

# Океаносфера

## конспект лекцій

(на прикладі чорноморської екосистеми)

## Зміст

	Стр.
Вступ	3
Четвертична палеогеографія	4
Топографія берегів і дна	6
Гирлові області	12
Вітрові хвилі	30
Баланс вод	31
Рівень моря	32
Морський лід	33
Циркуляція вод	34
Термохалінна структура моря	39
Гідрохімічна структура	46
Сірководень в Чорному морі	52
Екологічні проблеми Чорного моря	55
Рекомендована література	62
Основна	62
Додаткова література	64

## Вступ

Чорне море (разом з Азовським морем) розташоване глибоко всередині континента і являє собою найбільш ізольовану частину Світового океану. На південному заході вона пов'язана з Мармуровим морським шляхом через Босфорську протоку; границя між морями проходить уздовж лінії мису Румелі-Анадолу.

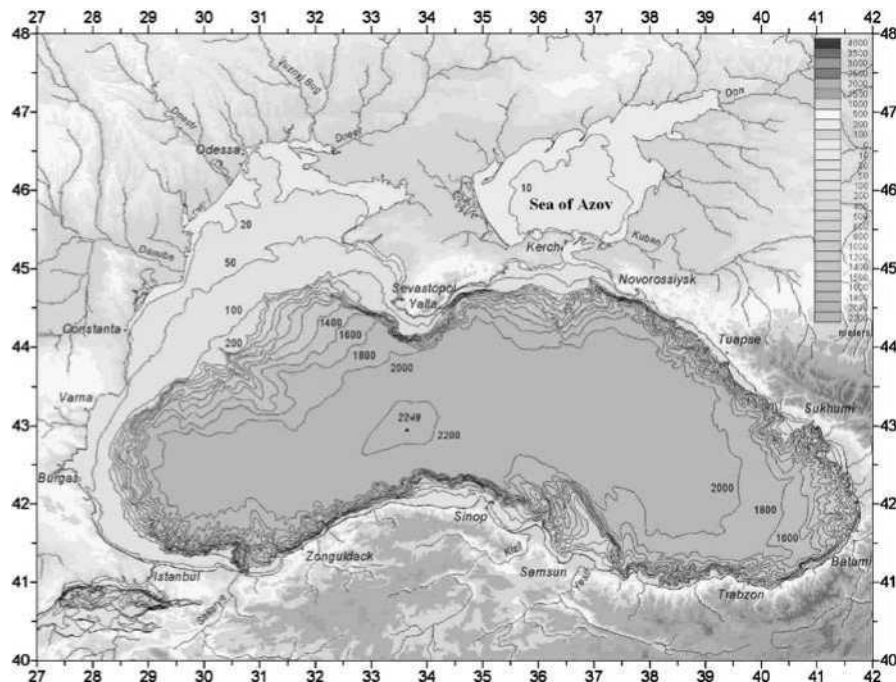


Рис. 1. Нижня топографія (ізобати, м) Чорного моря

Найбільш північні і найпівденніші точки моря лежать на рівні  $46^{\circ} 33'N$  та  $40^{\circ} 56'N$ , відповідно. Найзахідніші та східні точки моря лежать на  $27^{\circ} 27'E$  та  $41^{\circ} 42'E$ , відповідно. Максимальна довжина моря вздовж широти  $42^{\circ} 29'N$  становить 1148 км, а її мінімальна ширина уздовж меридіана від мису Сарыч (Крим) до узбережжя Туреччини становить лише 258 км. Основні морфометричні характеристики Чорного моря дещо відрізняються в різних публікаціях: 423 000 км<sup>2</sup> для морського простору, 555 000 км<sup>3</sup> для його обсягу, 1315 і 2258 м для середньої та максимальної глибини, відповідно.

Основна частина річкового стоку (до 80%) доставляється на північно-західну частину моря основними річками, такими як Дунай (200 км<sup>3</sup> / рік), Дніпром (50 км<sup>3</sup> / рік), Дністровським (10 км<sup>3</sup> / рік). На Калакійському узбережжі Чорного моря море приймає води Інгури, Ріоні, Чороха та численні незначні річки. На решті узбережжя сток незначний.

У нижній топографії моря можна чітко виділити три основні структури: шельф, континентальний схил і глибоководний басейн. Шельф займає до 25% загальної площі морського дна, і, в середньому, обмежується глибиною

моря 100-200 м. Вона досягає найбільшої ширини (більше 200 км) у північно-західній частині моря, яка цілком розташована в шельфовій зоні. Майже по всьому протяженню східно-південного узбережжя моря, шельф дуже вузький (лише в декількох кілометрах шириною); в західній частині моря вона ширша (кілька десятків кілометрів).

Континентальний схил включає до 40% території морського дна; він спускається до глибини 2000 м. Він крутий і розрізаний підводними долинами і каньйонами. Його нижня частина, розташована на глибині 1500-2000 м, називається континентальною ногою; в окремих випадках межа між нахилом і стопом погано виражена. Підлога басейну (35% загальної площі) являє собою плоску аккумулятивну рівнину з поверхнею, яка поступово падає до центру моря. Чорноморський регіон завжди привертав увагу завдяки своїм унікальним природним особливостям, різноманітності природних ресурсів та великим економічним та геополітичним значенням басейну Чорного моря. Особливість природних умов Чорного моря полягає в тому, що це найбільший басейн у світі з постійним галоклініном і двошаровою структурою вод. Інтенсивні піково-галоклінін попередньо відводять води від вертикального змішування та проникнення кисню до більш глибоких шарів навіть у період розвитку вертикальної конвекції взимку. Тому вся колонка води під глибиною 100-200 м являє собою неживу зону сульфідів, в якій відбуваються лише аноксичні процеси. Близько 90% об'єму води не бере участі в процесах самоочищення моря. Завдяки ізольованому внутрішньому положенню Чорного моря формування його гідрологічного режиму протікає під контролем зовнішніх чинників, таких як потоки тепла та вологи, імпульс через поверхню моря та річковий сток. Тому море відрізняється високим ступенем мінливості в гідрологічних та гідрохімічних умовах, особливо в районах шельфових мілководних вод. Це, в свою чергу, впливає на біоценози і, нарешті, призводить до загальних змін в екосистемі моря. Її пелагічна екосистема має низький спротивляємості і дуже чутлива до кліматичних змін та антропогенних впливів, приховуючи прояви природних факторів. Протягом останніх десятиліть техногенний вплив на морське середовище помітно збільшився. Вона включає в себе хімічне забруднення, вплив морського транспорту, масове розиток хижачького клентофору *Mnemiopsis leidyi* та ін Це призвело до загострення екологічної ситуації в морі і призвело до розвитку негативних тенденцій.

### **Четвертична палеогеографія Азово-Чорноморського басейну**

Чорне та Азовське моря є елементами системи внутрішніх басейнів, що представляють собою релікти колишнього величезного океанського басейну Паратетис. Цей величезний басейн існував наприкінці палеогену і початку неогену і був пов'язаний з Атлантичним та Індійським океанами. За час своєї геологічної історії вона пройшла складну еволюцію від великих морських

басейнів до окремих ізольованих солонатоводних та прісноводних басейнів.

На Кавказькому узбережжі старовинні Ефксинінські відкладення утворюють тонку нагромаджуючу обкладинку однієї або двох морських терас. Родовища грубозернисті та піщано-галечні; вони відносяться до динамічної прибережної седиментаційної середовища. На болгарській шельфі та в естуарійських частинах річкових долин озера Старий Еуксинін характеризуються дрібнозернистою літологічною композицією і, крім чорноморського та каспійського солонисто-фауни, містять численні оболонки прісноводних видів Дрейсена поліморфна. На верхній ділянці старовинні Ефксинінські родовища поступово замінюються відкладеннями Узунларіанства (кінець Середнього плейстоцену). Межа між цими формаціями досить умовна; це простежується за рахунок зменшення числа видів молюсків солоної води та збільшення кількості представників евригалістичної середземноморської фауни. У stratotypical розділ на узбережжі озера Узунларіан, це освіта представлено двома шарами. Нижній шар утворений глинистими пісками та іслами, які разом з солодощами та свіжою водними моллюсками та бентосними форамініферми містять численні оболонки евригалінових середземноморських молюсків (*Cerastoderma glaucum*, *Abra ovata* та ін.). Зверху виявляються сіро-зелені глини з проміжними шаром коквіна, головним чином утворені морськими середземноморськими породами.

Нова Ефксинська формація (кінець верхнього плейстоцену), розташована в родовищах сильно освіченого басейну, являє собою дуже важливу, хоча і короткочасну стадію плейстоценової історії Чорного моря. Ці відкладення були вперше визнані Н.І. Андрусов, а А.Д. Архангельський та Н.М. Страхов запропонували їх назвати родовищами Нового Евксину. Ці відкладення розроблені на поверхні Чорного моря на глибині моря від 20 м і нижче; Вони представлені різноманітними піщано-глинистими родовищами з азовськими видами (*Monodacna caspia*, *Adacna vitrea*, *Hypanis plicatus* та ін.) та свіжими водами (*Dreissena polymorpha*, *Viviparus* та ін) видів фауни. Частково вони покривають басейн Азовського моря та Керченську протоку, де вони мають дрібнозернисту композицію з різноманітною азовсько-каспійською та прісноводною фауною. Чорноморська формація відповідає відкладенням останнього - голоцено-трансресії Чорного моря; це відрізняється появою видів середземноморської молюски. Відкладення характеризуються універсальним розвитком в донних відкладах морського простору і складають нижні поверхні тераси на

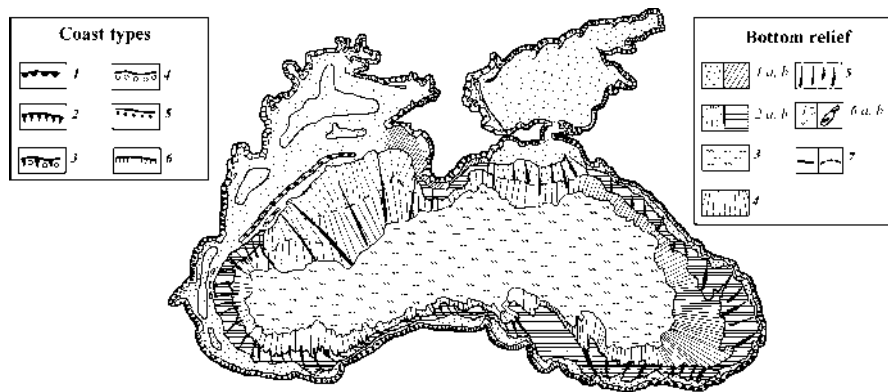
узбережжі. Вони дуже різноманітні в особистому відношенні, їх репрезентують пляжні піски та галька, коквіни шельфових мілководних територій, лагунне оози і навіть глинисті глини, забруднені сірководнем. Серія шарів може бути визнана щодо змін у складі середземноморських молюсків.

Під час історії плейстоцену Чорного моря можна простежити серію басейнів, які за своїми гідрологічними та фауністичними характеристиками помітно відрізняються. Формування та розвиток цих басейнів визначалося багатьма чинниками, головними факторами яких є наявність зв'язку з Каспійським та Середземним морями, характер водного обміну, а також пропорції між основними компонентами водного балансу (постачання прісноводної води та випаровування). Протокольний режим, що характеризується притоком води з Каспійського моря через депресію Манича та відтоку води через Босфор, є типовим для епохи пізньоафриканського періоду (початок Середнього плейстоцену) та карангейської стадії (початок пізнього плейстоцену ) Притік води до Чорного моря через Босфор продовжувався наприкінці стадії Чаудзяна, наприкінці Середнього плейстоцену (Узунларійський етап), а також в голоцені (епоха Чорного моря). Дренажні басейни існували в епоху Нової Ефісіні та під час максимумів регресій.

### **Топографія берегів і дна**

Чорноморський басейн, який зараз пов'язаний з Азовським і Середземним морями і був у геологічному минулому, також пов'язаний з Каспієм, зазнав складної історії геологічної еволюції. Останній етап післялітової епохи був особливо важливим для процесів формування топографії та седиментації. Протягом останніх 20 000 років басейн Чорного моря розвинувся з озеленення з рівня, розташованого приблизно на 100 м нижче сучасних знаків, до морського басейну в межах сучасних кордонів.

Що стосується особливостей рельєфу, то північне узбережжя моря істотно відрізняється від східного та південного узбережжя. Його особливості включають, як правило, простий характер (крім Кримських гір) та наявність лиманів основних річок Чорноморського басейну. Східні та південні узбережжя є гірськими. Прибережні гряди складені структури Кавказу та Анатолії простягаються паралельно узбережжю, утворюючи продольний тип гірської топографії. У місцях схили гір спускаються прямо в море у вигляді крутих впадин. У південно-східній частині Чорного моря, в межах Колхидської низовини, розвинені переважно акумулятивні узбережжя.



Ріс. 2 Топографія узбережжя та підлоги Чорного моря. Рельєф знизу: 1 шельф акумулятивний, б абразивний; 2 континентальний схил а накопичувальний, б поступово; 3 поверх басейну; 4 континентальних кроки; 5 підводних каньйонів; 6 барів піщаний, б маргінальний; 7 морфологічних кордонів різного, б нечіткого. Типи узбережжя: 1 зсув; 2 абразивні; 3 абразивно-накопичувальний; 4 накопичувальний; 5 лагуна; 6 дельта

Характер прибережної зони визначає морфологію та тип узбережжя. У гірських районах переважають абразивні узбережжя. У багатьох випадках вони ускладнюються внаслідок розвитку інтенсивних зсувних та спелеологічних процесів і можуть бути названі абразивно-денудаційним типом. У рівнинних і низьких районах берега в основному накопичуються. Лагунальні та дельтійні узбережжя приурочені до районів, що знаходяться поблизу річок річок. Північно-західна частина Чорного моря окуповується низькими рівнинами степових зон Болгарії, Румунії та України. Тут найбільші ріки регіонів потрапляють у Чорне море, такі як річки Дунай, Дніпро, Дністер та Південний Буг. Їх лимани та лагуни накладаються на узбережжя. Можна зустріти лагуни, відокремлені від моря піщаними косами та лагунами, які глибоко проникають у землю, такі як Дністрове та Дніпро-Бугські лагуни [

Побережжя Одеської затоки руйнуються, і їх стан деформується за рахунок зсувних та спелеологічних процесів, які широко розвинені на крутих прибережних схилах. Тут висоти скель іноді перевищують 30 м. Інтенсивний руховий захист берегів. Маргінальна зона дельти річки Дунай обертається лагунними піщаними барами та низькими морськими терасами (висотою близько 2 м). Цей прибережний регіон має велике економічне значення. Один з проектів пов'язаний з будівництвом зрошувального каналу Дунай-Дніпро та експлуатацією морських навігаційних каналів. Прибережні бари (піщані та піщано-кокіна) невеликі, а ширина - 40-100 м. Численні сліди дрібних ерозійних каналів свідчать про те, що бурхливі хвилі перевищують бари, а морська вода проникає в лагуни. В даний час акумулятивні узбережжя поступово відходять.

Узбережжя Криму є одними з найкрасивіших районів Чорного моря. Уздовж південного берега Криму відроги Кримських гір продовжують коронувати Роман Кош (1545 м), Чатир Даг (1527 м), а також Ай Петрі (1234 м) гори. Прибережні схили ускладнюються древніми зсувними утвореннями, що закінчуються в ботах, та прекрасними широкими бухтами, такими як

Ласпі, Ялта, Феодосія та інші бухти. Вони розділені мисами, що складаються з кристалічних порід (Аю Даг, Кара Даг та ін.).

Кавказькі узбережжя між Анапою та Гаграю є гірськими. Великий Кавказький хребет простягається паралельно до берегової лінії. У прибережній смузі його шпори мають тераси, а місцями круто спускаються в море у вигляді в'язниць.

Дослідження топографії та геологічної будови підлоги Чорного моря оцінюються в публікаціях багатьох відомих учених, таких як Н.І. Андрусов, А.Д. Архангельський, Н.М. Страхов, В.П. Гончаров Ю.П. Непрочнов, А.Ф. Непрочнова, В.П. Зенькович, Н.А. Айбулатов, П.Н. Купрін, Е.Ф. Шнюков, Г.А. Сафьянов та інші.

Чорноморська депресія являє собою залишок стародавнього Тетійського океану. Його топографія пройшла складну історію еволюції, яку можна розділити на дві основні етапи. Рання стадія (від мезоценозою до четвертинної, 160-200 млн. р. до н.е.) була тоді, коли формувалися основні геологічні структури депресії Чорного моря та його гірський риммінг. Пізній етап (плейстоцено-голоценовий період близько одного мільйона років) охоплював формування рівня Чорного моря, що супроводжувалося його коливаннями від глибоких регресивних падінь та утворенням озерного басейну в льодовикові періоди до різких трансгресивних підйому після льодовикових часів з повторним підключенням до Середземного моря через протоку Боспору. На цьому етапі сформувалася картина рельєфу узбережжя та дна, яка згодом була успадкована сучасними рисами.

Рівень Чорного моря, як видається, досі обмежується його оптимальними знаками, характерними для існуючих кліматичних умов на його вододілі. Це не позиція найвищого рівня протягом останніх 18 000 років. У голоцені вона була на 3-4 м вище, ніж в даний час. Зараз зміна рівня моря також змінюється і відповідає не тільки сезонним варіаціям бюджету води (приблизно 15-30 см), але і глобальному потеплінню. Згідно з різними оцінками, це може призвести до значного підвищення рівня моря вже в поточному столітті. Ймовірно, цей сценарій слід враховувати при плануванні екологічної діяльності щодо освоєння прибережної зони з метою забезпечення екологічної безпеки та сталого розвитку чорноморського регіону.

Біля Босфору його внутрішня зона ототожнюється як прибережний прибережний схил, що спускається до нижньої межі зони впливу хвиль з повтором 1% на глибині 25-30 м. Вимкнуті миси, схили круті, а в затоках - ніжні. Центральну зону займає трохи розчленована горбиста акумулятивна рівнина; з внутрішньої зони відокремлюється від неглибоких поглинань, добре виявляється на глибинах від 15 до 40-70 м. Зовнішня зона шельфу займає накопичену рівнину з реліктовими рисами прибережної топографії, такими як бари. Ці прибережні бари, ймовірно, утворилися на регресивних стадіях, коли рівень Чорного моря був розташований на позначках 80-100 м.

Північно-західний шельф займає територію, обмежену узбережжям на півночі, а південним краєм шельфу; останній розташований на глибині моря



130-200 м і проходить від мису Каліакра на заході до мису Херсонес на сході. Максимальна ширина полиці - 220 км. Сучасна морфологія шельфу визначається основними річками, що потрапляють у північно-західну частину моря. Їх родинні особливості утворилися в четвертинному періоді над палеорельєфом, затопленим під час регресивних етапів історії моря. Сучасна поверхня шельфу зберігає фрагменти реліктових топографічних ознак у вигляді палеодельтальт і давніх берегових ліній. В цілому, шельф представляє собою поступово аллювіально-морську рівнину з накладеними водоносними смугами, мощами річкових долин і абразивними схилами. На півдні вона обгороджена маргінальними брусками, витягнутими вздовж краю шельфу на глибині 100-130 м. Внутрішня зона північно-західної шельфі складається з прибережного схилу під водою з ознаками інтенсивної дії хвилі, що простягається до глибин 30-40 м. Ширина цієї зони різко змінюється від 10 км на захід до 110 км у меридіані Березанського лагуни. Тут особливо проявляється осадоутворююча активність річок.

Зовнішня шельфова зона розташована на глибині більше 60 м; її маргінальна частина характеризується більш крутими схилами, ніж у внутрішніх і центральних зонах. Найбільші глибини тут досягають 60-100 м; її найменша ширина (до 10 км) спостерігається на сході, а на заході, з річки Дунай, вона досягає 60 км. Тут край краю обмежується контурами глибини 130-150 м.

Кримський шельф простягається від мису Херсонес на заході до мису Меганом на сході. Це найширший від мису Сарыч (35-40 км) і найкоротший від мису Аю Даг (5 км). Цей регіон піддається дії інтенсивної хвилі, оскільки вона піддається впливу всіх південних вітрів. Межа підводного прибережного схилу розташована на глибині 30-40 м. Близькосхідна зона - це ділянка руху донних відкладень та згладжування нижньої топографії. Підводні та сухі абразивні залишки є загальними; найбільші з яких приурочені до мисів, що складаються з сильних вулканічних порід. Центральна та зовнішня зони шельфу переважно представлені нахиленими нагромадженими рівнинами в заточних областях (наприклад, від Ялти) та абразивними смугами від мисів Сарыч, Меганом та ін. У вибраних місцях шельфу можна розпізнати прояви тектонічної активності у вигляді дефектів та блочних переміщень.

Кавказький шельф простягається на південь вздовж прибережних хребтів Великого Кавказу від мису Утриш до мису Піцунда і далі на південь до Батумі. Його ширина не перевищує 10-12 км (від Сочі та Джугби) і досягає значення 20-30 км між мисом Піцунда і річкою Гумиста та районом між мисами Іскурією та Анаклією. Ці два широкі удари від Гудаута і Очамчіри утворюються палеодельтами річок Бзиб і Кодорі. Сама вузька частина шельфу спостерігається від Леселідзе, де круті схили підводного схилу починаються прямо з берегової лінії, а з Сухумі, де вона не перевищує

3-4 км. Тим не менше, на кавказькому шельфі також можна виділити внутрішні та зовнішні зони.

