

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет магістерської та
аспірантської підготовки
Кафедра океанології та
морського природокористування

Магістерська кваліфікаційна робота

на тему: Вплив річного стоку на екосистему Чорного і Азовського моря
(на прикладі річок Дністра і Кубані)

Виконала студентка 2 курсу групи МО-61
Кравчук Юлія Олександрівна

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

Консультант _____

Рецензент д.г.-м.н., проф.
Сафранов Тамерлан Абісалович

Одеса 2017

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет Магістерської та аспірантської підготовки

Кафедра Океанології та морського природокористування

Рівень вищої освіти магістр

Спеціальність 8.04010502 «Океанологія»

(шифр і назва)

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедри _____

“01” 11 2016 року

З А В Д А Н Н Я
НА МАГІСТЕРСЬКУ КВАЛІФІКАЦІЙНУ РОБОТУ СТУДЕНТУ

Кравчук Юлії Олександрівни

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Вплив річного стоку на екосистему Чорного і Азовського моря (на прикладі річок Дністра та Кубані).

керівник роботи Берлінський Микола Анатолійович д.геогр.н, проф.

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

затверджені наказом вищого навчального закладу від “14”09 2016 року №270 –С

2. Строк подання студентом роботи 1.02.2017 р.

3. Вихідні дані до роботи Статистичні характеристики гідрологічних показників та солоності води в гирловій області Чорного та Азовського морів.

4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) Аналіз океанологічних даних та розрахунків солоності на різній відстані від гирла до моря. Виявлення впливу гідрологічних та метеорологічних факторів на екосистему Чорного та Азовського морів.

Аналіз зв'язків між характеристиками солоності та впливаючими факторами.

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

Карта гирлової області річки Дністер

Карта гирлової області річки Кубань

Графік залежності середніх місячних рівнів моря г/п Темрюк-порт та витрати води на г/п Тиховський

Графік розподілу в часі за період 1945 - 2010 р. середніх річних значень рівня Дністровського лиману.

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання 1.11.2016 р.

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів магістерської кваліфікаційної роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Оформлення розділу 1 «Ознайомлення з теоретичними принципами виділення гирлових областей річок в морських екосистемах»	01.11.2016-10.11.2016р.	92	Відмінно
2	Оформлення розділу 2 «Вплив річок Дністра і Кубань на Чорне та Азовське море за літературними джерелами»	11.11.2016-28.11.2016 р.	92	Відмінно
3	Оформлення розділу 3«Гідрохімічні особливості гирлової області річок Кубань і Дністер»	29.11.2016-01.12.2016 р.	95	Відмінно
4	Оформлення розділу 4« Розрахунок концентрації шкідливих речовин в морській середі»	02.12.2016-04.12.2016 р.	95	Відмінно
5	Рубіжна атестація	05.12.2016-09.12.2016 р.	80	Добре
6	Підготовка тексту магістерської роботи, її оформлення.	10.12.2016-15.01.2017 р.	99	Відмінно
7	Кінцевий етап оформлення роботи	16.01.2017-31.01.2017 р.	98	Відмінно
8	Попередній захист роботи	06.02.2017 р.	90	Відмінно
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		95	Відмінно

Студент _____
(підпис)

Кравчук Ю.О.
(прізвище та ініціали)

Керівник роботи _____
(підпис)

Берлінський М.А.
(прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

Тема роботи: «Вплив річного стоку на екосистему Чорного і Азовського моря
(на прикладі річок Дністра та Кубані)»

Розглянуто вплив гідрологічних та кліматичних показників гирлової області річок Дністер і Кубань. Показано, що локальний вплив Дністра і Кубані формує імпактні зони (характерні для гирлових областей цих річок) з підвищеним вмістом забруднюючих речовин у воді і у донних опадах .

Актуальність проблеми пов'язана зі зміною клімату, який зумовлює все більш зростаючий вплив на навколишнє середовище. Для вирішення поставленої задачі були використані гідрологічні та кліматичні характеристики досліджуваних гирлових областей річок.

Об'єкт дослідження - вплив гідрологічних та кліматичних показників гирлової області річок Дністер і Кубань на морську екосистему Чорного і Азовського морів.

Мета роботи – оцінити локальний вплив Дністра і Кубані, який формує імпактні зони, характерні для гирлових областей цих річок. Тому задачею цієї роботи є встановлення їх масштабів і можливих негативних наслідків для екосистеми гирлової області річки.

Методи дослідження – Статистичні і графічні методи обробки первинних даних спостережень. Аналіз ретроспективних літературних джерел.

Рекомендації по використанню результатів роботи – підготовлена методика аналізу багаторічних змін складових водного режиму гирлової області річки Дністер і Кубань для практичного використання .

Магістерська робота містить 72 сторінок, 14 рисунків, 10 таблиць, 10 літературних джерел.

Ключові слова: гирлова область річки, рівень води, солоність, зміна клімату.

SUMMARY

Topic of the Paper: «The river runoff input to the Black and Azov sea's ecosystem
(as an example of Dniester and Kuban rivers)»

The Influence of the hydrological and climatic factors of the rivers mouth area of the Dniester and Kuban had been considered. The local input of the Dniester and Kuban forms so called impact zones in the rivers mouth area where the level of contaminants is increased in the water masses and in the bottom sediments as well.

The actuality of investigation linked with climate changed processes that make the permanent increasing input to the environment. The data of hydrology and climatic characteristics were used.

The object of investigation is input of the hydrological and climatic factors to the marine environment.

The main goal of investigation is estimation of the local input that forms impact zones and its spatial and temporary scale.

Methods. Statistic and graphics methods were used. Also the retrospective available literature was used as an additional source of information.

Conclusion. The research technique of the analyses of the variability of water regime in the river mouth areas for the practice use was done.

Master of Science thesis contains 72 pages, 14 figures, 10 tables, 10 references.

Key words: The river mouth area, water level, salinity, climate change

ЗМІСТ

УМОВНІ СКОРОЧЕННЯ.....	8
ВСТУП.....	9
1. ОЗНАЙОМЛЕННЯ З ТЕОРЕТИЧНИМИ ПРИНЦИПАМИ ВИДІЛЕННЯ ГИРЛОВИХ ОБЛАСТЕЙ РІЧОК В МОРСЬКИХ ЕКОСИСТЕМАХ.....	12
1.1. Історія формування дельти річок Дністер та Кубань.....	14
1.2. Гідрографія дельти річки Кубань.....	18
1.3. Тектоника гирлової області р. Дністер. Геологічна будова і рельєф дельти р.Кубань	21
1.4. Гідрологічний режим гирлового узмор'я річки Кубань.....	27
1.5. Гідродинамічні особливості гирлового узмор'я річки Дністер.....	29
2. ВПЛИВ РІЧОК ДНІСТЕР І КУБАНЬ НА ЧОРНЕ ТА АЗОВСЬКЕ МОРЕ ЗА ЛІТЕРАТУРНИМИ ДЖЕРЕЛАМИ.....	32
2.1. Тенденції змін основних гідрологічних характеристик і антропогенних факторів.....	33
2.2. Тенденції кліматичних змін довкілля гирлової області річки Дністер і Кубань.....	41
3. ГІДРОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ГИРЛОВОЇ ОБЛАСТІ РІЧОК КУБАНЬ І ДНІСТЕР	48
3.1. Гідрохімічний режим гирлової області річки Кубань.....	49
3.2. Гідрохімічний режим гирлової області річки Дністер.....	53
4.РОЗРАХУНОК КОНЦЕНТРАЦІЇ ШКІДЛИВИХ РЕЧОВИН В МОРСЬКІЙ СРЕДІ.....	57
4.1. Розрахунок змінення концентрації нафти в дельті річки Кубань.....	58
4.2. Розрахунок змінення концентрації фосфатів в дельті річки Дністер.....	60
ВИСНОВКИ.....	64
ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ.....	66
ДОДАТКИ.....	67

ДОДАТОК А.....	68
ДОДАТОК Б.....	70
ДОДАТОК В	72

УМОВНІ СКОРОЧЕННЯ

МКД – морський край дельти

БС – балтійська система

ГМС – гідрометеорологічна станція

КУС – Кубанська гідрометстанція

ПЗ – півно-західний

ВД – верхня дельта

БР – біогенна речовина

ОР – органічна речовина

ЗР – зважена речовина

ГОР – гирлова область річки

Рл – рівень лиману

ВСТУП

На рівень Чорного моря найбільш впливає стік таких річок як Дніпро, Дунай, Дністер, а на рівень Азовського – Дон та Кубань. Вплив Дніпра, Дунаю та Дону значніше, так як стік цих річок більший ніж у Дністра та Кубані. Але локальний вплив Дністра і Кубані формує імпактні зони, характерні для ГОР цих річок. Тому головної задачею цієї роботи – встановити їх масштаб і можливі негативні наслідки для екосистеми.

Дністер зароджується в Карпатах і протікає по території України, потім перетинає територію Молдови. Довжина річки 1362 км (в Україні — 705 км), площа басейну 72100 км². Середньорічна витрата води в гирлі — 300 м³·с⁻¹, річний стік – близько 10 км³. Перед впадінням у Чорне море річка протікає знову по території України в межах Одеської області впродовж 72,1 км. З них 48,4 км – уздовж кордону нашої країни з Молдовою. Басейн Дністра знаходиться у межах трьох країн : Польщі, України та Молдови. Більша його частина розташована в Україні. Тут він займає значну частину територій семи областей південно–західної України (Львівська, ІваноФранківська, Чернівецька, Тернопільська, Хмельницька, Вінницька та Одеська області). У Молдові басейн Дністра охоплює східні та північно–східні райони республіки і займає її більшу частину (59 %). У Польщі розташована лише невелика частина басейну – його північно–західні околиці (верхів'я двох лівих карпатських приток Дністра – Стривігору і Мшанки). В Одеській області річка протікає по трасі глибокого Дністровського розлому і при цьому відокремлює частину Причорноморської низовини від відрогів височини Кодри в Молдові. Основна частина гирлової області знаходиться в межах рівнини, яка зайнята степними ландшафтами [1].

На лівобережжі вздовж річки і лиману Кучурган розташовуються північні степові ландшафти з байрачними дібровами, з розчленованими схилами, з чорноземами звичайними на корінних повернях вододілів. Такий ландшафт змінюється у південній частині лиману Кучурган

середньостеповим ландшафтом лесових рівнин з чорноземами південними, спільно з лучно–чорноземними ґрунтами і глеєво–солодями подів. Ці відмінності викликані впливом різного рельєфу, різної геологічної будови, впливу моря, різних геоструктур і тектоніки.

Степове плато підступає до долині Нижнього Дністра і Дністровського лиману. У долині Нижнього Дністра виділяються заплава і 5 надзаплавних терас, але на берегах лиману більшість їх не виявляється. Географічне положення окремих елементів гирлової області змінюється до середніх широт. Пригирлова ділянка річки знаходиться в найбільш північній точці: на $46^{\circ} 41'00''$ п.ш. і $29^{\circ} 46'16''$ с.д. Середня частина Дністровської дельти, висунутої в лиман, розташований на $46^{\circ} 23'12''$ пн.ш. і $30^{\circ} 15'30''$ с.д., а середня частина Дністровського лиману – $46^{\circ} 11'00''$ пн.ш. і $30^{\circ} 22'35''$ с.д. На відміну від багатьох інших гирл, дністровське складається з багатьох районів, процеси взаємовпливу більш складні, взаємодія річкових і морських факторів є опосередкованою і інше. У цьому зв'язку дослідження цього гирла характеризується також і науковою значимістю [2].

Кубань (карач. – с лат. *Hypanis, Vardanes*) – річка в Росії на Північному Кавказі, що бере свій початок в горах Карачаєво–Черкеської Республіки – з північно–західного і південно–західного плеча Ельбрусу. Довжина річки 870 км, площа басейну 58 тис. км². Протікає по території Карачаєво–Черкесії, Ставропольського краю, Краснодарського краю (662 км) і Адигеї. При впадінні в Азовське море річка утворює велику заболочену, але високопродуктивну кубанську дельту площею близько 4300 км². Загальний стік Кубані в Азовське море становить близько 11,0 км³ за рік.

Кубань – найдовша і багатоводна ріка Північного Кавказу. Її соціально–економічне значення в минулому і в сьогоденні так велике, що по історично сформованою традицією Краснодарський край часто називають просто Кубанню. Зароджуючись на схилах величавого сивого Ельбрусу і збираючи стік з великого басейну, Кубань несе свої води до Азовського і Чорного морів. Норовливою й небезпечною бувають ріка Кубань та її

притоки, але з незапам'ятних часів саме на її берегах і водозборі селилися люди, будувалися стародавні фортеці та міста, виникали легендарні держави, розвивалися сільське господарство, ремесла і торгівля. Войовничих кочівників, пізніше греків і візантійців, слов'ян, монголо–татар, турків та інших представників різних народів вабило на кубанських землях сприятливий клімат і родючі ґрунти, велика кількість води і багатий тваринний світ, різноманітність і краса ландшафтів, водні шляхи і вигідне географічне положення. Саме все це поєднувала в собі і продовжує поєднувати дельта річки – один із самих унікальних і тому завжди найбільш населених і освоєних частин басейну Кубані і в цілому Північного Кавказу. Але з плином часу під впливом природних процесів і господарської діяльності багато чого змінилося в зовнішності і режимі дельти, що мало різноманітні екологічні, економічні та соціальні наслідки. При цьому характер визначався як зовнішнім впливом, так і фізико – географічними особливостями басейну і самої дельти Кубані.

Сучасна гирлова область Кубані відноситься до неприливних, дельтовому типу і включає малорукавну дельту, вполненну лагуну і відкрите приглублене узмор'я. У гирлової області Кубані можна виділити два основних елемента гідрографічної мережі: природні і штучні водотоки, що мають русла і характеризуються поступовим рухом води, і водойми, що відрізняються уповільненим водообміном [3].

1 ОЗНАЙОМЛЕННЯ З ТЕОРЕТИЧНИМИ ПРИНЦИПАМИ ВИДІЛЕННЯ ГИРЛОВИХ ОБЛАСТЕЙ РІЧОК В МОРСЬКИХ ЕКОСИСТЕМАХ

Кожна гирлова область *річки Дністер* має гирлове узмор'я. Будова гирлової області Дністра складна (рисунок 1.1). Ця складність викликається наявністю двох структурних складових елементів, що порушують звичайне, ординарне гідролого–морфологічне районування. До гирлової частини річки, безпосередньо гирла і гирлового узмор'я добавляються: а) лиман як підтоплена ерозійна виїмка в нижній частині річкової долини; б) внутрішньо–лиманна дельта річки. Сама гирлова область сформувалася і існує в умовах неприливного моря. Її районування включає в себе гирлову ділянку річки, внутрішню дельту, зростаючу в лимані, безпосередньо лиман – вздовж проміжного змішання вод, потужну пересип (відгороджує лиман від моря), гирлове узмор'я – зону остаточного змішування річкових вод.



Рисунок 1.1. Карта гирлової області Дністра

В Одеській області річка протікає по трасі глибокого Дністровського розлому і при цьому відокремлює частину Причорноморської низовини від відрогів височини Кодри в Молдові. Основна частина гирлової області знаходиться в межах рівнини, яка зайнята степовими ландшафтами. На лівому березі (північно–східному) березі лиману від вершини Овідіопольської затоки, гирла річки Скурта (одноіменної балки), та до Кароліно – Бугаза, неширокою смугою (до 15–20 км) вздовж берега Чорного моря виділяються ландшафти лісових рівнин з чорноземами південними солонцюватими, темно–каштановими солонцюватими, лучно–чорноземними ґрунтами і глеєво–солодяних подів [2].

Гирлове узмор'я Кубані відкрите та приглублене. У 115 км від Азовського моря Кубань відокремлює правобережний рукав, за яким скидає майже половину своїх вод в Азовське море біля робітничого селища Ачуїво (рисунок 1.2). Нижче протоки, не доходячи до моря, Кубань відокремлює вліво ще рукав – Козачий Єрик. Води Козачого Єрика вливаються в великий Ахтанізовський лиман, а з останнього через Пересипське гирло надходять в Азовське море. Кубань (Петрушин рукав) впадає в Темрюкську затоку Азовського моря біля міста Темрюка так званім Вербенський гирлом.

В своїх низов'ях річка Кубань утворила велику дельту. Поступово в результаті діяльності річки і моря утворилася пересип, що відокремлює затоку від моря і перетворила його на лагуну. Ця величезна лагуна була з часом заповнена річковими наносами і перетворилася на низинну дельту Кубані з численними мілководними лиманами, що з'єднують їх протоками (єриками) і обширними болотистими плавнями.

