис. 2.8, г, червоні лінії). [32]

У верхньому 200-300-м шарі ці зміни відбуваються внаслідок опріснення вод, нижче - в результаті збільшення їх солоності. Останнє стало наслідком надходження в глибинні шари каспійських улоговин особливо солоних вод в 1970-і роки. Взимку однорідний по температурі і солоності конвективний шар на найбільш північному і мілководному розрізі Чечень-Мангишлак проникає до дна, в Середньому Каспії - приблизно до 100 м, на Апшеронському порозі - до 80м, в Південному Каспії до 50-70м. Максимум температури над верхньою частиною східного схилу пов'язаний з адвекцією теплих вод з півдня на північ.

Взимку виділяються два протилежні процеси - опріснення тонкого верхнього шару біля західного берега Каспію і стікання в глибоководні улоговини солоних вод. Влітку домінуючою рисою термічної структури вод Каспію є інтенсивний термоклін в шарі від 10-15 до 50-70 м. У східному напрямку він піднімається до поверхні на 15-30м внаслідок річного апвелінгу.

Температура води поверхневого шару Каспійського моря представлена на рис. 5.2.1. У квітні (див. Рис. 5.2.1, б) найбільш швидко прогрівається центральна частина Південного Каспію і мілководдя Північного Каспію. У серпні (див. Рис. 5.2.1, г) за межами зони апвелінгу ТПС стає найбільш однорідним. До жовтня сліди апвелінгу зникають і поступово формується зимовий тип термічної структури поля ТПС. [32]

Основний елемент структури поля солоності Каспійського моря - солонна фронтальна зона в його північній мілководній частині (рис.5.2.3).

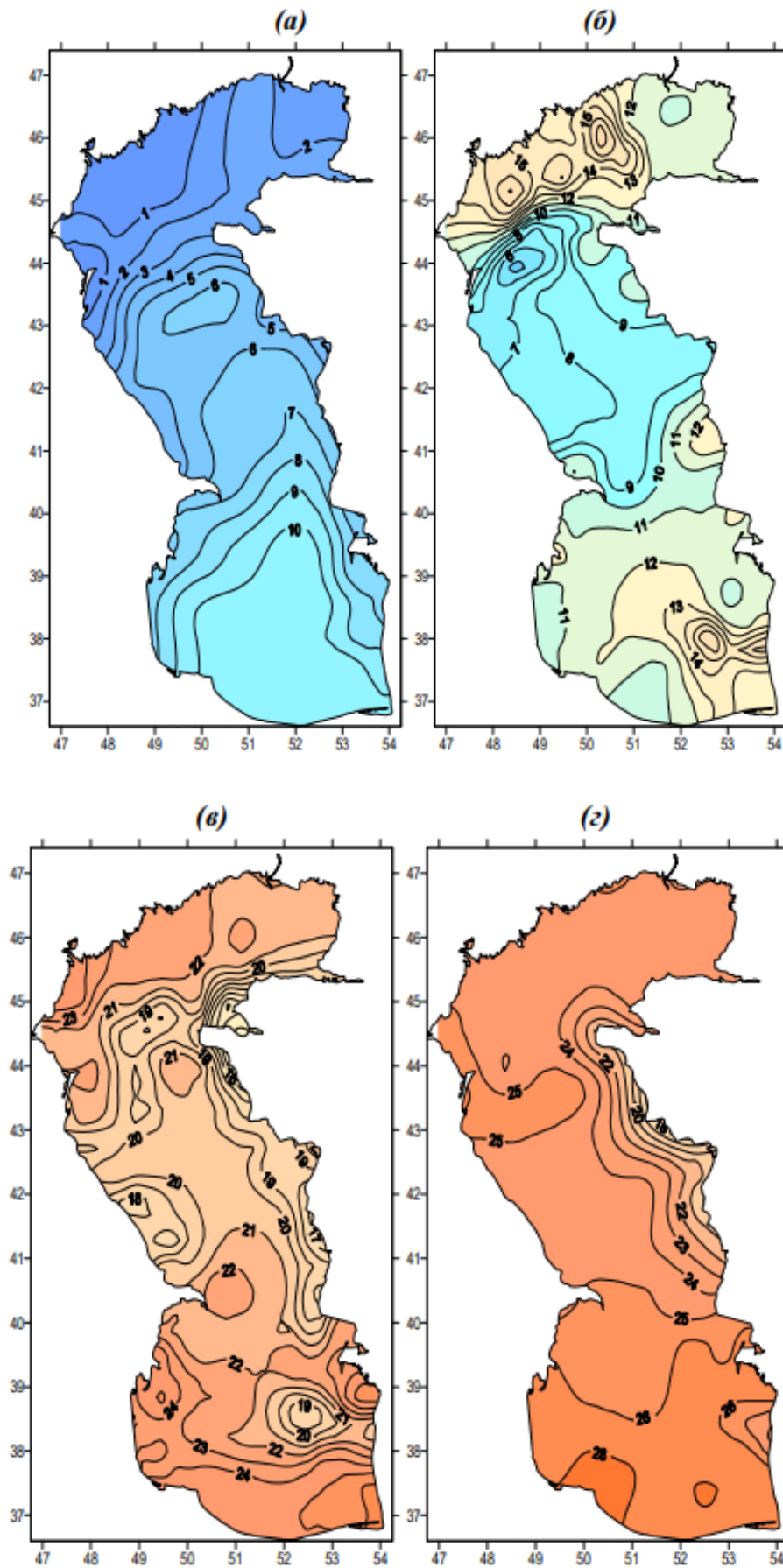


Рис. 5.2.1. Кліматичні поля температури ($^{\circ}$ C) вод поверхневого шару Каспійського моря в лютому (а), квітні (б), червні (в) і серпні (г). [32]