На північному сході Чорного моря по східній частині Понтійських гір від Батуми до Сіноп - Східна Анатолія (Понтіан). Зазвичай його ширина не перевищує 3-4 км і збільшується до 12 км від мису Ясон і на 16-20 км від мису Шатли; в затоці Сіноп вона досягає навіть 25-30 км. Його зовнішній край лежить на глибині моря 110-130 м. Маржа полиці розчленована вершинами підводних каньйонів, які захоплюють потоки осаду вздовж узбережжя. Вузькі частини полиці характеризуються круто нахиленими абразивними поверхнями; Злегка нахилені акумулятивні рівнини з підводними хребтами та впадини поширені в широких дугових відшатках між мисами. Західний анатолійський шельф, від Сіноп до Босфорської протоки, має максимальну ширину 25-30 км. Найбільш вузька полиця спостерігається за Зонгулдаком і Карасу, де вона становить менше 3-4 км. Край полиці обмежений глибиною 100-110 м. Полиця в основному представлена поступовою абразивною або абразивно-накопичувальною рівниною з накладеними гребенями, еспартами та порожнинами.

Континентальний схил басейну Чорного моря розташований нижче зовнішнього краю полиці. Це має складну гетерогенну структуру, викликану особливими рисами тектоніки прилеглих рівнин та гірських хребтів - Кримської, Кавказької, Старої Планини, Західного та Східного понтійських хребтів. Глибина краю континентального схилу коливається від 100 до 200 м. Його нижня межа позначається топографічним вигином на морських глибинах 1100-1500 м. В тектонічно активних областях континентального схилу домінуються структурні топографічні особливості, а в поперечних профілях схилу горизонтально змінюються відносно великі (1- 3 °) накопичувальні поверхні, що складаються з крутих майже вертикальних (10-30 °) схилів, найчастіше показуючи ступінчастий профіль і розрізані системами несправностей. На крутих схилах розвиваються зсувні процеси.

Практично по всьому його протяженню, континентальний схил Чорного моря розчленований численними несправностями та підводними каньйонами. Ці каньйони, приурочені до тектонічних дислокацій (зони розриву або грабенів), пізніше трансформуються потоками мутності, які використовують їх як канали для транспортування частинок мінеральних речовин з прибережної зони до підніжжя континентального схилу. У місцях скидання потоків мутності утворюються алювіальні вентилятори, які можуть бути розрізані каналами стоку [10]. Верхівки підводних каньйонів приурочені до гирл річок і утворюють складну розгалужену структуру притоків, які перетинають край краю і приєднуються до основного каналу каньйону на континентальному схилі. Найбільшим з каньйонів, відомих у Чорному морі, є Дунайський каньйон; вона має довжину 220 км і вісім припливів довжиною до 58 км. Найбільша кількість приток (69) виділяється в підводній каньйонній системі від протоки Босфор.

Дунайська підводна каньйонна система увінчана товстим алювіальним виступом. Відносна висота цієї топографічної характеристики досягає 500 м, ширина якої змінюється від 40 км у верхній частині до 60 км у своїй базі. Алювіальний - просунувся на 100 км у південно-східному напрямку. У центрі спостерігається підводна долина, обгороджена високими (до 300-400 м) барами.

Континентальний слід має більшу площу, ніж континентальний схил. Її плавна топографія ускладнюється горбистими особливостями, підводними долинами та каналами потоків мутності, які служать для скидання осаду. На глибинах 1800-2000 м нижня межа континентальної сходинки є нечіткою. Похила рівнина поступово поступається місцю підлоги глибоководної депресії. Найбільші ширини континентальної сходинки (до 90-100 км) спостерігаються в північно-західній, північно-східній та південно-східній частинах Чорного моря. Підлога глибоководної депресії займає центральну частину Чорноморського басейну. Її площа всередині контуру глибини 2000 м становить близько 34% від загальної площі моря.

Седиментація сильно контролюється спадковим характером процесів формування рельєфу, який протікав на тлі голоценової історії Чорного моря. На утворення осаду також впливає твердий річковий сток і абразивна прибережна смуга, похідна від схилу, біогенічна та хіміогенна речовина. Хвильова дія, струми та гравітаційні процеси визначають особливості перерозподілу донних відкладів, їх зонування та ексцес грубозернистої матерії у прибережній зоні, що піддається дії хвилі, і дрібнозернистої частка за цією зоною на великих глибинах. Незвичні особливості розподілу донних осадів можуть бути викликані активністю потоків мутності та зсувних процесів, які спотворюють загальні закономірності літологічного зонування.

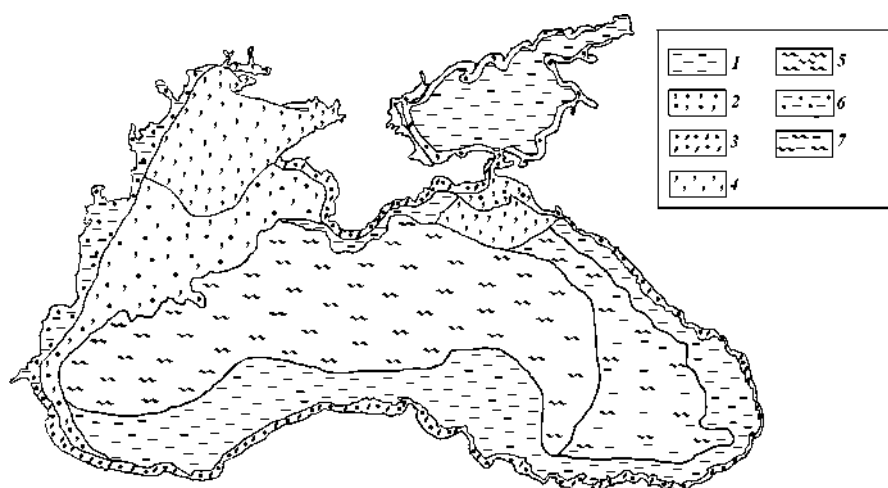


Рис.3 Відкладення Чорного моря: 1 теригенний, 2 піщано-кокіна, 3 піщано-галечно-го, 4 кокіна, 5 коколїтних, 6 піщано-ситових, 7 террігенно-коколїтових

Північно-західний регіон характеризується великими територіями походження, з яких алювіальна речовина подається через дельти Дунаю,

Дністра та Дніпра. Річка Дунай, яка має широку дельту з численними каналами та гілками, забезпечує найбільший твердий сток до зони шельфу. Дельта складається з теригенних відкладень і просувається в бік моря на 7-10 км. У твердих стоках інших річок, що регулюються завдяки спорудженню резервуарів, біогенне постачання має велике значення. Хоча в прибережній зоні на низьких глибинах частка біогенного матеріалу коливається від 30 до 50% загального осаду, частка кокіна та детриту в седиментаціях центральної зони північно-західної частини моря досягає 80% і більше. На зовнішньому краю полиці та у верхній частині континентального схилу в основному розвинені сипкові та глинисті і низько карбонатні. Оподи континентального схилу (як і більша частина глибоководного басейну Чорного моря) представлені глинисто-вапняними (кокколитовими).

Континентальний схил являє собою транзитну зону потоків осаду, що поставляються у вигляді шкідливої речовини з річок, продуктів абразивного покриву, а також відкладень, що перевозяться потоками мутності. Континентальний схил покритий ущільненими гліністими (частки зерна розміром 0,001-0,01 мм). У вибраних місцях на крутих ділянках схилу зустрічаються залишки молюскної фауни, такі як оболонки дрейсенського ростріформ. На ділянках з пологими похилими вони перекриті голоценом та останніми відкладеннями. У підніжжя континентального схилу Чорного моря в зоні скидання потоків мутності утворюється особливий тип осаду. В західній частині моря та в кримському секторі відкладення бази континентального схилу представлені тонко розшарованими біогенними або органогенними. У східній та південній частинах басейну значно зростає теригенна складова глинистих опадів

### **Гирлові області**

Морфологічні особливості, гідрологічний режим та ландшафт сучасних річок річок у прибережних зонах Чорного та Азовського морів, а також інших річок у річці світу формуються внаслідок взаємодії між річки і моря. Ренти річок є дуже вразливими та чутливими до змін у річці (природні та індуковані людьми чергування стоку води та осадових навантажень) та морських факторів (середні коливання рівня моря, припливи, штормові хвилі, хвилі). Тому річкові гирли можна вважати ефективними показниками масштабних змін річкового та морського режиму. Зростання науково-практичного інтересу до досліджень річок гирлів у ХХ столітті пов'язане з тим, що ці географічні об'єкти стали дуже важливими для людської діяльності. В даний час такі заходи, як сільське господарство, рибальство та судноплавство, мають значний вплив на природні ресурси устьє численних річок у світі, включаючи регіон Чорного та Азовського морів. На додаток до цього, було встановлено, що вплив регулювання потоку та

виведення води в басейнах річок є найбільш очевидним у гирлах як кінцеві елементи річкових мереж Історія використання та вивчення гирл річок Чорного та Азовського морів дуже довга, складна та цікава. Перші описи гирл річок в цьому регіоні належать античним географам і історикам.

Термін рот як точка, де річка впадає в океан, внутрішнє або маргінальне море, озеро, знайшли широке використання в географії давно. В той же час термін «річка річки» характеризується значною невизначеністю, оскільки без додаткової уточнення незрозуміло, чи це означає точку (ділянку) припливу річки в інший водний об'єкт або певний об'єкт, витягнутий у космос і який охоплює певний стан площа Що стосується припливу великої річки до моря або великого озера, то І.В. Самойлов представив термін "річка річки" замість невизначеного терміну річковий річок. Область річки річки охоплює складний географічний об'єкт, включаючи частину річки та частини моря. Термін, введений Самойловим, виявився доречним і широко використовувався серед вчених. Наступне визначення зони річки може вважатися найбільш оптимальним: це своєрідний географічний об'єкт, що охоплює область припливу річки в приймальний басейн (океан, море, озеро) і перехідний (від флювіальний до морського) гідрологічний режим. Поверх річки річки утворюється під впливом специфічних ротових процесів, основними з яких є динамічна взаємодія та змішування річкової води з водою приймальної басейну, осадження та переоснащення флювіальних і частково морських відкладень, що призводить до утворення вентилятора рота і часто дельта.

Термін "рот" рекомендується використовувати як у повному обсязі як перевизначений варіант і абсолютний синонім, якщо термін "район для рота" (в даному випадку це є досить необхідним використання терміну "ріка гирло") або у вузькому значенні до точки припливу будь-якого річкового потоку до іншого водотоку (притоку гирла) або до приймаючого басейну, а також до виходу до відкритого моря із напівзакритого берегового водоймища. Основні риси району річки річки (або, скорочено, ущелини річки) як географічний об'єкт наступні: Він охоплює частину нижньої межі річки (ріка, якщо річка, включаючи дельту, якщо вона доступна) та частина прибережної зони приймаючого басейну (прибережна зона річки гирла) зазвичай з складна і дуже мінлива гідрографічна система, притаманна їм.

Два типи води, тобто річка та морська вода, які різняться за своїми фізичними (включаючи динамічні), хімічними та біологічними властивостями, взаємодіють у річковій зоні. Гідрологічний режим річки домінує у гирлі ріки; однак, він знаходиться під сильним впливом басейну, що приймає (середні довготривалі зміни середнього рівня моря, припливи,

штормові хвилі, вторгнення морської води). Навпаки, гідрологічний режим, типовий для приймаючих басейнів, знаходиться в прибережній зоні ртуті річки; однак, він знаходиться під сильним впливом річки (річкові течії, поширення річкового струменя з свіжими та мутними водами у море). Область річки характеризується накопичувальними формами землі, затопленими річковою водою, а іноді і водою приймального басейну, низькогірними землями, що складаються з взаємопроникних шарів річкового, морського та озерного родовищ. Область річки зазвичай має специфічний ґрунтовий і рослинний покрив з переважно болотистими та луговими ґрунтами, водними або гігрофільними рослинами; вона має своєрідну і багату фауну (риба, птиця, хутрові тварини тощо). Пейзаж земельних ландшафтів в районі річки радикально відрізняється від навколишнього ландшафту і є азоналом, особливо в географічних зонах, недостатньо вологих (степу, напівпустель та пустелі). Річкові райони річок на узбережжі океанів, морів та великих озер дуже різноманітні по будові та гідрологічному режиму. Це різноманіття залежить, по-перше, від морфологічних особливостей нижньої межі річки, прибережної зони приймаючого басейну та прибережної зони в цілому, по-друге, від особливостей гідрологічного режиму річки та прибережної зони море. Тому можна класифікувати райони розвитку річок лише за допомогою комплексу класифікаційних характеристик, пов'язаних зі структурою та режимом як річкових вузлів, так і доріг річки та прибережної зони. Відповідно до морфологічних характеристик, весь ріст, що досягає річки, може бути поділений на ротовий потік без дельт (односекційний) і досягає дельти ранку. Останній може бути багатогалузевим (число гілок дельти перевищує 5) або з декількома гілками (кількість гілок дельти не перевищує 5). Відкрита прибережна зона ротової зони може бути поділена на широкі або вузькі, глибокі або мілкі види. Прибережна зона вважається глибокою, коли річковий струм, що надходить у приймальний басейн, відокремлює від дна від шару морської води; якщо цей рух потік займає всю водяну колону, прибережна смуга вважається неглибокою.

Іноді напівзамкнуті прибережні водні об'єкти знаходяться між ущелині ріки та відкритою прибережною зоною. Ці проміжні частини річок можуть бути представлені як вузькі морські затоки, лагуни, лимани та лимани. Ці прибережні водні об'єкти часто відокремлюються від відкритої прибережної смуги прибережними барами, косами, бар'єрними островами тощо і пов'язані з ним через відносно вузькі розетки. Ці напівзакриті прибережні водні об'єкти характеризуються активною взаємодією та змішуванням річки та морської води. Можна виділити два морфологічні типи дельти: наповнення

(або затока) дельти, які утворюються в напівзакритих прибережних водоймах (лимани, лагуни, лимани) та виступаючі дельти, які розвиваються в прибережній прибережній зоні. Отже, всі райони річки роти поділяються на наступні види щодо їх структури:

I простий - з відкритою приморською зоною і без дельт;

II Напівзамкнені - з напівзакритими прибережними водоймищами і без дельт;

III напівзамкнений дельти - з напівзакритими прибережними водоймищами і з дельтами наповнювача;

IV Відкритий дельтаплат - з відкритою прибережною зоною і виступаючими дельтами. Запропонована морфологічна класифікація речних зон річки також показує схему еволюції річки річки.

Області ртути різних типів та підрозділ річок ріки на частини показані на рис.1.

Відповідно до гідрологічної класифікації наступні показники можуть бути використані для охоплення ротової порожнини річки: водяний режим та схеми поповнення річкового потоку, середня каламутність води, а також схеми теплової та льодової режимів. Що стосується напівзамкнутої частини річки та відкритої прибережної зони, то можна враховувати наступні гідрологічні характеристики: характер середніх рівнів моря

, швидкість припливів та штормові хвилі, домінуючий струм, режим хвиль, солоність води та особливості теплового та льодового режиму. Межі русла річки визначаються інтенсивним проявом ротових процесів (рис. 4). Межа річки ротової зони або голівки рота визначається або максимальною відстані розмноження флуктуацій рівнів води морського походження (припливи, штормові хвилі) в річку в період низького потоку або до точки, де річковий канал поділений на гілки дельти (дельта-голова або вершина дельти), якщо коливання рівня води марінського походження не досягають цієї точки. У першому випадку, частина русла річки виходить над головою дельти (або досяжністю до дельти) між границею річки рота та головою дельти. У другому випадку ці дві складові збігаються.

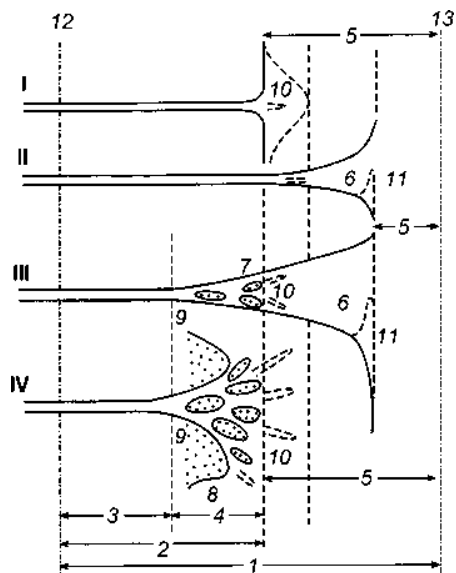


Рис. 4. Схема річкових ділянок різних типів та їх підрозділи на частини. I - простий район річки річки, II - напівзакрита річка річки без дельти; III - напівзамкнута дельта-річна область річки з наповненням (або байхед) дельта; IV - відкрита ділянка дельтійної річки з виступаючою дельтою. 1 - річка річки, 2 - річна долина річки, 3 - частина річки річки, що простягається над головою дельти (досягає до дельти), 4 - дельта, 5 - відкрита прибережна зона, 6 - напівприбережна прибережна вода ( вузька морська затока, лімана, лагуна, лимани), 7 - дельта дефісів, 8 - виступаюча дельта, 9 - дельта голівка (вершина дельти), 10 - субкаква, 11 - блокувальна коса, 12 - річка (верхня межа) річки (голова гирла річки), 13 - морська межа русла річки, перша справа, тобто частина русла річки виходить над дельта-головою (або близькою до дельти) від межі річки області рота і дельта голови. У другому випадку ці дві складові збігаються.

Визначення морської кордону в області порожнини рота пов'язане з терміном зон для змішування рота. Солоність води в цій зоні збільшується від засолення, притаманного річковій воді (зазвичай 0,2-0,5‰) до солоності морської води (зазвичай 10-40‰ у різних морях). Соляна композиція води радикально змінюється в зоні змішування: річкова вода класів гідрокарбонатів і кальцію перетворюється на морську воду класу хлориду та натрію.

Місце розташування зони змішування залежить від стоку річки, прибережної зони (глибока, мілководна, широка, вузька), діапазону та фази припливу, напрямку та сили вітру, а також коливань рівня моря. Тому ця зона зазнає як сезонних, так і короткочасних змін. Зона змішування звичайно включає в себе область найбільш інтенсивної взаємодії та змішування річкової та морської води, де горизонтальні та вертикальні градієнти гідрологічної та гідрохімічної характеристик, а головне солоність води максимальні. Ця область називається фронтальною зоною.



Нижче наводяться основні чинники, які впливають на природні та техногенні зміни, що впливають на структуру та режим річок у регіоні Чорного та Азовського морів: річний стік води та завантаження та їх варіації, зміни рівня моря (як еустатичні зміни рівня моря, так і відносні зміни рівня моря, що обумовлюють вплив осідання землі) та морських хвиль. Річковий водний сток відповідає за безліч гідрологічних особливостей річок річок та їх частин - дельти, напівзамкнуті прибережні водойми і відкрити прибережну зону. Водний стік впливає на рівні води в дельтах, дельта-затоплення, засолення води в роті тощо. Водний стік пригнічує дію штормів на дельтах. Навантаження річкових відкладень визначає каналні процеси, осадження в дельтах і прибережних схилах, процеси формування дельти. Зміни в стоку води та осадових навантаженнях, які можуть вплинути на ріки гирлів, що розглядалися в історичні часи (крім останніх 60-100 років), можуть бути обумовлені наступними факторами: Природний приріст стоку води та осадового навантаження в холодний, вологий період, який трапився в Європі в 1400-1300 і 900-300 В.С. і в 400-750, 1150-1300 і 1550-1850 рр. Природне зниження стоку води та завантаження осаду в теплі, сухі періоди. Прикладом таких періодів у Європі є період 900-1100 років, який називається середньовічним кліматичним оптимально. • Людське збільшення стоку осадів, зумовлене посиленням ерозії, що виникла внаслідок великого обезліснення та орушення землі в басейнах річок Європи. Розрізняють два основних періоду: 5-го століття до н.е. - 5 ст. А.Д. і 16-19 вв. Людське зниження навантаження на осад, викликане зменшенням ерозії, яке було зумовлено зменшенням орних земель та впровадженням програми лісовідновлення в річкових басейнах Європи. Одним з таких періодів є перша половина ХХ століття.

Прибережна зона Чорного моря в контексті введення річки може бути розділена на наступні шість секторів: північно-східне (узбережжя Росії), східне (узбережжя Грузії), південь (узбережжя Туреччини), південно-західне (болгарське узбережжя), північно-західний (узбережжя Румунії та України), узбережжя Криму (Україна). Уздовж російського узбережжя більшість річок, що впадають у Чорне море, невеликі (табл. 4); найбільша серед них - річка Мзимта, яка має дренажну площу 885 км<sup>2</sup>, середньодобовий річний водотоп 1,56 км<sup>3</sup>, а також суспендоване навантаження осаду 0,26 x 10<sup>6</sup> т. Щорічний водний сток більшості річок становить менше 0,15 км<sup>3</sup>. Лише річки Пшада, Туфапс, Аше, Пезуапсе, Шахе та Сочі вивозять у море більше, ніж 0,3 км<sup>3</sup> рік<sup>-1</sup> води. Річки в північно-східній частині Чорного моря трохи постраждали від змін, викликаних людьми. Загальні обсяги стоку води та суспендованих відкладень до Чорного моря від річок в межах Росії складають близько 6,4

км<sup>3</sup> рік<sup>-1</sup>. Більша кількість води, багата річками, надходить у Чорне море у його східній частині. Загальний річний обсяг надходження річкової води до Чорного моря з Грузії (включаючи малі річки) становить 45,7 км<sup>3</sup>. З цього майже три квартали походять від основних річок: Бзиб (3,79 км<sup>3</sup>), Кодорі (4,17 км<sup>3</sup>), Енійкаліський канал (трубопровід для каналізованої та контрольованої річки Інгури) (3,15 км<sup>3</sup>), Ріоні 13,38 км<sup>3</sup> і Чорохі (8,71 км<sup>3</sup>). Кілька річок у Західній Грузії регулюються водосховищами і використовуються для виробництва гідроелектроенергії. Проте цей контроль незначно впливає на Ріоні або Гуміста, і їх загальний середньорічний водний сток практично не змінюється. Проте, в Інгури середній рівень скидання води з 1976 р. Знизився з 165 до 39,5 м<sup>3</sup> с<sup>-1</sup> завдяки відводу води до каналу Ерицкалі з річним скиданням води на 100 м<sup>3</sup> с<sup>-1</sup>.