Деяку роль у формуванні південної частини стародавньої дельти річки Кубань зіграли грязьові вулкани Таманського півострова. Площа дельти дорівнює 4300 км², причому близько 1500 км² припадає на лимани. За своїми розмірами дорівнює дельті Дунаю – однієї із самих великих рік Європи і значно перевищує дельти Дніпра і Дону.



Рисунок 1.2. Карта гирлової області р. Кубань

Ширину гирлового узмор'я можна встановити двома шляхами. Перший спосіб – по ізобатам 5–7 м, що характеризує кордон узмор'я за особливостями донного рельєфу і характеру ґрунтів. Ці ізобати проходять приблизно в 3–4 км від МКД. У цьому випадку площа гирлового узмор'я складає трохи більше 500 км². Другий спосіб розрахунку площі гирлового узмор'я по ширині зони опріснення прибережних вод під час повені на Кубані. Режим гирлового узмор'я Кубані формується під впливом природних і антропогенних змін стоку води і наносів Кубані і рукавів дельти, вітрів над акваторією Азовського моря, багаторічних, сезонних і короточасних змін рівнів води моря [3].

1.1 Історія формування дельти річок Дністер та Кубань

У сучасному вигляді гирлова область Дністра сформувалася протягом голоцену, коли вихідний рельєф суші в самому кінці плейстоцену активно

оброблявся екзогенними рельєфоутворюючими процесами. Перед цим, протягом плейстоцену, відбувалося вихідне розчленування узбережжя – переважно ерозійно–денудаційне. Гирлова область Дністра розташовується на узбережжі Чорного моря між гирлами Дніпра і Дунаю. Це територія Причорноморської западини, потужної структури, пов'язаної з геологічною історією Чорного моря і взаємодії літосферних плит – Євразійської і Східно – Європейської. У результаті відбулося дроблення земної кори на блоки, позначилися і увійшли до складу даної території гірські розломи різного закладення. Серед найбільш значних виділяється складний Дністровський регіональний розлом в зоні розчленування Українського масиву і Карпатського антиклинорія.

Сумарне, підсумкове коливання рівня Чорного моря в голоцені було обумовлено також і геокритичними процесами. На цих розробках і отриманих результатах нескладно побудувати палеогеографічну модель для будь-якої події на шельфі, зафіксованого в геологічній і фізико–географічній історії. В їх числі знаходиться і подія появи Дністровського лиману, від часу початку трангресивного підтоплення низовин його долини і до теперішнього часу. В кінці Дніпровської трансгресивної фази рівень підійшов до сучасного, але не перевищив його, якщо врахувати тривалість тектонічного опускання Причорноморської низовини. Дністер продовжував ерозійну діяльність, яка посилилася в наступну фазу: Байкальську регресивну фазу голоцену. Натомість протягом Егорлицької фази відбулося відносно сильне вторгнення морських вод; саме тоді, в каламитський час, почалася помітна абразія берегів Дністровського лиману і збільшення його ширини в порівнянні з шириною річкової долини. Тоді рівень моря був 8 – 10 м нижче сучасного, в гирлі формувався осередок накопичення пісків при вході в лиман під впливом впродовж берегового потоку наносів. Є умови для зростання і появи над водою первинної пересипі Дністровського і Будацького лиманів.

Подальше зростання рівня під час Березанської фази привів до виникнення первинного Дністровського лиману. Його верхів'я відійшли

майже до широти гирла лиману Кучурган – приблизно на 20 км за півтори тисячі років, або приблизно 10–12 метрів за рік. Ця величина цілком реальна, оскільки її формують осадконакопичення і загальне зменшення базису ерозії.

Під час німфейської трансгресивної фази рівень моря був на 2–4 м вище сучасного. Міжрукавні і заплавні площі в лимані виявилися затопленими, лиман став досить глибоким, в ньому виявилися більш активна хвильова абразія. Саме в цей час виробаталась абразійна тераса вздовж берега між пересипом лиману і селищем Роксолани, аккумулятивна тераса у Сухолужжя. З боку моря зросли глибини і посилювався хвильовий вплив на берега, а тому стала інтенсивніша подача наносів з дна до берега. Швидко стала оформлятися поєднана пересип лиманів Дністровського і Будацького. У Дністровському лимані німфейська трансгресія, по всій відимості, обірвалася дуже швидко. На це вказує те, що добре збереглися тераси форми хвильового походження. Цілком ймовірно, що саме з різким переходом до корсунської регресії і сильним обмілінням лиману пов'язан занепад поліса Тіри і судноплавства з моря в Дністер і назад. Тільки з початком сучасної трансгресивної фази Чорного моря, близько 650 років тому, почався розмив морськими хвилями пролювіально–деллювіальних і мілководних хвильових накопичень, активізувалися вдольберегові і поперечні переміщення наносів, посилювався хвильовий вплив і потужність вдольберегових потоків, наносів і їх об'ємні розвантаження на ділянках інтенсивного руйнування хвиль. Тому спочатку пересипом закрився Будацький лиман, а потім відбулася перебудова Дністровської пересипі в напрямку сучасного стану [2].

Межі та розміри гирлової області і дельти р. Кубань. Сучасна гирлова область Кубані відноситься до неприливних та включає малорукавну дельту і відкрите поглиблене гирлове узмор'я. Верхня межа гирлової області Кубані збігається з вершиною дельти, оскільки навіть під час катастрофічного нагона 28 жовтня 1969 р. хвиля підйому рівня не дійшла до ВД. Морський кордон гирлової області (і гирлового узмор'я) виділяють по положенню в поверхневому шарі ізогаліни (в зоні зміщення річкових і

морських вод), що дорівнює приблизно 90 % солоності морських вод, при підвищеному річковому стоці (при витратах води в паводок або повинь 10 відсоткової забезпеченості) і для штильових умов. Морський кордон цієї зони біля виходу дельтових рукавів в море видалена на 7–10 км, поблизу гирл лиманів – на 0,5–1,5 км, а на межрукавних ділянках наближається до берега. Умовно її можна провести по ізобаті 7 м, що знаходиться в 2–6 км від морського краю дельти. Дельту від узбережжя розділяє досить добре виражений морський край дельти (МКД).

Основним принципом при визначенні кордонів сучасної дельти Кубані обрана ступінь обводнення території або водойм в результаті надходження річкових вод з дельтових рукавів, а додатковим принципом – характер розподілу дельтових відкладень і форм рельєфу. Кубань зрошується водами водосховищ і каналів, що живляться закубанськими річками, південний кордон дельти проведений спочатку від її вершини до станції Варениківська по захисній дамбі рукавів Кубані. Нижче станції Варениківська, де обводнення лівобережної заплави здійснюється, в тому числі, і з рукавів Кубані, дельта обмежується схилами північно–західній частині Кавказького хребта, обриваються в дельту досить крутим і високим, до 10–20 м, виступом.

На цій ділянці межа дельти умовно проходить по лінії ст. Варениківська–с.Великий Разнокол–с.Джигінка–с.Суворов–Черкеський. На південному заході дельта включає лимани Вітязевський, Кизилташський, Бугазький і Цокур, Старотитаровський і Ахтанізовський. У проміжках між зазначеними лиманами кордоном дельти служать ділянки західної частини Таманського півострова. Таким чином, межа дельти від с.Суворов–Черкеський спочатку проходить по східному березі Вітязевського лиману, потім у с.Вітязево повертає на північний захід і практично збігається з береговою лінією Чорного моря (до с. Артюшенко), після – огинає оз. Солоне і виходить до Азовського моря біля с.Пересип [3].

1.2 Гідрографія дельти річки Кубань

У гирловій області річки Кубань, відповідно до запропонованої (Михайлов та ін., 1977, 1986 р.) класифікацією гирлових водних об'єктів, можна виділити два основних елементи гідрографічної мережі: природні і штучні водотоки, які мають русла і характеризуються поступовим рухом води, і водойми, що відрізняються уповільненим водообміном.

До природних водотоків відносяться: дельтові рукава, за якими води річки Кубань транзитом надходять в Азовське море безпосередньо (рукава Протока і Кубань) або через приморський водойм–лагуну (Козачий Ерік); протоки (невеликі водотоки), часто звані в дельті Кубані ериками, які виконують другорядну роль у розподілі стоку води всередині дельти і з'єднують між собою рукава і дельтові водойми; гирла–протоки з двусторонніми течіями, що з'єднують приморські дельтові водойми з морем. Штучними водотоками є канали різного призначення (зрошувальні, дренажні і стічні).

До водоймищ гирлової області Кубані відносяться: углубленне гирлове узмор'я, природні дельтові водойми, звані тут лиманами, грязьовулканічні озера, ставки. Природні дельтові водойми в гирлі Кубані представлені лагунами, <<справжніми>> лиманами і звичайними дельтовими озерами. Багато водойм, що раніше існували в дельті Кубані, в результаті замулення і заростання перетворилися в плавні (заболочені ділянки), або взагалі висохли (або були осушені). Частина водойм перетворена в ставки або сільськогосподарські угіддя.

Таким чином, сучасна гідрографічна мережа дельти Кубані має досить складний характер.

Найбільш простий є природна руслова мережа дельти, представлена трьома основними рукавами і нечисленними другорядними водотоками. Цю особливість дельти Кубані, яка була і в XIX столітті, Н.Я. Данілевський (1869 р.) пояснював тим, що більша частина наносів Кубані заповнювала

древню Кубанську затоку, відгороджену від Азовського моря потужною косою (пересипом), і не надходила безпосередньо в море, як, наприклад, в многорукавній дельті Волги. Численні ж невеликі водотоки (єрики) були малопотужними, недовговічними і не могли подолати бар'єр у вигляді коси–Пересип. Вони могли лише жити водою залишкові водойми. Обмежена кількість великих рукавів властиво й іншим дельт, заповнювала річковими наносами морські затоки–лагуни (дельти Дунаю, Яни і ін.).

Рукав Кубань на перших 3 км тече на південь, потім на протязі–77 км має західний напрямок, приблизно в 38 км від моря повертає на північний захід і останні 18 км тече на північ. Саме в 18,3 км від гирлового створу рукав Кубань розділяється на рукав Козачий Єрик і рукав Петрушин. Це –Переволокский вузол розгалуження. В 0,25 км нижче джерела Козачого Єрика від рукава Кубань раніше відходив рукав Переволока довжиною–11 км. Він до цих пір наповнений водою, відділений від рукава Петрушін береговою дамбою і з'єднується з каналом.

При впадінні в море, в так званому Вербінському вузлі розгалуження, рукав Петрушин ділиться на приморські рукава–Прямий (0,96 км) і Голинський (1,7 км), невірно іменовані гирлами. Нижче цього вузла біфуркації рукав Прямий, в свою чергу, ділиться на рукави Чайкінський і Середній. Довжина рукава Чайкінського дорівнює 670 м, а рукава Середнього–690 м. Дані по морфометричним характеристикам рукавів дельти Кубані зведені в таблиці 1.2.1.

Таблиця 1.2.1 Середні розміри рукавів дельти Кубані у межень [3].

Рукав	Длина,км	Ширина,м	Середня глибина,м
Кубань	118,5/100,2	92	3,3
Петрушин	18,3/16,6	75	4,6
Прямой	1,63/0,96	72	3,7

продовження таблиці 1.2.1

Голинський	1,7	57	2,5 ²
Чайкинський	0,67	53	3,7
Середній	0,69	40	2,4 ²
Протока	135,5/134,1	92	3,5
Правий	1,7	70	4,5 ²
Лівий	1,00	48	2,4 ²
Козачий Єрик	16,5	19	2,2

Примітки: (1) в числівнику- до гирлового створу, в знаменнику – до наступного вузла буфуркації. (2)- в витокі рукава.

Козачий Єрик має довжину 17,4 км і загальний напрямок на захід–північний захід, впадає двома невеликими рукавами (довжиною 100 м) в Ахтанізовський лиман, що з'єднується з Азовським морем Пересипським гирлом. Протягом 6,8 км–від свого витoku до ж/д мосту–рукав з дамбами заввишки 1,2–2,0 м над середнім рівнем води. Нижче за течією (13,2 км від витoku), до початку плавневої зони, вздовж Козачого Єрика подекуди прокопані канали з насипними берегами різної висоти. По довжині водотоку є ряд штучних водозаборів і відгалужень. В 9,3 км від витoku Козачого Єрика від нього вліво відходить протока первинних організацій (довжиною–7 км), а в 14,2 км – вправо канал Прорізний (2,5 км). У 14,5 км від витoku Козачий Єрик розгалужується на два рукави: лівий–Єрик прямо (2,2 км) і правий–Єрик Центральний (2,9 км). Всі вони впадають в Ахтанізовський лиман.

До приморських водойм, які можна вважати лагунами, в даний час відносяться (з порівняно великих): Ахтарський (відділений від моря північним краєм Ачуевської коси і з'єднується з морем Широким гирлом), Широкий (солонуватий), Бойкієвській (з'єднаний з морем Годжієвським гирлом), кругло-Солоний, Поганий, Солодкий (пов'язані з морем Сладковським гирлом), Гіркий, Великий Баштовий і Гнилий (з'єднуються з морем Зозулієвським

гирлом), Куликівський (пов'язаний з морем Куликівським гирлом), Ахтанізовський (з'єднаний з морем Пересипським гирлом). Лагунами можна вважати і водойми Кизілташської системи (Бугазький, Кизілташський і Вітязевський), в даний час з Чорним морем практично не пов'язані.

Окрему і специфічну групу дельтових водойм становлять грязевулканічні озера. Їх не багато. На горі Миска в межах м.Темрюк таке озеро (з солонуватою водою) в середині минулого століття займало практично все дно кратера: площа водної поверхні становила 98560 м², а глибина доходила до 1–2 м. Проте згодом, через утворення в озері островів (також грязевулканічного походження), водне дзеркало озера зменшилося.

Ще одне грязевулканічне озеро знаходиться в декількох кілометрів на південь від озера Миска на горі Гніла. Кілька невеликих озер такого ж типу (найбільше з них має площу 48700 м²,) розташовані в кратері гори Карабетова, але вже на Таманському півострові. До цієї ж групи водойм можна віднести і озеро Голубицьке на березі Азовського моря. Хоча воно існує в результаті проникнення морських вод через береговий вал під час нагонів і штормів, наявність в ньому грязьових донних опадів і іноді виступають над поверхнею грязьові вулканчики (висотою до 1,5 м, як, наприклад, в липні 2009 р.) свідчать про грязьовулканічну активність в його районі. Площа озера близько 50000 м², а глибина – 0,7–1,5 м.

Зменшення приливу річкової води в Ахтанізовський лиман з Козачого Еріка призвело до періодичного природнього перекриття Пересипського гирла (на виході в море) [3].

1.3 Тектоніка гирлової області р. Дністер. Геологічна будова і рельєф дельти р. Кубань

Загальний геоструктурний фон Карпатсько–Кавказького регіону Євразії призвів до висновку про те, що на північному узбережжі і прилеглому шельфі Чорного моря діють значні зрушення земної кори. Головна причина

полягає у взаємодії південної частини Російської платформи і мезозойської Скіфської плити. У сфері цієї взаємодії втягнуті товщі порід Причорноморської западини.

Причорноморська крейдо–кайнозойська впадина – це наймолодша негативна структура Дунайсько–Кримського регіону. Вона накладена на різновікові тектонічні елементи, являє собою гетерогенний за віком складчастий субширотний прогін. Він заповнений потужною (до 4 км) товщею морських мезо–кайнозойських і палеоген–четвертинних морських відкладень. Вони заперечливо залягають на складчатому фундаменті Скіфської плити або на платформеному палеозої. Відносно невелике прогинання відчувала західна частина западини, що примикає до Придобруджинського прогину, в порівнянні з її східною частиною в районах Сиваша і вершини Каркінітської затоки. Поверхня території гирлової області Дністра якраз і характеризується такими невеликими опусканнями протягом неоген–четвертинного часу.

Активне оформлення структури Придобруджинського прогину і прилеглих з північного сходу територій відбулося в неогені. Наступні диференційовані тектонічні рухи середнього пліоцену–антропогену привели до формування (пожвавленню і омолодженню) сучасної Причорноморської западини. В її межах збереглися крейдо–пліоценові елементи успадкованого прогинання. Слід підкреслити, що саме неотектонічні зрушення знаходять відображення в характері розташування річкових долин Північного Причорномор'я, включаючи і долину Дністра. Для пліоценової гідрографічної мережі типовими є північно–східні і субширотні напрямки річкових долин, а для антропогеної – північно–східні і субмеридіональні. Саме до таких належить молода Дністровсько–Бузька долина, по якій згодом і заклалася р. Дністер.