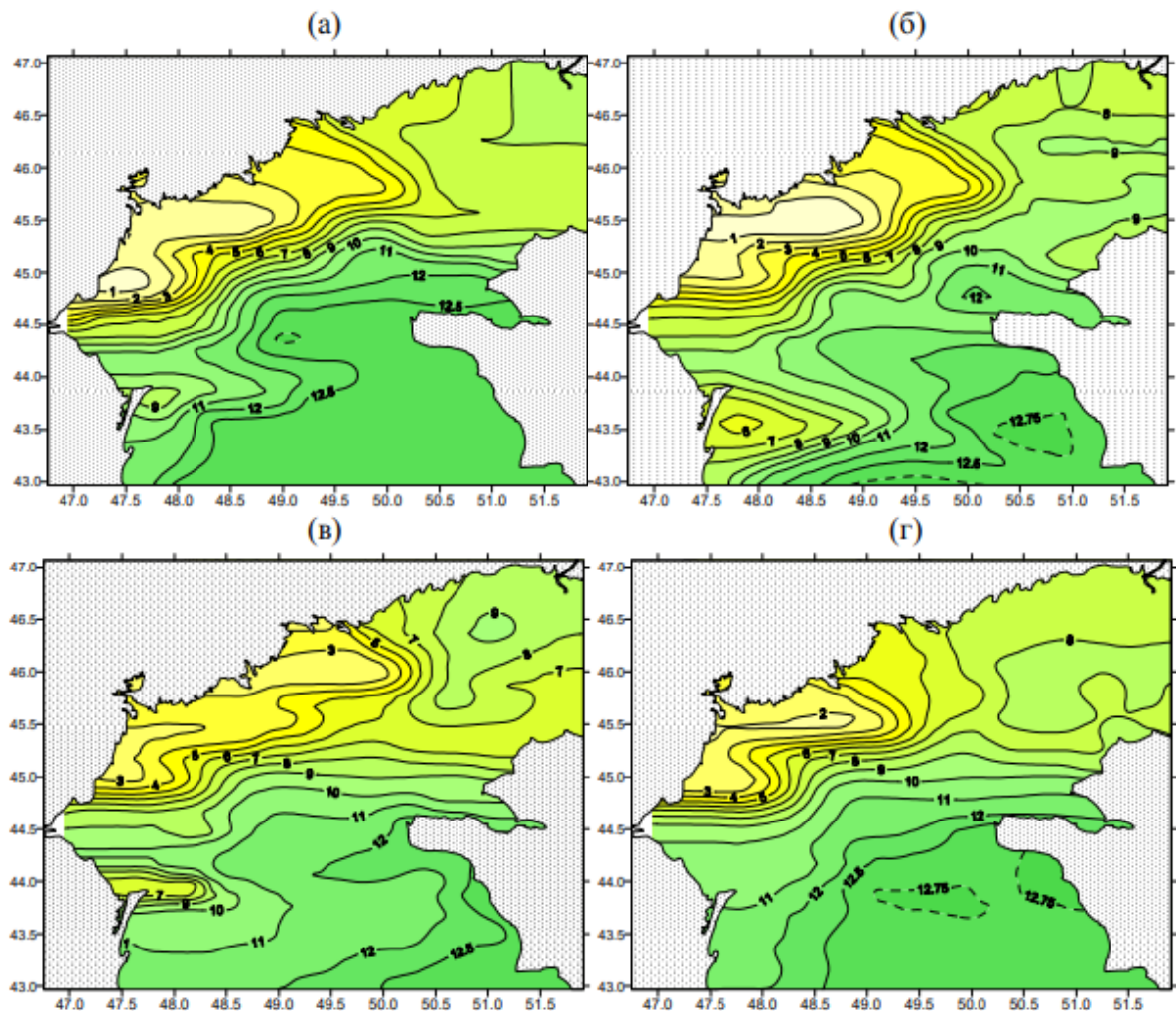


Рис. 5.2.2. Кліматичні поля солоності (‰) вод поверхневого шару Північного Каспію в квітні (а), червні (б), серпні (в) і жовтні (г). [32]

Аналіз кліматичної весняно-літньої еволюції поля поверхневої солоності Каспійського моря показав, що в цілому вона приблизно в рівній мірі обумовлена зовнішніми факторами: річковим стоком, випаровуванням і вітровими впливами. Однак кожен з них переважає на певному етапі еволюції: річковий стік - в період повеневого вторгнення в Каспійське море прісних вод (травень-червень), випаровування - дещо пізніше (липень-вересень). Слід ще раз відзначити, що на відміну від Чорного моря, вплив солоності на гідродинаміку Каспію значно поступається впливу температури. При цьому найбільш динамічно активним є поле температури на горизонті 20 м, де в середньому розташовується сезонний термоклін. Ефекти апвелінгу біля берегів і компенсаційного даунвеллінга в центрі Середнього Каспію і на заході Південного Каспію в повній мірі проявляються через місяць після початку дії

зганяючи вітрів. Гідродинамічна активність вод Каспію глибше 20м швидко убуває з глибиною.

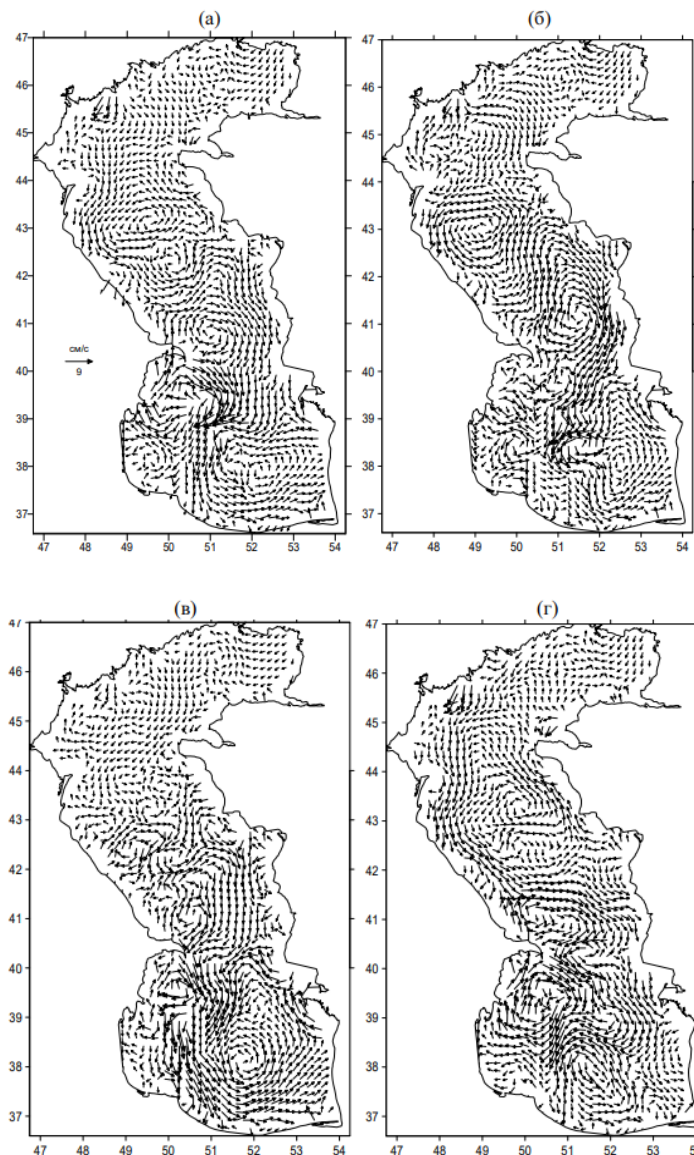


Рис. 5.2.3. Кліматичні поля векторів течій поверхневого шару Каспійського моря, середні по сезонах: (а) зимового (січень-березень), (б) весняному (квітень-червень), (в) річному (липень-вересень) і (г) осінньому (жовтень- грудень).