Найбільш поширені води річки (Дунай, Дністер, Південний Буг, Дніпро) пустять у Чорне море в її північно-західній частині. Сучасний загальний середньорічний водяний сток і завантажений суспензія дорівнюють приблизно 263 км<sup>3</sup> та 41,5 x 10<sup>6</sup> т відповідно. Дунай - друга річка в Європі по довжині, дренажний майданчик і водяний сток після Волги і перший у ґрунті осаду. Водний сток річки Дунай помітно піддається кліматичним змінам. Незважаючи на те, що водозабір і регулювання потоку Дунайський водний сток у другій половині ХХ століття збільшився через позитивні зміни опадів над вододілом річки. Навпаки, відкладення ґрунту ріки Дунай сильно знизилася після будівництва декількох великих водоймищ, у тому числі "Залізних воріт-І" в 1971 році.

Гирло річки Дунай є найбільшим серед інших річок в районі Чорного та Азовського морів. Це гирло належить до відкритого дельта-типу.

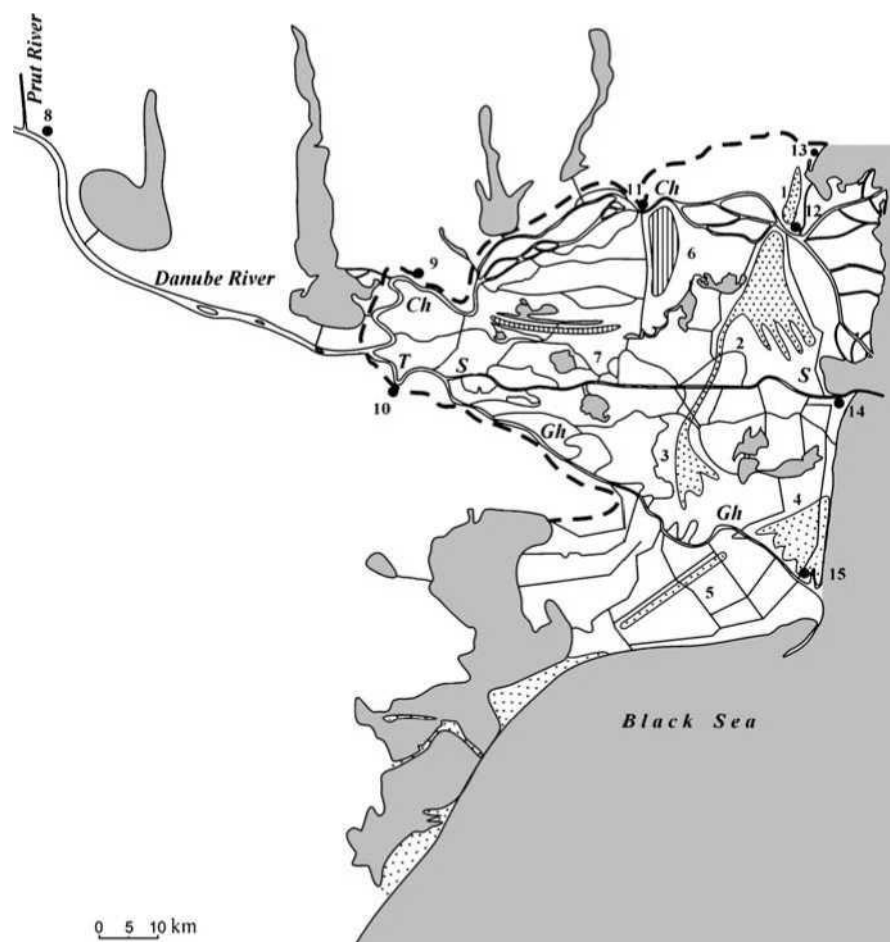


Рис.5 Схема ріки Дунаю. Основні гілки дельти: Ч Кілія, Т-Тульцея, С-Суліна, Г-Георге. Піщані гряди (стародавні прибережні бари): 1 - Джибрієн, 2 - Летей, 3 - Караорман, 4 - Саратуріле, 5 - Красниколь. Глиничні гряди: 6 - Киля, 7 - Стипок. Населення: 8 - Рені, 9 - Ізмаїл, 10 - Тульча, 11 - Кілія, 12 - Вілково, 13 - Приморське, 14 - Суліна, 15 - Сфінту Георге. Тире лінії є сухопутною кордоном дельти

Сучасна область дельти Дунаю дорівнює 4200 км<sup>2</sup>; ця дельта є третім у Європі розміром після дельти річок Волги і Терек. Дельта Дунаю розташована на території двох країн, на півдні Румунія та на півночі України. Румунська та українська частини дельти складають приблизно 80% та 20% від загальної площі дельти, відповідно. Багатогалузева дельта Дунаю являє собою унікальний географічний об'єкт із великою різноманітністю ландшафтів, включаючи широку періодично затоплену заплаву, болота і плавс, численні великі та малі озера, дельта-піщані хребти, дельті-піщані пляжі вздовж дельти, ліси, сади, культивовані землі і т. д. Густа канална мережа складається з основних гілок дельти, численних природних

розподільних каналів, штучної навігації, зрошувальних і каналізаційних каналів тощо. Дельта Дунаю відома через дуже високу біорізноманітність. Тут було зареєстровано понад 1600 видів рослин. У дельті Дунаю є найбільша компактна зона тростини, яка займає 1560 км<sup>2</sup>. Частина тростинного покриву представлена так званим "пухким" або плаваючим шаром тростинних коренів на поверхні кількох озер. Дельта Дунаю є місцем проживання для понад 3500 видів фауни, включаючи рідкісні або цінні: пелікан, пігмейський баклан, лебідь, червоноподібний гусак, мігруючі осетрові тощо. На територіях розташовані дві великі та відомі біосферні заповідники дельти, що належить Румунії та Україні. Дельта Дунаю включена до списку всесвітньої природної спадщини в рамках Конвенції про всесвітню спадщину в списку конвенцій Рамсар як зони водно-болотних угідь міжнародного значення та в програмі ЮНЕСКО "Людина і біосфера". З давніх часів багаті природні ресурси річки Дунай (вода, земля, біологічні) були використані для риболовлі, сільського господарства та навігації. На сьогодні найбільш важливими інтенсивними землекористувачами є сільське господарство, будівництво портів та рибне господарство. Зараз основними містами та портами на вулицях Дунаю є Рені, Ізмаїл, Чилія, Вільково, Усть-Дунайськ (Україна), Тульча, Килія Веке, Суліна, Сфінту Георге (Румунія). Формування дельти Дунаю почалося від 6000 до 7000 років тому у великому затоці або лагуні, що виникла на прибережній рівнині після підвищення рівня Чорного моря. Це прибережне водоймище було частково відділене від моря довгим поясом пісчаних прибережних балок і косі. Пізніше цей пояс був розбитий в деяких місцях, проградуючи гілки дельти. В даний час ці давні приморські утворення представлені як піщані хребти та дюни всередині дельти (рис.5). На перших етапах розвитку дельти основний річковий потік протікав до моря вздовж південної межі дельти (нині Жоржинська гілка). Тоді утворилася давня Сулінська гілка. Тільки до 18-го століття, після заповнення неглибоких внутрішніх частин колишньої затоки річковими відкладами, почалося формування "морської" виступаючої дельти Чилі в прибережній зоні. Ця подія відбулася близько 1740-х років.

Протягом 19 століття площа і середня довжина дельти Килії зросли з 80 до 220 км<sup>2</sup> і від 8 до 15 км. До початку XXI століття його площа та середня довжина досягали 360 км<sup>2</sup> та 20 км відповідно. Найбільш інтенсивне зростання дельти Килії було у 1872-1883 рр. (4,3 км<sup>2</sup> рік<sup>-1</sup>), 1884-1894 рр. (3,6 км<sup>2</sup> рік<sup>-1</sup>) та 1894-1922 рр. (2,5 км<sup>2</sup> рік<sup>-1</sup>). Останнім часом скоротилася деградація Килії в море (до 1,5 км<sup>2</sup> рік<sup>-1</sup> в 1958-1972 роках і 0,36 км<sup>2</sup> рік<sup>-1</sup> в 1992-2002 роках). Цей процес був пов'язаний з проломуванням дельти до великих морських глибин, зменшенням осадового навантаження річки

Дунай, деяким перерозподілом річкової води та відкладень від гілки Чилі до сусідньої гілки Тулча у дельта-голові. Крім того, відставання прибережної смуги дельти Дунаю в цілому було посилено абразивом. Абразивний простір був особливо відзначений вздовж узбережжя румунської частини дельти Дунаю. Під час розростання в море дельта Чилі пройшла через низку фаз розвитку. На першій стадії (аж до початку XIX ст.) В ньому було менше 10 гілок і дуже запланована берегова лінія. З 1830 по 1922 рр. Число гілок росту збільшилося до 50-60. Після цього число гілок рота неухильно знизилося до 19 у 1957 році, 15 у 1980 році і 12 в даний час. Одночасно дельта-берегова лінія стала більш гладкою (рис.3). Уздовж цієї берегової лінії утворилися піщані пляжі, їх довжина збільшилася з 4 км у 1930 р. До 15 км у 1957 р. Та в 36 км у 2002 р.. Річка Дунай вносить до дельти близько 200-210 км<sup>3</sup> води на рік.

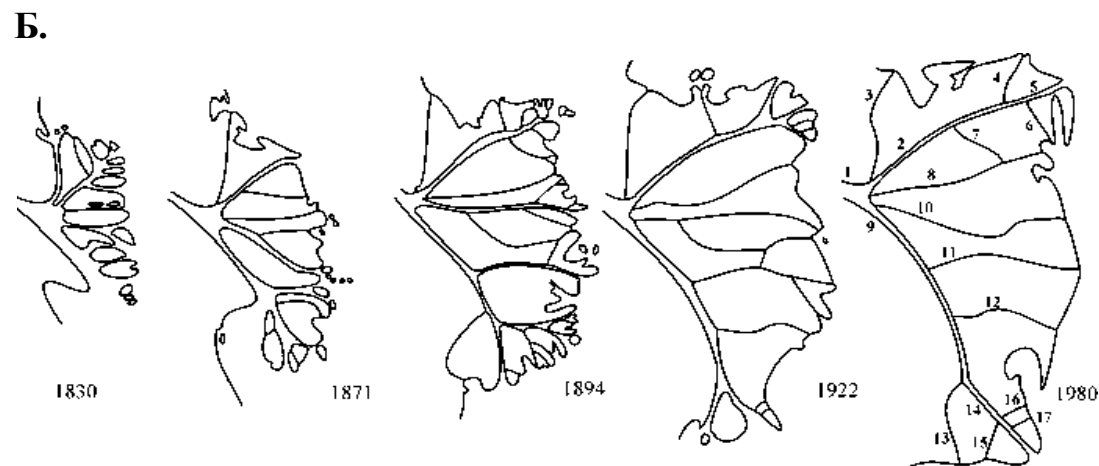
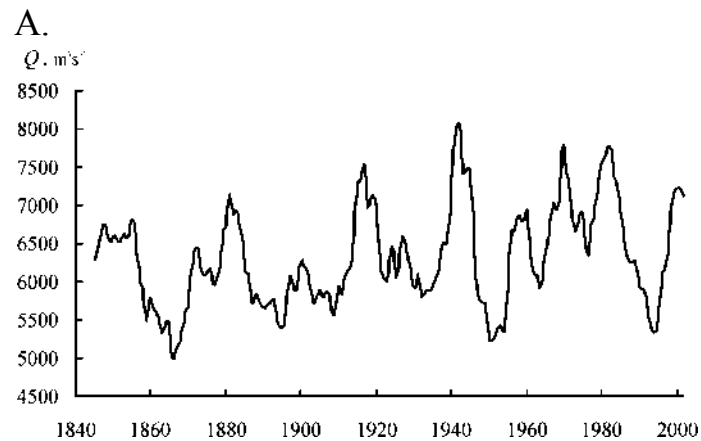


Рис.6. А - Довгострокові зміни річного скидання води Дунаю на дельта-голові за період 1840-2002 рр.

Б - Схема еволюції дельти Килія.

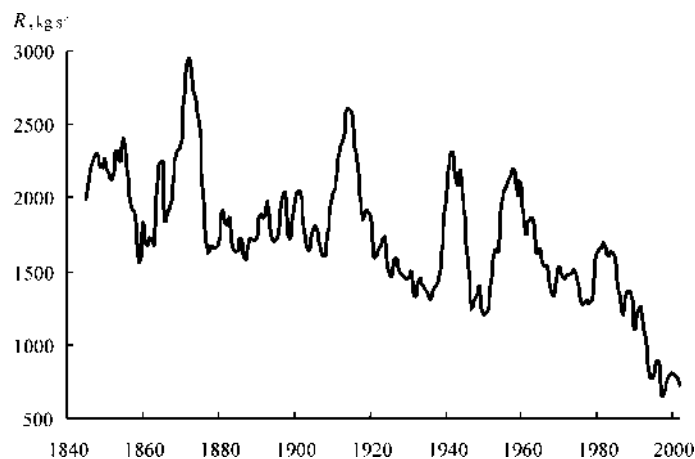


Рис. 7 Довготривалі зміни в річних відкладах відкладених відкладень річки Дунай на дельта-голові за період 1840-2002 рр. (Використовувався середній показник переміщення на шість років)

Сезонне розподіл водного стоку і завантаженого осаду практично не змінилося, незважаючи на будівництво пласта на річці Дунай. Водний сток річки Дунай у дельта-голові (вершина дельти) розподіляється між гілками Чилі та Тульчі. Потік водного стоку Тулчанської гілки розподіляється між гілками Суліни та Георги. Це розподіл води в дельті Дунаю не був стійким (рис. 6). На початку ХХ століття частка водного стоку Чилінської гілки почала знижуватися через швидку проградуванню Чилійської гілки в Чорному морі і, по суті, як наслідок штучного поглиблення і каналізації Сулінської гілки протягом 1868-1902 рр.

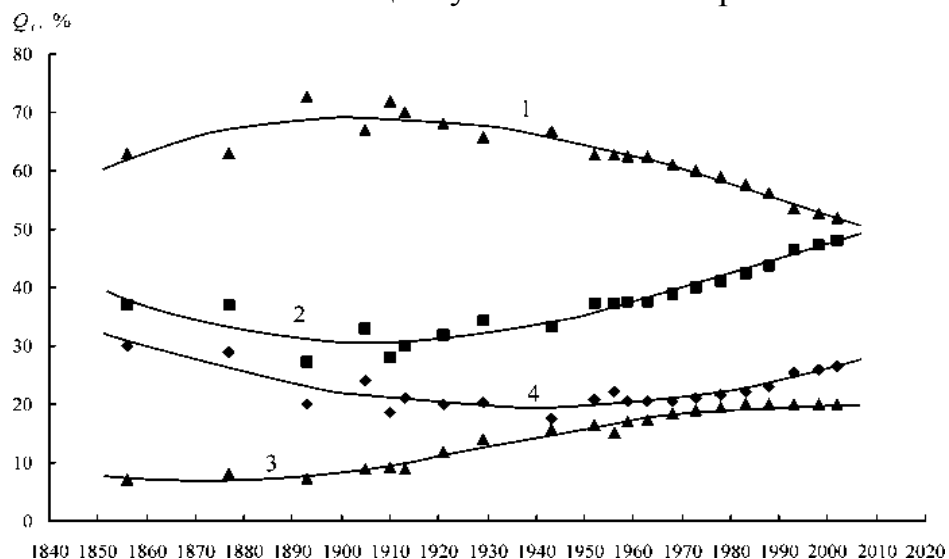


Рис. 8. Довгостроковий перерозподіл стоку річкової води між основними гілками дельти Дунаю (в% від середнього стоку річки на дельта-голові). 1 - Килія, 2 - Тулча, 3 - Суліна, 4 - Георге. Знаки містять дані спостережень

Ця частка змінилася з 72% каналу Дунаю в 1890-х-1910-х рр. До 62-63% у середині 20-го століття. Навпаки, частка водного стоку Тулча та Суліни

зросла. Нові зміни розподілу водного стоку в межах дельти відбувалися в 1980-х-1990-х роках внаслідок великомасштабних інженерних робіт з випрямлення меандрів у відділеннях Георга в 1981-1992 роках. Ці роботи призвели до скорочення довжини гілки Георга від 110 до 77 км.

Розподіл стоку води між гілками дельти Килії дуже змінюється. Впродовж другої половини ХХ століття деякі гілки (Бистрий, Циганські) були піддані ерозії та підвищенню стоку води; деякі з гілок періодично змінювали свій водний сток (Прорва, Гнеушев, Східний, Старостамбульський); деякі гілки зазнали сильного седиментації та зменшили їх стоки (Очаківський, Потаповський гілки). В окремих випадках деякі гілки заповнювалися відкладеннями та вимирали (Середні та Заводнинські гілки). Польові спостереження показують, що розподіл навантаження осаду між гілками дельти приблизно пропорційно розподілу стоку води. Вулиці річки Дунай, включаючи дельту, піддаються дії штормів. У прибережній зоні, під час сильних північно-східних і східних вітрів масштаби штормових викидів досягають 1,0-1,2 м. У періоди з низьким рівнем течії розповсюдження коливань рівня води в річці Дунаю може сягати 200-250 км.

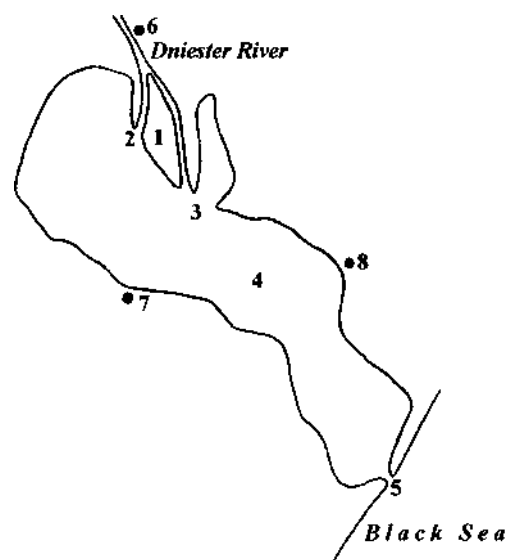
Під час низьких витрат і під впливом східних вітрів, морська вода може проникати в глибинні дельти каналів. Максимальна довжина вторгнення морської води, яка за останні десятиліття була зареєстрована у Сулінській гілці та 16,0 км у Очаківському відділенні, становила 16,5 км. Як правило, морська вода проникає в гілки дельти у вигляді "солончакового клина".

У другій половині ХХ століття річковий потік органічної речовини, поживних речовин та забруднюючих речовин помітно збільшився. Наприклад, збільшення концентрації аміачного азоту в 2,5 рази, нітритів та нітратів у 4 та 5 разів, відповідно, у фосфаті 2 рази. З початку 1970-х років також збільшилася концентрація важких металів та нафти в річкових водах. За період 1996-2000 рр. Надходження забруднюючих речовин до Чорного моря з Дунайськими водами включає: навту  $53 \times 10^{12}$  т, Cu  $1,2 \times 10^{12}$  т, а також Zn  $3,3 \times 10^{12}$  т. Поле солоності у рот біля прибережної зони Дунаю залежить від стоку води та вітрів. Під час високого потоку солоність води біля острова Змеїни може зменшуватися до 3% о порівняно з нормальною величиною 15%. Зона змішування річкової прісної води з солоністю менше 0,5%, а морсько-солонувата вода з солоністю до 18% займає вигин шириною до 20-30 км у період високого потоку та західних вітрів та 3 -5 км у довжину в період низького потоку та східних вітрів. Вода Дунаю поширюється в основному на поверхні шаром від 1-3 до 5 м. Водний сток річки Дунай та

його розподіл між гірськими дельтами відіграють дуже важливу роль не тільки в гідрологічному та гідрохімічному режимах прибережної зони дельти і гирла, а й у формуванні екологічних умов у північно-західній частині Чорного моря в цілому. Під час високих потоків води з невеликою засоленістю можуть досягти острова Змейні на сході, болгарське узбережжя на півдні та гирло Дністровського на півночі. Під час значних весняно-літніх річкових повеней область впливу Дунаю займає 70% північно-західної частини Чорного моря. Загальна площа прямої впливу річки, визначена за наявністю прісноводної фітопланктону, складає не менше 105 км<sup>2</sup>. Збільшення вхідного органічного речовини та поживних речовин у Чорне море викликає збільшення загальної біомаси фітопланктону. Влітку через формування температури, стратифікації солоності і щільності та цвітіння водоростей, випадання мертвого фітопланктону призводить, в свою чергу, до відсутності кисню і гіпоксії біля нижньої частини. Ці процеси слід розглядати як наслідок антропогенної евтрофікації моря. Спостереження показують, що площа гіпоксії безпосередньо залежить від обсягу Дунайського водного стоку під час весняно-літнього потопу. Крім того, ця площа залежить від часу піку повені. Якщо квітневий пік відбудеться, то прісні води річки витікають із північно-західної частини Чорного моря в південному напрямку під дією переважних північно-західних вітрів у цей час, а гіпоксія відсутня. Інша ситуація спостерігається, якщо пік паводку припадає на травень-червень, коли під впливом південних вітрів основна маса річкової прісної води залишається на північно-західній частині Чорного моря. У цьому випадку гіпоксія утворює пізніше і в районі між гирлом Дунаю і Дністром.

Область гирла річки Дністер складається із напівзамкнутого дельта-типу, в тому числі дельта Дністра, напівзамкнуті Дністровський Лиман, Цареградське відділення та відкриту прибережну зону (рис. 9). Невелика дельта річки Дністра має площу 48,6 км<sup>2</sup>. У дельті Дністра існує лише дві невеликі гілки: Глибокий Турунчук (праворуч) та Днієстер (ліворуч), відповідно, 5 і 12 км. Перша і друга гілки породжують відповідно 60 та 40% річного стоку води. Дністровський лівак площею 508 км<sup>2</sup>, довжиною 42,5 км, шириною від 4,2 до 12,0 км, середньою глибиною 1,5 м. Глибоке Цареградське відділення з'єднує напівзамкнуті лимани і відкриту приморську зону. Ширина в'їзду в найвужчому місці дорівнює 280 м, її глибини 10-12 м. Лиманова і відкрита приморська зона відокремлена косом (або прибережною смугою) шириною 0,5 км та довжиною 9,0 км. В даний час ця коса піддається абразива і відступу в північно-західному напрямку.