У сучасній структурі Причорноморської западини, і особливо її складчастого фундаменту, вельми чітко виділяється блокова тектоніка. Вона пов'язана з ортогінальною системою розривних порушень, під впливом яких

утворилися порівняно невеликі і малоамплітудні грабени, значна тріщинуватість порід, порушення шаруватості, як, наприклад, в Придунайській блоковій зоні. У східній частині западини найголовнішим тектонічним елементом є Придобруджинський передгірний прогин і Дністровська розломна зона. Тут по верствам неогену встановлені невеликі локальні підняття і прогини, які тривають і на поверхні прилеглого шельфу. На суші вони представлені Одеським блоком між Куяльницьким і Дністровським лиманами, Білгородським блоком між Дністровським і Бузьким лиманами.

Між цими блоками якраз і локалізувався Дністровський лиман, на місці розлому мезозойського закладення. На узбережжі лиману знаходиться опущений Дністровський блок, на який зараз насаджена велика Дністровська банка і ряд інших голоценових скульптур. Якщо схили позитивних структур виходять на підводний схил узмор'я, то утворюється бенч з дуже тонким шаром наносів. На північно–східному березі Дністровського лиману і в південно західній частині берега лиману виявлені локальні розломи з амплітудою зміщення блоків до 30 м. Саме цим явищем обумовлюється характер берегових розрізів, геологічної будови лиманного дна, рельєфу долини і лиману Дністра .

У другій половині голоцену проявилися сучасні тектонічні рухи земної кори на території гирлової області Дністра. Переважна більшість авторів стверджують, що зараз відбувається стійке опускання Причорноморської западини, прилеглого шельфу і збільшення площі Чорного моря. Плавнева зона у селах Паланка і Красна Коса, дельта, лиман і узбережжя Дністра схильні загальному (тектонічному) опусканню блоків гірських порід із середніми швидкостями 1,5–2,0 міліметрів за рік. Однак з'ясувалося, що коливання рівня моря є не стільки тектонічними, скільки <<відносними>>, і їх швидкості складають в середньому 5–6 міліметрів за рік протягом останніх 150 років.

У зв'язку з цим на них впливають швидкості накопичення опадів на дні Чорного моря, збільшення температур в поверхневому шарі води, ущільнення осадових товщ, в яких заглиблена водомірна рейка, і інші причини.

Протягом минулого століття швидкості були вкрай нерівномірними, однак загальна тенденція характеризувалася істотним приростом. Саме <<відносні>> коливання рівня Чорного моря та Дністровського лиману надають максимальний вплив на сучасний стан і розвиток гирлової області [2].

Загальні риси геологічної структури. Дельта річки Кубань, як і обмежуючи її з північного заходу і південного сходу Азовське море і передгірна рівнина Західного Передкавказзя (до р. Пшеха), розташовані в межах Західно–Кубанського прогину, що є східною частиною Індоло–Кубанського прогину (загального для Кавказу і Криму) і накладеного на південний край Скіфської плити. Прогин є глибоко зануреної структурою, фундамент якої, за матеріалами геофізичних досліджень, опущений на глибину 10–12 км. Ця структура обмежена розломами: на півночі–Новотитаровський, на заході та сході – Джигінський, а на півдні глибокий Охтирський розлом відділяє Західно–Кубанський прогин, як і всю структуру Скіфської плити, від альпійських складчастих споруд Кавказу. У найбільш опущеній частині прогину, виконаної потужної (більше 3 км) товщею мезозойських порід, розташована Азово–Кубанська западина. Таманський півострів розташований в межах Керченсько–Таманського поперечного прогину, виконаного потужними полосами. Це–район прояви складчастості, також з проявом діапрізм і грязьового вулканізму.

На деяких брахіантиклінальних підвищеннях підіймаються неактивні і діючі грязьові сопки, складені продуктами грязьових вивержень. На Тамані і в суміжних районах відомо близько 46 грязьових вулканів, частина яких знаходиться в морі поблизу берегів півострова. В цілому, з 41 обстежених АТ << Кубаньгеологія >> вулканів 23 були активними, 2 слабоактивними, 11–

вимерлими. Є поховані і підводні вулкани. Велика частина грязьових вулканів в даний час виглядає як кільцеві структури еліпсоїдної форми, що піднімаються на 10–100 м над навколишньою місцевістю. Найбільш відомі вулкани – це Ахтанізовська сопка, Азовська сопка, або Синя Балка, Гнила гора. Найбільшими з них є вулкан Карабетова гора.

Західно–Кубінська депресія тривалий час, можливо з кінця палеозою, є областю стійкого занурення. Як крайовий прогин вона оформилася в кінці міоцену, коли велика область кубанської депресії була розділена поперечним Адигейським підняттям на дві самостійні западини – Західно–Кубанський і Східно–Кубанський прогини.

В голоцені і новітній час неотектонічні опускання в прогині збереглися. Однак оцінка швидкості опускання низин Кубані у різних дослідників різна. Швидкості сучасних вертикальних рухів дозволяє оцінити досить густа мережа повтору нівеліровок в регіоні і, особливо, в прибережній зоні. Згідно з даними 1960-1980-х рр. основна частина території дельти Кубані відчуває опускання з середньою швидкістю до – 2 міліметрів за рік. Максимальні швидкості отримані для лиманно– плавневого району від –2 до 3 міліметрів за рік, а для виступу Ачуєвського миса – близько 4 міліметрів за рік. За деякими даними, окремі райони дельти, наприклад, на північний схід від рукава Протока, навпаки, підіймаються (0 ... + 2 міліметрів за рік). Це підняття може бути обумовлено вздиманням розташованого на північ від Ростовського виступу. Територія Таманського півострова змінюється зі швидкістю до–0,5 міліметрів за рік.

Одним з показників сучасних рухів земної кори є сейсмічність. В горах північно–західній частині Великого Кавказу і на рівнинах Західного Передкавказзя вона відрізняється значною активністю. За останні 150 років тут зареєстровані землетрусу силою 6–7 балів і рідше 8 балів. Археологічні матеріали свідчать, що землетрус, що охопило Керченсько–Таманську область в 63 р.до н.е., при якому були зруйновані міста Фанагорія (у нинішнього сел. Сінного), Горгипсія (сучасна Анапа), Пантікапей (Керч),

можна оцінити в 8 і навіть більше балів. Фахівці відзначають зростання сейсмічності, крива якої йде вгору останні 40 років.

Рельєф. Геологічна історія і неотектонічне занурення даної ділянки Західно–Кубанського прогину, стік води і наносів р.Кубань і міграція дельтових рукавів, коливання рівня Азово–Чорноморського басейну та переніс берегової лінії визначили основні особливості рельєфу дельти Кубані. Велика частина її рельєфу представлена низькою, плоскою акумулятивно–дельтовою рівниною. Лише на територіях, що обмежують дельту з північного сходу, півдня і півдня–заходу, виділяються підвищені форми рельєфу. Також відмінний від дельти рельєф має терасована долина Нижньої Кубані.

Найбільш високі гіпсометричні позначки власне дельти відзначаються в її приверховій частини – в районі хут. Тиховського, м.Слов'янськ–на–Кубані і станції Троїцької–до–8–9 м і БС і на так званому Петровському острові, розташованому на брахіантіконалі (до 4–5 м БС).

Характерними позитивними формами мезорельєфу дельти є прируслові вали і морські акумулятивні берегові бари і берегові вали.

Більш складний рельєф властивий південно–західній частині дельти, що включає східні райони Таманського півострова. Рельєф цієї частини дельти і в цілому Таманського півострова складається з двох основних елементів: антиклінальних пагорбів і гряд, і рівнинних поверхонь, розташованих в синклінальних тектонічних поясах. Позитивні форми рельєфу утворені щільними корінними неогеновими глинами (на окремих ділянках – мергелями, вапняками і пісками), перекритими малопотужним чохлам делювіально–елювіальний відкладень. Гряди простягаються суцільними валами або ланцюжками із заходу–югу, заходу на схід–північно–схід. Тільки кілька гряд мають напрямок з заходу на схід або із заходу–півночі–заходу на схід–південний схід. В.Т. Левченко виділяє в межах півострова 7 таких гряд: Каменська, Фонталовская, Сінний–Ахтанізовська, Центральна, або

Таманська, Кизилташський, Голубицька, Благовіщенська. За межі півострова йде Темрюк–Курчанська (з 4 вулканами) і Джігінській–Варениківська гряди.

У більшість випадків гряди характеризуються пологими схилами і досить широкими, майже плоскими вершинами. На кратерних полях розвивається грязевулканічний мікрорельєф, що складається з дрібних сопок, сальзи і грифонів.

В цілому, абсолютні позначки поверхні на основній площі дельти змінюються в середньому від 8–9 м БС (у верхній частині дельти) до 0–1,5 м БС (в лиманно–плавневої зоні), а переважаючі висоти – від 1 до 4 м БС. На Темрюкського–Курчанська гряді знаходиться найвища точка дельти–г.Фігура (121,8 м БС) [3].

1.4 Гідрологічний режим гирлового узмор'я ріки Кубань

Гирлове узбережжя Кубані відкрите, поглиблене і неприливне. Наземна межа узмор'я, що збігається з морським краєм дельти (МКД), в гирлі Кубані вирівняна. МКД переривають лише виходи в море магістральних дельтових рукавів Кубань і Протока, природних гирл і штучних каналів, що з'єднують лимани дельти з відкритим узмор'ям. Опуклість МКД в його центральній частині є не << спадкоємцем >> гирлового виступу, сформованого будь–яким древнім рукавом дельти, а місцем сходження двох протилежно спрямованих вдовльберегових потоків наносів.

Довжина МКД Кубані близько 170 км. Ширину гирлового узмор'я (по нормалі до МКД) можна встановити двома шляхами. Перший спосіб–за ізобатою 5 м, що характеризує межі морського узбережжя за особливостями донного рельєфу і характеру ґрунтів. Ці ізобати проходять приблизно в 3–4 км від МКД. У цьому випадку площа гирлового узмор'я становить трохи більше 500 км². Другий спосіб розрахунку площі гирлового узмор'я–по ширині зони опріснення прибережних вод під час повені на Кубані. Середня ширина цієї зони не перевищує 3 км проти рукавів і практично відсутній на

інших ділянках морського узбережжя. У цьому випадку площа морського узбережжя буде значно менше—близько 110 км². Саме ця величина разом з площею дельти 4190 км² і дає повну площу гирлової області Кубані 4300 км². За даними (Шишкін, 1973 р.) при природному режимі Кубані площа гирлового узмор'я, визначена за ізогаліною 9 ‰ становила близько 160 км². Після зарегулювання річки ця площа скоротилася до 48 км².

Гідрологічний режим гирлового узмор'я Кубані формується під впливом природних і антропогенних змін стоку води і наносів Кубані і рукавів дельти, вітрів над акваторією Азовського моря, багаторічних, сезонних і короткочасних змін рівнів води моря.

На гирловому узбережжі Кубані вже давно діють дві морські ГМС—Приморсько—Ахтарськ і Темрюк—порт (відмітка <<0>> цих постів—5,0 м БС). Більша ж частина досліджень на узбережжі проведена експедиційним шляхом силами КУС.

Сезонні коливання рівня Азовського моря в цілому досить добре вивчені (Гідрометеорологія, 1991 р.). Річний хід середніх місячних рівнів для всього моря невеликий і в середньому становить близько 20 см. Найбільш високі рівні спостерігаються навесні і влітку (з березня по серпень); найменші рівні відзначаються восени (жовтень—листопад); взимку рівні трохи вище, ніж восени. Описані сезонні зміни рівнів Азовського моря об'яснюються внутрішньорічними коливаннями стоку річок Дону і Кубані і режимом вітрів.

Сезонні коливання рівня на узбережжі Кубані (г/п Темрюк—порт) аналогічні описаним вище для всього Азовського моря, тільки величина їх трохи більше, як показано в таблиці 1.4.1.

Таблиця 1.4.1 Середні місячні рівні моря (Н) г/п Темрюк-порт та витрати води (Q) на г/п Тиховський за 1910-2000 р.

Характеристика	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	Рік
Н, см	470	472	473	479	485	487	484	477	467	461	461	470	474
Q, м ³ /с	254	283	356	422	579	581	542	390	280	236	235	238	366

Середня величина сезонних змін середніх місячних рівнів на г/п Темрюк–порт 26 см, хоча в деякі роки (наприклад, в 1920 р.) вона може збільшуватися до 59 см (рисунок 1.4.1).

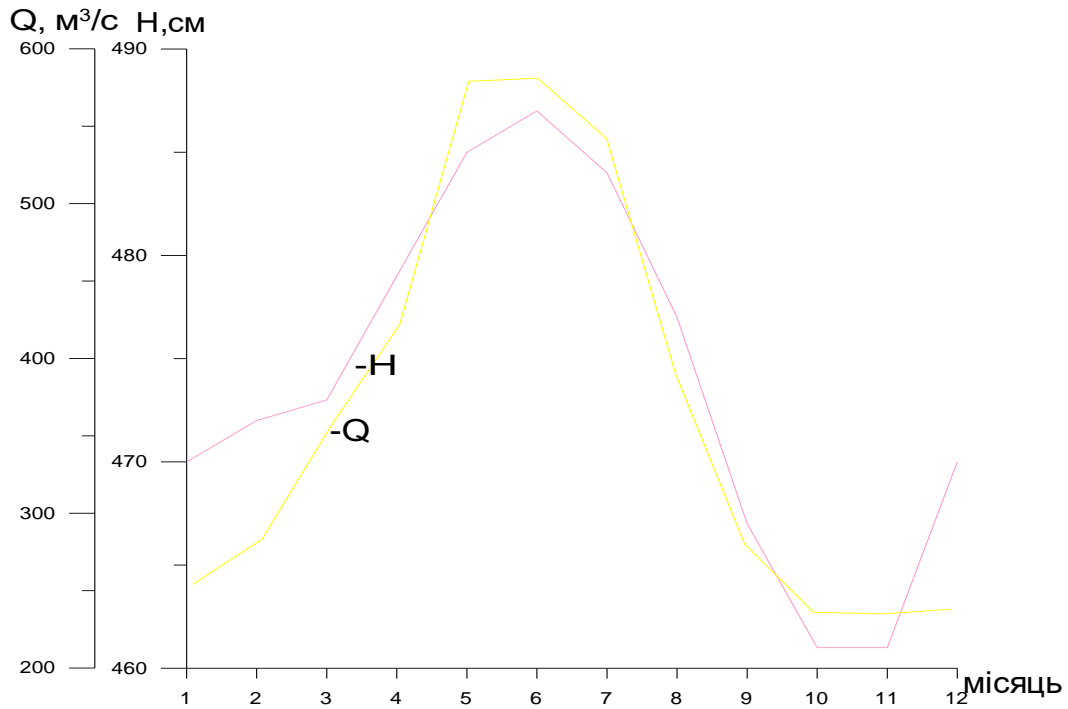


Рисунок.1.4.1 Залежність середніх місячних рівнів моря (H) г/п Темрюк-порт та витрати води (Q) на г/п Тиховський за 1910-2000 р.

Як випливає з рисунку 1.4.1 Сезонні коливання рівнів води на узбережжі повторюють коливання витрат води Кубані. Найбільші середні місячні витрати води річки і рівні на узбережжі відзначаються в травні і червні, найменші– в жовтні і листопаді.

1.5 Гідродинамічні особливості гирлового узмор'я річки Дністер

У зв'язку з активізацією конвективно–турбулентного перемішування морської води припереході від літніх до зимових атмосферних процесів над усім шельфом, що прилягає до гирла Дністра, горизонтальна мінливість стає

найактивнішою. Вона знаменує собою осінній і зимовий режим гідродинамічних характеристик на устьвовому узбережжі р.Дністра.

Тут в рух втягується вода різної солоності, причому чітко різниться вода в частині до гідрофронта і за гідрофронтом на зовнішній частині шельфу Чорного моря. Найбільшого поширення морська вода має на зовнішньому краї гідрофронта взимку, в умовах підвищеної гідродинамічної активності. Особливо солоні вода (18,5 ‰) з'являється під впливом великомасштабного апвеллінга, своєрідного <<суббасейнового конвейору>> на ПЗ шельфі Чорного моря. Відповідно, зона гідрофронта відчуває міграцію протягом сезонів року, що викликано гідрометеорологічними коливаннями.