Річний апвелінг біля східного берега Каспію за своїми прямими і непрямими наслідками можна вважати найважливішим динамічним процесом в масштабах всього моря. У мілководній частині Північного Каспію роль дрейфових течій зростає, тому циркуляція вод тут найменш стійка у напрямку і швидкості, хоча в цілому переважають північно-східні і південно-західні

перенесення вод уздовж основної північнокаспійської фронтальної зони. В екстремальних штормових умовах в Північному Каспії можливі швидкості течій більше $1 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ і зміни рівня на 2-3м. У синоптичному діапазоні мінливості течій Каспійського моря переважають коливання з періодами від 2-3-х діб до 1-2-х тижнів, пов'язані з дією вітру. У більш високочастотному діапазоні домінують течії, пов'язані з інерційно-гравітаційними хвилями і сейшами. [32]

6 ГІДРОЛОГІЧНІ ФАКТОРИ ФОРМУВАННЯ КИСНЕВОГО РЕЖИМУ ВНУТРІШНІХ МОРІВ

Робота являє собою огляд літературних джерел з проблеми, які дозволяють дати оцінку сучасному стану газообміну пелагіалі та абіссалі морських басейнів. У роботі використано системний підхід, в основі якого лежить розгляд об'єкта як системи - сукупності взаємодіючих об'єктів. В узагальненому комплексному визначенні пелагіалі та абіссалі повинні бути відображені розташування, особливості природних умов що формують їх процеси. Для розрахунку кількісних характеристик в гирлових областях річок в роботі використані дані прямих вимірювань [2] отримані автором при проведенні численних експедиційних досліджень. [6]

6.1 Обговорення результатів

Для порівняння з внутрішніми морями Євразії доречно розглянути гідрологічні умови Середземного моря, які досить добре викладені в світовій науковій літературі. Середземне море пов'язане з Атлантикою широкою (від 14 до 44 км) Гібралтарською протокою. У Гібралтарській протоці на різній глибині течії направлені в протилежні сторони. Поверхнева течія направлена з Атлантики в Середземне море, а глибинна течія - в Атлантичний океан.

Солоність Атлантичних вод близько 36 ‰, а середземних - близько 38 ‰.

У Чорному морі ситуація протилежна: поверхнева течія виносить чорноморські води, з солоністю менше 20 ‰ в Середземне море, а води з підвищеною солоністю (рис. 6.1.1) надходять з Середземного моря в Чорне.

Виходячи з протоки з Нижнебосфорською течією, солоні води поширюються на північний захід на шельф в вигляді квазістаціонарного руху вод з солоністю більше 20 ‰ в шарі 40- 100 м. Досягаючи краю шельфу, солоні щільні води стікають по схилу, заповнюючи глибинні шари чорноморської улоговини і утворюють горизонтальні інтрузії в шарі основного пікнокліну (~ 100-300 м) [21]. Формування стійкої густинної вертикальної стратифікації відноситься до чинників, які обмежують вертикальний газообмін. До іншого фактору відноситься процес зимової вертикальної циркуляції, яка в основному виражена в північно-західній частині моря і формує холодний проміжний шар (ХПШ). Третій фактор відзначений в [22] як найбільш відомі у світовій кліматології режимні зміни 1976-1978 рр. У Чорному морі зміни проявилися в подальшому зниженні (до середини 1990-х рр.) зимової температури і солоності

поверхневого шару і ХПШ, а також у підвищенні річної поверхневої температури води, що призвело до посилення статичної стійкості основного бароклінного шару на 14% і підвищеної консервації в ньому холодних проміжних вод. Вплив річкового стоку відноситься до загальних факторів, що формують гідрологію Чорного, Каспійського та Азовського морів. В цілому гідрологічна структура вод морів створюється шляхом взаємодії процесів горизонтальної та вертикальної турбулентності і циркуляції вод, що викликаються різними факторами - полем вітру, потоками тепла і водних мас через поверхню моря, полем щільності та впливом конфігурації берегів.

Гідрологічні умови в різних частинах моря істотно залежать також від водообміну між ними. Слід зазначити, що проблема розвитку придонної гіпоксії на мілководному шельфі Чорного моря або в Азовському морі, є результатом антропогенного евтрофікування, широко відомий і механізм процесу представлений у багатьох роботах, наприклад, в [2,6, 23-27]. Однак порівняння глибоководних ділянок Чорного і Каспійського морів і динаміки дефіциту кисню в сучасних умовах практично не проводилися і також представляють певний інтерес.

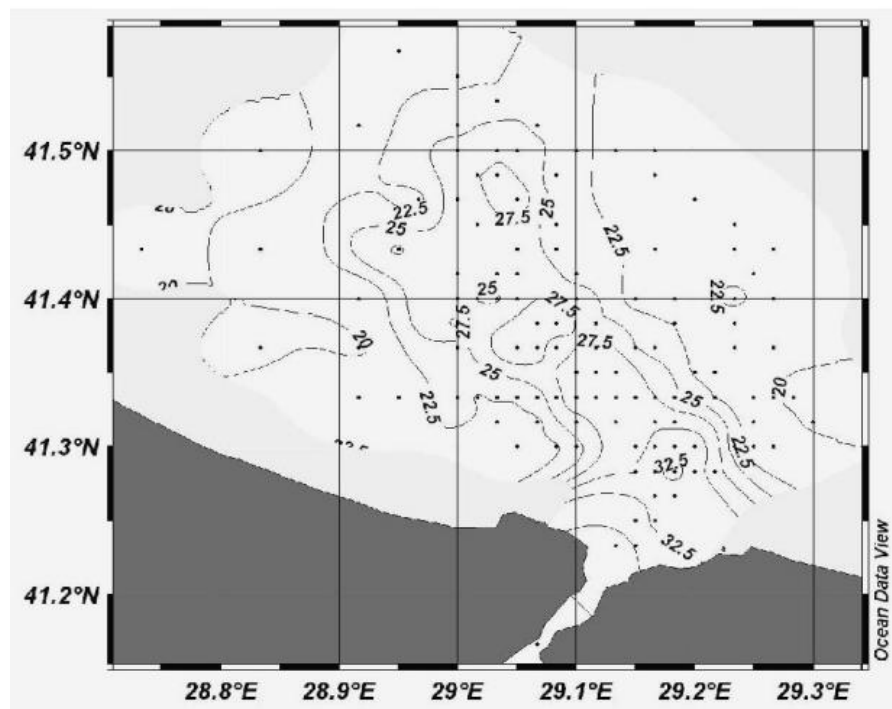


Рис. 6.1. - Розподіл солоності (‰) води придонного шару на прібосфорском шельфі в весняний сезон, по [28]

Каспійське море повністю ізольовано від Світового океану, тобто строго кажучи, не відповідає визначенню моря. Однак, в науковому середовищі вважається, що термін море для Каспію в більшій мірі справедливий, ніж озеро.

Для цього є багато причин. Перш за все, враховується фактор океанічного походження Каспію. Існуючий в минулому зв'язок між водами Каспійського моря з Чорним підтверджується і спільністю фауни обох басейнів.