Ріс. 9 Схема річки Дністра. 1 - дельта Дністра, 2 - філія Глибокий Турунчук, 3 - Дністровське відділення, 4 - Дністровський ліманський, 5 - Цареградське відділення. Населення: 6 - Майяки, 7 - Білгород-Дністровський, 8 – Овідіополь

За період 1830-1993 рр. Дельта Дністра помітно проржала на дрібний Дністровський лиман. Довжина узбережжя та її протяжність зросла на 14,1 км<sup>2</sup> (41%) і на 6,9 км (33%) відповідно. Протягом 163 років середній приріст дельти було досить великим: близько 0,09 км<sup>2</sup> рік<sup>-1</sup>. У зазначений період середня величина осадження річкових донних відкладень у дельті і лимані дорівнювала 2,3 x 10<sup>6</sup> т рік<sup>-1</sup> або близько половини завантаження річкових відкладень. Товщина шару осадження за той же період складала 0,55 м, а середня швидкість накопичення перевищувала 0,3 мм рік<sup>-1</sup>. Гідрологічні та гідрохімічні режими дельти, а особливо лиману в основному визначаються припливом прісної води річок, місцевими кліматичними умовами, в тому числі вітровим режимом, а також водним обміном між лиманом і морем через випускний отвір. У 1954 та 1987 роках у середній частині Дністра було збудовано Дубоссарское і Дністровське водосховища. Загальне зберігання цих резервуарів становить відповідно 0,48 та 3,0 км<sup>3</sup>. Після введення водосховищ в експлуатацію водний сток Дністра знизився з 10,1 до 9,1 км<sup>3</sup> на рік-1, а завантаження суспендованих осадів зменшилося з 5,5 x 10<sup>6</sup> до 4,1 x 10<sup>6</sup> тис. т<sup>-1</sup>. Регулювання водяного потоку мало незначний вплив на режим дельти і лиману. Водний сток навесні та влітку (період високого потоку) дещо зменшився, але восени та взимку (період низького потоку) дещо збільшився. Води в лимані свіжі біля дельти і солоні в інших частинах. Середня солоність води в центральній частині лиману становить близько 1,5%, але в районі виходу може змінюватися від 2 до 16%. Потоки в лимані індуковані річковим

стоком води і вітром. Через вплив хвиль (в середньому 0,5 м в висоту) помутніння вод лиманів зазвичай більше, ніж у річкових вод. Сигнальні струми та викиди води в розетку під час сильних вітрових негативних спадів можуть досягати  $3 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$  і  $3000 \text{ м}^3$ , відповідно. В середині 20 віку середні річні компоненти водного балансу Дністровського лиману були обчислені наступним чином: Загальна кількість води ( $14,19 \text{ км}^3$ ) складається з стоку річкової води, що дорівнює  $10,16 \text{ км}^3$  (71,6%); приплив води з моря ( $3,75 \text{ км}^3$ , 26,4%); опади ( $0,238 \text{ км}^3$ , 1,7%); і надходження підземних вод ( $0,038 \text{ км}^3$ , 0,3%). Вихідні компоненти водного балансу (загальна продуктивність дорівнює  $14,19 \text{ км}^3$ ) - це течія через вихід у море ( $13,77 \text{ км}^3$  або 97,1%) та випаровування ( $0,418 \text{ км}^3$ , 2,9%). Можна показати, що випаровування перевищує кількість опадів, але обидва ці компоненти дуже малі. Екологічні умови в лимані (розподіл температури води та солоності, концентрація розчиненого кисню та фітопланктону та ін.) Залежать від припливу свіжих та солоних вод, введення поживних речовин і циркуляції води в лимані. Вищезгадане гідрологічні, гідрохімічні та гідробіологічні характеристики слід враховувати при використанні вод для іригації, рибальства та ін.

Устя річок Дніпро і Південний Буг має складну структуру і в цілому належить до полузамкнутого дельтовичного типу. Він складається з наступних частин (рис.10): Ріст гирла трьох річок - Дніпро, включаючи його дельту, Південний Буг і Інгул; Велике напівзакрите прибережне водогосподарство назване Дніпровсько-Бугський Лиман; Кінбурнський відділення, що з'єднує лиману та Чорне море; Відкриті прибережну зону моря в районі виходу. Верхня межа ріки до річок визначається шляхом розповсюдження варіацій рівнів води, викликаних штормовими спадами під час періодів низького потоку. Довжина цих доріг для розглянутих річок дорівнює 160, 100 і 20 км відповідно. На річці Дніпро Каховська дама обмежує відстань від поширення штормів. Дельта Дніпра - це наповнювач або байхед і багатогалузевий тип (рис.10). Площа і довжина дельти, що дорівнює  $350 \text{ км}^2$  і 47 км відповідно.

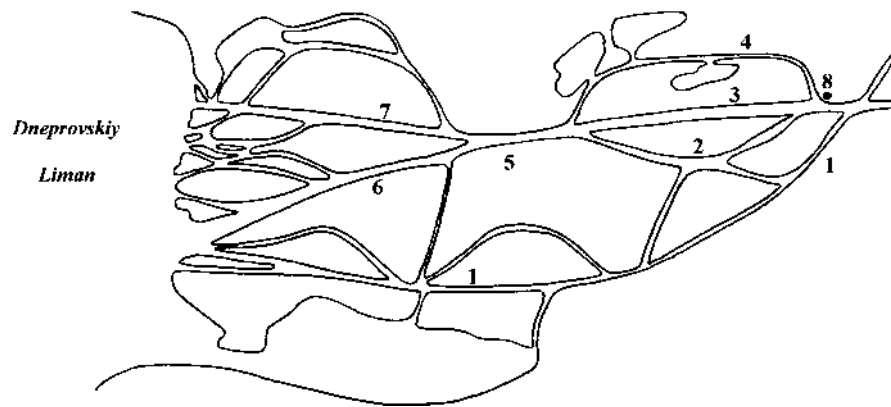


Рис. 10. Схема дельти Дніпра. Основні галузі: 1 - Конка, 2 - Стара Дніпро, 3 - Новий Дніпро, 4 - Кошева, 5 - Забич, 6 – Рвач, 8 - місто Херсон

Голова дельти розташована там, де починають формуватися малі гілки дельти. Поруч із м. Херсоном (28 км від лиману) основний дельта-канал поділений на чотири великі гілки (зліва направо): Конка, Старий Дніпро, Новий Дніпро, і Кошева. Вниз по течії ці гілки з'єднуються знову. На узбережжі цього місця розташовані наступні головні дельта-гілки: Конка (ліворуч, 15% загального стоку річкової води) і Забич (праворуч, 85%). Галузь Забич після цього розділена на Бокай (ліворуч, 50% від загального стоку річкової води) та Рвач (праворуч, 35%) гілок (рис.10). Дніпровсько-Бугський лиман являє собою затоплені річкові долини, розширені в напрямку на море. Лиман має три частини: Дніпровський Ліман, Бугський Лиман та їх об'єднана частина. Площа Дніпровсько-Бугського лиману дорівнює близько 1000 км<sup>2</sup>, її довжина від дельти Дніпра до виходу Кінбурнського становить 63 км, її ширина до 15 км, а її середня та максимальна глибини - 4,4 і 12 м. Довжина і максимальна ширина Бугського лиману дорівнюють відповідно 42 і 2 км. Кінбурнська має ширину в найвужчому місці 3,7 км; її середня глибина складає 4.3-4.5 м, а максимальна глибина в навігаційному каналі досягає 20 м. Розглянута область річок роти грає дуже важливу роль в економіці та екологічному управлінні цієї частини України. Річки Дніпра та Південного Бугу є важливими водними шляхами. Тут знаходяться численні великі промислові центри та порти, такі як Херсон, Миколаїв та Очаков. Річкові води широко використовуються для зрошення та водопостачання. У цьому регіоні також розвиваються сільське господарство та рибальство. Через складну структуру досліджуваного об'єкта та сильних людських змін в управлінських факторах, режим гирла дуже складний

Водний сток Дніпра був високо регульований внаслідок будівництва каскаду водосховищ у 1950-1960-х роках. Найбільш сильний вплив річкового регулювання на рентну область відбулося після будівництва в 1958 році

Каховського водосховища зі загальним сховищем  $18,2 \text{ км}^3$ . Внаслідок регулювання потоку річки та зняття води для ірригації середній річний стік води був знижений на 22%. Крім того, стік води під час високого потоку періоду з квітня по серпень знизився, і протягом періоду низького потоку з жовтня по березень (особливо в зимові місяці) збільшився. Ці довгострокові та сезонні зміни річного стоку води призвели до помітного чергування ротових процесів. Потік дельти зменшився, мінералізація води в дельті і лимані зросла. Солоність води в нижній частині Дніпровсько-Бугського лиману зросла влітку - осінній період до 5-10‰. Крім того, збільшується введення річкової органічної речовини, поживних речовин та забруднюючих речовин у лиман. Його екологічний стан був порушений. Цвітіння водоростей стали частіше. Аноксичні події стали відбуватися в глибокій частині каналів лиману і навігації. Аналіз змін у водному балансі Дніпровсько-Бугського лиману має особливий науковий інтерес. Серед основних вхідних компонентів водного балансу Дніпровсько-Бугського лиману є приплив річкових та морських вод. Ці величини оцінюються як  $56,7$  та  $37,4 \text{ км}^3$  на рік-1 (або 60,0 та 39,6% від загального обсягу споживання води) в природних умовах та  $46,0$  та  $40,74 \text{ км}^3$  на рік-1 (або 52,8 та 46,7% від загального обсягу споживання води) після річки регулювання потоку. Очевидно, що вплив річкового стоку зменшився, а вплив припливу води з моря збільшився. Серед вихідних складових водного балансу сума внеску відтоку води до моря через випускний отвір в результаті регулювання річкового потоку зменшилася з  $93,6$  до  $86,3 \text{ км}^3 \text{ рік}^{-1}$ . Тим не менше, його частка у загальному відтоку води практично не змінилася (99,2 і 99,1%). Внесок опадів та випаровування до водного балансу лиману дуже малий,  $0,368$  та  $0,802 \text{ км}^3 \text{ рік}^{-1}$  відповідно, а друге значення значно перевищує перший.

Змішана з водами річок Дніпро і Південний Буг, велика кількість живильних речовин людини, включаючи азот і фосфорні комбінати, забруднюючі речовини, включаючи важкі метали та вуглеводні, а також органічні речовини впадають у північно-західну частину Чорного моря. Вплив на море став дуже серйозною екологічною проблемою.

Орієнтовне прогнозування гідрологічних, гідрохімічних та морфологічних процесів у районах річок у майбутньому може бути зроблено лише з урахуванням очікуваних природних та техногенних змін у регулюючих факторах та сучасної тенденції зміни структури та режиму предмети під увагою. Можливі зміни основних зовнішньоекономічних

факторів, що впливають на структуру та режим річок Чорного та Азовського регіону:

1. подальше зниження річного річкового стоку, а особливо насипу осаду, в результаті відведення води та конструювання пласта;
2. перерозподіл сезонного стоку води через регулювання потоку річок: зменшення стічних вод у період високих витрат та збільшення періодів низького потоку;
3. подальший підйом рівня моря та супутня інтенсифікація хвильової дії на узбережжях дельти;
4. збільшення вхідних водних речовин ріки, органічних речовин та забруднюючих речовин.

Крім того, у майбутньому в рамках дельти може бути здійснено великомасштабні інженерні роботи, включаючи поглиблення каналів, будівництво водотоннажних і розподільних споруд, будівництво набережних тощо. Вищезгадане зовнішнє вплив може посилити сучасні тенденції процесів у районах річок. Тому очікувані зміни структури та режиму річок гирла Причорномор'я та Азовського моря складаються з наступного:

1. зменшення площ затоплення в дельтах під час високих потоків в результаті регулювання річкового потоку та будівництва дамби;
2. зменшення довжин поширення варіацій рівня води, викликаних штормовими спахами в періоди низького потоку після регулювання річкового потоку;
3. посилення вторгнення морської води в штучно поглинені дельта-гілки;
4. перерозподіл водного стоку в штучно поглинені дельта канали;
5. посилення абразивних процесів вздовж узбережжя дельти Дунаю, Ріоні та Кубані як наслідок зменшення вхідних річкових донних відкладень та підвищення рівня моря та дії хвиль. Проградація берегової лінії дельти у відкрите море можлива лише в гирлах основних гілок дельти (Бистри і Старостамбульський в дельті Дунаю, Кубані та Протока в Кубанській дельті). Триває повільна проградація дельти Дністра на дрібні Дніпровські лимани;
6. формування комплексів, що складаються з прибережних смуг та малих лагун вздовж низьколежачих периферійних частин великих дельт Дунаю, Дніпра та Кубані під впливом підняття рівня моря та хвильової дії;
7. погіршення якості води в гирлах річок, включаючи дельти, напівзамкнуті лимани і бухти, а також відкриті прибережні зони внаслідок постачання поживних речовин, органічних речовин та органічних речовин, що утворюються в результаті річок; накопичення цих речовин у воді та донних відкладах у каналах, озерах, бухтах, болотах тощо; процеси ресуспензії та вторинних забруднювачів. Необхідно підкреслити, що надходження річкової води та речовини та гідрологічні процеси в гирлах річок матимуть глибокий і зростаючий вплив на великі сусідні морські райони та узбережжя. Можливо,

що в деяких морських районах в майбутньому буде частішати процеси евтрофікації та такі несприятливі події, як розлив аль-гала та гіпоксія. Такі умови можуть мати місце в північно-західній частині Чорного моря в очах річок Дунаю, Дніпра та Південного Бугу та в Таганрозькій затоці Азовського моря. Значне зниження надходження до Моря річкових осадів разом із підвищенням рівня моря та хвильовою діяльністю може порушити осадовий баланс у прибережній зоні та посилити абразивність і відступ моря. Вплив потоку річкової води на водний баланс Чорного та Азовського морів в наступному десятилітті очікується в сучасній період.

### **Вітрові хвилі**

Відповідно до характеру вітрової активності над морем, важкі хвилі розвиваються переважно восени і взимку в північно-західній, північно-східній та центральній частинах моря. У морі в залежності від швидкості вітру і відстані хвильового вектору переважають хвилі висотою 1 -3 м. У відкритих морських районах максимальна висота хвиль може досягати 7 м; при сильних штормах вони можуть бути ще вище. Південно-західна і південно-східна частина моря - спокійніша; Тут сильні вітри рідкісні, а зазвичай під час штормів висота хвиль не перевищує 3 м. Режим вітряної хвилі Чорного моря погано вивчений, оскільки в відкритій частині моря практично немає інструментальних спостережень хвиль. Основні характеристики хвиль визначали за допомогою кальцинувань; це також стосується висот хвиль, наведених вище. Між тим, в екстремальних умовах висота хвилі може бути значною. Наприклад, 14 листопада 1854 року під час Кримської війни в районі Балаклави затонуло спільне англо-французьке ескадру 34 кораблів; втрати досягли 1500 моряків. Пізніше такі екстремальні шторми були зареєстровані в листопаді 1969, 1981 та 1992 рр. У цих випадках максимальна висота хвиль у відкритій частині моря може досягати 14-15 м. Сильні хвилі, що розвиваються під час штормів, створюють серйозні перешкоди для практичної діяльності в морі та на узбережжі, такі як небезпека для навігації, руйнування прибережних споруд та, нещодавно, втрати при пошуках та видобутку вуглеводневих ресурсів. У деяких випадках штормова активність посилюється місцевими вітрами завдяки ораторським ефектам. Одним із найнебезпечніших наслідків, пов'язаних із дією вітрової хвилі, є поява так званого феномена тейгун у вибраних портах Кавказького узбережжя. У цих випадках кораблі в портах, як пришвартовані, так і пришвартовані, починають спонтанно рухатися; вони притискаються до причалів або, навпаки, віддаляються від причалів, розриваючи їх канати кріплення. Це явище може тривати до дня або довше, причина якої, мабуть,

пов'язана з генерацією резонансу природних коливань водної маси в басейні порту, викликаного проникненням в нього довгих хвиль набряку з вільними коливаннями судно пришвартоване Тягун найчастіше спостерігається у порту Туапсе (до 20 випадків на рік), а також у порти Поті та Батумі (5-7 випадків на рік).

### **Баланс вод**

Розрахунки водного балансу Чорного моря були виконані багатьма вченими, і їх результати, природно, дещо відрізняються. Це залежить відзначення даних, взятих як підстава для обчислень та періодів усереднення. Найважчою складовою для її оцінки є обмін водними шляхами через протоку Боспору, завдяки своїй сильній мінливості та відсутності інструментальних даних. Тут інформація про водний баланс переважно відповідає найбільш повному набору даних за період 1923-1985 рр. Тим часом, нещодавно В.Н. Михайлов отримав вишукані дані про річковий стік до Чорного моря (див. Відповідну главу), що дає значення  $16 \text{ км}^3 / \text{рік}$  більше, ніж загальноприйнятий. Завдяки цьому ми трохи виправили компонент втрат водного обміну через протоку Босфор. Частина водного балансу Чорного моря складається з річкового стоку, атмосферних опадів та морського водопостачання через Босфорський і Керченський протоки. Невеликий внесок також забезпечує постачання підземних вод. Витратна частина балансу включає випаровування з водної поверхні та вилучення вод Чорного моря через Босфорський і Керченський протоки. Середньорічна вартість цих компонентів балансу (за певних припущень) становить близько  $816 \text{ км}^3 / \text{рік}$ , тобто лише 0,15% загального обсягу вод Чорного моря. Близько  $354 \text{ км}^3$  річкових вод щорічно подається до моря; з них до  $200 \text{ км}^3$  сприяє річка Дунай. Опалювана атмосфера у вигляді дощу та снігу дає  $237 \text{ км}^3$  води. Нижчий струм через Босфорську протоку щорічно забезпечує близько  $175 \text{ км}^3$  солоних вод Мраморного моря, а Керченська протока постачає приблизно  $50 \text{ км}^3$  від Азовського моря. Середні річні витрати води на випаровування складають до  $396 \text{ км}^3$ ; верхній струм у протоці Боспору вилучає близько  $385 \text{ км}^3$  води Чорного моря до Мраморного моря, а відведення води через Керченську протоку до Азовського моря складає  $35 \text{ км}^3$ . Отже, квітаційна частина балансу в основному складається з річкових вод, що складають близько 40% усієї поданої води. Цей компонент характеризується сильною мінливістю. Витратна частина балансу складається з випаровування та відведення води через Босфор. Тим часом, випаровування характеризується низькою мінливістю і, отже, не має суттєвого впливу на зміни водного режиму. Розподіл вод, що постачаються над морським районом, досить нерівний.

Рибний сток переважно зосереджений у північно-західній частині моря (до 80%) та, меншою мірою, на південному сході. Вод Азовського моря із солоністю 10-14 пс протікає через Керченську протоку до північно-східної частини Чорного моря. Вони мають низьку густину і розповсюджуються з струмами в верхньому шарі моря. Солоні (близько 30 ‰) води Мармурового моря доставляються з нижнім струмом Боспору в південно-західній частині моря на рівні близько 50 м. Ступінь опріснення верхнього водного шару моря протягом року в основному залежить від обсягу річкового стоку та його розподілу над морською територією. У весняно-літній сезон море отримує близько 60% річного обсягу стоку. У середньому максимальне та мінімальне значення стоку визначають відповідно у травні та вересні. Сезонні та міжрічні зміни компонентів водного балансу, нарешті, впливають на рівень моря та водний обмін через протоку Босфор. У вищезгаданому варіанті водного балансу ми припускали рівновагу між її надходженням та витратними частинами, що є досить умовним. Наприклад, через нещодавно спостерігалось підвищення рівня моря в Чорному морі, вода повинна перевищувати втрати води приблизно на  $2 \text{ км}^3 / \text{рік}$  (або навіть більше). Проте тенденції зміни рівня моря на різних ділянках узбережжя різні та не скрізь реєструються. Тому для того, щоб загально оцінити водний режим, ми вважали розумним подання водного балансу, а не водного "бюджету" Чорного моря.

### **Рівень моря**

Спостереження за рівнем Чорного моря почалися в середині XIX століття. Найбільш довга серія спостережень доступна в Румунії для портів Констанца і Суліна (з 1858 р.), В Україні (Очаков з 1874 р., Одеса і Севастополь з 1875 р.), А також Грузія (Поті, з 1874 р. і Батуми, з 1882). В даний час спостережна мережа рівня Чорного моря включає 30 станцій (з них 13, в Україні - 2, в Російській Федерації - п'ять, у Болгарії - три, у Румунії - три в Туреччині та два - в Грузії). Протягом останнього десятиліття рівень моря також вивчається з використанням супутників. Багаторічні зміни рівня моря. Аналіз даних спостережень за рівнем Чорного моря за минулий сторіччя дозволив визнати етапи своєї багаторічної мінливості. На першому етапі (з початку спостережень до середини 1920-х років) рівень був відносно стабільним, з невеликою тенденцією до падіння. Згодом він почав зростати з середньою швидкістю  $0,16 \text{ см} / \text{рік}$ ; в окремих інтервалах цей показник був значно вище. Наприклад, на гідрометеорологічній станції Туапсе загальна тенденція протягом всього періоду спостережень складає  $0,23 \text{ см} / \text{рік}$ , тоді як за останнє десятиліття минулого століття вона складала  $1,2 \text{ см} / \text{рік}$  (рис.11).