Від останнього десятиліття ХХ століття посилюється південна (середземноморська) складова циклонічних повітряних потоків суббасейнової циркуляції над акваторією північно-західного шельфу Чорного моря. Зараз її внесок досяг 65 % в середньому за рік, що призвело до уповільнення циклонічного механізму апвеллінга і посилення припливу теплих і більш прісних вод в поверхневому шарі води. У той же час прояв великомасштабної антициклонічної спрямованості повітряних потоків є типовим для вітрів від північної сторони горизонту для морського узмор'я Дністра. Саме при північних вітрах активізується апвелінг, і вздовж берега панівне становище займає холодна вода. А ось посилення південної складової до стану абсолютного домінування створює відповідне домінування більш теплої води. Згодом відбувається збільшення температури в часі, і температура води зростає. За даними Л.Н.Репетіна, кінець ХХ століття і початок ХХІ століття є часом особливо інтенсивного потепління води на узбережжі Дністра і Дунаю, це типова, характерна термічна риса для даної частини акваторії Чорного моря.

Чітко виділяється двошарова структура динамічного поля у верхній частині північно-західного шельфу Чорного моря. Вона відрізняється більш частими, ніж на інших ділянках шельфу, різноспрямованими течіями в поверхневому і глибинному шарах, особливо на околицях морського

узбережжя, де глибини максимальні. З наближенням до берега на мілководді і на Дністровській балці типовими є вітрові течії одного напрямку під час дії вітрів від морського сектора горизонту. У сфері впливу хвильового поля (в тому числі і вдольберегових потоків хвильової енергії) в береговій зоні моря руйнування морських хвиль і диссипація їх енергії супроводжується, окрім іншого, також і формуванням хвильових течій.

Найбільш поширеними виявилися односпрямовані «хвильові енергетичні» течії. Вони є основним фактором аерації прибережних вод, які зазвичай діють в інтервалі глибин 0–2 м і з середніми швидкостями 1–2 м·с⁻¹. Далі в море, із зростанням глибин, чітко виділяються розшаровані протитечії (швидкості 0,1–0,4 м·с⁻¹) і розривні течії (швидкості до 5–6 м·с⁻¹). При чергуванні позитивних і негативних форм підводного рельєфу (наприклад, підводних валів і міжвалових балок) над позитивними формуються градієнтні течії. Їх середні швидкості найчастіше бувають рівними від 0,1 до 0,5 м·с⁻¹. При чергуванні позитивних і негативних форм такого рельєфу вони сприяють прискоренню і уповільненню генеральної хвильової течії («енергетичної»). Всі вони зазвичай входять в багатофакторну інтегральну систему течій берегової зони моря, причому з плином або іншим чинником. Така природна риса є характерною для відкритих гирлових областей, в тому числі і в Дністровській гирловій області.

Вся система течій різного генезису в береговій зоні моря є фактором активного перемішування води на узбережжі. Вона порушує стратифікацію водної товщі, призводить до насичення води киснем, до вирівнювання термічного і сольового градієнта, до трансформації води в море і ін. Широка мілина на узбережжі Дністра як особливість рельєфу призводить до інших особливостей—підвищеної динаміці води і високої рухливості наносів, до зниження активності дрейфової кругової течії Чорного моря, високій освітленості товщі води до дна, зростання інтенсивності фотосинтезу і його впливу на гідробіологічний стан морського узбережжя [2].

2 ВПЛИВ РІЧОК ДНІСТЕР І КУБАНЬ НА ЧОРНЕ ТА АЗОВСЬКЕ МОРЕ ЗА ЛІТЕРАТУРНИМИ ДЖЕРЕЛАМИ

На шляху річкових вод Дністра в море знаходиться невелика дельта, великий і мілководний лиман, вузька протока (360 м і глибина до 14,8 м). Дністер і її дельта не мають прямого контакту з прилеглим морем. Водобмін з морем здійснюється через невелику протоку, що виливає річкову воду в море, а, отже, вплив річкової води на узмор'я і морської води на Дністер має бути вельми мале. Воно визначається розмірами акваторії лиману, об'ємом води в лимані, площею перетину Цареградського гирла і швидкостями стокової течії з лиману в море (також в умовах дії згінного і нагонного вітру) та впливом нагонного вітру з моря в лиман.

Як і в інших річок, біля Дністра є різна відстань, на яку в море вторгаються річкові води. Зсув зовнішнього кордону гідрофронту характеризується чіткою сезонністю, у зв'язку зі значеннями витрат того чи іншого сезону в річці. Під час повеней, навесні, при посиленні водності, гідрофронт вторгається в море на максимальну відстань і захоплює найбільшу площу акваторії. Саме тут відбувається седиментаційне, гідрохімічне і гідробіологічне змішання річкових і морських вод. Вельми показовою рисою процесу водобміну в протоці виступає чітке чергування лиманного і морського потоків. Вони являють собою інтегральні величини переважно вітрової та стокової складових течії [2].

Сучасна гирлова область Кубані відноситься до неприливних і включає мало рукавну дельту, лагуну і відкрите узмор'я. Морський кордон гирлової області (і гирлового узмор'я) виділяють по знаходженню в поверхневому шарі ізогаліни (у зоні змішання річкових і морських вод), рівної приблизно 90 ‰ солоності морських вод, при підвищеному річковому стоці і для штильових умов.

Основними принципами при визначенні бічних меж сучасної дельти Кубані обрана ступінь обводнення території або водойм у результаті

надходження річкових вод з дельтових рукавів, а додатковим принципом – характер розподілу дельтових відкладень і форм рельєфу.

Наземна межа узмор'я, що збігається з морським краєм дельти (МКД), в гирлі Кубані вирівняна. МКД переривають лише виходи в море магістральних дельтових рукавів Кубань і Протока, природних гирл і штучних каналів, що з'єднують лимани дельти з відкритим узмор'ям. МКД в його центральній частині є не «спадкоємцем» гирлового виступу, сформованого яким-небудь древнім рукавом дельти, а місцем сходження двох протилежно спрямованих уздовж берегових потоків наносів [3].

2.1 Тенденції змін основних гідрологічних характеристик і антропогенних факторів

Оскільки Дністровський лиман є кінцевим водоймою стоку для відносно великої річки і до того ж з'єднується з морем, то гідрохімічні характеристики лиману є складними. Вони відображають не стільки процеси природного формування розчинених у воді сполук і окремих хімічних елементів, але також і антропогенні стоки, які нерідко містяться в концентраціях значно вище норми. У підсумку річкова, лиманна і морська вода стає забрудненою, шкідливою для всієї гирлової області. Опріснювальний вплив Дністра призвів до знижених значень солоності протягом усього періоду безперервних досліджень, починаючи від середини 40-х років. У гирлової області Дністра мінералізація води перебувала в широких від $0,4 \text{ г}\cdot\text{л}^{-1}$ с. Маяки до $14 \text{ г}\cdot\text{л}^{-1}$ в південно-західному куті Дністровського лиману, в зоні впливу Цареградського гирла. Дністровська вода, проходячи крізь лиман, втрачає значну кількість мінеральних і органічних речовин [4].

Наявність лиману є чинником найбільш сильного змішування річкової води на шляху її виносу в море, чого немає, якщо гирло відноситься до типу естуарії. Тому процес змішування починається ще до того, як річкова вода

почне вилитися безпосередньо в море. Отже, в море виливається не зовсім прісна вода, як в дельтових і естуарних гирлах, а вже розбавлена. Тому й геохімічна взаємодія солоних і прісних вод виявляється іншою, що визначає геохімічну структуру гирлового узмор'я Дністра [5].

У межах узмор'я Дністра під час весняних річкових повеней (Дніпра, Південного Бугу, Дністра, Дунаю) рівень моря може підвищуватися на 2–6 см вище ординати. На прикладі Дністровського лиману були використані середні річні значення стану рівня в 1946–2010 рр. на гідрологічних постах " Білгород – Дністровський " і " Царгородське гирло ". В останні роки, з 1992 по 2010 р. зростання рівня в лимані значно збільшився і досяг 7,2 міліметрів за рік, що майже на 36 % більше середнього по ряду. Відносні коливання рівня Чорного моря і лиманів в змозі чинити значний вплив на природу лиманного типу берегів взагалі, і Чорного моря – зокрема.

Як і в ряді інших пунктів на узбережжі Чорного моря, ці швидкості мають один і той же порядок величин які становлять від 5,3 міліметрів за рік. Якщо тренд на рисунку 2.1.1 триває до кінця XXI століття, то кінцева величина може скласти від 0,47 м (не виключено, що і на максимальну величину 0,65 м). Середня величина росту швидкості становить 27,4 % середньої глибини лиману, але 15,4% максимальної глибини, при міцних рівних умовах. Такі швидкості мають набагато вищі швидкості опадонакопичення при домінуванні промивного режиму в лимані. Тому найближчим десятиліттям з найбільшою ймовірністю буде розвиватися збільшення глибини лиману. Це істотне зростання, який зазвичай призводить до значних змін природної системи лиману. Він викликає підвищений підпір річковий вод в лимані, негативний вплив на водозбори для питного постачання, поступове посилення хвильового режиму, зміна систем течій, підпір водоносних горизонтів на берегах, посилення гідрогенної переробки берегів, особливо ріст інтенсивності абразійних процесів, зміна форм дельти Дністра, підтоплення Дністровської пересипу та інші.

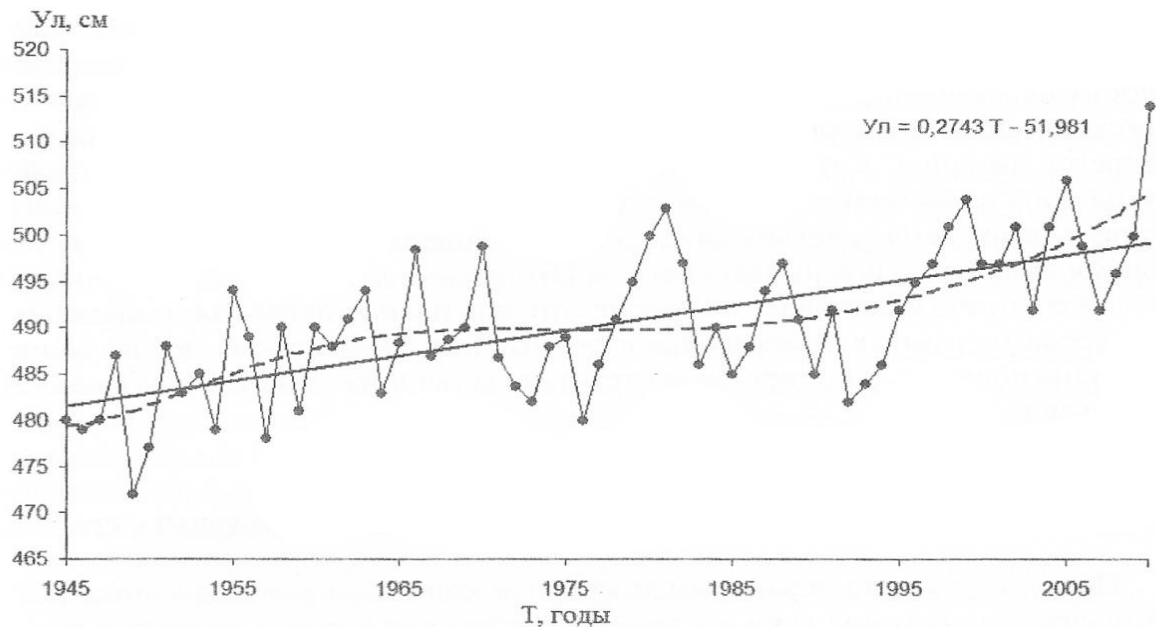


Рисунок 2.1.1. Графік розподілу в часі в період 1945–2010 рр. середніх річних значень рівня Дністровського лиману (Ул) за даними термінових вимірів на гідрометеорологічної станції «Білгород–Дністровський» [1].

Головною особливістю води на гирловому узмор'ї Дністра є її розпрісненість під впливом стоку води з Цареградського гирла, адвективне надходження розпрісненої води від сусідніх гирл Дунаю і Дніпра, впадання атмосферних опадів. На акваторії гирлового узмор'я Дністра в середньому за багаторічний період значення солоності поверхневої води склало 15,68 ‰ при середньому річному мінімумі 6,41 ‰ і середньому річному максимумі 18,19 ‰. Медіана річних значень склала 16,13 ‰, а інтерактивна відстань 1,71 ‰. Виходить, що різниця між максимумом і середнім склала всього 2,51 ‰, а між середнім і мінімумом 9,27 ‰, таким чином в 3,7 рази більше. Ця різниця може означати прагнення солоності до загального зниження і зростанню ступеня опріснення [2].

Середня солоність всієї маси води в Чорному морі становить 21,83 ‰, а це значення в 1,4 рази більше середнього по Дністровському узмор'ю і навіть

на 3,64 більше максимуму солоності на узмор'ї. Тому водна товща морської акваторії, яка обмежена гідрофронтом на гирловому узмор'ї Дністра, на поверхні є значно опрісненою і за ознакою валової солоності відрізняється від чорноморських вод [4].

Зростання рівня призводить до підтоплення пересип, зниження стійкості насипів, зростанню базису ерозії, загального зниження зносу посадкового матеріалу під впливом стоку річок і його збільшенню за рахунок абразії берегів лиманів, до підпору стоку річок в лиманах, активізації течій, посиленню водообміну. Такі негативні явища можуть значно посилюватися під час дії синоптичних коливань рівня, особливо під час сильних і штормових вітрів. Це досить важливо для довготривалих прогнозів і складання перспективних планів освоєння природних ресурсів на даних берегах. Всі перераховані можливі наслідки повинні впливати на природну структуру гирла і на природокористування в гирлової області.

Різні природні фактори і процеси, в умовах взаємовпливу суші і моря, за участю впливу Дністра на різних стадіях природної історії, призвели до виникнення унікальної фізико-географічної системи – гирлової області Дністра. Довгий час гирлова область Дністра відчувала слабкий вплив антропогенного чинника. Зарегулювання стоку Дністра помітно зменшило швидкості течій як в річці, так і в лимані. У підсумку помітно знизився винос біогенних і органічних речовин в море під впливом осадження та акумуляції їх у донних опадах Дністровського лиману.

Відомо, що Дністровський лиман являє собою біологічний фільтр, що призвело до зниження концентрацій мінеральних форм азоту і фосфору, а також органічних речовин. Створення широкої дамби для залізниці та шосейних доріг на південно – західному березі лиману істотно знизило водообмін з Будацьким лиманом. Це призвело до загального зменшення солоності води в південно-західній частині Дністровського лиману, а, з іншого боку, – к зменшенню опріснення східній частині Будацького лиману. Вплив вод Дністра на гирлове узмор'я на акваторії Чорного моря є помітним.

Одним з елементів цього впливу може бути утворення ділянок гіпоксії в придонному горизонті водної товщі моря, що особливо помітно в системі кругообігу в безпосередній близькості від виходу з Цареградського гирла (виходу з лиману). Особливу увагу заслуговує знищення унікального прибережно–морського ландшафту дюнного типу, який утворює особливо складну і цінну географічну систему [2].

Коливання рівнів води в дельті Кубані. Величина середнього рівня Азовського моря зростає від вершини Таганрозької затоки (г/п Таганрок) до району керченської протоки приблизно на 16 см. Аналіз багаторічних змін середніх річних рівнів води на постах Темрюк–порт і Приморсько–Ахтарськ (рисунок 2.1.2) свідчить про добре виражене підвищення рівнів. Інтенсивність підвищення рівнів води на постах Темрюк–порт і Приморсько–Ахтарськ за весь період спостережень склала, таким чином, відповідно близько 4 і 2,4 міліметрів за рік . Для того щоб встановити причини підвищення рівня моря і їх відмінностей, необхідно торкнутися деяких теоретичних питань а також порівняти отримані дані з результатами аналізу багаторічних змін рівня води на інших постах на берегах Азовського і Чорного морів. Згідно сучасним уявленням про причини багаторічних зміни рівнів океанів і морів, що відбувається в даний даний час підвищення рівня є відносним, оскільки фіксується по відношенню до земної поверхні водомірним спорудам. Відносне підвищення рівня моря складається з двох складових: евстатичного підвищення рівня і змін рівня, обумовлені геологічними чинниками. Євстатичне підвищення рівня океанів і пов'язаних з ним морів обумовлено зміною об'єму води в океанах і морях і оцінювалося в двадцятому столітті в 12 міліметрів за рік.