І, головне, сольовий склад вод Каспію практично ідентичний водам Світового океану і практична солоність визначається по хлору (морська вода - хлоридного класу натрієвої групи, річкова вода - гідрокарбонатно класу і кальцієвої групи). Можна розділити сольову систему Каспію на чотири внутрішньо однорідних типів вод: пригирлові, опріснені, морські і култучні води. Для пригирлових вод з мінералізацією до 3-4 г/кг характерний інтенсивний осад карбонатів і мінливість міжонних співвідношень. Перехід до морського типу відбувається при солоності 11-12 ‰ і обумовлений явними змінами в сольовому складі вод. Власне морські води займають основний об'єм западини Каспійського моря (більше 98%) [29]. У Каспійському морі режимні зміни 1976- 1978 рр. супроводжуються зміною типу термохалінної стратифікації вод: від субтропічного з абсолютним річним максимумом солоності в поверхневому шарі і вертикальною гомохалінністю в інші сезони до субполярного зі стійкою стратифікацією, що призвело до двократного збільшення статичної стійкості вод нижче 100 м, майже повного припинення вентиляції глибинних вод Каспію і надзвичайного зменшення в них концентрації розчиненого кисню. Тоді як раніше зазначалося, що в замкнутому Каспійському морі конвективне перемішування грає першорядну роль в формуванні гідрологічної структури вод, вентиляції придонних шарів. Завдяки активно розвиненим процесам конвекції, що охоплюють всю товщу вод моря, відбувається інтенсивний обмін між верхніми і глибинними шарами [6,22,30].

Особливість вертикальної гідрологічної структури вод Каспійського моря така, що в ньому, на відміну від Чорного моря, не утворюється холодного проміжного шару на нижній межі зимової циркуляції. У тих районах Каспію, де циркуляція поширюється до дна, відбувається вирівнювання температури і щільності по вертикалі. Там же, де вона до дна не доходить, температура охопленого нею шару залишається вище, ніж нижчих шарів, що також виключає можливість утворення холодного проміжного шару. За даними за 1956-1975 рр., товщина шару, охопленого зимовою конвекцією, становила 150-200 м в Середньому Каспії, 100- 150 м на Апшеронському порозі і 80-150 м в Південному Каспії (рис. 6.2). Разом із зимовою вертикальною циркуляцією

важливу роль у формуванні та вентиляції глибинних і придонних шарів води грає густинний стік вод з північних районів моря. Холодні води з високою щільністю формуються в великому мілководному районі поблизу кромки льоду в Північному Каспії і на північному схилі середньокаспійської западини.

Сильне вихолоджування, а також осолонення при льодоутворенні створюють умови для утворення тут вод з такою щільністю, яка дозволяє їм стікати по схилах дна в глибинні шари середньокаспійської западини. Зимово вертикальна циркуляція розвинена по всій акваторії Каспію, але з огляду на зменшення величини охолодження в напрямку з півночі на південь глибина її поширення також зменшується в цьому напрямку. У верхньому шарі води, охопленому зимовою вертикальною циркуляцією, спостерігається однорідний розподіл температури, солоності, щільності води, високий вміст кисню. Нижня межа перемішаного шару чітко виділяється за підвищеними градієнтами цих характеристик. Таким чином, знаючи вертикальний розподіл гідрологічних і гідрохімічних параметрів в кінці періоду охолодження, можна досить точно визначити глибину поширення зимової вертикальної циркуляції в різних частинах моря (рис. 6.2). Формування та вентиляція глибинних вод Південного Каспію відбувається головним чином завдяки надходженню середньокаспійських вод через Апшеронський поріг і опускання їх уздовж схилу дна в глибинні шари південнокаспійської западини. Крім того, в Південному Каспії також існує можливість стоку більш щільних вод з східного шельфу - з Туркменської затоки та інших районів, але зимове охолодження тут менше, ніж у середній частині моря. Процес більш щільного стоку холодних вод в придонні шари середньокаспійської западини супроводжується підвищенням в них вмісту кисню до 3,5-4,0 мл / л в шарі від 400 м до дна. У той же час на проміжних глибинах вміст кисню нижче (2,5 3,0 мл / л) [6,30].

В роботі [31] аналізуються багаторічні коливання вмісту розчиненого кисню в глибинних шарах Каспійського моря. В ході роботи Каспійської експедиції 1914-1915 рр. нижче 400-500 метрів були зафіксовані концентрації кисню, що не перевищують 2 мл / л. У дна кисень не був виявлений зовсім.

Через 20 років, під час досліджень С. В. Бруевича, коли, як і зараз, спостерігався високий рівень моря, концентрації кисню в глибинних шарах Південного Каспію були дуже малі і становили в середньому всього 0,5 мл / л.

Більш того, в придонному шарі Південного Каспію був виявлений сірководень в концентраціях 0,1-0,3 мл / л.

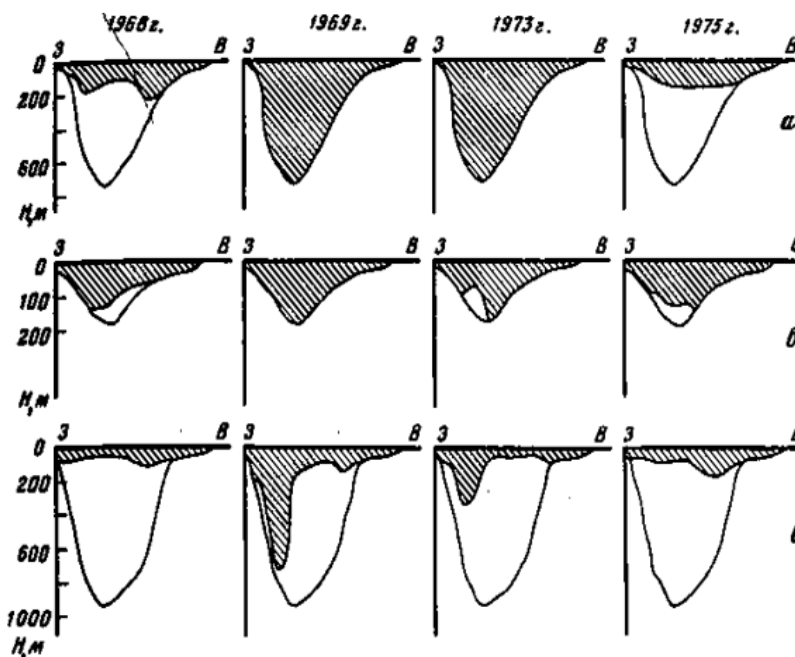


Рис. 6.1.2. - Глибина поширення зимової вертикальної циркуляції (штрихування) на розрізах Дівич-Кендерлі (а), Житловий-Куули (б) і Куринский Камінь-Огурчинській (в) в лютому 1968 1969 1973 1977 рр., По [12].

Різде зниження рівня моря в 30-ті роки значно змінило гідрохімічний режим моря. Відбулося значне збагачення придонних шарів за рахунок більш інтенсивної зимової вертикальної циркуляції в умовах збільшення солоності поверхневого шару, оскільки провідна роль у формуванні гідрологічної структури моря належить саме процесам конвективного перемішування [30].

При зниженні рівня моря дефіцит кисню в придонних шарах западин Середнього і Південного Каспію сильно зменшився. До кінця 50-х - початку 60-х насичення киснем глибинних вод Середнього Каспію на горизонтах 400 і 600 м зросла на 11 і 16% відповідно, в порівнянні з 1930 1940 рр. Зазначалося посилення осінньо-зимової конвекції і зростання придонних концентрацій до 3,0-3,5 мл / л в Середньому Каспії і 2,0 мл / л в Південному. У 1977 році була досягнута мінімальна позначка рівня моря, після чого рівень почав підніматися.