Сучасне зростання рівня Чорного моря найчастіше пояснюється мінливістю компонентів водного балансу цього басейну. Серед інших причин цього явища слід відзначити зростання загального рівня в Атлантичному океані. У багаторічній мінливості рівня Чорного моря, крім тенденції до рівня моря, ми можемо відрізнити деякі надійні міжгалузеві періоди: 2,5, 3,5-4 і 10-20 років. Ці коливання моря рівні найчастіше пояснюються змінами прісноводного балансу Чорного моря.

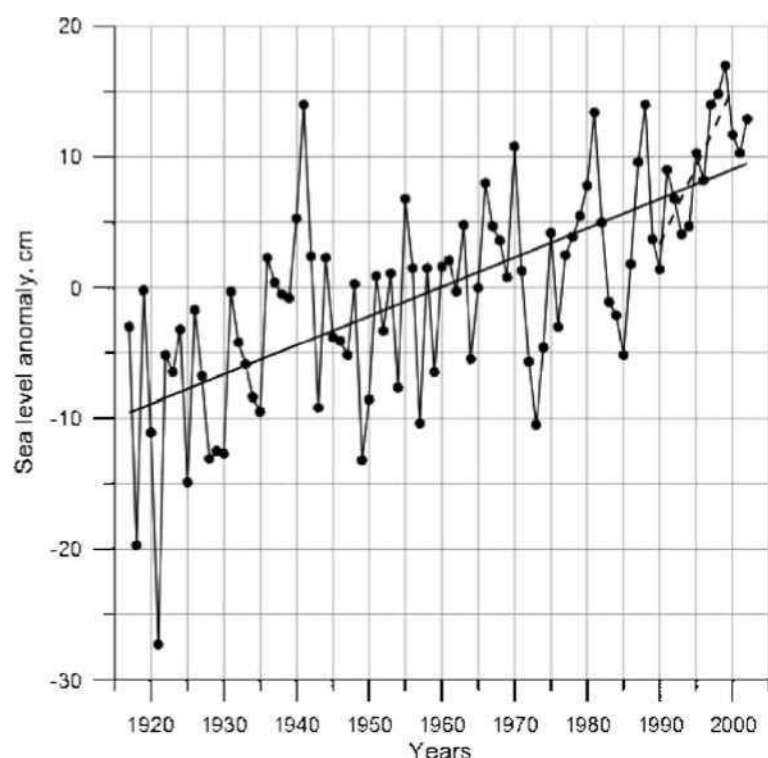
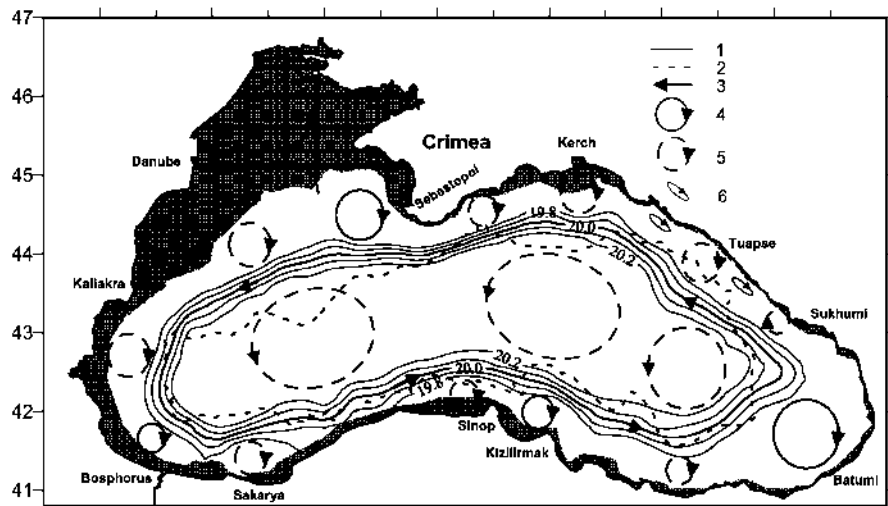


Рис.9 Середні щорічні аномалії рівня моря в Туапсе за даними PSMSL (Служба постійного обслуговування середнього рівня моря). Суцільна лінія показує лінійну тенденцію для всієї серії спостережень; пунктирна лінія представляє дані за 1990-2000 рр. Аномалії рівня моря були розраховані з урахуванням середнього значення за весь час спостережень на гідрометеорологічній станції

## Морський лід

Чорне море - частково замерзаючий басейн. Лід формується лише у вузькій смузі в її північно-західній частині. Навіть у суворох зимах вона охоплює не більше 5% морського простору, тоді як в помірних зимових областях покриття становить 0,5-1,5% площі. У надзвичайно суворох зимах швидкий лід простягається вздовж західного узбережжя до на південь до Констанці і плаваючий лід може рухатися до Босфорської протоки. За останні 150 років потоки льоду в протоці спостерігалися п'ять разів. У м'яких зимах, тільки



У помірних зимах кордон моря проходить на відстані до Гендровської коси. Далі і сягає середньої частини іколи не перевищує 15 см, У Керченській протоці лід о Тузлинської коси разом з тиною. Тут лід є найбільш стині Керченської протоки іновий зимовий період, а пролив можна багаторазово відкрити та заморожувати. На сильних північних та північно-східних вітрах на північному вході в протоку, що запобігає від судноплавства, накопичуються великі маси компактних і гудячих льодів. Тим часом, під південними вітрами, протоку швидко виділяється з компактного льоду. Зазвичай льодовики в морі починаються в середині грудня, тоді як максимальне збільшення льоду спостерігається у лютому. Море звільняється з льоду у березні (ранній випуск на початку березня та пізній випуск у квітні). Тривалість льодового періоду коливається від 130 днів у надзвичайно важких зимах до 40 днів у м'яких зимах. Ледовий покрив Чорного моря характеризується нестабільністю. У різних регіонах північно-західної частини моря, лід може неодноразово з'являтися і зникати. Кількість таких випусків на одну зиму в середньому становить 2-4 рази, і може сягати десять разів або більше. Крижане покриття північно-західної частини Чорного моря добре корелює з температурою повітря в цьому регіоні.

## Циркуляція вод

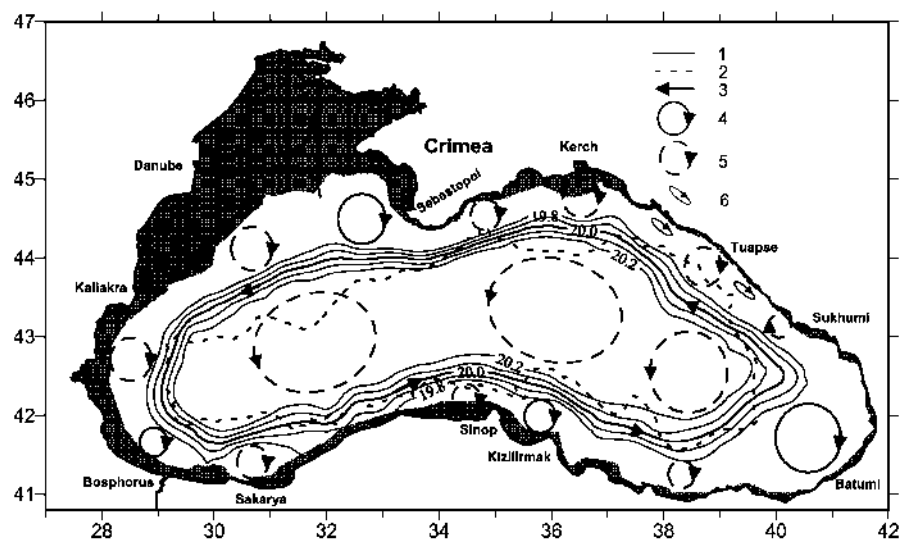


Рис. 12 Загальна схема циркуляції в верхньому шарі Чорного моря (0-500 м): 1 середньорічна кліматична ізогаліни (псу) на глибині 100 м, контур 2 глибини 1000 м, 3 біфуркаційна гілка поточного потоку, 4 квазі - стаціонарні вихри, 5 нестаціонарних вихорів та суббесірних гір, 6 нестаціонарних прибережних вихорів. Територія, менша за 100 м, затінена

Максимальна середня швидкість (0,63 мс<sup>-1</sup>, усереднена протягом 13 днів) була зареєстрована на захід від Боспору в липні 1972 р. На глибині 25 м. У семи поточних записах на глибині 5-25 м "швидкі" швидкості перевищують 1 мс<sup>-1</sup>: у двох випадках від болгарського узбережжя, а решта випадків приурочені до узбережжя Кавказу. Абсолютний максимум (1,41 мс<sup>-1</sup>) був виявлений з мису Каліакра у вересні 1976 р. На глибині 5 м в точці з глибиною моря 37 м.

Співвідношення стандартного відхилення середньої швидкості до його власного значення, яке називається коефіцієнтом варіації, практично не залежить від глибини (рис.13 б). У більшості випадків коливання струмів перевищують середні швидкості. Тим часом серед 59 середніх значень швидкості, що перевищували 0,25 м-с-1 (більшість з яких були зареєстровані в серцевині МРК Чорного моря), 39 характерних варіаційних коефіцієнтів значно нижчі за одиницю (у середньому 0,54) і тільки дев'ять значень були трохи вище, ніж єдність (в середньому 1,34).

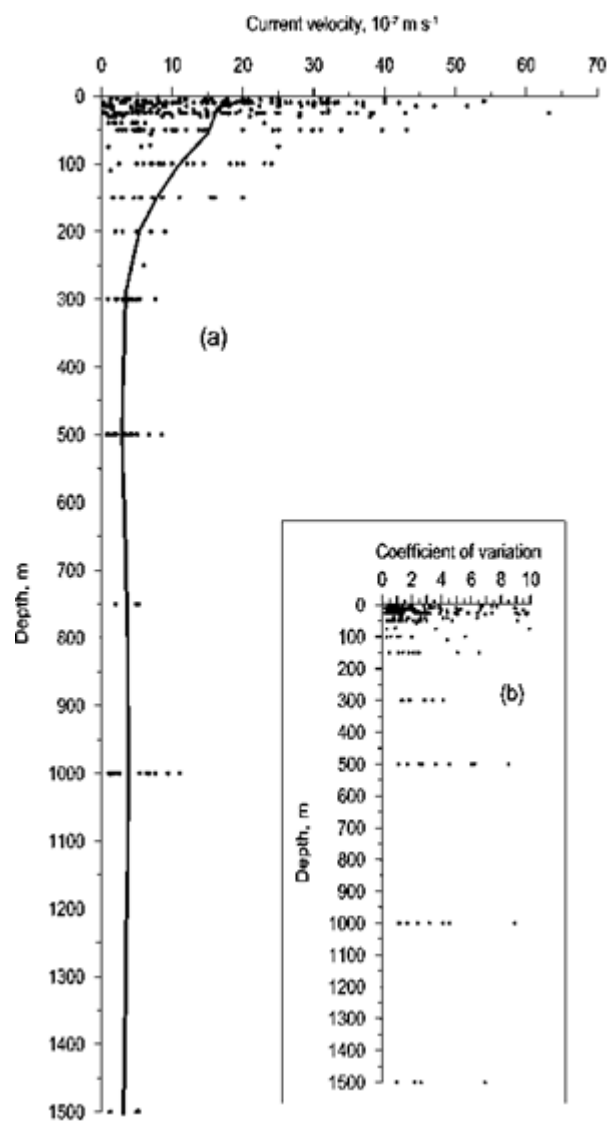


Рис. 13. а - Чорноморська середня швидкість потоку ( $10^{-2} \text{ m s}^{-1}$ ) і в її коефіцієнт варіації проти глибини (м) від швартовних спостережень. Товщина лінії - загальний середній профіль швидкості потоку

Гідрографічні обстеження та супутникові спостереження показали широкий спектр просторово- часові та кінематичні параметри прибережних антициклонів. Їх діаметри можуть змінюватися від  $\sim 40$  до  $\sim 100$  км, вертикальне подовження змінюється від  $\sim 150$  до  $\sim 400$  м, а орбітальна швидкість коливається від  $\sim 10$  до  $60$  см / с. Найбільш характерна швидкість перекладу антициклонів вздовж узбережжя складає  $2-6,5$  см / с, хоча на вибраних ділянках їх маршруту вона може досягати  $\sim 15$  см / с або падати майже до нуля (коли вихрові поверхні в одному і тому ж місці протягом тривалого періоду). Час поширення такої структури вздовж узбережжя (континентального схилу) коливається від приблизно тижня (коли вихор зливається з сусідньою структурою або відділяє від узбережжя) до п'яти місяців (наприклад, над широким північним західний схил. Кількість

одночасно існуючих вихри над морським периметром, здається, залежить від сезону і особливої гідрометеорологічної ситуації (інтенсивність РК та завихнення вітрового поля). Наприклад, у червні 1998 р. було виявлено 10 вихорів (6 з них були розташовані біля Анатолійського узбережжя). Чисельне моделювання призводить до 12 прибережних вихорів за річний цикл. Регіональна статистика кількості берегових вихорів, сформованих (або пройдена через територію твердих часток) на основі польових спостережень, доступна лише для північно-східної частини моря, де щорічно зареєстровано в середньому 32 вихри (з максимальне та мінімальне число 46 і 19, відповідно).

Великий довгоживий антициклонічний вихор, що центрований у  $43^{\circ}$  с.ш. і  $34^{\circ}$  в.д., в районі між західним та східним циклонізмом (приблизно у південній частині Криму) був виявлений гідрографічним сюрвейем 1984 р. [6] Вона утворилася у вересні 1984 року внаслідок злиття двох інших антициклонів, утворених внаслідок бароклінічної нестабільності і відриву від нього меандрів на півночі (від кримського узбережжя) та на півдні (від турецького узбережжя поблизу Синоп). Його діаметр перевищував 100 км, максимум орбітальної геострофічної швидкості становив 25-45 см / с, а швидкість зсуву на захід склала близько 1 см / с. Аномалії щільності та засолення, пов'язані з цим вихром, простежувались до глибини 1000 м, а аномалії температури були спричинені до 300 м.

Мезомасштабні вихри здійснюють водообмін як у прибережній зоні, так і між цією зоною і відкритим морем. У регіонах з вузьким континентальним схилом, де прибережні антициклони замикаються між узбережжям (наприклад, уздовж Кавказького узбережжя у північно-східній частині моря) вони забезпечують постачання більш чистих вод з глибокого моря до узбережжя в їхніх фронтальних частинах і видалення більш забруднених вод у їхніх задніх частинах. Антициклони транспортують теплішу і меншу солону прибережну воду разом з домішками природного та антропогенного походження, що містяться в ній, з місць їх утворення до місць розпаду антициклона або злиття з іншими вихровими структурами. Рух цих вихорів уздовж узбережжя забезпечує зміну в напрямку ближнього берега струму.

Супутникові знімки та гідрографічні обстеження свідчать про різноманітність гідродинамічних умов (з їх міжгалузевими, сезонними та синоптичними варіаціями) у Чорному морі. Мезомасштабні вихри діаметром до 100 км (як прибережних, так і глибоководних, що транспортують прибережні води до відкритого моря на відстані до  $\sim 200$  км), що поширюються понад 200 км від узбережжя, значно впливають на внутрішні -

східна вода коли-коли змінюється в морі, оскільки ширина глибоководної частини моря лише в кілька разів перевищує розмір головних упорядкованих конструкцій. Зокрема, захоплення води великими антициклонічними вихрами, розташованими над широким північно-західним схилом, забезпечує поширення розсоленої посудини з багатими поживними речовинами в глибоководний басейн західної частини моря і контролює біологічну продуктивність в західна частина Анатолійської прибережної зони. Зверніть увагу, що антициклонічні вихри (поглинання води в їх центрах) не призводять до утворення "біогідрохімічного бар'єру" між прибережною зоною і відкритим морем. Мезомасштабні особливості (вихри, струмені та нитки), утворені по всьому периметру моря, вирівнюють хімічні та біологічні параметри над його територією. Мезомасштабні вихри (антициклони, циклони та вихрові пари) та відповідні струмені також впливають на структуру РК і призводять до утворення великих меандрів струму, що рухають її вісь далеко від узбережжя на великі відстані та розгалуження. Зниження і підняття верхньої межі зони сірководню в антициклонах і циклонах відповідно можуть стимулювати вентиляцію аноксичних вод Чорного моря.

Важливий результат порівняльного аналізу циркуляції води в різні роки та відповідної інформації про вітрове поле полягає у встановленні можливості появи та, іноді, довготривалого (до 8 місяців) існування антициклонних вихорів у відкрите море (за межами континентального схилу) та виявлення чинників, що сприяють цьому явищу. Глибоководні антициклони характерні лише для східного басейну, де їх вигляд обумовлений відділенням антициклонів з узбережжя. Антициклонічні вихри, які опинилися на цьому схилі через їх формування з південно-західного узбережжя Криму, або передача з східного басейну, поширюються на південний захід, ніколи не надходять у глибоководну частину моря.

Вплив місцевих синоптичних вітрів також сприяє інтенсифікації горизонтального водного обміну в Чорному морі. Наприклад, вони викликають вітрові феномени та формування ниток берегових апокюндацій і забезпечують відокремлення прибережних антициклонів від східного узбережжя (під північними вітрами) або вилучення вод шельфу до глибоководного басейну антициклонами над північно-західним континентальний схил (під західними вітрами).

## Термохалінна структура моря

Особливості термохалінної структури вод Чорного моря є явними проявами унікальності його природи в цілому. Більшість з них пов'язані з дуже обмеженим водним обміном Чорного моря з прилеглими до нього частинами Світового океану (Мармурове море та Азовське море), через що його зовнішній водний бюджет, як правило, невеликий.

Прісні води, що поставляються до Чорного моря з річковим стоком та опадами, розподіляються струмами та турбулентності над верхнім шаром моря товщиною 5-10 м навесні та влітку і до 40 -60 м на кінці зими. Зазвичай солоність води в цьому шарі знаходиться в діапазоні 17,5-18,5psu. Солоні (35-36 psu) води Мраморного моря течуть у південно-західній частині Чорного моря через протоку Боспору на рівні 60 м і опускаються в більш глибокі шари. Таким чином, у багаторічному середньому (кліматичному) режимі глибина 60 м являє собою межу діючого впливу поверхневих прісних вод та солоних вод Мраморного моря. Вони можуть бути названі первинними водними масами, які постачаються до Чорного моря ззовні, які не мають прямого контакту в Чорному морі.

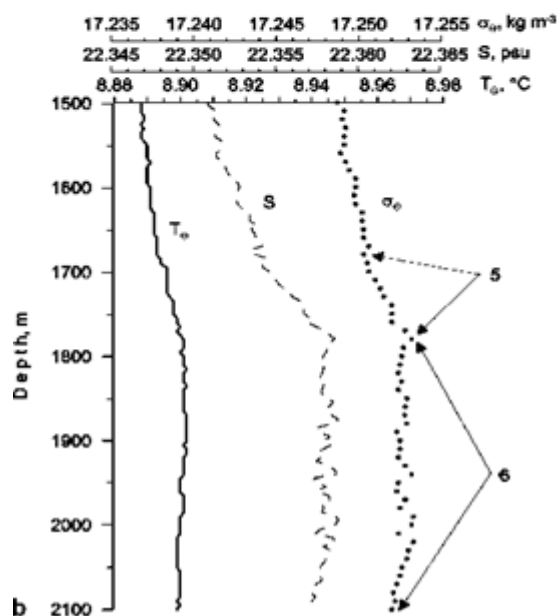
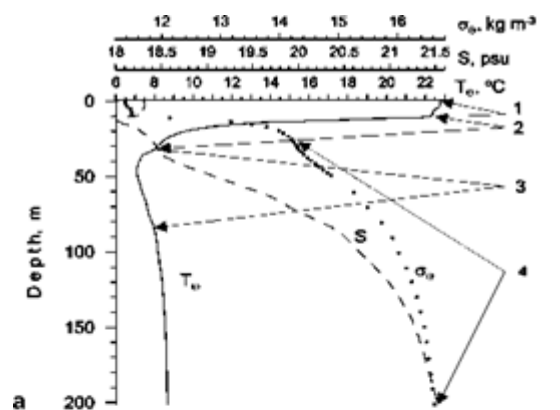


Рис.14. Вертикальні профілі температури водного потенціалу ( $T_e$ , градуси Цельсія), солоності води ( $S$ , одиниця практичної мінералізації) та питомої питомої питомої щільності, а у верхньому шарі Чорного моря центрального області у серпні 1995 р. і б в глибокому шарі (середні величини, що базуються на вимірах STD з високою роздільною здатністю). 1 верхній змішаний шар, 2 сезонні пікноклін (термоклайн), 3 прохолодних проміжних шару, 4 основні пікноклін (галоклін), 5 глибоких пікноклін, 6 нижніх змішаних шарів.

Абсолютний мінімум температури води у Чорному морі звичайно зустрічається у верхній частині основного пікнокліна і має значення  $6,5-7,5^{\circ} \text{C}$  (див. Рис. 143). Шар з температурою нижче  $8^{\circ} \text{C}$  називається холодним проміжним шаром (ХПШ). У теплий період року він "затиснутий" між сезонними та головними пікноклінами Чорного моря з невеликим локальним зменшенням градієнтів вертикальної щільності. На більшій частині території наприкінці зими верхня межа ХПШ (ізотерма вище  $8^{\circ} \text{C}$ ) виявляється на поверхні моря. У цей час більша частина ХПШ знаходиться всередині основного пікнокліна, і лише її нижня частина пов'язана з основним пікноклінном. Таким чином, в цей період ХПШ тимчасово стає холодним поверхневим шаром.



Нижче основного пікнокліну, один знаходить шар, який іноді називають глибоким шаром. Сучасні поняття про вертикальній структурі її верхньої частини вже були розглянуті. Нижче проміжного ізотермічного шару, в глибині від 700 до 1700 м, одержує шар із повільним збільшенням температури та засолення з глибиною, яка іноді порушується за допомогою інверсій  $T$ ,  $S$  з вертикальними масштабами близько 10 м, що є типовим тонкої структури вод  $T$ ,  $S$ . Теоретичні оцінки показують, що вони можуть бути результатом теплового типу подвійної дифузійності (шарува конвекція), що є основним механізмом вертикального тепло- та сольового обміну в цьому шарі.