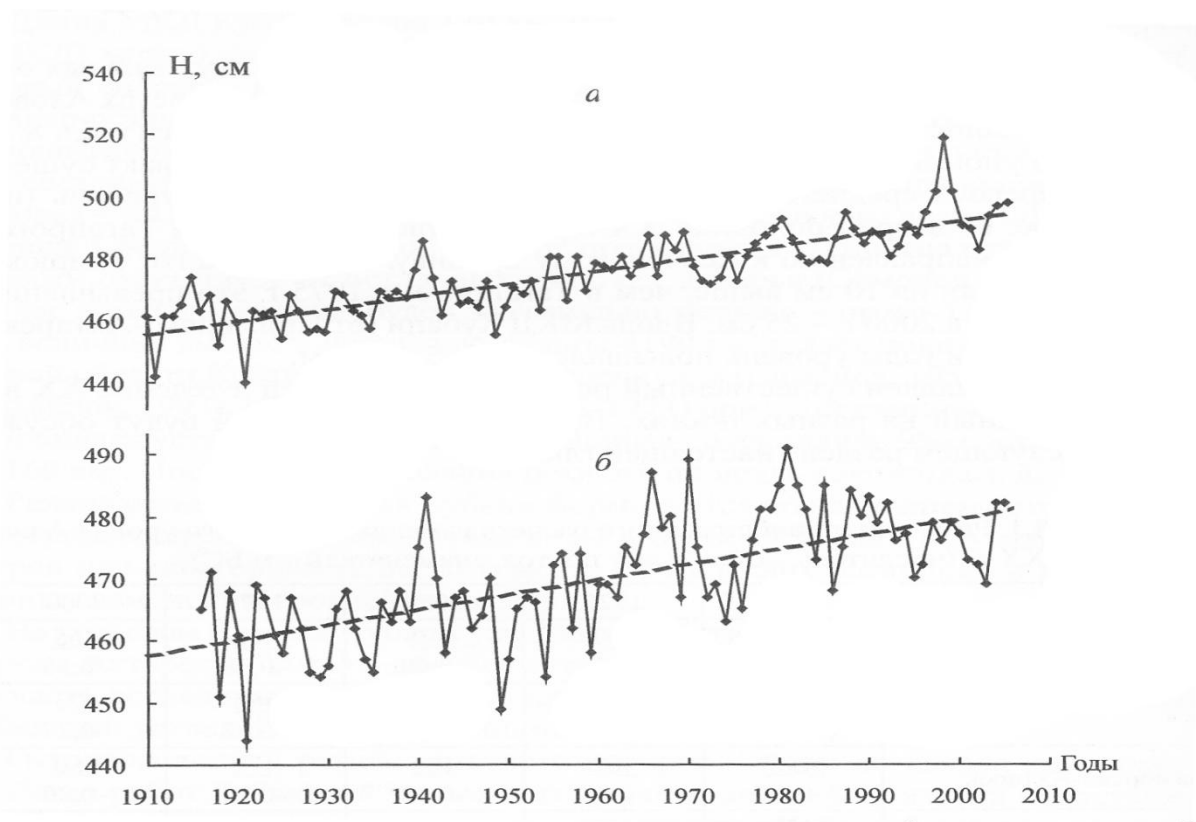


Рисунок 2.1.2. Багаторічні зміни середніх річних рівнів води на пості Темрюк–порт за 1910-2006р. и Приморско–Ахтарск за 1916–2005 р. Відмітки«0» обох постів –5,00 м БС [2].

Іонний склад вод гирлового узмор'я Кубані формується під впливом річкового стоку і припливу солонуватих вод з відкритої частини Азовського моря. У водах узмор'я переважають іони хлору і натрію, їх відносний вміст становить відповідно 32–41 % – еквіваленту і 31–37 %–еквіваленту, зростаючи у відповідності з збільшенням солоності води в напрямку відкритої частини моря. На гирловому узмор'ї, де відбуваються складні процеси змішання, лужна є хорошим показником розподілу річкових і морських вод. У штильову погоду при змішанні річкових і морських вод для узмор'я характерні горизонтальні і вертикальні градієнти лужності. У поверхневому шарі узмор'я розподіл лужності схоже з розподілом солоності води: на виході в море рукавів – ареали менших величин луг лужності, а між рукавами – області більш високих.

Величина рН вод гирлового узмор'я відображає особливості циркуляції вод, процеси змішання річкових і морських вод як показано в таблиці 2.1.1. У водах узмор'я рН збільшується аналогічно збільшенню солоності води в напрямку до моря. Середні сезонні зміни рН незначні і виражаються в сотих частках її величини. Особливості циркуляції вод, режиму карбонатно-кальцієвої рівноваги, життєдіяльності планктону обумовлюють зміни рН в ширшому діапазоні на поверхні і по глибині (від 7,1 до 9,1) .

Таблиця 2.1.1–Абсолютна($\text{г}\cdot\text{кг}^{-1}$) і відносна(%-екв.) концентрація головних іонів у водах узмор'я Кубані (по даним КУС) [3].

Відстань в морі від гирлового створу рук.Кубань,км	Одиниці концент-рації	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	M_s
0,8	$\text{г}\cdot\text{кг}^{-1}$	0,45	0,21	0,13	0,28	0,02	0,05	0,05	1,21
	%-екв.	32,8	11,3	5,9	31,1	1,2	7,2	10,5	100
1,7	$\text{г}\cdot\text{кг}^{-1}$	1,85	0,42	0,18	1,09	0,04	0,08	0,12	3,81

Основні забруднюючі речовини у водах узмор'я – це нафтопродукти, синтетичні поверхнево–активні речовини, важкі метали, пестициди. Нафтопродукти надходять у води узмор'я Кубані з річковим стоком, в наслідок діяльності водного транспорту, при днопоглиблювальних роботах в портах і демпінгу донних відкладень. Зі зменшенням використання пестицидів на сільськогосподарських угіддях зменшилася і їх надходження в води узмор'я. Частина забруднюючих речовин, що надходять різними шляхами на добичі узмор'я Кубані, осідає на його дно. В результаті їх вміст у донних ґрунтах перевищує фонове. Крім того, під час сильних штормів і

хвилювання, поглиблення судноплавних каналів донні ґрунти нерідко самі стають джерелом надходження цих речовин в морські води [3].

Серйозною перешкодою планам розвитку транспортної інфраструктури та нафтогазовидобування в дельті є можливий негативний вплив цих галузей на унікальну природу гирлової області Кубані – основу динамічного розвитку тут і високоприбуткового туристичного господарства. Тепле море, черепашкові піщані пляжі, сприятливий клімат і наявність лікувальних грязей, привабливі і різноманітні ландшафти, історичні об'єкти, велика кількість екологічно чистих і корисних сільськогосподарських продуктів створюють багатющі можливості для лікування і відпочинку людей, розвитку туризму і спорту, аматорського полювання та рибної ловлі в дельті . В останні роки тут будуються нові висококласні санаторії і пансіонати, будинки відпочинку, підводяться комунікації, піднімається рівень сервісного обслуговування, проводяться різні фестивалі та змагання загальноросійського та міжнародного рівня.

З кожним роком збільшується приплив туристів і відпочиваючих, які бажають провести відпустку в цьому сприятливому краї. Всі ці нові аспекти розвитку економіки вимагає підвищених заходів по збереженню особливих екологічних умов регіону і, отже, більш ретельне вивчення відбуваються в дельті і в її водних об'єктах природних і антропогенних змін.

Для Азовського моря також характерний позитивний водний баланс. Дуже цікавим і спірним є питання про зв'язок підвищення рівнів Чорного та Азовського морів з глобальним потеплінням клімату і підвищення рівня Світового океану.

Тим часом, підйом рівня Світового океану – відомий і доведений факт. При дослідженні течій на гирловому узмор'ї Кубані використаний великий масив даних спостережень, проведених підрозділами гідрометслужби в 1959–1990 рр. Дослідження показали, що, по–перше, основний внесок у режим течій на гирловому узмор'ї вносять вітрові течії, а також стокові течії поблизу гирл великих рукавів; і, по–друге, режим течій різний у різних

частинах узмор'я. Тому нижче особливості режиму течій розглядаються окремо для приглубленої частини та прибережної зони Темрюкського зал., північної частини узмор'я [4].

2.2 Тенденції кліматичних змін довкілля гирлової області річки Дністер і Кубань

Кліматичні характеристики на площі Дністровського лиману і гирлової області Дністра в цілому обумовлені її географічним положенням, загальною циркуляцією атмосфери над гирлом, структурою підстильної поверхні. Підстильна поверхня має важливу особливість – вона представлена переважно водною поверхнею і плавнями. У період від 1945 до 2008 р. для гирлової області Дністра сумарна радіація дорівнює в середньому $4\,900 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$ на рік, причому в липні відзначається максимум $760 \text{ МДж} \cdot \text{м}^{-2}$. Ставлення місячних сум розсіяної радіації до сумарної складає в середньому за багаторічний період від 41 % у вересні до 69 % в січні, а в липні дорівнює 48 % [2].

Температура повітря і атмосферні опади загалом залежать від радіаційних, циркуляційних умов і від структури підстильної поверхні, а також від широти місця розташування гирлової області Дністра. Загалом істотним є вплив моря: влітку море декілька знижує температуру, а взимку – підвищує. Від місця до місця в межах гирла середня річна температура становить $10,3\text{--}10,8 \text{ }^\circ\text{C}$, причому при тій чи іншій синоптичній ситуації поле температури відносно однорідне. До літа середні температури підвищуються, причому поступово, без яскраво виражених ривків. Це вказує на риси помірного клімату, який впливає на термічну сезонність і прояв фенологічних фаз у трав'янистої, чагарникової та деревної рослинності гирлової області Дністра, на процеси випаровування, прогрівання води, танення снігу і льоду.

Протягом останнього століття (1894–2008 р.) середнє значення температури повітря в межах гирлової області Дністра досягло 10,27 °С. Всупереч багатьом припущеннями, багаторічний зріст температур повітря супроводжується багаторічним ростом і атмосферних опадів. А саме, якщо в 1923–1985 р. середня кількість опадів становило 526 міліметрів за рік, то в 1894–2008 р., всього через 23 роки, середнє значення виявилось рівним 403,4 міліметрів за рік. Іншими словами, за останні чверть століття склалося істотне зниження крапельної вологи – на 123 міліметрів за рік, або на 23 %. Такі перепади, і їм подібні явища, розкривають значні зміни діючих факторів розвитку гирлової області Дністра, значні зміни співвідношень між окремими діючими факторами, вказують на високу динамічність природних об'єктів на лиман узбережжі Чорного моря.

Над територією гирлової області протягом року атмосферні опади випадають переважно в рідкому вигляді. З листопада по березень, враховуючи внутрішньорічний розподіл сонячної радіації температура повітря, можливе випадання не тільки рідких, а також змішаних, і твердих опадів. Мало того, число днів з твердими опадами порівняти з кількістю днів, протягом яких випадають рідкі опади. У грудні, січні, лютому і в березні середнє число днів зі снігом перевищує – 5, а найбільше –10. В середньому за багаторічний період випадає 463 міліметрів за рік. Причому максимум припадає на червень (66 міліметрів за місяць.), коли стійко домінують зливові опади, а їх інтенсивність може перевищувати 3 міліметрів за хвилину. З числа середніх мінімальне значення припадає на березень (26 мм), хоча протягом вересня спостерігалось 27 мм, а в жовтні – 28 мм. Що стосується середніх сезонних значень, то воно припадає на літо: 3,5 %, що відображає одну з зональних рис південного степу. Зимою, з її 28 % і в останні 30–40 років, все в більшій мірі зростає кількість опадів взимку, слідом за загальною тенденцією зростання середніх температур в приземному шарі атмосфери. Зауважимо, що всього в 150 км південніше, в дельті Дунаю, взимку випадає 31 % річної суми опадів, а влітку всього 24 %.

Загальна кліматична характеристика гирлової області Дністра показує дуже тісну залежність окремих кліматичних факторів один від одного.

Вологість повітря вельми неоднорідно розподіляється по місяцях на протязі року. У цьому відношенні існує певна залежність від температури повітря над гирловою областю. В середньому за багаторічний період річне значення парціального тиску 10,8 гПа. До того ж вологість приводного шару повітря формується ступенем активності взаємодії атмосфери і водної поверхні річки, лиману і моря. Особливістю вивченого гирла є вплив на нього бризової циркуляції, яка поширюється до 40–50 км на сушу і до 10 км у бік моря; денний бриз приносить додаткову вологу з моря на сушу. Загальна кліматична характеристика гирлової області Дністра показує дуже тісну залежність окремих кліматичних факторів один від одного.

Середньомісячні і річні швидкості вітрів складається в залежності від загальної циклональної циркуляції приземного шару атмосфери. Для Дністровського лиману і гирлового узмор'я середня швидкість вітру складає $5,6 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ за останні роки (таблиця 2.2.1).

Таблиця 2.2.1 Основні характеристики вітру над поверхнею гирлової області Дністра в річному розрізі в середньому за багаторічний період (1967-2006р.) [2].

Характеристики	Місяці											
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
V_{cp}	6,2	6,3	5,7	5,4	4,8	4,9	5,0	4,8	5,1	5,7	6,3	6,2
V_{max}	30	28	41	24	30	24	26	24	26	28	38	28
V_{cp}^p	187	151	115	79	62	53	67	36	69	118	109	140
V_{max}^p	280	211	189	108	97	78	117	93	156	146	150	224

Але ще в 60–80 роки минулого сторіччя вона була рівна $4,0 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ – на $1,5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (на 40 %) менше. Таке сильне збільшення до початку ХХІ відбулося за рахунок зростання по всіх середньомісячним значенням. В цілому найбільш дієвими і залишають помітні сліди є швидкості сильних і штормових вітрів – $10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, при формуванні північно–східного типу поля вітру.

В перебігу минулого десятиліття і, згідно з різними сценаріями, зараз розвивається значуща перебудова структури атмосферної циркуляції повітря над Чорним морем. Така перебудова зачіпає насамперед північно-західну частину акваторії і узбережжя моря. Під її впливом все більше проявляється зусилля південної складової вітрового режиму. Для північно–західного шельфу близько 65 % всіх сильних вітрів пов'язано з впливом середземноморських циклів. Отже, в Дністер надходження морської води зумовлено, загальним посиленням впливу моря в порівнянні з впливом Дністра [2].

Кліматичні умови басейну і дельти Кубані визначаються положенням регіону на кордоні двох широтних кліматичних поясів, складної орографією, близькістю Азовського і Чорного морів. Клімат гирлової області Кубані помірно–континентальний. Він відрізняється відносно м'якою зимою і жарким літом, недостатньою кількістю атмосферних опадів.

Термічні умови в межах дельти Кубані змінюються незначно. Зміни проявляються в слабо вираженому зональному зростанні температури повітря з півночі на південь, особливо помітне в холодну пору року. У східній частині дельти середня річна температура повітря становить близько $10,9 \text{ }^\circ\text{C}$, на північному узбережжі $10,8 \text{ }^\circ\text{C}$, на узбережжі Темрюкського зал. – $11,2 \text{ }^\circ\text{C}$. Зміна температури в межах року, загалом, зменшуються з півночі на південь. З вологістю повітря тісно пов'язані процеси випаровування з поверхні дельти, освіти хмарності і туману, роси, інею, випадання опадів. Основними характеристиками вологості повітря є парціальний тиск водяної пари, відносна вологість і дефіцит вологості. Середня річна величина

парціального тиску водяної пари в дельті-одна з найвищих в басейні Кубані. Вона становить 11,1–11,8 гПа.

Хмарність формується під впливом вмісту вологи в повітрі і руху повітряних мас, а також під впливом рельєфу і підстильної поверхні. Часової мінливості хмарності в дельті Кубані притаманний чітко виражений річний хід. Так, можливість похмурої погоди зменшується від зими до літа і знову збільшується до осені і зими.

Для характеристики хмарності зазвичай користуються таким показником, як повторюваність похмурого стану неба. По території дельти відзначається збільшення числа похмурих днів від Темрюка до Слов'янську–на–Кубані і, особливо, в північному напрямку – к Приморсько–Ахтарска. У формуванні хмарного покриву над дельтою головна роль належить нижній хмарності (нижня границя таких хмар не перевищує 2 км), яка в холодний період становить 70 % загальною хмарності і більше, а в теплий – від 50 до 60 %. Помітно різниться протягом року і характер хмарності по переважним форм хмар. Взимку в результаті малого випаровування і вологовмісту повітря, інверсій температури і великий повторюваності східних вітрів переважають шаруваті форми хмар. Фронтальна хмарність у холодне півріччя також представлена в основному суцільним покривом шаруватих хмар. У тепле півріччя з розвитком процесів трансформації повітряних мас над нагрітою поверхнею суцільний хмарний покрив розмивається і посилюється утворення хмар вертикального розвитку (купчастих і купчасто – дощових).