У глибинних шарах спостерігався процес підвищення солоності і підвищення статичної стійкості каспійських вод. Проте, вміст кисню залишався високим аж до 1983 року, коли концентрації в глибоководних улоговинах Середнього і Південного Каспію склали відповідно 2,4 і 3,6 мл / л. Як зазначається в [30], послідовне зменшення вмісту кисню у дна з 1983 року по теперішній час відбувається відповідно до підвищення рівня моря. Дослідження

процесів, що визначають аерацію глибинних вод і наростання гіпоксії, показали, що високий рівень є лише необхідною, але недостатньою умовою виникнення сірководню. Гідролого-гідрохімічні дослідження, виконані в серпні-вересні 2002 р в Середньому і Південному Каспії показали наростання гіпоксії у дна в улоговині Південного Каспію в порівнянні з попереднім роком. У Південнокаспійській улоговині в 2001 році придонні значення кисню дорівнювали 1,4 мл / л на глибині 900 метрів, в той час як придонні значення розчиненого кисню в Середньому Каспії на глибині 700 м не перевищували 0,7 мл / л. Очевидно, що в Південному Каспії зимова вертикальна циркуляція не досягнула дна. Для повного вичерпання кисню та появи сірководню в придонних водах Середнього Каспію необхідно кілька теплих зим поспіль, коли конвекція не досягатиме дна. У Південному Каспії умовою утворення сірководню є, очевидно, кілька відносно прохолодних літніх періодів, коли не формуються високосолоні поверхневі води. Таким чином, для повного вичерпання кисню та появи сірководню потрібні аномальні умови, ймовірність настання яких невелика. Відсутність потужного пікноклину в Каспії забезпечує достатню аерацію глибинних вод, і для появи навіть невеликих кількостей сірководню потрібне поєднання аномальних умов, що обмежують зимову вертикальну циркуляцію [31]. У цьому основна відмінність періодичного формування сірководню в глибинних шарах Каспію до перманентного - в Чорному морі. В Азовському морі, в умовах мілководдя мінливість вертикального газообміну виражена короткочасно і відноситься до сезонних і мезомасштабних процесів і, в більшій мірі, ідентична розвитку придонної гіпоксії в першу половину теплої пори року в північно-західній частині Чорного моря [2].

7 ФОРМУВАННЯ ПРИДОННОЇ ГІПОКСІЇ ТА СІРКОВОДНЮ НА ШЕЛЬФІ ЧОРНОГО МОРЯ

Як дані вимірювань в Одеській затоці використані спостереження, які регулярно виконуються гідрофізичною лабораторією Одеського державного екологічного університету, а саме: середньодобові вимірювання температури поверхневого шару морської води і повітря, солоності поверхневого шару морської води, рівня моря, швидкості і напрямку вітру, наявності сірководню зазначалася органолептичним методом. Зроблено оцінку просторового масштабу придонної гіпоксії за результатами зйомки інструментальних спостережень у вересні 2017р. на базі експедиційних досліджень Державної гідрографії України.[11]

7.1 Результати досліджень та їх обговорення

Відомо, що до головної проблеми прибережних і шельфових екосистем відноситься процес формування придонної гіпоксії і масової загибелі донних організмів. Це обумовлено великомасштабною евтрофікацією вод Чорного моря починаючи з 70-х років ХХ століття. У ряді публікацій детально описаний процес розвитку евтрофікації і встановлена залежність між придонною гіпоксією від гідрометеорологічних умов і ступеня трофності вод [11-16].

У весняний період, на початку повені, активізується процес фотосинтезу і починає бурхливо розвиватися первинна продукція фітопланктону. Коливання температури поверхневого шару на узбережжі носять чітко виражений сезонний характер - від 2 °С в січні до 22°С в серпні. При цьому мінімальні значення взимку можуть бути негативними - 0,4 °С, а максимальні в липні перевищують 27°С. Добовий хід температури на узбережжі при помірному вітрі і штилі може досягати 6°С. Вертикальна структура поля температури закономірно змінюється протягом року. Перед весняним прогріванням вся товща має ту ж температуру, що і поверхня. До травня формується прогрітий шар і добре виражений термоклин на глибині до 5 метрів з градієнтом до 1°С м⁻¹. До серпня в результаті прогріву і вітрового перемішування термоклин опускається до 15-20 м, а максимальні градієнти можуть досягати 3-5 °С · м⁻¹. На менших глибинах прогріта водна маса захоплює всю товщу. До листопада термовитрати з поверхні і зимова вертикальна циркуляція вирівнюють температуру від поверхні до дна. В цей час вона становить близько 10°С, а протягом зими до початку весняного прогріву поступово знижується до 2-4 °С у всій товщі. У

літній період в придонному шарі морського узбережжя відзначена закономірність утворення дефіциту кисню в міру заглиблення сезонного термокліна. Процес починається на малих (8-15 м) глибинах в червні і закінчується в липні, коли термоклін досягає дна і за рахунок вертикальної однорідності поліпшується аерація придонного шару. На глибинах понад 15 м нижня межа термокліна слід топографії морського дна. Придонний шар формується ізольованою водною масою, де в результаті окислення і відсутності джерел надходження кисню виникає придонна гіпоксія. Рідкісні адвективні струми можуть тимчасово поліпшити кисневий режим, але в цілому розвиток придонного гіпоксії стійко і триває до середини осіннього періоду. Повне скидання відбувається взимку, в результаті осінньо-зимової вертикальної конвекції [11,15, 17-19].

Відсутність регулярних спостережень у морях - моніторингу, змушує звертатися до непрямих даних, які можуть бути показниками стану морського середовища, зокрема, умов в придонному шарі - наявність або відсутність кисню і сірководню. Розглянемо вплив адвективних струмів а придонному шарі, як показників сучасного стану відкритого моря в межах українського шельфу. До причини, що викликає адвективні струми, відноситься діяльність вітру над поверхнею моря, який зумовлює квазіодноспрямоване протягом на поверхні моря і нахил рівня моря. При цьому за рахунок гравітаційної складової балансу сил, починає відбуватися вирівнювання рівня, а в придонному шарі виникає компенсаційне протягом зворотного напрямку. За умови зганяючи вітру, з боку берега у напрямку у відкрите море, формується протягом в море практично того ж напрямку, рівень знижується і, за рахунок компенсаційного течії в придонному шарі придонна водна маса починає переміщатися у напрямку до берега, зберігаючи при цьому всі властиві їй властивості. До цих властивостей відносяться, в першу чергу, температура, солоність і наявність або відсутність розчиненого кисню або сірководню. При цьому, безпосередньо у берегової лінії чітко проявляється явище апвеллінга (upwelling), тобто вихід на поверхню водної маси з іншими значеннями температури і солоності на відміну від фонових, характерних для теплого періоду року на чорноморському шельфі. За значеннями зниженої температури і підвищеної солоності можна судити про інтенсивність апвеллінга, або згону, а також визначити вертикальну швидкість в море знаючи місце розташування ізотерм і ізгалін в придонному шарі і органолептичним методом відзначити наявність сірководню у воді. вихід на поверхню водної маси з іншими значеннями температури і солоності на відміну від фонових, характерних для теплого періоду року на чорноморському шельфі.