Глибоководне спостереження за профілерами провідності, температури, глибини (КТД), що проводилося в Чорному морі протягом останніх двох десятиліть, дозволило виділити ближній дно змішаного шару. На рис. 14 б представлені профілі температури потенціалу ( $T$  &), солоності ( $S$ ) та потенційної щільності ( $\sigma_t$ ) водах Чорного моря в шару від 1500 до 2100 м, отриманих шляхом виявлення 46 профілів STD в 1985-1992 роках в різних регіонах глибоководного району. У всіх трьох профілях, показаних на рис. 3б, виразна верхня межа НБМЛ простежується на глибинах від 1750 до 1800 м. Над ним, до глибини 1700 м, виявляється шар з підвищеними вертикальними градієнтами  $T$ ,  $S$  і товщиною близько 100 м; він відокремлює НБМЛ від глибокого стратифікованого шару.

Горизонтальна структура температурних та солоних полів в поверхневому шарі Чорного моря в екстремальних місяцях річного циклу (лютий і серпень) представлена на рисунку 5. У лютому (аналогічно березню) поверхневі води мають найнижчі значення температури (рис. 15а); температура знижується від східного узбережжя Чорного моря до її північно-західного узбережжя. Це зниження особливо гостро над широким північно-західним шельфом, де найбільша втрата зимовим теплом в атмосфері ( $> 6,0 \times 10^8$  Дж  $m^{-2}$  на місяць). Ефекти циклонного перенесення тепла циркуляцією води в Чорному морі особливо помітні взимку в прибережній зоні глибоководної території моря. Температура води на північно-східному (Кавказькому) та північному (Кримському) узбережжі вище, ніж у її південного (анатолійського) узбережжя, де втрати взимку теплової енергії через морську поверхню мінімальні ( $< 2,0 \times 10^8$  Дж  $m^{-2}$  на місяць). Слід зазначити, що фонове зниження температури поверхневої води з південного сходу на північний захід від Чорного моря зберігається протягом усього року. У серпні температура води є максимальною і більш однорідною по відношенню до горизонталі (рис. 15б).

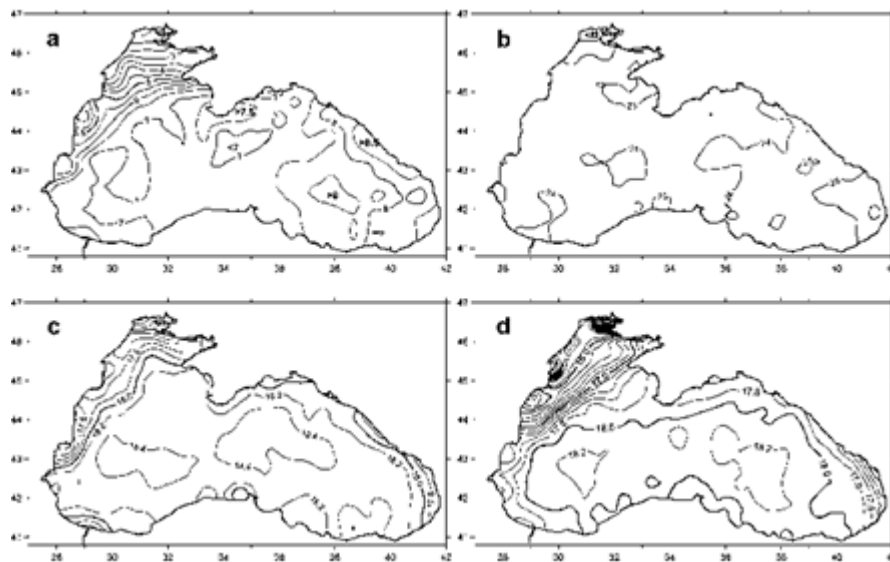


Рис.15 Кліматичні поля (а, б) температури води (градуси Цельсія) та (с, d) солоності води (практичні одиниці солоності) у поверхневому шарі Чорного моря в лютому (а, в) та серпні ( б, г)

на північний захід від Чорного моря зберігається протягом усього року [15]. У серпні температура води є максимальною і більш однорідною по відношенню до горизонталі (рис. 5б).

У лютому поверхнева солоність (рис. 5с) має рівень фону, близький до максимальних значень, незважаючи на те, що результуючий зимовий прісноводний сток до Чорного моря (20-40 км<sup>3</sup> на місяць [6]) становить лише на 25% менше ніж максимальний весняний сток. Причиною такої непослідовності є інтенсивне конвективне захоплення взимку UML більш солончаків, що лежать в основі. Місцеві мікросолі містяться протягом року в районах, близьких до середини; від них язика освіженої води простягаються вздовж узбережжя в загальному циклонному (проти годинникової стрілки) напрямку. Місцевий фенольний мінеральний солончак у босфорському районі пов'язаний з адвекцією освіжених вод з північно-західної частини моря. Перерва в контурах від південної частини болгарського узбережжя зумовлена відсутністю спостережень.

У серпні (рис. 15 d) вплив джерельних річкових вод на освіжання поверхневих вод Чорного моря досягає свого максимуму, особливо в північно-західній частині моря, де падіння солоності перевищує 1,0 psu. У інших регіонах Чорного моря рівень фонові солоності летом лежить на 0,2-0,4 psu. нижче, ніж взимку, незалежно від максимальних опадів у цьому сезоні. Це пов'язано з тим, що навесні та влітку інтенсивний сезонний пікноклін перешкоджає змішуванню поверхневих вод Чорного моря з підстилаючою водою, а завдяки горизонтальному вихровому перемішуванню.

Горизонтальна структура поля мінімальних температур води Чорного моря в екстремальних місяцях річного циклу (лютий і серпень) представлена. Февральне поле мінімальних температур води схоже на поле температури поверхні (рис. 15а). Тим часом детальний аналіз показує, що вони не повністю ідентичні: з північного заходу на південний схід перевищення температури поверхні над мінімальними значеннями зростає до  $1,0^{\circ}\text{C}$ . Глибина мінімальної температури збільшується в тому ж напрямку до 70-80 м. Це вказує на відсутність відновлення водопостачання внаслідок зимового конвективного змішання над частиною району Чорного моря.

Сезонна мінливість горизонтальної структури основного пікнокліна добре проявляється в полі солоності на рівні 100 м. У всі сезони року визнані три типи структурних елементів: морський узбережжя центральні зони максимумів солоності та прибережні зони мінімальних вод солоності. Кожна з них тісно пов'язана з відповідними елементами загальної циркуляції води в верхньому 500-метровому шарі Чорного моря.

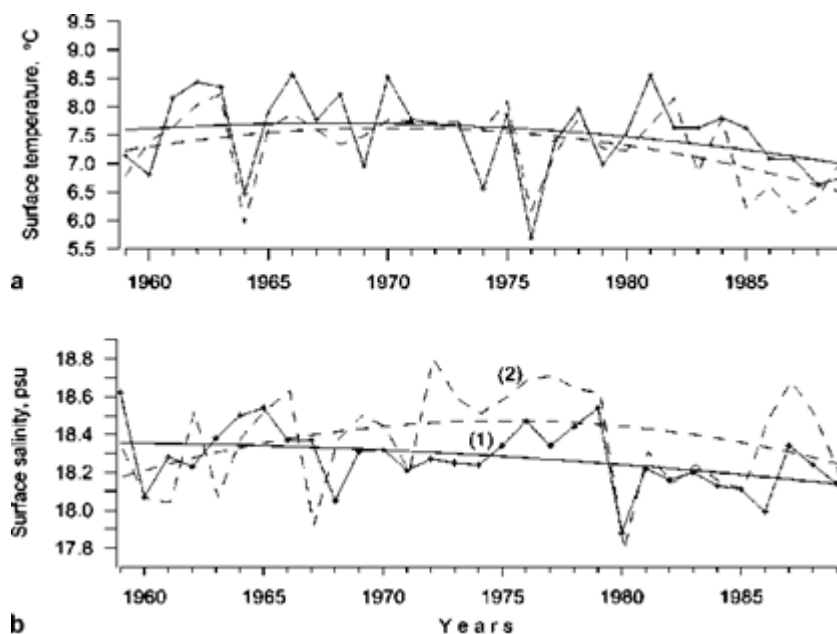


Рис. 16 Багаторічна мінливість та квадратичні тенденції температури поверхні моря (градуси Цельсія) та б морська поверхнева солоність (практичні одиниці солоності) у Чорному морі у лютому на морських кінцях стандартних ділянок 1 з південного сходу Севастополя і 2 від Геленджика на південний схід

Узагальнення результатів досліджень структури T, S Чорноморських вод та його сезонних та міжгалузевих змін, представлених у цій главі, дозволяє зробити наступні висновки:

- Структура T, S водами Чорного моря складається з декількох характерних шарів різної товщини; зверху вниз: верхній змішаний шар, сезонний пікноклін (термоклін); холодний проміжний шар, основний пікноклін (галоклін); ізотермічний проміжний шар; найглибший глибокий шар з повільною температурою і засоленням збільшується з глибиною; і ближній нижній змішаний шар.
- Основні особливості цієї структури пов'язані з дуже слабким вертикальним турбулентним обміном властивостей T, S між, з одного боку, освітою поверхнею та холодними проміжними водними масами, а з іншого - значно більше солоновата глибока водна маса.
- сезонні та міжгалурні варіанти сезонний пікноклін і ХПШ обумовлені відповідними варіаціями потоків тепла та прісноводних вод через поверхню моря та річкового стоку.
- вентиляція вод Чорного моря обмежена ХПШ; вона перевищує більшу частину території в суворих зимах і в деяких регіонах (центри вентиляції) над шельфом і континентальним схилом західної частини моря в інші роки.
- сезонні та міжрічні змінні основного пікнокліна обумовлені змінами потоку відносного завихренності вітру.
- Внутрішня річна реакція головного пікнокліна Чорного моря на щорічне примусове потік імпульсу та завихнення від вітру виявляється в суперпозиції двох основних режимів: басейнового масштабу постійного осциляції та гібриду підбану Россбі-Прибережна захоплених хвилями, які утворюють квазігіострофічні циклонічні амфідромні системи.
- У шарах, розташованих нижче основного пікнокліна, середньорічна мінливість обумовлена змінами припливу вод Мраморного моря, пов'язаного з іншими частинами зовнішнього водного бюджету Чорного моря.
- У 1950-і роки 1990-х років середньорічна мінливість структури вод усіх шарів Чорного моря переважала квадратичні тенденції з екстремальними змінами і ознаками лінійних тенденцій в інтервалі 1975-1980 рр. , коли відбувся зсув режиму великомасштабних процесів у світовій океані - глобальна атмосферна система.

Багато результатів, представлених у цьому розділі, є гіпотетичними. Ступінь їхньої дійсності слід з'ясувати з подальших досліджень.

Аналіз міжгалузевої мінливості супутніх басейнових усереднених значень СЗТ за період 1982-2002 рр. Показав середню позитивну тенденцію Чорноморського ППВ близько  $0,06^{\circ}$ . Упродовж цього періоду тенденція до ССБ була трохи негативною в 1982-1993 роках ( $\sim - 0,03^{\circ}$ ) і позитивна в 1993-2002 рр. ( $0,17^{\circ}$ ). Потепління води Чорного моря взагалі трапилося у всі сезони. У цьому випадку в північно-східній частині Чорного моря потепління поверхневого шару було більш інтенсивним, ніж у південно-західному (близько-Босфорському) районі. Виявлене потепління Чорного моря відповідає потепленню Світового океану за цей період. Проте в Чорному морі, як і в Світовому океані в цілому [2], воно, імовірно, передувало періоду незначної загальної зміни в ДСН. Це можна зробити виходячи з розрахункової тенденції середньозваженої басейну в період з 1957-2002 рр. Взимку (лютий-березень), що дорівнює приблизно  $0,008^{\circ}$  Сіре-1. Аналіз часових рядів середньорічних значень температури поверхневого шару, що спостерігався на 19 гідрометеорологічних станціях, розташованих вздовж західного, північного та східного бережжя Чорного моря в період 1923-1985 рр., не показав в них однозначних змін, хоча протягом цей період, температура від Анапи та Ялти зросла на  $0,8^{\circ}$  С. При цьому спостерігалось загальне зимове потепління та літнє охолодження.

Цікаво, що в 1982-2000 рр. Відбувалися подібні закономірності змін в ДСП у ближньому положенні Чорного та Каспійського внутрішніх морів (позитивні та близькі за значеннями тенденції ДСН, зменшення середніх річних ДСЗ у 1985-1993 рр. З їх наступними ріст та аналогічний характер чітко виражених сезонних аномалій ШКТ), що свідчить про визначальну роль кліматичних, а не антропогенних факторів у міжгалузевої та десятирічній мінливості ДСЗ в обох морях. Масштабні атмосферні коливання, мабуть, впливають на темпе-ретурний режим Чорного моря, хоча між ними не існує однозначної кореляції з характером аномалій ШКТ. Більша частина зимових та літніх аномалій, що зареєстрованих у Чорному морі в 1954-2002 роках, співпала з подіями Ель-Ніно. Проте величини та ознаки температурних аномалій, що спостерігалися, не регулювалися інтенсивністю цих подій (наприклад, аномально тепла зима 1966 року та аномально холодна зима 1993 року, хоча в останньому випадку додатковий внесок у падіння СЗТ може бути зроблено виверженням вулкана Пінатубо). Фази НАО також не мають однозначного впливу на характер аномалій ЗІН взимку. Ці аномалії краще співвідносяться з показниками зими ЕАWR або з комбінацією зимових індексів ЕАWR та НАО, які представляють панування північних або південних вітрів над територією Чорного моря. Проте в 1995 та 2002 роках теплі зими спостерігались при поєднанні позитивних показників

EAWR та NAO з очікуваним пануванням північних вітрів. Тому ми можемо припустити, що в кожному конкретному випадку різні значення комбінацій різних глобальних (ENSO, NAO, EAWR, глобальне потепління або охолодження, виверження вулканів тощо) та регіональних факторів визначають значення та ознаки аномалії Чорноморського регіону, як це впливало з аналізу середньомісячної мінливості SST в Каспійському морі. Міжрічна мінливість Чорноморського узбережжя може суттєво вплинути на кліматологію та екологію цього напівзакритого басейну. Дуже низькі значення температури у травні-листопаді в СІЛ (6.2-6.3 ° С) супроводжувались холодними винними в 1954, 1987 та 1993 роках, тоді як після дуже жарких зим 1962, 1966 та 2001 років температура СІЛ була близькою до 8 ° С. У цьому останньому випадку практично не було оновлення КІЛ. У свою чергу, зменшення переміщення СІЛ може спричинити зменшення вмісту кисню в ядрі шару, що спостерігалось, наприклад, в 2001 році, а також підняття верхньої межі аноксичної зони приблизно на 5-10 м. Холодний період 1985-1993 рр. Та подальше стаціонарне зростання в ДСН супроводжувалися важливими змінами в екосистемі Чорного моря. Наприклад, холодна зима 1985 та 1987 років, судячи з усього, суперечить масову розробку клентофору Мнеміопсіс ледьї, який вторгся у Чорне море у 1982-1983 роках. Різке зниження його біомаси, яка сягала її маси розвитку наприкінці 1980-х років відбулося в холодну зиму 1992 та 1993 рр. Однак у теплій 1995 р. її біомаса знову зросла. У теплій літо (серпень-вересень) 1999 р. Спостерігалось масовий розвиток іншого черепно-мозкового яблучка *Veroe ovata*, зразок якого був помічений біля болгарського узбережжя та у північно-східній частині моря. Зростання Чорного моря з 1995 року призвело до ослаблення або зникнення піку біомаси фітопланктону зими (лютий-березень). Незвичайно довгий розквіт фітопланктону спостерігався в теплій період 1998-1999 рр. [10,38] та особливо в 2001 р. [10], що був роком найвищої зими та середнім річним ССЗ у період 1982-2002 рр. Як впливає з наведених вище міркувань, моніторинг Чорноморського узбережжя Швеції слід продовжувати разом із дослідженнями його реакції на глобальні атмосферні впливи. За масштабами всього Чорного моря та його окремих регіонів ці дослідження можуть базуватися на регулярній супутниковій інформації з високою просторово-часовою роздільною здатністю.

### **Гідрохімічна структура**

Чорне море - це найбільше в світі море, яке має зону з постійною аноксичною зоною (близько 85% від загального обсягу води). Його фізико-

хімічна будова визначається його гідрофізичним балансом. Надряд (0.76-3.60 км) і мілководдя (<93 м) Босфорська протока забезпечує єдиний шлях водного обміну між Чорним і Середземним морями. На північному кінці глибини підстилки Босфору 32-34 м, а на північному кінці - 60 м. Морепродукт, що витікає з протоки Босфор, є єдиним джерелом солоної води в басейні. Величини солоності глибоководних вод збільшуються до  $S = 22.33$  psu. Приплив пресної води з декількох європейських річок (особливо Дунаю, Дністра та Дніпра) та приплив солоної води з Азовського моря зберігають слабку солоність у поверхневому шарі ( $S = 18,0-18,5$  psu в центральному регіоні). У результаті водяна колона сильно розшарується щодо солоності, а отже, щільності. Чорноморський холодний проміжний шар (ХПШ) має два джерела, які сильно варіюють за інтенсивністю залежно від клімату. Перша - вода дуже холодна (зимою -  $5,5$  ° C). Друге джерело знаходиться в центральному районі гір, де поверхневі води можуть ставати зовсім холодними для омоложення ПЩУ під час деяких зимових штормів. Поверхневі води мають рівномірно холодну температуру ( $T = 6,1$  ° C) від поверхні до глибини (густина має  $14,5$  кг м<sup>-3</sup>). Інтенсивність і відносне значення цих двох джерел, ймовірно, варіюються на рік на рік залежно від кліматичних умов.

Більша частина перемішування між витоком Боспору та СІЛ відбувається на континентальному шельфі на північ від Боспору. Нижній шар високосольованої води з Мармурового моря надходить з півдня і тягнеться, коли воно надходить до Чорного моря. Градієнти солоності гострі на верхній її межі, що вказують на змішування з верхньою водою. Верхня вода характеризується мінімальними температурними властивостями ХПШ. Найчастіше змішування відбувається до того, як відтік Боспору досягає перерви на полиці. Виходячи з балансу солоності для глибокого Чорного моря (від 50 до 2200 м), вентиляційна вода складається з середнього значення ХПШ до співвідношення захоплення Боспору ~ 4:1 але це співвідношення як 7: 1 і як 10: 1. Взагалі води, що походять із Боспору, штовхаються на схід за поточним потоком. Найпоширеніші умови утримання приводять до вентиляції верхніх 500 м, але, ноді бувають рідкісні випадки вентиляції, які досягають дна. Вертикальний турбулентний потік нижче ХПШ, занадто низький, щоб замінити кисень, споживаний диханням. Таким чином, у Чорного моря є кисневмісний поверхневий шар і сульфідмісний глибокий шар. Наявність гідрогена сульфідну в глибоких водах Чорного моря вперше була описана Андерусовим у своїй доповіді про наукову експедицію до Чорного моря на російському канотова "Чорноморець" в 1890 році. Він запропонував, щоб Причиною цього є те, що Босфор обмежує обмін

глибинними водами Чорне та Середземне моря. Він також запропонував, щоб сірководень виник через "реакцію немінералізованої органічної речовини з сірковими солями морської води". Наслідком вертикальної стратифікації є те, що поверхневий шар (від 0 до 50-200 м) добре окиснений, а глибокий шар (від 50-200 до 2000 м) є аноксичним і містить високу концентрацію сульфідів. На межі між окисною поверхнею та глибокими глибокими слоями є субоксична зона (приблизно від 50 до 100 м глибини), де концентрації кисню нижче, ніж межа виявлення. Субоксична зона визначається як область між де кисень зменшується до нуля ( $O_2 < 10$ ) і де сульфід спочатку з'являється ( $H_2S > 1$ ). Багато важливих окисно-відновних реакцій з участю Fe, Mn, N та інших проміжних окисно-відновних елементів відбуваються в субоксичній зоні. Подібні окислювально-відновні реакції відбуваються в опадах у світових океанах, але їх простіше вивчати в Чорному морі, оскільки вони розкидані по глибині десятків метрів (а не сантиметрової або міліметрової ваги, як у відкладеннях). Гідрофізична структура субоксичного шару Чорного моря дуже стабільна в порівнянні з іншими океанічними окисно-відновними регіонами, такими на якій впливають мезомасштабні вихри, або Балтійське море, яке впливає на приплив північноморського солончакового кисневого води в холодну зиму. Різні окислювально-відновні реакції в Чорному морі зустрічаються в нарядових шарах води з подібною щільністю та формою, характерними для гідрохімічної структури (наприклад, максимумів і мінімумів, точок настання). Положення цих ознак у площині поля дуже стійке, і цю характеристику можна назвати "хіміотропним": зв'язок між щільністю води та властивостями хімічної структури (за аналогією з баротропно- зв'язок між щільністю і тиском). У таблиці 1 ми підсумовуємо відповідність ключових особливостей хімічної структури значенням щільності. Ці значення служили еталоном для підводних круїзів, щоб оцінити стабільність характерних рис. Характер хіміотропності редокс-шару Чорного моря добре відомий, і це море успішно використовується як природна лабораторія, що робить хімічний вид, а послідовність мікробів легко вивчати при повторних круїзах. Чорне море також є ідеальним місцем для вивчення впливу клімату на структуру океану. Він має досить малий масштаб, що мінливість в кліматі може змінювати фізичний примус і, таким чином, хімічний потік і біологічні процеси. За останні кілька десятиліть Чорне море було серйозно обурено кліматичними змінами та інтенсивним антропогенним забрудненням. Деякі поживні речовини збільшилися (наприклад,  $NO_3$  через евтрофікацію), тоді як інші зменшилися (наприклад, Si завдяки будівництву греблі Дунаю). Організми, що імпортуються як частина міжнародної доставки (наприклад,



Mnemiopsis і Вегое), сприяли модифікації природної екосистеми. Розуміння природної тимчасової мінливості гідрохімії Чорного моря важливо, коли намагається визначити наслідки цих антропогенних збурень.