Незважаючи на близькість моря, в дельті випадає порівняно невелика кількість опадів. Одночасно в дельті з півдня території річна сума опадів істотно збільшується внаслідок сприятливого їхнього випадання взаємодії вологопереносних повітряних потоків і гірського рельєфу. Атмосферні опади в дельті випадають в рідкому, твердому і змішаному вигляді. Найбільше опадів випадає у вигляді дощів. У середньому за рік число дощових днів ($> 0,1$ мм) в дельті досягає 108–120, а число днів з опадами у вигляді

снігу всього 26–29. Але дійсно дощових днів істотно менше. Річний хід опадів в низов'ях Кубані характеризується, в цілому, збільшенням кількості опадів у літні та зимові місяці і його зменшенням в інші сезони року. У теплий період року (IV–X) випадає в середньому близько 55–60 % річної суми опадів. У південно-західному напрямку різниця між величинами опадів у різні місяці і сезони року зменшується.

Дельта Кубані відноситься до зони з стійким сніговим покривом, що пов'язано з особливостями її термічного режиму, кількістю і сезонним ходом опадів. У твердому вигляді опади можуть випадати з жовтня по квітень, але навіть у зимові місяці їх величина за багаторічний період не перевищує величини рідких опадів. Найбільше днів з опадами у вигляді снігу в січні: в середньому 8 днів, максимум – 16 – 20, мінімум – 1–2 мм. Часто дощі випадають одночасно зі снігом, тому в холодний період року частка змішаних опадів практично однакова з часткою твердих опадів. Істотний збиток населенню, сільському господарству, соціальним і господарським об'єктам можуть завдавати зливові опади. Тому важливими є відомості про добовому максимумі та інтенсивності опадів. Середні добові максимуми опадів в дельті складають 42–50 мм. Добовий максимум опадів у 2,5-4 рази перевищує середній і є по ГМС Темрюк – порт одним з найбільших в басейні Кубані (201 мм – 08.2004 р.)

У теплу половину року, особливо в травні – червні, в дельті Кубані трапляється випадання граду. Град випадає смугами, що досягають декількох кілометрів в довжину і тисячі метрів завширшки. Він завдає значної шкоди сільськогосподарським посівам, іноді знищуючи їх. У спекотні літні дні під час розвитку потужних купчастих хмар іноді утворюються смерчі. Вони нетривалі, але володіють значною енергією, іноді піднімаючи стовп води висотою до 100 м. Були випадки, коли смерчі розбивали баркаси. Пилові бурі трапляються в посушливі роки, коли тривалі і сильні східні вітри приносять пісок зі степів Калмикії. Пилові бурі трапляються 1 раз на 5–7 років [3].

Вітровий режим гирлової області Кубані характеризується явним переважанням в перебігу всього року вітрів східних і західних румбів, (таблиця 2.2.2).

Таблиця 2.2.2 Повторюваність різних швидкостей вітру по румбам [3].

Швидкість	Напрямок								
	Пн	ПнС	С	ПвС	Пв	ПвЗ	З	ПнЗ	Штиль
Темрюк-порт									
1-5	7,6	11,0	8,2	4,4	4,0	9,4	5,4	5,9	4,2
6-10	4,4	9,1	7,8	0,8	2,2	5,3	2,4	2,9	
11-15	0,2	1,3	0,9	0,1	0,3	0,7	0,3	0,3	
16-20	0	0,2	0,4	0,0	0,1	0,1	0,1	0,0	
21-25	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
Рік	12,2	21,6	17,3	5,3	6,6	15,4	8,2	9,2	
Приморско-Ахтарск									
0-1	1,8	3,8	4,9	1,9	1,3	2,5	2,7	3,0	2,0
2-5	4,7	9,9	12,8	5,0	3,3	6,6	6,9	7,9	
6-9	0,6	2,8	4,6	0,4	0,4	2,1	2,2	1,5	
10-13	0,2	1,0	1,8	0,1	0,1	0,6	0,8	0,5	
14-17	0,0	0,4	0,6	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	
18-21	0,0	0,1	0,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
Рік	7	17	25	8	5	12	13	13	

Найбільшу повторюваність мають вітри північно-східного (17–24 %), східного (17–25 %), південно-західного (12–15 %) і західного (8–15 %) напрямків.

З ГІДРОХІМІЧНІ ОСОБЛИВОСТІ ГИРЛОВОЇ ОБЛАСТІ РІЧОК КУБАНЬ І ДНІСТЕР

Природні води, завдяки високій розчинювальній здатності є динамічною хімічною системою, що містять у своєму складі складний комплекс мінеральних і органічних речовин, розчинених газів, мікроелементів і інших речовин. Від їх кількості і співвідношення між собою залежить міра придатності води для господарсько – питних і рекреаційних цілей, багато фізичних, біохімічних і біологічних процесів у водних об'єктах, існування водних організмів і численних наземних форм життя.

Хімічний состав – це характеристика природніх вод, що робить їх найбільшим у світі багатством або, навпаки, представляє загрозу для життя організмів і людини.

Оскільки Дністровський лиман є кінцевою водоймою стоку для відносно великої річки і до того ж сполучається з морем, то і гідрохімічні характеристики лиману є складними.

При вступі в Дністровський лиман річкові води випробовують помітну трансформацію. Дністровська вода, проходячи крізь лиман, втрачає значну кількість мінеральних і органічних речовин. Вони якраз і накопичуються в лимані під впливом внутришньоводоймних гідрохімічних і біологічних процесів. Це веде до зменшення вмісту амонійного азоту, нітриту, нітратів майже в 3 рази, фосфатів майже в 4 рази, кремнію майже в 2 рази, а тому спостерігаємо зміну виносів цих елементів в морі.

Як система, перехідна від річки до моря, лиман сприяє зниженню рівня БР у воді, яка по Цареградському протоці виливається в морі. В межах гирлового узмор'я, обмеженого гідрофронтом, евтрофірование вод моря не знижується унаслідок високих фонових концентрацій органічних речовин в течії з лиману [2].

На протязі року мінералізація і іонний склад вод в гирлі *Кубані* істотно змінюється. Причина – внутришньорічна мінливість гідрометеорологічного

режиму моря і лиманів. З березня по серпень у відносному складі води Пересыпского гирла серед аніонів переважають сульфати, серед катионів іони кальцію і натрію. Це обумовлено вступом вод з Ахтанизовского лиману, що живиться прісними водами ракава Козачий Єрик. Хлориди і іони натрію домінують в іонному складі води взимку, коли ослабляється вплив річкових вод і збільшується надходження морських вод [3].

3.1 Гідрохімічний режим гирлової області річки Кубань

Хімічний склад води в гирлах Кубані визначається процесами змішення річкових і морських вод і напрямом течії. Оскільки гирла в набагато більшому ступені, ніж лимани, перебувають під впливом моря, мінералізація їх вод в цілому за рік підвищена в порівнянні з мінералізацією вод лиманів.

Іонний склад вод гирлового узмор'я Кубані формується під впливом річкового стоку і припливу солонуватих вод з відкритої частини Азовського моря. У водах узмор'я переважають іони хлору і натрію, їх відносний зміст складає відповідно до 32–41 %–еквіваленту і 31–37 %–еквіваленту, зростаючи відповідно до збільшення солоності води у напрямі відкритої частини моря.

На гирловому узмор'ї, де відбуваються складні процеси змішення, лужність є хорошим показником розподілу річкових і морських вод. Концентрація гідрокарбонатних іонів у водах узмор'я Кубані більша, ніж в річкових водах. У штильову погоду при змішенні річкових і морських вод для узмор'я характерні горизонтальні і вертикальні градієнти лужності. Упродовж 3 км в напрямі від гирла рукавів. Кубань до моря, лужність збільшується від 1,7 до 2,5 ммоль·л⁻¹. Вплив вітру значно ускладнює картину розподілу лужності в поверхневих водах узмор'я. У поверхневому шарі узмор'я розподіл лужності схожий з розподілом солоності води, на

виході в море рукавів–ареали менших величин лужності, а між рукавами–області більш високих.

Сезонні зміни лужності складають близько $0,3 \text{ ммоль} \cdot \text{л}^{-1}$. Максимальна лужність, як правило, відзначається у березні ($3,09 \text{ ммоль} \cdot \text{л}^{-1}$), мінімальна–влітку ($2,72\text{--}2,79 \text{ ммоль} \cdot \text{л}^{-1}$).

Величина рН вод гирлового узмор'я відбиває особливості циркуляції вод, процеси змішення річкових і морських вод. У водах узмор'я рН збільшується аналогічно збільшенню солоності води у напрямі до моря. Середні сезонні зміни рН незначні і виражаються в сотих долях її величини. Особливості циркуляції вод, режиму карбонатно–кальцієвої рівноваги, життєдіяльності планктону обумовлюють зміни рН в ширшому діапазоні на поверхневому і по глибині (від 7,1 до 9,1), як показано на рисунку 3.1.1 та рисунку 3.1.2 зміна концентрації головних іонів на відстані 0,8 км та 1,7 км від створу у морі.

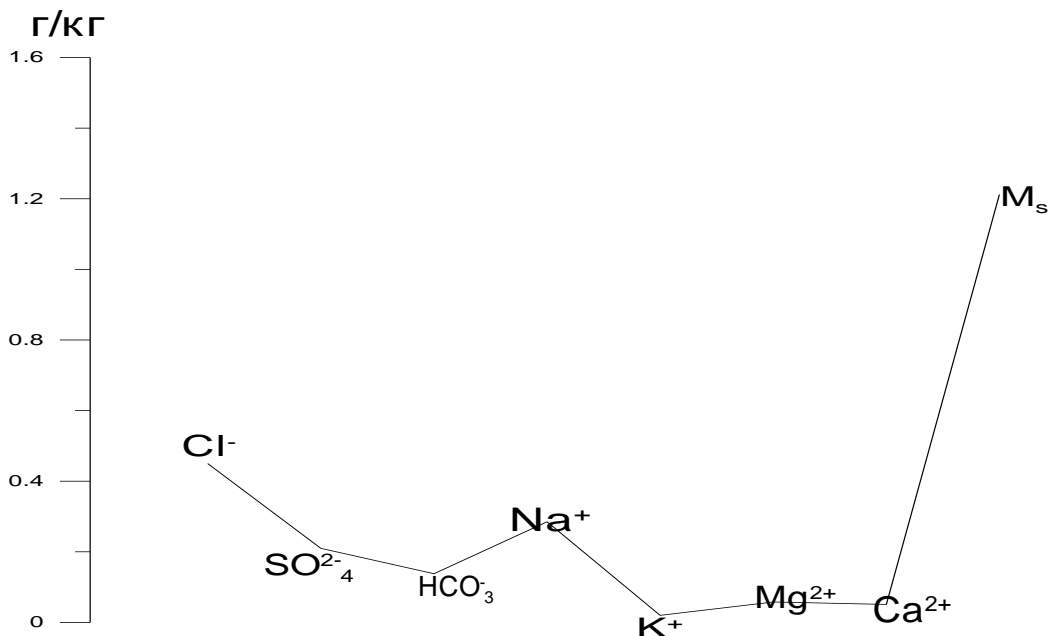


Рисунок 3.1.1 Абсолютна концентрація головних іонів в водах узмор'я Кубані на відстані 0.8 км від створу у морі.

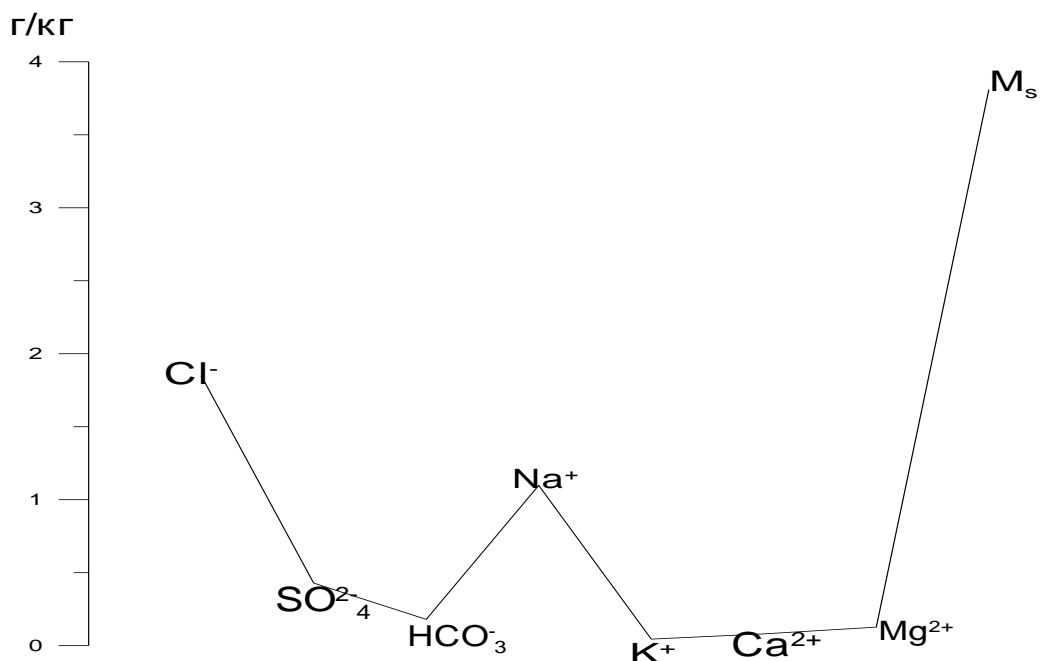


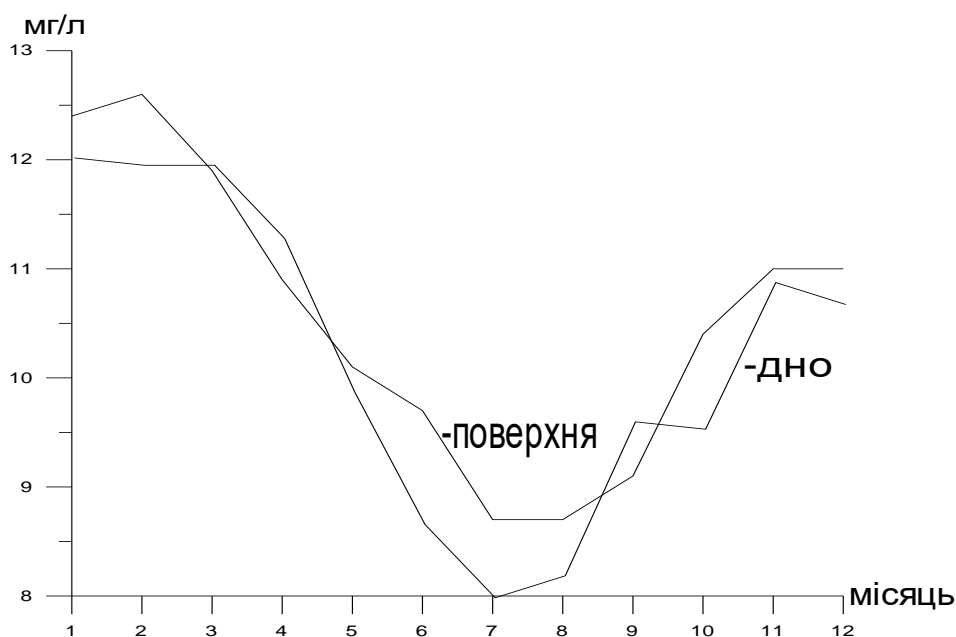
Рисунок 3.1.2. Абсолютна концентрація головних іонів в водах узмор'я Кубані на відстані 1.7 км від створу у морі.

Газовий режим. Максимальний вміст кисню ($11\text{--}12,6 \text{ мг}\cdot\text{л}^{-1}$) у водах узмор'я Кубані відзначається взимку. Цьому сприяють низька температура води, що обумовлює високу розчинність кисню, зменшення споживання кисню на окислення органічної речовини, відсутність продукційних процесів. Рівномірне охолодження вод і інтенсивне вітрове перемішування сприяють рівномірному розподілу кисню по глибині. Навесні внаслідок розвитку фотосинтетичних процесів в поверхневому шарі води відносний вміст кисню зростає. У придонних горизонтах відзначається недонасиченість вод киснем (90 %), його абсолютна концентрація знижується з $11,9$ до $8,8 \text{ мг}\cdot\text{л}^{-1}$.

Влітку у зв'язку з подальшим прогріванням вод і біохімічним споживанням, що збільшується, концентрація розчиненого кисню в придонних шарах узмор'я знижується до $6,0 \text{ мг}\cdot\text{л}^{-1}$ (74 %). На поверхні, навпаки, спостерігається пересичення вод киснем (107–116 %). Стратифікація щільності розвивається на узмор'ї Кубані внаслідок значних

градієнтів температури і солоності води, що виникають при змішенні річкових і морських вод і відсутності вітрового перемішування.