За значеннями зниженої температури і підвищеної солоності можна судити про інтенсивність апвеллінга, або згону, а також визначити вертикальну швидкість в море знаючи місце розташування ізотерм і ізгалін в придонному шарі і органолептичним методом відзначити наявність сірководню у воді. вихід на поверхню водної маси з іншими значеннями температури і солоності на відміну від фонових, характерних для теплого періоду року на чорноморському шельфі.

Як зазначалося вище, на початку 90-х років, в період економічної кризи, було відзначене деяке скорочення надходжень забруднюючих і біогенних речовин з річковим стоком. Однак припущення про відновлення морської шельфової екосистеми зазнали краху. Значний пробіл в моніторингових дослідженнях з 2000 року по теперішній час не дозволяє адекватно оцінити сучасні умови, зокрема на відносному глибоководі - на глибинах понад 20 м, де розвиток гіпоксії найбільш стійко і тривало. Крім того, умови гіпоксії і значні запаси біогенних речовин можуть депонувати в донні відкладення, які за певних умов провокують розвиток гіпоксії. За майже 50 - річний період евтрофікації на шельфі, такі запаси можуть бути досить значними. Незважаючи на скорочення надходжень біогенних речовин в морі, сучасні дані спостережень свідчать - про раптовому і найінтенсивнішій, як мінімум за останні 5 років цвітінні Чорного моря, яке почалося вже в травні і досягло небаченого розмаху в червні 2017 р. (спутникові знімки NASA навесні 2017 року) [20]. На знімках відзначена виключно висока концентрація планктону у північного та західного узбережжя Чорного моря, від дельти Дунаю і до гирла Дніпра. Підтвердженням і результатом цвітіння служить наступний дефіцит розчиненого кисню в придонному шарі на чорноморському шельфі в вересні 2017р. Коли опустилися скупчення органіки на морське дно утилізували розчинений кисень в придонному шарі в процесі мінералізації. Розподіл розчиненого кисню в придонному шарі представлено на (рис. 7.2.1), 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 вираженої 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 біоценоз і загибелі бентосу. Отже, морська екосистема далека від відновлення і актуальність досліджень більш ніж ґрунтовна. Судячи з ізолініях область поширення гіпоксії дуже велика і складає близько 200 км^2 .

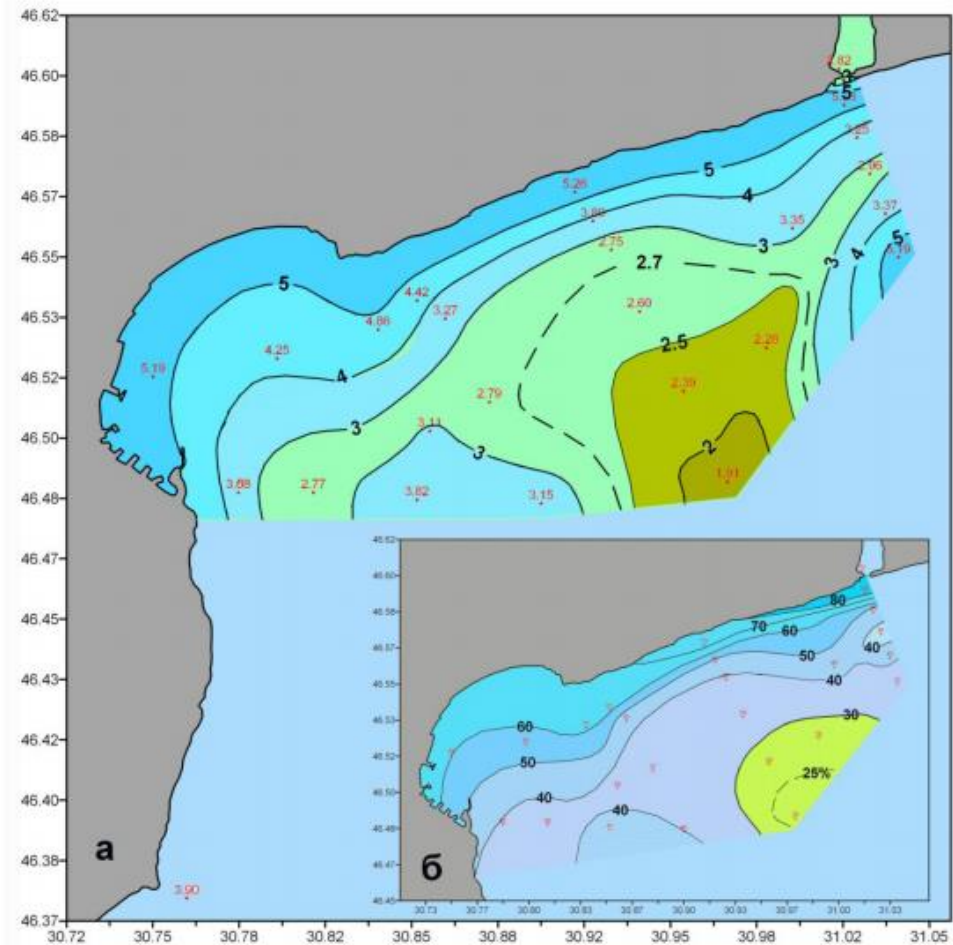


Рис. 7.1. Розподіл розчиненого кисню (а - [мл.л⁻¹], б - % насичення) в придонному шарі на північно-західному шельфі Чорного моря [11]

В кінці літнього - початку осіннього періоду при супутніх умовах, на відносному глибоководі (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 дані спостережень за зганяючи 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. 7.2.2). Під час апвеллінга, протягом теплої пори року зазначалося наявність сірководню в прибережній зоні моря. Таким чином, встановлений процес розвитку деструкції органічної речовини в придонному шарі впродовж всього літнього періоду. Цей важливий факт, свідчить про триваюче процесі евтрофікації чорноморських вод і, як

наслідок, скорочення розчиненого кисню в придонному шарі і формуванні тут сірководню в теплий період року. [11]