Вертикальний розподіл розчиненого кисню у Чорному морі відображає його специфічні особливості, як щільність стратифікованого басейну, що має постійну зону  $H_2S$  під пікноклін. Товщина оксидної зони коливається в діапазоні від 70 до 100 м в областях центральних циклонічних гір з підвищеними ізопікальними поверхнями, а в периферійних районах - від 120 до 200 м. У найперших гідрохімічних дослідженнях у Чорному морі спостерігався шар співіснування кисню та сірководню (С-шару), і вважалося, що окислення сірководню відбувається головним чином за рахунок повторного дії кисню в цьому шарі. Під час експедиції RV "Knorr" 1988 було встановлено, що концентрації кисню, виміряні за допомогою техніки Вінклера, були значно нижчими, ніж знайдено раніше. Цей факт відсутності кисня на границі сірководню був згодом підтверджений. Стало можливим значно підвищити точність вимірювань розчиненого кисню в 90-х роках, тому що океанографи почали використовувати 5-літровий пляшки Ніскіна замість 1-літрових пляшок (більший об'єм води призводить до кращого захисту частини вода, взята в колбу з кисню усередині пляшки). Точність та межі виявлення кисневої технології є гострою проблемою для вивчення процесів, що відбуваються в окисленій зоні. Формальна точність методу Вінклера становить  $0,02 \text{ мл L}^{-1}$ , а її межа виключення становить приблизно  $0,07 \text{ млL}^{-1}$ . Ці величини значно вище, ніж аналогічні характеристики (в молярних концентраціях) для таких параметрів, як сірководень (відповідно 0,1 і 0,3), нітрати (0,02 і 0,02), розчинений марганець (0,2 і 0,2) та інші. Розчинений кисень відсутній на рівні початку натрію сірководню, і існує зона відсутності виявленої концентрації як розчиненого кисню, так і сірководню. Розподіл кисню під оксикліном характеризується невеликими вертикальними градієнтами (або рівномірним розподілом або локальними максимумами).

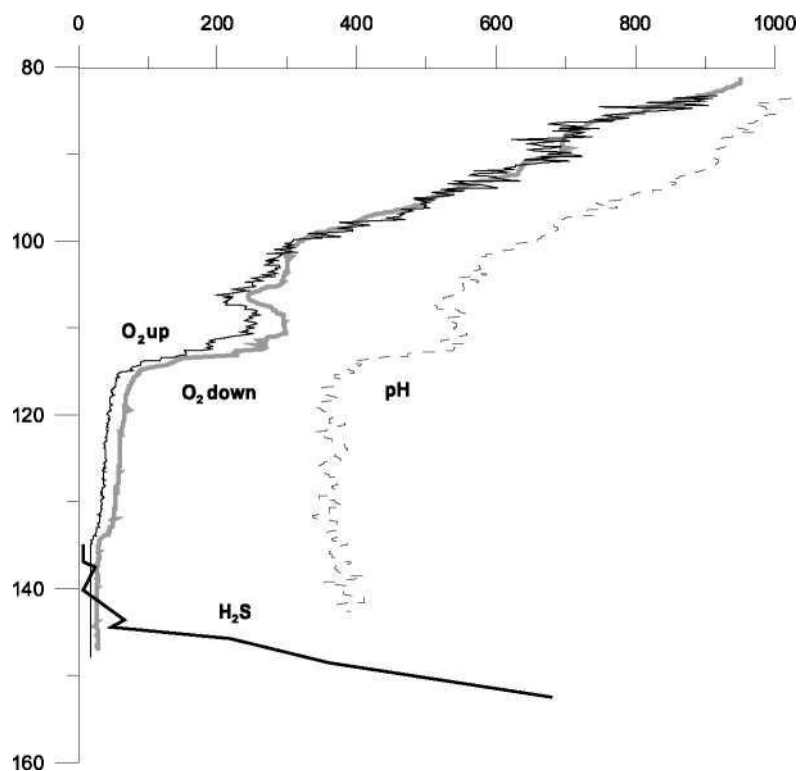


Рис. 17. Вертикальний розподіл розчиненого кисню

У верхньому шарі моря, що піддається фотосинтезу, концентрація нітрату коливається в межах від 4 до 6  $\mu\text{M}$ , взимку до менш 1  $\mu\text{M}$ , влітку. Концентрації нітритів в цьому шарі дуже низькі (менше 0,1  $\mu\text{M}$ ). Весь басейн означає вміст аміаку у верхньому змішаному шарі близько 0,2  $\mu\text{M}$  влітку та 0,4  $\mu\text{M}$  взимку. Нижче фотичного шару концентрації нітратів починають збільшуватися, починаючи з глибини, де зазвичай спостерігаються максимуми нітриту та аміаку. У регіонах, що постраждали від притоку прибережних концентрацій неорганічного азоту, сполуки більші, і вони можуть раптово зростати під час дощів.

У окисних умовах нітрат утворюється диханням і досягає максимуму (3-10  $\mu\text{M}$ ). Нижче цієї глибини концентрації нітратів різко зменшуються з вертикальними градієнтами  $\sigma' = 0,2-0,5$ . Після кисню нітрат є другим найбільш поширеним окислювачем в окисно-аноксичному інтерфейсі. Нітрат зникає поблизу  $\sigma' = 15,90-16,00 \text{ кг м}^{-3}$ . Як правило, спостерігається різкий максимум нітриту з концентрацією 0,02-0,30  $\mu\text{M}$  на тому ж рівні. Цей максимум характеризується дуже великою тимчасовою та просторовою мінливістю, ймовірно, тому що нітрит дуже лабільний, а 2-3-м інтервалами вибірки можна порівняти з товщиною нітритового максимуму, який за нашими спостереженнями насправді менше 5м. Збільшення амонію починається приблизно на тій же глибині ( $\sigma' = 15,90-16,00 \text{ кг м}^{-3}$ ) з

вертикальним градієнтом близько  $0,15-20 \mu\text{Mm}^{-1}$ . Зниження суми нітратів, нітритів та амонію, що спостерігається в шарі  $\sigma = 15,90-16,00 \text{ кгм}^{-3}$ , зазвичай пояснюється денітрифікацією, споживання за допомогою хемосинтезу або / і анамокс, реакція між нітритом і аміаком. З порівняння вертикальних градієнтів роль нітратів стає порівняною з кислотою тільки в нижній частині окисного окисного шару. Нітрат можна споживати для денітрифікації та редукції тиосульфатом, елементарною сіркою та сульфідом. Роль нітратів як потенційного окислювача зниженого марганцю і заліза активно обговорюється зараз, але наявність цих реакцій не була доведена або широко прийнята.

Фосфат зазвичай розглядається як параметр, який обмежує фотосинтез у Чорному морі. За словами Сорокіна, середній вміст фосфату в верхньому змішаному шарі до нижньої межі евфотної зони близький до  $0.10-0.20 \mu \text{ M}$  навесні-літо. Восени його середній вміст коливався від  $0.01$  до  $0.02 \mu \text{ M}$  в циклонічних вихри та між ними  $0,12$  і  $0,18 20 \mu \text{ M}$  на їх периферії по схилах. Взимку вміст фосфату в водяному шарі, що підвищується, зазвичай підвищується завдяки вертикальному змішуванню, таким чином досягаючи  $0,15-0,40 20 \mu \text{ M}$ . Фосфат не змінює власного стану окислення, але його розподіли в Чорному морі чітко впливають на зміну окисно-відновного середовища. Профіль фосфату має найбільш складну структуру профілів основних хімічних властивостей. Профілі в центральній частині Чорного моря характеризуються двома максимумами та двома мінімумами, а позиції цих екстремумів в області густини дуже стійкі. Щільність верхнього максимуму фосфату зазвичай виявляється на глибинах максимального вмісту нітратів (при  $\sigma = 15,50-15,60 \text{ кгм}^{-3}$ ) або на кілька метрів нижче. Існує чітко визначений фосфатний мінімум, який займає тонкий шар при  $\sigma = 15,90-15,95 \text{ кгм}^{-3}$  приблизно на  $10 \text{ м}$  вище, ніж глибина початку сірководню. Глибокий максимум в фосфаті спостерігається при  $\sigma = 16,18-16,23 \text{ кгм}^{-3}$ , приблизно на  $5-10 \text{ м}$  нижче початкового значення сірководню. У липні 2002 р. Верхній фосфатний мінімальний шар мав товщину  $3 \text{ м}$  і концентрацію  $0 \text{ р, M}$ . Він мав концентрацію  $0,3 \mu \text{ M}$  у вересні, і не спостерігався під час зимового круїзу в січні 2004 року. Часовніков описав, що у грудні 2001 року концентрація фосфатів верхнього мінімуму зросла і що величина нижчого максимуму мала тенденція до зменшення від відкритого моря до узбережжя. На підставі аномалій у співвідношенні  $\text{Si} / \text{P}$  Якушев та співавт. виявлено, що при фосфатному мінімумі фосфат зменшується на  $2 \mu \text{ M}$ , а в максимальній кількості фосфату фосфат збільшується на  $2 \mu \text{ M}$ .

У верхніх водяних шарах силікат вичерпується фітопланктоном до  $0,4-2 \mu \text{ M}$ , наприклад, до граничного рівня. Нижче евфотної зони вона постійно

збільшується до 40-60μM на глибині 100 м. Силікат має консервативні характеристики в субоксичній зоні. Його вертикальний розподіл практично збігається з рівнем солоності та щільності, оскільки силікат не бере участі в процесах, пов'язаних із змінами окисно-відновних умов. Силікат не споживається в процесах хемосинтезу, і його розподіл відображає деградацію органічної речовини, виробленого лише в зоні евфотів. Концентрації кремнезему низькі в поверхні і плавно збільшуються від 50 до 100 м.

### **Сірководень в Чорному морі**

Протягом останніх трьох мільйонів років у Чорному морі спостерігалось щонайменше вісім масових затоплень. Подія під час останнього переходу плейстоцену / голоцену була найвищою басейн був прісноводним озером з мінімальними рівнями води, що оцінювався між 20 і 110 м нижче рівня нинішнього рівня моря протягом періоду неоексінському, який тривав від 17000 до 9000-11000 років, до н.е. (до теперішнього часу) (рис.18) Приплив льодовикових розплавів з річок та Каспійського моря сприяв постійному підйомі морської води над усім Неоексінським. Між палеонтологами, геоморфологами та геологами існує постійний консенсус щодо того, що протягом більшої частини цього часу існував однонаправлений вихід з Чорного моря до Мармурового моря та Середземного моря. Завдяки таненням льодовиків на північному Євразійському континенті і післяглянцевого підйомі глобального рівня моря встановлено двошаровий потік через Босфор. В літературі немає ніякої згоди щодо точного часу та інтенсивності цієї події. Його датування коливається від 10 000 років до н.е. від до приблизно 7200років. Райан та його колеги висловили думку про те, що затоплення вод Боспору в Чорне море відбулося в катастрофічному масштабі близько 100 м за декілька років. Пізніше автори висунули гіпотезу про те, що подія була пов'язана з потоком Ноя, описаним у Біблії. Навпаки, осадовий рекорд погляду на післяглинковий рівень моря на південно-західному шельфі Чорного моря не підтримує катастрофічного поповнення Чорного моря. Горур та співавтори також стверджували про поступовий підйом рівня Чорного моря з близько 8000 років до н.е. , доки він не досяг рівня поверхні - 18 м, що становить близько 7200 років до н.е., коли трапився останній приплив Середземного моря. Інші, ніж Босфор, маршрути, такі як І змітська затока-Сапанка і долина озера Сакарія могли пов'язати Чорне море та Мармурове море в той час.

Еволюція аноксичної зони Чорного моря тісно пов'язана з розвитком її моделі розшарування, в даний час характеризується існуванням сильного пікнокліна, що розділяє верхній поверхневий шар, що має вплив на

прісноводні води, із солоністю 17,5-18,5‰, а глибина маса води нижче 150-200 м, солоність 22,3‰ внизу. Моделі для розвитку чорноморської солоності після відкриття Босфору згодні з тим, що солоність в нижніх ватерів досягла 90% від сучасних значень приблизно через 3000 років після відкриття Боспору. Через стабільну стратифікацію аноксія розвивалася нижче пікнокліну, що відповідає осадженню збагаченого органічним способом сапропеля через 7800 років], або 7500 років до н.е., по всій території Чорного моря. З того часу дна води залишилися безкідними. Розвиток аноксичних умов з часом після припливу Боспору було моделюється Дюсер, а останнім часом Леонов і Шапоренко. Дуйсер висловив думку, що теперішні аноксичні умови були досягнуті протягом 2000-4000 років після того, як середземноморські води досягли Чорного моря. Більш витончений підхід моделювання, що включає водний баланс і кінетику окислення сірководню, розроблений Леонов та Шапоренко, показав, що повний розчинений кисень, що переміщується в нижньому шарі, був досягнутий приблизно через 3500 років після припливу. Після цього результати моделі показали "круте" збільшення верхньої аноксичної межі до приблизно 1000 м за 5-річний період часу. Це зайняло більше ніж 5000 років, до сьогоднішнього дня в водній колонці встановлюється редокс-розшарування .

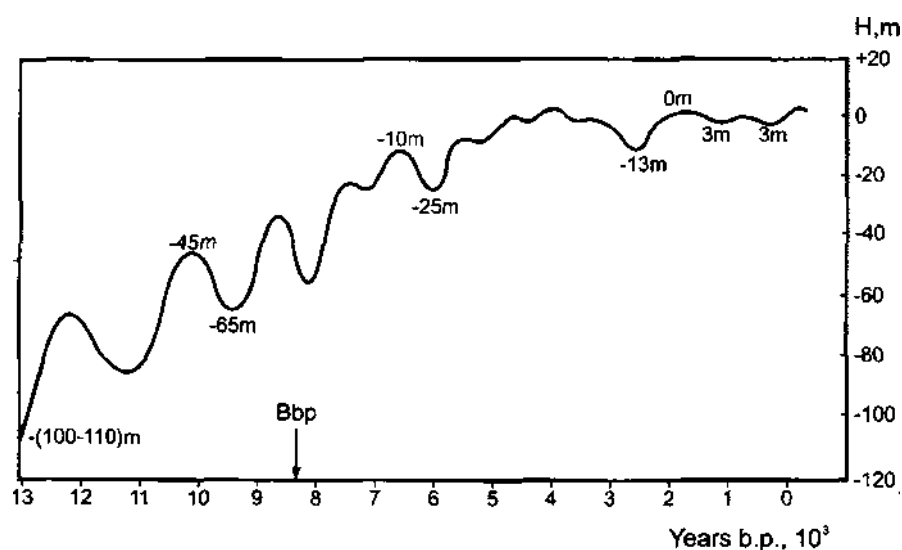


Рисунок 18. Зміни рівня Чорного моря в період пізнього плейстоцену-голоцену. Стрілка вказує на терміни прориву Боспору

Сульфід вуглецю,  $\Sigma \text{H}_2\text{S}$  ( $\Sigma \text{H}_2\text{S} = [\text{H}_2\text{S}] + [\text{HS}^-] + [\text{S}^{2-}]$ , де  $[\text{HS}^-]$  становить близько 80% при рН 7,5-7,65 в аноксичному інтер'єрі Чорного моря) - це ключова хімія сполука, яка визначає напрямок і походження багатьох біогеохімічних циклів в аноксичній зоні Чорного моря. Основною метою цього огляду є представлення сучасної інвентаризації проміжних сірководневих та сульфатових проміжних видів, результати останніх

фізіохімічних досліджень нижнього конвективного шару та обговорення ізотопного складу сірки розчиненого сульфідів та сульфату. Цей огляд завершується поданням сіркового бюджету Чорного моря.

Вертикальний розподіл  $H_2S$  квазілінійний вище 500-600 м. Концентрація розчиненої сульфідів поступово зростає з глибиною і має середній вертикальний градієнт близько 0,5 ммоль-4 вище 500 м, зменшуючись з глибиною (табл. 1). вертикальний градієнт сульфідів на межі між всією аноксичною водною масою та нижнім конвективним шаром (близько 1700-1750 м) різко зростає і лише в два рази менше вертикального градієнта у верхніх 500 м.

Взаємодія між окислю та аноксичними водами, часто визначається як субоксична зона, характеризується високим бактеріальним числом і підвищеним виробництвом мікроорганізмів переважно через хемосинтез. У цій зоні також спостерігались деякі найвищі темпи окислювально-відновних процесів в вуглецю, сірці, нітроген та марганець. Останнім часом інтенсивно досліджувалися мікробні спільноти, що беруть участь у анамосі (анаеробне окиснення амоніуму), денітрифікація, аеробні та анаеробні окиснення метану та аноксигенний фотосинтез. Підоксическая зона часто характеризується зниженням прозорості і може бути легко виділена під час каламутності у воді. Автори, що вивчали геохімію цієї зони у північно-східній частині Чорного моря, запропонували називати його "окислювальним нефелоїдним шаром" (RNL). Бактеріальна біомаса та оксигідроксиди марганцю були припущені як основні компоненти, відповідальні за походження муткості.

Тимчасові коливання середньої глибини хемоціна в Чорному морі та верхньої сульфідної межі, зокрема, є головним чином результатом кліматичних змін структури щільності водяної колони. Верхня аноксична границя розташування проти щільності для цього басейну не змінювалася протягом періоду з 1910 по 1995 рік. Проте останні дані свідчать про значне збільшення концентрації сульфідів, а також поживних речовин в межах аноксичної зони (на 1000-2000 м), нібито через антропогенні наслідки або кліматичні зміни. Регулярний басейновий моніторинг концентрації сульфідів та поживних речовин в аноксичному інтер'єрі з особливим наголосом на нижній зоні необхідний для виявлення того, наскільки важливі ці зміни, або як вони відображають статистичні артефакти та похибки вимірювання. Цей огляд продемонстрував важливість процесів змішування та вентиляції в аноксичній зоні Чорного моря, відбитих у концентраціях сульфідів та його ізотопному складі. Потік Боспору не може розглядатися як основний чинник для глибокої вентиляції басейну, як це передбачається сульфідним

бюджетом. Морська мезомасштабна динаміка, пов'язана з розповсюдженням антициклонічних гирсів вздовж поточного потоку та їх впливом на процеси хіміко-ліній та горизонтального обміну між шельфовими і відкритими водами, а також ерозією пікнолініна в умовах особливо холодної зими є додатковими або, мабуть, головними вентиляційними механізмами для аноксична зона. Глобальні зміни клімату впливають на більшість вищезгаданих процесів вентиляції, а також на поповнення ХПШ та його вмісту розчиненого кисню (Yakushev et al.), а отже, і на величину і напрямок процесів всередині сірки цикл у Чорному морі.

### **Екологічні проблеми Чорного моря**

Екологічні проблеми Чорного моря були сформовані під час економічного розвитку прибережних територій та вододілів річок, що впадають у море. Кожна частина Чорноморського басейну має свої екологічні проблеми, які в основному подібні за своїми наслідками та, нарешті, впливають на територію відкритого моря. Основні проблеми екології Чорного моря зібрані в таблиці 1. В кінці минулого століття внаслідок інтегрованого впливу природних і антропогенних чинників екологічна система моря серйозно постраждала, і за підрахунками багатьох фахівців Чорне море зараз є одним із найбільш забруднених у світі водних об'єктів.

Масштаб проблеми забруднення Чорного моря може бути оцінений наступними оцінками:

щороку через річковий потік надходить в море приблизно 653 тис. тонн суспензії, близько 8000 тон органічної речовини, близько 1,9 тис. тонн азоту та 1,12 тис. тонн фосфору;

щорічно комунальні підприємства скидають у море 33,8 тис. тонн зважених речовин, 8,8 тис. тонн азоту, 2,6 тис. тонн фосфору та 24,1 тис. тонн нафтопродуктів;

у Чорному та Азовському морях потрапляє близько 11,6% неперервного азоту та 13% фосфорних добрив, 6% пестицидів з потоком невеликих річок із сільськогосподарських районів Приазов'я, Приазов'я та Криму.

Найбільш постраждалими в цьому відношенні є найменша частина Чорного моря північно-західної частини, де виробляється до 65% всіх живих організмів та де знаходяться основні нерестовища.

Загальна екологічна ситуація в прибережних регіонах Чорного моря дуже складна і близька до критичних. В останні десятиліття спостерігається зростання забруднення вод загальним фосфором та азотом (Дунай), нафтопродуктами (поблизу Севастополя та грузинського узбережжя), миючих засобів та фенолів (південний берег Криму), фенолів та пестицидів (узбережжя Одеси). Тут якість прибережних вод визначається не стільки

джерелом забруднювачів і шириною континентального шельфу, скільки природою та інтенсивністю течій у певних регіонах.

З огляду на зростання економічного потенціалу, який останнім часом спостерігається в країнах Причорномор'я, екологічний стрес може загостритись. Основними причинами є будівництво нових та реконструкція існуючих морських портів, відродження торгового та танкерного флоту, консолідація військово-морського компоненту, будівництво нафтогазових трубопроводів та видобутку вуглеводнів, розвиток курортів та рекреаційних заходів.