Анаеробні умови, що формуються в придонних горизонтах узмор'я, можуть супроводжуватися утворенням сірководня. Наявність сереводорода неодноразово відзначалася (по запаху) співробітниками КУС при проведенні гідрологічних робіт. Зміст сірководня у водах узмор'я був уперше інструментальний визначений на значному просторі Темрюкського затоки в липні 1987 р. при проведенні спільних експедиційних досліджень співробітниками КУС. На поверхні концентрація сірководня була невеликою ($0,7-1,1 \text{ мг}\cdot\text{л}^{-1}$), в придонних же горизонтах вона збільшувалася до $2,8-5,7 \text{ мг}\cdot\text{л}^{-1}$ (рисунок 3.1.3) Утворенню сірководня сприяла температурна ($0,7-0,9^\circ\text{C}\cdot\text{м}^{-1}$) і солоніста стратифікація ($0,4 \text{ ‰}\cdot\text{м}^{-1}$) вод, метеоумови (штиль) і значний вступ з річковим стоком легкоокислюючої органічної речовини (рисунок 3.1.3.). Восени у зв'язку з охолодженням води вміст кисню підвищується (з 9,1 до 11,0 мг/л на поверхні), в придонних горизонтах зникає його дефіцит, а концентрація аналогічна концентрації в поверхневому шарі ($8,4-10,3 \text{ мг}\cdot\text{л}^{-1}$).



Рисинок 3.1.3. Змінення середньої концентрації кисню в узмор'ї Кубані на протязі року.

3.2 Гідрохімічний режим гирлової області річки Дністер

У гідроекологічному стані Дністра і Дністровського лиману можна виділити три періоди. Перший – до зарегулювання стоку, коли гідролого–гідрохімічний режим формувався природними чинниками. У цей період значні коливання водного стоку були пов'язані з таненням снігів і частими зливовими паводками у водозбірному басейні. Другий – часткового зарегулювання стоку, коли введення в дію Дубоссарського водосховища і ГЕС в 1954 р. привів до зниження швидкості течії, зменшення каламутності води. Третій – введення в дію Дністровського водосховища і ГЕС в 1987 р. В цей період водний режим середнього Дністра вважається повністю зарегульованим.

Дністровський лиман. Попередні дослідження показали, що лиман виконує важливу роль в трансформації потоку БВ з річки в морі. Тут в результаті внутриводоемних процесів відбувається акумуляція і створення нового ОВ. Активність фотосинтетичних процесів в лимані підтверджувалася величинами рН, значення яких в окремі періоди досягали 8,20–8,50, зниженням концентрацій мінеральних форм N (NH_4^+ і NO_3^-), PO_4^{3-} і Si в порівнянні зі значеннями в річці. Відмічено зниження величин розчиненої ОР по відношенню до попередніх періодів.

Значення солоності в гирлі лиману (порт Затока) змінювалися в діапазоні 1,0–17,8 ‰, тому для отримання реальних даних про кількість тих, що поступають з лиману в морі БР, ОР і ЗР гідрохімічні дані розділили з урахуванням солоності : <7 ‰ (45 % даних) –лиманова вода і >7 ‰ (55 %) – морська. Сезонна мінливість гідрохімічних параметрів в лимані при солоності в гирлі <7 ‰ є близька мінливості в гирлі Дністра (рисунок 3.2.1).

При вступі морських вод в лиман відмічали зниження діапазону екстремальних і середніх значень БР і ОР за рахунок розбавлення лиманових вод морськими (рисунок 3.2.2).

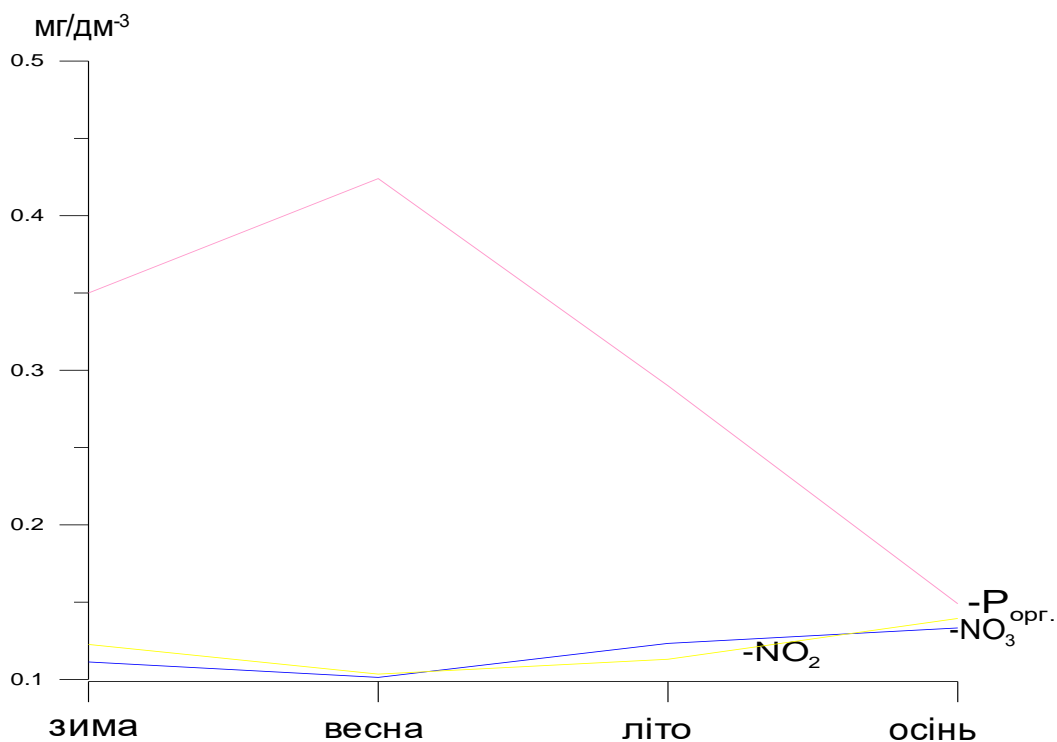


Рисунок 3.2.1. Залежність екстремальних і середніх сезонних значень деяких гідрохімічних показників у воді Дністровського лиману (порт Затока) при солоності нижче 7 % в 2003-2004 р.

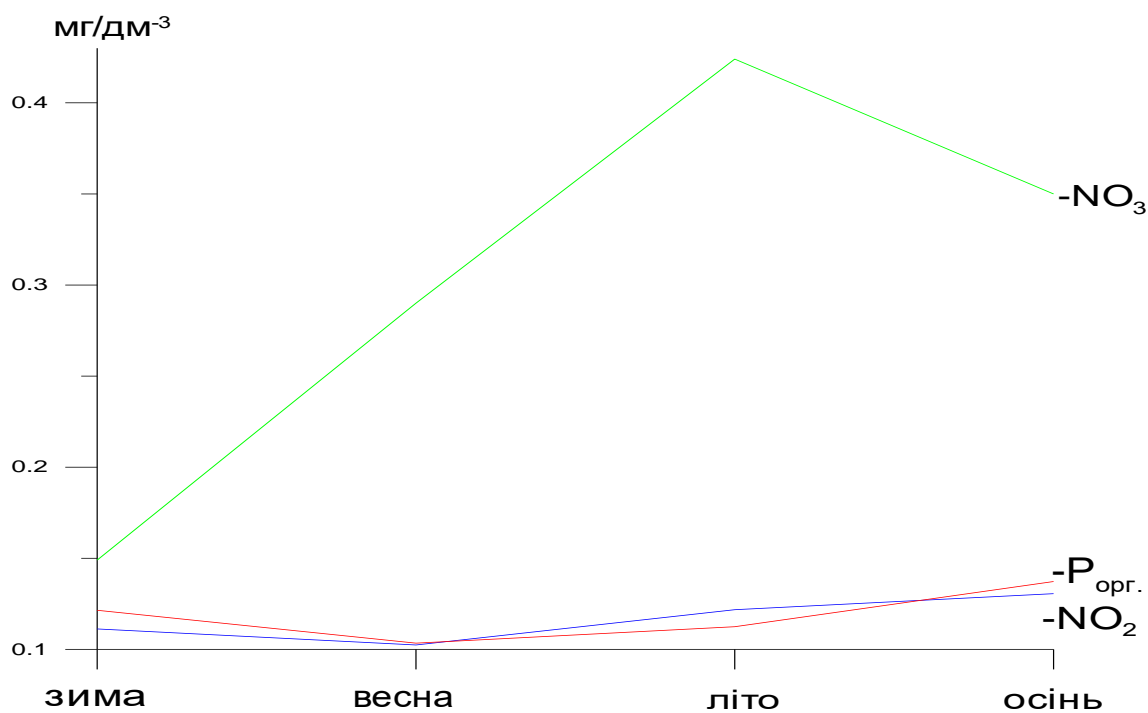


Рисунок 3.2.2. Залежність екстремальних і середніх сезонних значень деяких гідрохімічних показників у воді Дністровського лиману (порт Затока) при солоності вище 7 % в 2003–2004 р.

Співвідношення мінеральних і органічних форм N в лимані відрізнялося від такого в річці – в гирлі річки середньорічна доля мінерального N складала 37 %, в лимановій воді до 20 %. Такі відмінності в співвідношеннях мінерального і органічного N пов'язані з активним споживанням його в лимані фітопланктоном, де цілорічно відмічають "цвітіння" води.

Сезонне співвідношення розчинених і зважених форм N і P в лимановій воді також відрізнялися від аналогічних співвідношень в річці. Так, взимку і весною розчинені форми N перевищував зважені в 2–3 рази, влітку і осінню в 5–6 разів (додаток А).

Такі зміни пов'язані з активною метаболічною діяльністю водних організмів в теплий період року і з посиленням деструкційних процесів осінню (рисунок 3.2.3).

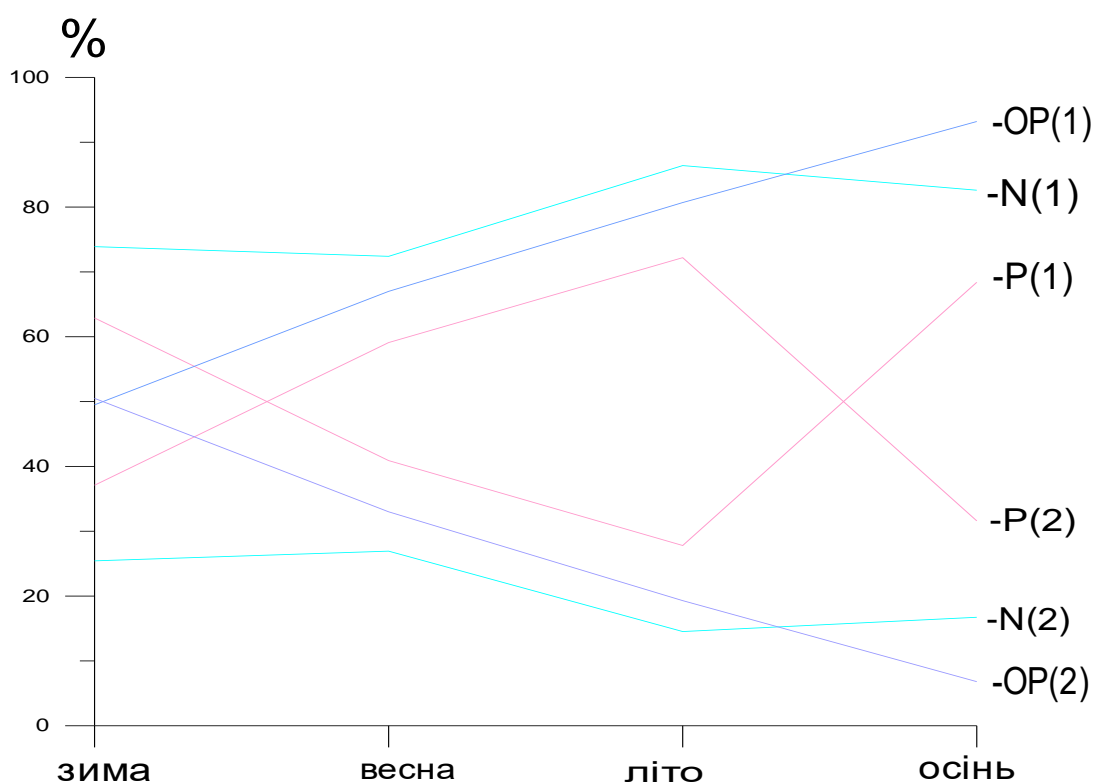


Рисунок 3.2.3. Співвідношення у % розчинених (1) і зважених (2) форм N, P і ОР в Дністровському лимані (порт Затока) в 2003–2004 рр.

Так, в лимані, в порівнянні з гирлом річки, зміст NH_4^+ , NO_3^- і NO_2^- знижується майже в 3 рази, PO_4^{3-} майже в 4 рази, Si – майже в 2 рази (додаток Б). Зміст ZP , Ar і OP в гирлі лиману зберігається на рівні значень, спостережуваних в річці за рахунок створення нового OP . Проте, досить високий вміст OP у водах, що поступають з лиману в море, як і раніше призводить до розвитку евтрофікування на узмор'ї. Було проведено порівняння вступу мінеральних і органічних з'єднань N , P , Si , розчиненого OB з Дністра в лиман, а потім в морі за періоди, найбільш забезпечені гідрохімічними даними, – 1985–1988 і 2003–2004 р. (додаток В). Порівняння показало, що стік мінеральних і органічних з'єднань Дністра зріс з 83,59 тисяч тон на рік – в середній по водності період 1985–1988 р. до 88,07 тисяч тон на рік – у багатоводні 2003–2004 р. за рахунок значного вступу в лиман органічних сполук N з річки. Вступ в море цих з'єднань знизився в останній період до 63,58 тисяч тон на рік – за рахунок асиміляції в лимані мінеральних з'єднань N і P .

Аналіз довгоперіодних змін (1952–2004 рр.) змісту BP і OP у водах нижнього Дністра показав, що в 2003–2004 р. концентрації NH_4^+ , NO_3^- і PO_4^{3-} знизилися до рівня 1950–1953 р. Відмічено зниження змісту Si , пов'язане із зарегулюванням стоку і його осіданням у водосховищах, зростання концентрацій NO_3^- і Ar . Аналогічні тенденції спостерігаються і у водах, що поступають з Дністровського лиману. Порівняння втрат BP при проходженні дністровської води через лиман показало, що в лимані відмічена активізація процесів акумуляції мінеральних з'єднань N , P і Si . Якщо в 1952–1953 р. лиман акумулював до 26 % цих з'єднань, то в 2003–2004 р. цей процес став інтенсивніше – 50 %.

Вклад стоку BP Дністра в евтрофікування вод, незважаючи на буферну роль Дністровського лиману, залишається дуже значним – ~60 тисяч тон на рік, з яких 20 тисяч тон на рік – мінеральні з'єднання N , P і Si і ~44 тисяч тон на рік – розчинені органічні сполуки [5].

4 РОЗРАХУНОК КОНЦЕНТРАЦІЇ ШКІДЛИВИХ РЕЧОВИН В МОРСЬКІЙ СРЕДІ

Існує зв'язок між концентрацією того чи іншого речовини і солоністю води , де солоність служить деяким « реперною » характеристикою , що відбиває співвідношення часток річковий і морський води .

У разі , коли хімічні і біологічні процеси слабо впливають на зміст того чи іншого розчиненої речовини , званого консервативним компонентом , спостерігається лінійна зв'язок між його концентрацією і солоністю .

Тоді можна записати рівняння змішання у вигляді :

$$\frac{c - c_p}{c_m - c_p} = \frac{S - S_p}{S_m - S_p} , \quad (1)$$

де S_m , S_p , S – солоність морської , річкової та змішаної води , c_m , c_p , c – концентрація будь-якого консервативного речовини в морській , річній і змішаній воді . Таким чином , отримаємо лінійний зв'язок між концентрацією речовини в змішаній воді і солоністю :

$$c = \frac{S - S_p}{S_m - S_p} (c_m - c_p) + c_p \quad (2)$$

якщо прийняти , що $S_p = 0$ і $c_p = 0$, то рівняння спрощується :

$$c = S \frac{c_m}{S_m} \quad (3)$$

де c_m / S_m – частка даної речовини в морській воді .

На основі даних формул були проведені розрахунки, внаслідок яких було доведено зменшення солоності поступово від гирла річки до відкритого моря.

4.1 Розрахунок змінення концентрації нафти в дельті річки Кубань

Води гирлового узмор'я Кубані відносяться до класу солонуватих. Особливістю режиму солоності води в цьому районі моря є те, що він формується під впливом двох основних факторів: надходження прісних річкових вод і їх взаємодії з солонішими морськими. Річкові води поступають через рукави Кубань і Протока, а також через гирла лиманів. Об'єм прісних вод коливається як рік від року, так і по сезонах, накладаючи відбиток на солоність вод узмор'я.