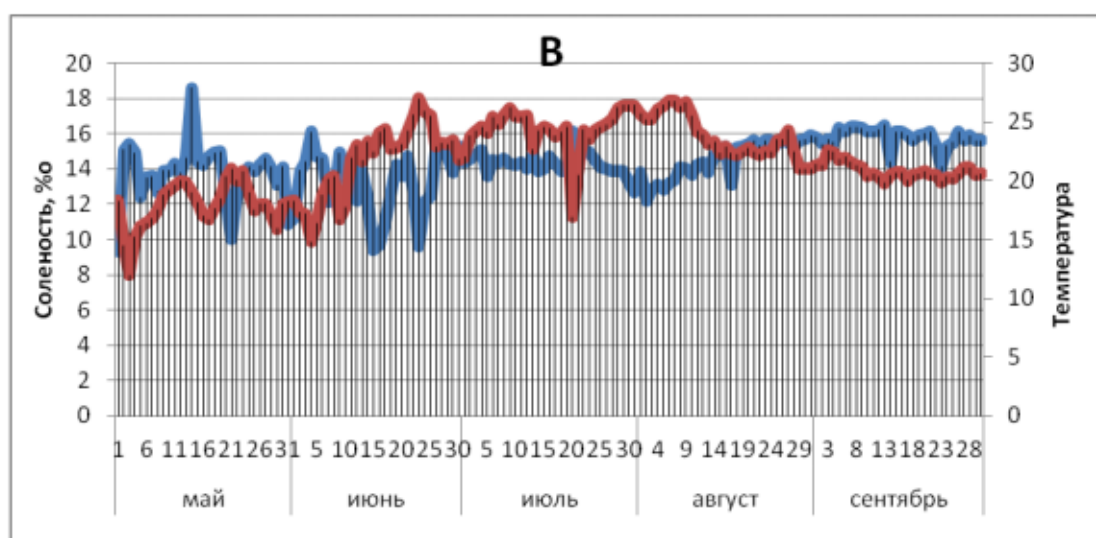
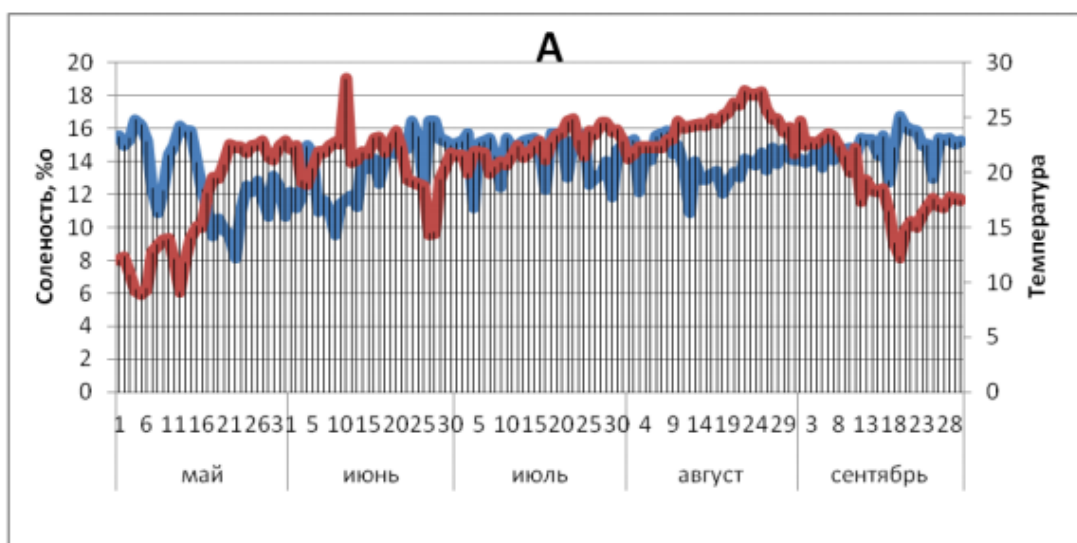


Рис. 7.1.2. Середньодобові значення температури і солоності на поверхні моря (А - травень - вересень, 2007; В - травень - вересень, 2012;). [11]

Згідно графікам що були приведені вище можна зробити висновок що апвелінг спостерігається: 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 тимчасове розвиток термокліну, який лімітує вертикальний водообмін і, відповідно, надходження кисню в нижні

шари. У міру розвитку термокліна, який нижній своїй кордоном слід рельєфу дна, прибережне мілководдя починає знову аерувати після зсуву термокліна на великі глибини і встановлення на мілководді гомотермія. За цей короткий період, до 2-х тижнів, бентосне співтовариство організмів, як правило виживає, а на відносному глибоководі, 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 водної 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. 7.2.1, тривалість цього впливу невелика, від 2 -3 доби 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 (рис. 7.2.1). На рис. 7.2.1 також представлені аналогічні характеристики для теплого періоду 2007 і 2012 рр. Так, в 2007 р. і в 2012рр. явних проявів апвеллінга було - 4, при характерному для шельфової екосистеми за тривалий період спостережень значення - 5. Слід зазначити, що статистичні характеристики розглянутих років досить різняться за середнім значенням. Температура в 2007 і 2012 рр. була на 1 - 2 градуси вище, ніж в 2017р., (20,7; 21,7 і 19,8°C відповідно), солоність - нижче (13,9; 14,3 і 15,4 ‰ відповідно). Важливо відзначити, що гідрологічні фактори відносяться до необхідною, але недостатньою при формуванні придонному гіпоксії і сірководню, домінуючим фактором залишається процес антропогенного евтрофування і деструкції органічної речовини. Однак, в просторово локальному масштабі, в прибережній зоні, практично повністю рекреаційної, структура і перебудова гідрофізичних полів надає вирішальне значення на тривалість і поширення негативного впливу дефіциту і кисню і сірководню на бентосні організми.[11]

ВИСНОВКИ

У Чорному морі формування стійкої плотностної вертикальної стратифікації відбувається за рахунок інтрузії солоних щільних вод Ніжнебосфорської течії, а зимова вертикальна циркуляція виражена тільки в північно-західній частині моря, що в цілому лімітує вертикальний газообмін на глибині. Режимні зрушення гідрологічних характеристик 1976-1978 рр. призвели до посилення статичної стійкості шарів, що в більшій мірі обмежило вертикальний обмін. У замкнутому Каспійському морі конвективне перемішування грає першорядну роль в формуванні гідрологічної структури вод і вентиляції придонних шарів. Завдяки активно розвиненим процесам конвекції, що охоплює всю товщу вод моря, відбувається інтенсивний обмін між верхніми і глибинними шарами. На відміну від Чорного моря, тут не утворюється холодний проміжний шар на нижній межі зимової циркуляції. У Каспійському морі режимні зрушення 1976-1978 рр. призвели до двократного збільшення статичної стійкості, майже повного припинення вентиляції глибинних вод Каспію і надзвичайного зменшення в них концентрації розчиненого кисню. На сучасному етапі в холодні зими в північному Каспії сильне вихолоджування, а також осолонення при льодоутворенні, створюють умови для формування тут вод з такою щільністю, яка дозволяє їм стікати по схилах дна, аерірую море.

За даними прямих спостережень встановлено триваюче антропогенне евтрофірування, формування дефіциту кисню і сірководню в придонному шарі моря на українській частині шельфу Чорного моря. За останні 50 років в річкових водах Дунаю, Дніпра і Дністра різко збільшилася кількість біогенних речовин, важких металів і нафтопродуктів, що сприяло їх накопиченню в морській екосистемі. За рахунок надлишку надходження біогенних речовин, в море, у весняно - літній період розвивалося антропогенне евтрофірування, а в літньо - осінній період, в придонному шарі формувався дефіцит кисню - гіпоксія. в останні роки скорочення стоку біогенних речовин з площі водозбору річок забезпечило збільшення прозорості вод в результаті зменшення зважених речовин органічного і мінерального походження в воді. Однак, відсутність моніторингу морського середовища не давало можливість дати повну оцінку сучасному стану водної екосистеми. У вересні 2017р. проведена зйомка північної частини шельфу Чорного моря. Результатами досліджень було встановлено розвиток гіпоксії в придонному шарі. Значення розчиненого кисню на відносному глибоководді шельфу (глибини більше 20 м) були нижче

2,0 мг л⁻¹. Цей процес обумовлений високим рівнем евтрофікації у весняно - літній період 2017р., Що підтверджується даними супутникових спостережень NASA і результатами спостережень за апвелінгом водних мас в прибережній частині моря в теплий період 2007, 2012 і 2017гг. За період 2007 року дефіцит кисню відмічався 25 червня , а 2012 – 10-го червня .