Серед факторів, що впливають на стан навколишнього середовища Чорного моря, є наявність великого водозбірного басейну, що майже в 5 разів перевищує площа моря. і більша частина цього вододілу займає густонаселені промислові райони. Чорне море стає термінальним пунктом збору відходів та скидів, яке породжує 170 мільйонів людей. Постійними джерелами забруднення моря є промислові та побутові та комунальні стічні води, які частково підлягають механічному та біологічному очищенню, в той час як вони в основному викидаються без лікування. Більшість промислових побутових стічних вод містять токсичні речовини. Загальний обсяг стічних вод становить приблизно  $4 \text{ км}^3$  на рік або близько  $8000 \text{ м}^3$  на  $1 \text{ км}^3$ . Близько 80% цих стічних вод або  $2000 \text{ м}^3$  транспортуються через ріки в дрібну північно-західну частину моря, де щорічно розміщується 10 млн. стічних вод на  $1 \text{ км}^3$ . Другим фактором є відсутність нормально розвинених шельфів на 70% морського узбережжя, а також невеликі розміри зони самоочищення, оскільки в Чорному морі вона обмежена верхнім шаром кисню, що становить від 120 до 150 м товщини.

Значні коливання концентрації нафтових вуглеводнів у просторі та часі в прибережних водах Чорного моря. Загальна тенденція для всіх регіонів - їх збільшення з зими до літа та більш високий рівень (на 20-40%) нафтових вуглеводнів у поверхневому шарі порівняно з дном. Забруднення нафти в Чорному морі досі не досягло масштабів екологічної катастрофи. Щороку море отримує від 80 до 100 000 тонн нафтових відходів або за іншими оцінками [4] від 130 до 170 000 тонн (65% при потоці з Дунаю та Дніпра, причому в тому числі Дунайські води в три рази більше, ніж з лише дніпровські води). Основними джерелами цих відходів є промислові підприємства. Їх частка в загальному річному випуску вуглеводнів коливається від 60 до 90% залежно від розміру потоку. Крім того, до інших джерел нафтопродуктів відносяться перевезення морським транспортом в середньому 180 000 суден щорічно, внесок яких складає 12 000-15 000 тонн, а також скидання земельних ділянок, що містять 10 000 тонн нафтопродуктів на рік. Щороку внаслідок аварій на промислових підприємствах та за участю суден, неефективної експлуатації очисних споруд та завантаження робочих місць у портах відбувається нестримне вивантаження неочищених стічних



вод, баласту та трюмних вод, що містять дуже велику кількість забруднюючих речовин. Ось чому найбільш забруднені райони включають великі порти та гавані, а також протоку Боспору. У Севастополі, Геленджику та Новоросійську є газоносні прилади, де заслуговують на особливу увагу, де надзвичайно високі рівні нафтопродуктів реєструються не тільки у воді, але і в донних відкладах. Деякі місця в концентраті гавані Севастополя складають до 120 000 тонн нафти.

Оцінки на основі критерію забруднення води для Чорного моря показали, що Приморське узбережжя, прибережна смуга Криму та Північний Кавказ підпадають під категорію "забруднені" та "брудні". Прибережні води на березі Дніпра, у Каркіницькому та Каламіцькому бухтах, а також у відкритих районах північно-західної частини моря класифікуються як "дуже брудні".

Неоднорідність якості прибережних вод у космосі може бути пов'язана з комбінацією різних факторів (об'єм і концентрація поступаючих забруднюючих речовин, особливості зони шельфу, особливості циркуляції води). Насиченість шельфу в Краснодарському краї та доступність тут потоку Головного Причорномор'я, що йде практично уздовж берега, створює досить якісні прибережні води, незважаючи на великі обсяги та високу концентрацію забруднюючих речовин у стічних водах, що скидаються тут з узбережжя. На грузинському шельфі потік Головної течії дистанціюється від берега, а в прибережних краях утворюється квазістаціонарний антициклонський оборот, що сприяє накопиченню тут забруднюючих речовин і, як наслідок, погіршенню якості прибережних морських вод.

Ще більш несприятливою є ситуація у північно-західній частині моря, тому що це невелика площа, а вплив антропогенних факторів тут є найсильнішим. Екологічні умови в цьому регіоні в значній мірі залежать від хімічного складу рясного річкового потоку. Основними видами забруднення є вуглеводні, феноли та миючі засоби. З 1980-х років кількість біогенних речовин збільшилася в 2-5 разів.

Область шельфу проблема гіпоксії є досить гострою; зони з дефіцитом кисню формуються тут щороку. Тут можна виділити три основні зони гіпоксії: Дунай, Центральний та Одеський. Зростаюче забруднення північно-західної акваторії та висока смертність від риб за останні десятиліття спричиняє значне зменшення площі, в якій проживають цінні водорості філофори та мілководних мілини, зменшення загальної чисельності населення та біомаси багатьох губок, крабів, коштовних моллюсків, креветок і дно риби. На шельфі болгарського узбережжя також формується несприятлива ситуація. Більшість забруднених вод знаходяться у бургаському бухті, де там скидають понад 100 000 м<sup>3</sup> неочищених стічних вод на день, що містять до 13 тонн нафтопродуктів, 3 тонни аміаку, 22 тонни органічної речовини, що становить велику навантаження в цьому акваторія. Потрапляння стічних вод у бухту характеризується окислювальною

токсичністю, що влітку може призвести до різкого зростання патогенної мікрофлори, спалахів ендемічних захворювань та морської міри. Середня концентрація нафтопродуктів у бухті може перевищувати МАК десятки разів. У осінньо-зимовому періоді концентрація біогенних речовин збільшується в 1,5-2 рази, що викликає гіпертрофію екосистеми Бургаського затоки. Визначено, що забруднення вод затоки важкими металами значно перевищує норму. Висока інтенсивність антропогенного навантаження на екосистеми Чорного моря впливає, перш за все, на життєздатність організмів, що обмежуються фазовою взаємодією: прибережна зона, приповерхневі та придністрові шари води. Небезпечні екологічні наслідки забруднення Чорного моря виявляються у зменшенні популяції гідробіонтів, які раніше були поширені

Найбільш поширеним типом забруднювачів у Чорному морі є фосфорні та азотні сполуки. Насправді, основними постачальниками цих речовин є води Дунаю і Дніпра (приблизно 80 і 600 тис. тонн). Вклад Дунаю для обох речовин у 12 разів вище, ніж у Дніпра [9]. Щороку вони привозять до Чорного моря до 30% від загального обсягу стічних вод. Внесок Краснодарського краю становить 20%, Південно-Західний Крим - 10%, Одеський і Чорноморський узбережжя Грузії - 5%. Рід біогенних речовин з узбережжя становить не менше 2%. Найбільша концентрація біогенних речовин зареєстрована в прибережних водах, а на морських узбережжях їх концентрації зменшуються. Тут порушується взаємозв'язок між різними формами біогенних речовин для моря в цілому, що призводить до забруднення шельфових зон нестабільними органічними речовинами та змінам фізико-хімічних властивостей морських вод. Збільшені накопичення біогенних речовин пов'язані з посиленням фотосинтезу та евтрофікації моря.

Чорне море отримує від 0,5 до 0,8 км<sup>3</sup> неочищених стічних вод від промислових центрів та населених пунктів на узбережжі. Населення цих населених пунктів становить приблизно 17 мільйонів людей, плюс 4-5 мільйонів відвідувачів. Популяція розподіляється наступним чином: Туреччина - 6,7 млн., Україна - 6,8 млн., Росія - 1,2, Болгарія - 0,7, Румунія - 0,6 та Грузія - 0,7 млн. Дол. Щорічно через річковий потік до моря надходить 2-4 км<sup>3</sup> стічних вод. Річки Дунаю та Дніпра приносять близько 80% цього матеріалу. Частка відходів може складати 3-4% від загального обсягу річкових потоків. Крім того, приплив з Мраморного моря до Чорного моря щорічно приносить органічні забруднювачі, що містять 12 000 тон фосфору, 190 000 тонн загального азоту та 1 500 000 тонн органічного вуглецю. Прискорений оборот органічної речовини та біогенних елементів у циклі виробництва-знищення прибережних вод викликав надзвичайну ситуацію наприкінці 1970-х років. Це було явище, яке називається "червоними припливами", пов'язаними з розвитком Peridinean водоростей *Euxuviaella*

cordata та інших, життєві продукти яких токсичні і можуть спричинити масові загибелі риби та інших тварин. "Червоні припливи" спостерігаються на північно-західній шельфі, включаючи рості Дунаю на болгарському узбережжі біля Варни та румунського узбережжя, де загальна маса перигідних водоростей може становити до 1 кг / м<sup>2</sup>. Наслідком цього "червоного припливу" є нагромадження в підводних водах надмірної кількості органічної речовини, утвореної внаслідок загибелі водоростей, які були задіяні в цвітіння. Кисень, розчинений у воді, використовується для окислення залишків мертвих фітопланктонів. Дефіцит кисню призводить до загибелі дна тварин, таким чином, створюючи додаткові джерела органічних речовин (вторинне забруднення), збільшення споживання кисню та виділення сірководню. В умовах дефіциту кисню смерть зообентосу та дна риби спостерігається на великих територіях. Таким чином, згідно з [6], в період з 1973 по 1980 рік у Чорному морі внаслідок недостатності кисню померло приблизно 60 млн. Тонн дна тварин, у тому числі близько 5 млн. Тонн риби.

Основним джерелом пестицидів в Чорному морі є сільськогосподарські угіддя. Рівень пестицидів у морській воді має яскравий максимум навесні-восени, що співпадає з часом їх застосування в сільському господарстві. Відповідно до прийнятих норм морська вода взагалі не повинна містити органічних хлор. Але кожен рік Чорне море отримує понад 20 тонн та 1 тонну органічних пестицидів хлору з водами Дунаю та Дніпра, відповідно. Іншим джерелом є зрошувальні та дренажні води, широко використовувані на північно-західному та західному берегах моря. Таким чином, кожен рік до 1 км<sup>3</sup> муніципально-дренажних вод потрапляють у затоки Каркінітського та Джарилгачське у північно-західній частині моря. Через передачу пестицидів як аерозолів, а в розчиненій формі більш високі концентрації часто спостерігаються за межами області шельфу.

Кілька тонн органічних продуктів хлору щорічно перевозяться через Керченську протоку до Чорного моря з Азовського моря, де їх середній вміст на порядок перевищує Чорне море. У 90-х роках підвищений вміст деяких видів пестицидів був зареєстрований поблизу таких портів, як Туапсе, Сочі, Новоросійськ, Анапа та Геленджик, де він перевищував МАК кілька разів. У Прикавказській прибережній зоні концентрації пестицидів складають 1,0-2,0 нг / л і більше (1993-1996 рр.). Вони мають нерівномірний розподіл, що формує лінзи з підвищеними концентраціями на деякій відстані від берега. Поруч із Одесою, Севастополем та портами Грузії концентрація органічних продуктів хлору може досягати кількох десятків нг / л. Зони з більш високими концентраціями можуть бути знайдені як у прибережній зоні, так і на березі. У 90-х роках Чорне море щорічно отримувало до 1000 тонн фенолів

з річковим потоком (80% і 20% від Дунаю та Дніпра, відповідно). Феноли також надходять з промислових стічних вод. Їх велика кількість постачається нафтопереробним заводом у Туапсе (близько 100 тонн токсичних речовин щороку). До моменту вивантаження до моря потрапляють до декількох десятків тонн фенолів. Рівень цієї токсичної речовини у водах річок, що протікають у північно-західній частині моря, в 4-5 разів перевищує МАС. Середній вміст фенолу біля берегів Криму та Грузії становить 3-6 МАК, а максимумами, зареєстровані за декілька років, досягають 20 МАК. В околицях Очакова та у Каркініцькій бухті рівень фенолу може бути таким же, як 17 - 18 МАК, поблизу Одеси-14-16 МАК, при цьому максимально спостерігається в кілька років набагато вище. Щорічний вхід до Чорного моря миючих засобів становить в середньому 20 000 тонн. У цьому розмірі частка Дунаю становить понад 30%, Дніпра - до 20%, а промислові стічні води скидаються з берега близько 40%. Основним постачальником миючих засобів, що надходять через промислові стічні води, є Одеська область, друге місце займає Краснодарський край. Незважаючи на нижчий рівень миючих засобів у потоках Дунаю та Дніпра, північно-західна частина Чорного моря залишається найбільш напруженою територією. Уздовж Південного берега Криму рівень миючого засобу перевищує МАК в 2-3 рази, а поблизу грузинського узбережжя він досяг декількох років 7 - 9 МАК. У північно-західній частині Чорного моря також змінилося природне середовище солоних лагун. За оцінками, було 14 лагун та лиманів, що охоплюють приблизно 1950 км<sup>2</sup>. Так, у найбільшій Дніпровсько-Бугській лагуні інтенсивні меліоративні роботи в плавні (затоплені райони) і споживання прісної води для регулювання потоку Дніпра призвели до реструктуризації екосистеми, яка серйозно вплинула на біологічну проникність лагуни, переважно осетрів та частково полуядромная риба, і в деяких випадках була відповідальна за загальну загибель фауни у водах. У 80-ті роки значно зросла частка сільськогосподарських стічних вод у загальному забрудненні Дніпровсько-Бугського та інших лагун.

З точки зору небезпеки для життя морських організмів важкі метали поступають лише пестицидам. Щорічно Чорне море отримує 300 кг ртуті, 290 тонн кадмію, 400 тонн міді, 2200 тонн свинцю та 14200 тонн цинку з природних джерел. Але основними джерелами забруднення важких металів є теплотехніка, морський та автомобільний транспорт, морські порти, судноремонт та нафтопереробні роботи, муніципальні очисні споруди, сільське господарство та демпінг. Важкі метали вносяться з річковими потоками; побутові та промислові стічні води значно впливають на прибережні райони. Річкові води, забруднені міддю, цинком і свинцем,

надходять у Чорне море з Кавказького вододілу. Важкі метали також потрапляють в поверхневу плівку морської води через осадження аерозолі. Тяжкі метали посідають друге місце лише до органічних пестицидів хлору та друкованих плат з точки зору їх негативного впливу на якість води та біологічні спільноти. У шарі поверхневих вод у шельфі Чорного моря розчинні форми важких металів розподіляються нерівномірно. У більшості випадків смуги з їх максимальною концентрацією розтягуються уздовж берега, утворюючи окремі лінзи. У затоках Геленджик та Цемесс рівень цинку перевищує 15 / 1 або втричі вище, ніж МАК. Концентрації міді, кобальту, нікелю та свинцю в бухті Геленджик такі ж, як і на полиці. Затока Цемесс піддається більш інтенсивному антропогенному навантаженню, хоча більш високі концентрації важких металів зустрічаються лише поблизу джерел забруднення (рівні міді та нікелю перевищують МАК два рази, а цинк перевищує МАК в 9-10 разів). Більш високий вміст ртуті (до 30-50 мг / л) зареєстровано в шарі 50-100 м. Середня концентрація розчиненої ртуті становить 5 -14 мг / л. Нижніх опадів у прибережній зоні моря можуть бути забруднені мідь, цинк, нікель і кадмій. Найбільш високі рівні токсичних важких металів зустрічаються в гирлах річок. Дощові відкладення у Чорному морі мають високий рівень ртуті - від 0,28 до 0,40 мг / л. У прибережних водах Краснодарського краю рівень ртуті становить 0,15-1,55 мг / л, а його максимальні концентрації зареєстровані в районах Дунаю і Дніму. Тільки Дунай приносить щорічно до 50-60 тонн ртуті, а Дніпро приносить до 5 тонн. Розподіл важких металів у донних відкладах на російській шельфі Чорного моря неоднорідний.

Навколишнє середовище Чорного моря сильно постраждало від поховання в море різних матеріалів та речовин, зокрема, земля, вирощена під час днопоглиблювальних робіт, свердла, промислові відходи, будівельні сміття, тверді відходи, вибухові речовини та хімікати. Скидання в морі базується на думці, що морське середовище здатне "перетравлювати" органічні та неорганічні речовини, що не спричиняють спричиненої шкоди їй. Проте така здатність морської води не є нескінченною, отже, процес скидання повинен відповідати жорстким правилам. Вивантаження земель під час проведення днопоглиблювальних робіт у портах та підхідних каналах викликає серйозне забруднення прибережних водних територій. Основними ділянками днопоглинання є акваторії в порту Керч з під'їзним каналом та Керч-Єнікальським каналом. Вивантажений земля являє собою суміш землі з токсичними забруднювачами, які є дуже небезпечними для екосистеми. Вони впливають на видовий склад і популяцію різних груп планктонного співтовариства, сильно пошкоджують іхтіофауну шляхом знищення кормової

бази, викликають руйнування нерестових зон та зменшення площ жирів; це спостерігалось в прибережних районах Дунаю та Дніпра. Таким чином, після посилення землевідводу в Керченській протоці зменшилася кількість оселедців, які прибули в період сезонної міграції в зони традиційної риболовлі, що призвело до різкого скорочення вилову, тоді як у 1990-х роках населення селяни повністю втратило комерційну значимість дампінгу також впливає на бентогенні організми. Знищення матеріалів та посилення муткості води, що зберігається протягом тривалого періоду в нижньому дна, викликає асфіксію та загибель бентосу. У Чорноморському басейні річний скидання землерийних матеріалів у 1970-80-х роках становив 7-13 млн.т, що становило 30-35% від загального обсягу скидів у море на колишньому Радянському Союзі, тоді як в даний час він знизився до 10%. У прибережній зоні Чорного моря днопоглиблення, буріння, скидання та аграрне оброблення піску запобігають нормальному відтворенню біоресурсів у їх середовищах існування та нормальному функціонуванню цінних рекреаційних зон.

#### Рекомендована література

##### Основна:

1. Степаненко С.М. Динаміка та моделювання клімату. Міносвіти України. Одеса 2012. 327 с.
2. В.И. Степанов. Мировой океан . Москва Изд. Знание. 1974. 255 с.
3. Берлинский Н. А. Динамика техногенного воздействия на природные комплексы устьевой области Дуная – Одесса : Астропринт, 2012. – 252 с.
4. Филиппов Д.М. (1968) Циркуляция и структура Черного моря. Наука, Москва
5. Богданова А.К., Добржанская М.А., Лебедева М.Н. (1969). Водообмен через пролив Босфор и его влияние на гидрологию и биологию Черного моря. Наукова Думка, Киев
6. Грезе В.Н. (1979) Основы биологической продуктивности Черного моря. Наукова Думка, Киев.
7. Зац В.И., Финенко З.З. (ред.) (1988) Динамика вод и продуктивности Черного моря. Наука, Москва.
8. Виноградов М.Е., Сапожников В.В., Шушкина Е.А. (1992) Черноморская экосистема. Наука, Москва.
9. Безбородов А.А., Еремеев В.Н. (1993). Зона взаимодействия между окисческими и аноксическими валентами. Морской гидрофизический институт, Севастополь.

10. Михайлов В.Н. (ред.) (2004) Гидрология дельты Дуная. Геос, Москва
11. Гриневецкий С.Ф., Зонн И.С., Жильцов С.С. (2006) В кн .: Косарев А.Н., Костяной А.Г. (ред.) Черноморская энциклопедия. Международные связи, Москва
12. Архангельский А. Д., Страхов Н. М. (1938) Геологическое строение и история развития Черного моря. АН СССР, Москва
13. Блатов А.С., Булгаков Н.П., Иванов В.А., Косарев А.Н., Тужилкин В.С. (1984) Изменчивость гидрофизических полей Черного моря. Гидрометеиздат, Ленинград
14. Zaitsev Yu, Mamaev V (1997) Biological Diversity in the Black Sea. A Study of Change and Decline. UN Publications, New York.
16. Sorokin Yu. (2002) The Black Sea Ecology and Oceanography. Backhuys Publishers, Leiden
17. Kostianoy AG, Kosarev AN (eds) (2005) The Caspian Sea Environment. The Hand-book of Environmental Chemistry. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo

#### Додаткова література

1. Зайцев Ю.П., Александров Б.Г., Миничева Г.Г. (ред.) (2006) Северо-западная часть Черного моря: биология и экология. Наукова Думка, Киев
2. Зайцев Ю.П. (2006) Введение в экологию Черного моря. Авен, Одесса.
3. Косарев А.Н., Тужилкин В.С., Данилова Ж.Х., Архипкин В.С. (2004) Гидрология и экология Черного и Каспийского морей. В: География, общество и окружающая среда. Vol VI. Динамика и взаимодействие атмосферы и гидросферы. Городец, Москва
4. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. (2006) Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее. МГИ НАНУ.
5. Архангельский А.Д., Страхов Н.М. (1938) Геологическое строение и история эволюции Черного моря. АН СССР, Москва
6. Зенкович В.П. (1958) Берега Черного моря и Азовского моря. Географгиз, Москва
7. Данилевский Н.Я. (1871) Исследование рыболовства в России. Описание промысла в Черном море., Vol. VIII. Санкт-Петербург
8. Книпович Н.И. (1926) Очерк работ, выполненных научно-промысловой экспедицией в Черном и Азовском морях в 1925 году.
9. Залогин Б.С., Косарев А.Н. (1999) Моря. Мысль, Москва

- 10.Гриневецкий С.Ф., Зонн И.С., Жильцов С.С. (2006) Черноморская энциклопедия. Международные Отношения, Москва, стр. 660
- 11.Поликарпов И.Г., Сабутрова М.А., Манкос Л.А., Павловская Т.В., Гаврилова Н.А. (2003) В кн .: Еремеев В.Н., Гаевская А.В. (ред.) Современное состояние биоразнообразия прибрежной зоны Крыма. НАН України, ІнБЮМ. ESOCl-Gydrophysics, Sewastopol, p 16
- 12.Виноградов М.Е., Сапожников В.В., Шушкина Е.А. (1992) «Экосистема Черного моря». Наука, Москва
- 13.Berlinsky N, Bogatova Yu, Garkavaya G (2006) Estuary of the Danube. In: PJ Wangersky (ed) The Handbook of Environmental Chemistry, vol 5, Part H (Estuaries). Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, p 233
- 14.Ibrayev RA, Trukhchev DI (1998) Model study of seasonal variability of the Black Sea circulation. In: Ivanov LI, Oguz T (eds) Ecosystem modeling as a management tool for the Black Sea. Kluwer, Dordrecht, p 179
- 15.Boyer T, Levitus S (1994) Quality control and processing of historical oceanographic temperature, salinity, and oxygen data. NOAA, Washington DC