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Н.А. Берлинский Состояние донных отложений черноморского шельфа вісн. Одес. Держ. Екол. Унів., 2015, № 19
2. Берлинский Н.А. Динамика техногенного воздействия на природные комплексы устьевой области Дуная [монографія] / Н.А. Берлинский – Одесса : Астропринт, 2012. – 252 с.
3. Зайцев Ю.П. Северо-западная часть Черного моря, как объект современных гидробиологических исследований / Ю.П Зайцев // Биология моря, 1977. – Вып. 43. – С. 3–6.
4. . Berlinsky N., Bogatova Yu., Garkavay G. Estuary of the Danube River. The Handbook of Environmental Chemistry. (Estuaries). Springer-Verlag: Berlin-Heidelberg, 2006, vol. 5, part H, pp. 233–264.
5. Gomoiu M-T. New Approaches in the Assessment of the Black Sea Ecosystems. GEO-ECO - MARINA 9 10/2003 – 2004 National Institute of Marine Geology and Geoecology Modern and Ancient Fluvial, Deltaic and Marine Environments and Processes. Proceedings of Euro – EcoGeoCentre. Romania, (21-22 April 2004, Istanbul, Turkey), pp. 3-7.
6. Берлинский, Н. А. (2018) *Гидрологические факторы формирования кислородного режима внутренних морей*. Український гідрометеорологічний журнал, 21. с. 90-97. ISSN 2311-0902
7. [Чорне море \(geoknigi.com\)](http://geoknigi.com)
8. Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Черного моря НАН Украины. Севастополь: Морской гидрофизический институт, 2011 – 212 с
9. [Чорне море - Сайт geografiamozil2! \(jimndofree.com\)](http://jimndofree.com)
10. Новиков Ю. В., Ласточкина К. О., Болдіна З. М. Методи дослідження якості води водойм. М., Медицина, 1990, 258 с.
11. Берлинский, Н. А., Попов, Ю. И. (2018) *Формирование придонной гипоксии и сероводорода на шельфе Черного моря*. Вісник ХНУ ім.В.Н. Каразіна, 18 (18). с. 6-13. ISSN 1992-4259
- 12 Толмазин Д.М., Острогин А.С., Кудрянь Ф.П., Балашов А.И., Буланая З.Т. Анализ гидрологических и гидрохимических факторов формирования гипоксии в междуречье Дунай – Днестр // Биология моря. 1977. Вып. 43. С. 7–11.
- 13 Толмазин Д.М. Гидролого-гидрохимическая структура вод в районах гипоксии и замороз в северо-западной части Черного моря // Биология моря. 1977. Вып. 43. С. 12–17.

14 Берлинский Н. А. Механизм формирования придонной гипоксии в шельфовых экосистемах / Н.А. Берлинский // Водные ресурсы. Москва, 1989. №4. С. 112–121.

15. Берлинский Н.А. Динамика техногенного воздействия на природные комплексы устьевой области Дуная [монография] Одесса: Астропринт, 2012. 252 с.

16. Берлинский Н.А. Актуальные проблемы украинского участка Черного моря / Вісник ОНУ. Сер.: Географічні та геологічні науки. 2016. Т. 21, вип. 2. С. 11–23.

17. Берлинский Н.А. Устьевые области как особый географический объект. Вісник ОНУ. Сер.: Географічні та геологічні науки. 2015. Т. 20, вип. 1. С. 41–55.

18. Berlinsky N, Safranov T. Spatial and temporal variability of pollutants in the bottom sediments in the northwestern part of the Black Sea. Environmental problems. 2016. V.1, N 1. С. 69–73.

19. Берлінський М.А. Екологічні аспекти гідрології північно-західній частині Чорного моря // «Стан та якість природного середовища прибережної зони Північно-Західного Причорномор'я» за ред. Т.А. Сафранова, А.В. Чугай. Чугуєв: Панов А.М. 2017. 300с.

20. <http://www.neogeography.ru/rus/item/774-tsvetenie-chjornogo-morya-ili-kontsy-v-vodu.html>

21. Гидрометеорологические условия морей Украины. Т. 2. Черное море / Ильин Ю. П. и др. Севастополь, 2012. 412 с.

22. Тужилкин В. С. Сезонная и многолетняя изменчивость термохалинной структуры вод Черного и Каспийского морей и процессы ее формирования : автореф. дис. д-ра геогр. наук / МГУ. Москва, 2008. 48 с.

23. Берлинский Н. А., Дыханов Ю. М. К проблеме формирования придонной гипоксии в северо-западной части Черного моря. Экология моря. 1991. Вып. 38. С. 11-15.

24. Берлинский Н. А., Косарев Н. А., Богатова Ю. И., Гаркавая Г. П. Влияние Дуная на экологические условия северо-западной части Черного моря. Вестник МГУ. 2004. №5. С. 17-21.

25. Белевич Р. Р., Орлова И. Г. Особенности межгодовой изменчивости гидролого-гидрохимических характеристик вод на северо-западном шельфе Черного моря в последние десятилетия (60-90-е годы). Морской гидрофизический журнал. 1996. № 2. С. 62–73.

26. Берлинский Н. А., Тужилкин В. С., Косарев А. Н., Налбандов Ю. Р. Изменчивость гидрофизических полей и придонной гипоксии. Северо-западная часть Черного моря: биология и экология / ред. Ю. П. Зайцев, Б. Г. Александров, Г. Г. Миничева. Киев : Наукова думка, 2006. Раздел I.

27. Berlinsky, N., Bogatova, Yu., Garkavaya, G. (2006). Estuary of the Danube. In: Wangersky, P.J. (Ed.). The Handbook of Environmental Chemistry. Berlin-Heidelberg : SpringerVerlag, vol.5, pp. 233-264.

28. Гидрометеорологические условия морей Украины. Т. 2. Черное море / Ильин Ю. П. и др. Севастополь, 2012. 412 с

29. Скороход А. И. Особенности солевого состава вод Каспийского моря : автореф. дис. канд. геог. наук. / МГУ. Москва, 1996. 35 с.

30. Каспийское море. Гидрология и гидрохимия / под ред. С. С. Байдина, А. Н Косарева. Москва : Наука, 1986. 261 с

31. Белов А. А. Исследование изменений гидрохимической структуры Каспийского моря за последние 70 лет : автореф. дис. канд. геогр. наук / МГУ. Москва, 2004. 31 с.

32. ЮЖНЫЕ МОРЯ РОССИИ: ПОТЕПЛЕНИЕ КЛИМАТА – ПРИЧИНЫ И СЛЕДСТВИЯ