Солоність вод самого узмор'я в основному визначається водним стоком Дона, Кубані, інших річок і вступом в Азовське море чорноморських вод через Керченську протоку. Опади, випар, танення льоду грають другорядну роль. Непрямий вплив на формування полів солоності води робить вітер, який може переміщати водні маси по усьому простору моря. Це визначає велику мінливість солоності води. Невеликі глибини узмор'я сприяють хорошему перемішуванню вод.

Режим солоності вод самого Азовського моря, сезонні і багаторічні зміни солоності води в цілому добре вивчені. Цей режим характеризується великою тимчасовою і просторовою мінливістю. Розмах коливань середніх річних величин солоності води усього моря за період 1928–1939р., 1947–1989 р. склав 4,3 % (9,6 % в 1932 р. і 1933 р. і 13,9 % в 1976 р.).

Найменші величини S відмічені на початку 30–х років ХХ століття. Затем S стала підвищуватися і в 1955 р. досягла величини 12,7 %. До 1965 р. вона знову знизилася до 11,1 %. Найбільші величини S (більш 12 %) відзначалися в період з 1970 по 1980 р. До кінця 1980–х S знову знизилася до 11,4–11,6 %.

Відмічені багаторічні зміни солоності води Азовського моря в основному об'яснюються коливаннями водного стоку Дона і Кубані і проникненням солоніших вод через Керченську протоку з Чорного моря.

За період 1960–1981 р. в районі моря, прилеглому до Темрюкському затоці, солоність води змінювалася по сезонах таким чином. Взимку середня величина S була 12,8 ‰, весною S дорівнювала 12,3 ‰, літом $S=13,0$ ‰, восени $S=13,1$ ‰. Уздовж східного берега Азовського моря від Таманського п-ова до Бейсугського лиману солоність води трохи (на 0,5–1 ‰) зменшується [3].

Дані по р.Кубань:

$S_m=12$ ‰, $S_p=1$ ‰, $S=8,9,10,11,12$ ‰, $C_p=0,15$, $C_m=0,08$

По формулі (2) було знайдено c (таблиця 4.1.1):

Таблиця 4.1.1 Розрахунок концентрації забруднюючої речовини

$S, ‰$	8	9	10	11	12
C	0,105	0,099	0,093	0,086	0,08
$L, км$	6	11	13	15	16

На рисунку 4.1.1 та 4.1.2 показана зміна солоності води і концентрації нафти на різній відстані від гирлової області річки у море.

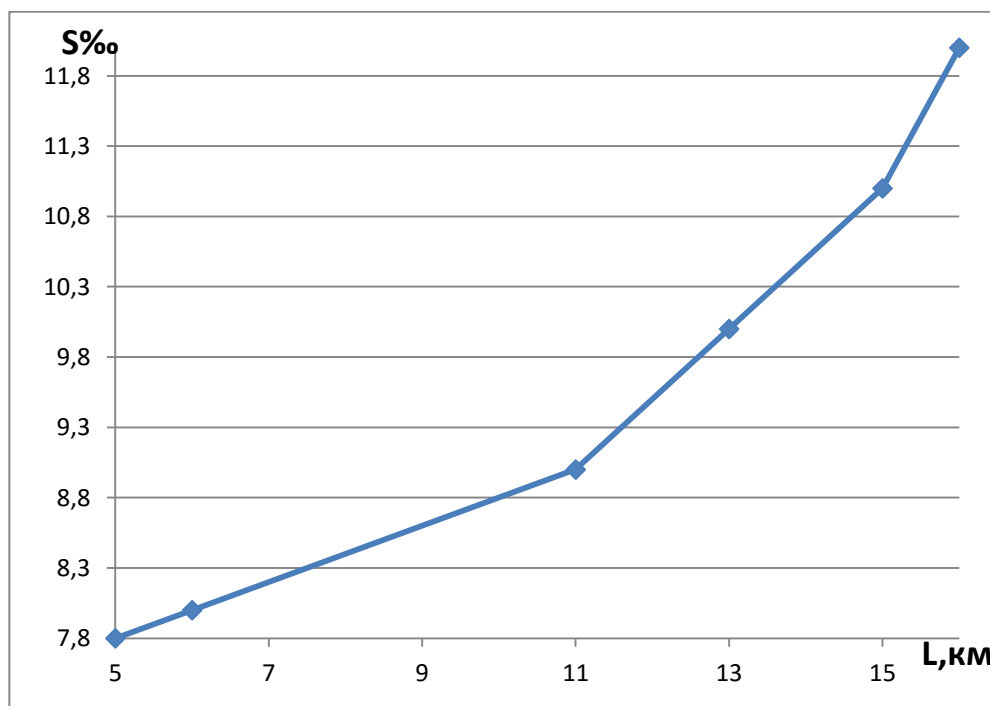


Рисунок 4.1.1. Відношення солоності на різній відстані від ГОР річки Кубань

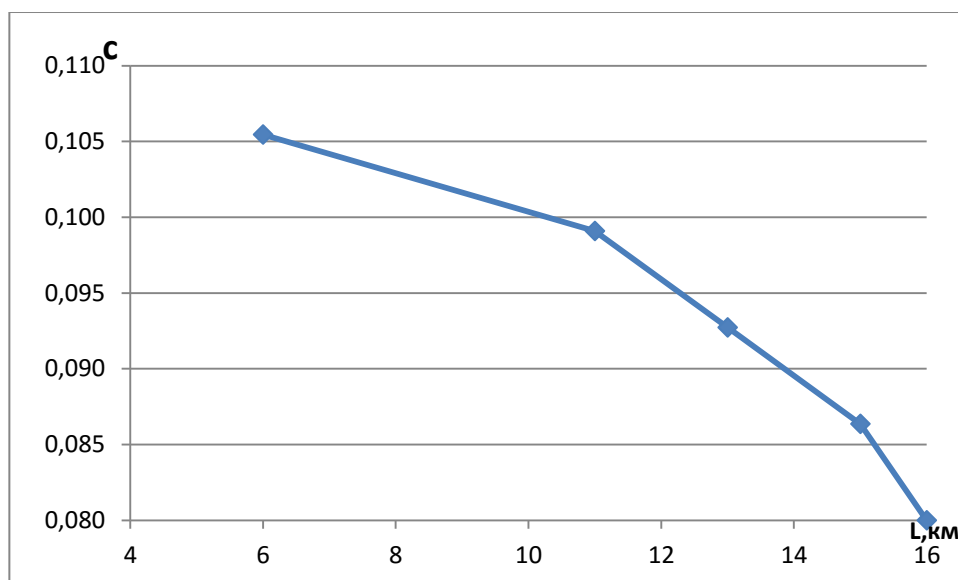


Рисунок 4.1.2. Концентрація нафтопродуктів на різній відстані від ГОР річки Кубань

Згідно рисунку 4.2.1 спостерігається встановлена чітка гіперболічна залежність скорочення нафтопродуктів у міру збільшення солоності вод.

4.2 Розрахунок змінення концентрації фосфатів в дельті річки Дністер

Головною особливістю води на гирловому узмор'ї Дністра є її распресненность під впливом стоку води з Цареградського гирла, адвективний вступ распресненої води від сусідніх гирл Дунаю і Дніпра, випадання атмосферних опадів. На акваторії гирлового узмор'я Дністра в середньому за багаторічний період значення солоності поверхневої води склало 15,68 ‰ при середньому річному мінімумі 6,41 ‰ і середньому річному максимумі 18,19 ‰. Медіана річних значень склала 16,13 ‰, а інтерквантильна відстань 1,71 ‰. Виходить, що різниця між максимумом і середнім складала всього 2,51 ‰, а між середнім і мінімумом 9,27, тобто в 3,7 разу більше. Ця різниця може означати прагнення солоності до загального пониження і зростання міри опріснення. Середня солоність усієї маси води в Чорному

морі складає 21,83, а це значення в 1,4 разу більше середнього по дністровському узмор'ю і навіть на 3,64 % більше максимуму солоності на узмор'ї.

Тому водна товща морської акваторії, яка обмежена гідрофронтом на гирловому узмор'ї Дністра, на поверхні є значно опрісненою і за ознакою валової солоності відрізняється від чорноморських вод. Усі ці величини показують особливості гирлового узмор'я Дністра як середовища змішення прісних вод річки і осолонених вод Чорного моря. Як бачимо, вплив Дністра не так вже і сильне в порівнянні з впливом таких річок, як Дунай, Ніл або Хуанхе.

Впродовж всього ХХ століття, а особливо після 1970 р., солоність води на узмор'ї загалом зменшується, в протилежність поступовому зростанню прісного стоку. Нині можна вважати твердо встановленим, що виділяються стійкі загальні позитивні лінійні тренди температури, атмосферних опадів, величини балансу прісних вод, рівня моря і такі ж стійкі негативні загальні тренди швидкості вітру, хвилювання моря і випару з поверхні усього північно-західного шельфу Чорного моря . В даному випадку дуже незвичайним виявляється загальне зниження швидкості випару, оскільки над Чорним морем загалом панує загальне зростання температури приземного повітря і поверхні води на акваторії Чорного моря . Це повинно призводити до зростання випару, але ні. Справа тут в тому, що в перше десятиліття ХХІ століття збереглося істотне насичення мікрошару води на значній площі морської акваторії вуглеводнями і іншими забруднюючими речовинами. А це стало ефективною перешкодою для випаровування з морської поверхні.

Загалом можна стверджувати, що єдиною закономірністю не лише для узмор'я гирлової області Дністра, але і інших річок (Дніпра, Південного Буга і Дунаю) у водній товщі північно-західного шельфу в цілому являється тенденція до посилення прісного стоку і синхронного пониження солоності води в морі. Враховуючи залежність солоності від стоку річок і маючи багаторічний складний хід стоку Дністра за останнє століття, можна думати,

що пониження солоності попередніх двох десятиліть зміниться підвищенням в найближчі декілька років. Як бачимо, солоність води на узмор'ї є хоча і дуже важливий, але лише один з елементів природної системи в гирловій області Дністра, разом з солоністю води в Дністровському лимані і в Дністрі. Але на узмор'ї її значення і зміна викликані іншими причинами, а тому і враховувати її потрібно інакше. Тому на кожному окремому об'єкті системи потрібний свій власний аналіз, хоча йдеться про одну і ту ж властивість води. Такий підхід торкається і інших властивостей, наприклад, температури, первинної продукції, рН, змісту того або іншого хімічного елементу та інше.

Дані по р.Дністер:

$S_m=16\text{ ‰}$, $S_p=1\text{ ‰}$, $S=5,10,15\text{ ‰}$, $C_p=0,86$, $C_m=0,21$ (фосфати)

По формулі (2) було знайдено c (таблиця 4.2.1),и побудован графік залежності концентрації фосфатів від солоності (рисунок 4.2.1) :

Таблиця 4.2.1 Розрахунок концентрації забруднюючої речовини[5]

$S, ‰$	0	5	10	15	16
c	0,86	0,69	0,47	0,25	0,21

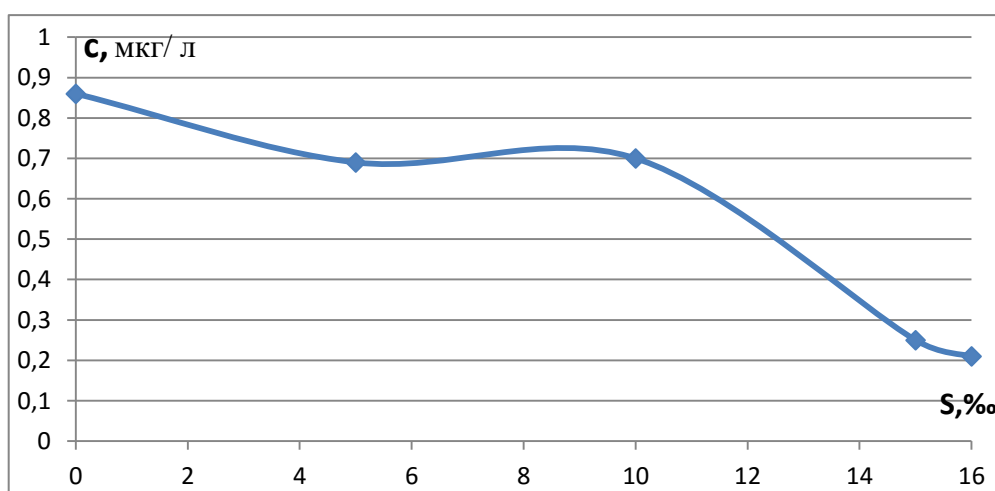


Рисунок 4.2.1. Концентрація фосфатів на різній відстані від ГОР річки Дністер

У гирловій області р. Дністер (згідно рисунку 4.2.1) на прикладі розподілу фосфатів, залежність від солоності носить складний характер. Стабілізація значень фосфатів в межах солоності 5–10 ‰ співпадає з межами області лавинної седиментації. Отже, основний вміст фосфатів відноситься до розчиненої фракції і обумовлений горизонтальною структурою неоднорідності щільності. Межа неоднорідності щільності співпадає з характерною наявністю горизонтального градієнта солоності в гирловій області .

ВИСНОВКИ

1. У даній роботі були розглянуті гирлові області річок Кубань і Дністер. Різні природні фактори і процеси, в умовах взаємовпливу суші і моря, при участі впливу Дністра на різних стадіях призвели к утворенню фізико-географічної системи – гирлової системи Дністра.
2. Довгий час гирлова область Дністра відчувала сильній вплив антропогенного характеру. Не залишилося осторонь і дно лиману: в 60–х був проритий судноплавний канал від Царгородського до Білгород–Дністровського порту. Глибина каналу–6м, що порушило рельєф, рух наносів і зажадало застосування байпасінга на морській стороні підводного схилу пересипу лиману. І внаслідок у період 1946–2010 р. рівень сповільнювався і ріс з підвищеною швидкістю. Можна спостерігати два прискорення і відносно незмінний стан рівня води. В останні роки, з 1992 по 2010 р. зростання рівня в лимані значно збільшився і досяг 7,2 міліметрів за рік, що майже на 36 більше середнього по ряду.
3. Розвиток дельти Кубані та її об'єктів визначалося в основному природними факторами і процесами. З другої половини ХІХ століття і, особливо в другій половині ХХ століття відбулося істотне антропогенний зміна вигляду і екосистем дельти режиму і морфологічної будови її водних об'єктів. Посиленню цих процесів сприяли природні і антропогенні зміни гідрологічного режиму самої р. Кубані, кліматичних умов в басейні річки і над акваторією Азовського моря, підвищення його рівня.
4. Недавні і сучасні кліматичні зміни режиму і стоку р. Кубані пов'язані з потеплінням клімату в басейні і збільшенням атмосферних опадів. Індикаторами відбулися змін клімату з'явилися деградація сучасного заледеніння в басейні Кубані і високогірних сніжників, нестаціонарний характер багаторічних коливань стоку води незарегульованих приток Кубані і, в цілому, зміна режиму і величини стоку головної річки. Діяльність

водозабірних та скидних споруд по довжині Кубані плюс експлуатація Краснодарського водосховища помітним чином вирівняли внутрішньорічний розподіл витрат води Нижньої Кубані, зрізали максимальні і збільшили (в період повністю зрегульованого стоку) мінімальні витрати води.

5. Іонний склад вод гирлового узмор'я Кубані формується під впливом річкового стоку і припливу солонуватих вод з відкритої частини Азовського моря. У водах узмор'я переважають іони хлору і натрію, їх відносний зміст складає відповідно до 32-41 %—еквіваленту і 31-37 %—еквіваленту, зростаючи відповідно до збільшення солоності води у напрямі відкритої частини моря.

6. У річки Дністер сезонне співвідношення розчинених і зважених форм N і P в лимановій воді також відрізнялися від аналогічних співвідношень в річці. Так, взимку і весною розчинені форми N перевищував зважені в 2–3 рази, влітку і осінню в 5–6 разів. Такі зміни пов'язані з активною метаболічною діяльністю водних організмів в теплий період року і з посиленням деструкційних процесів осінню. В літку формуються наєробні умови в придонних горизонтах узмор'я та можуть супроводжуватися утворенням сірководня.

7. В гирловій області р.Кубань розрахунками встановлена чітка гіперболічна залежність скорочення нафтопродуктів у міру збільшення солоності вод.

8. У гирловій області р. Дністер на прикладі розподілу фосфатів, залежність від солоності носить складний характер і обумовлена горизонтальною структурою неоднорідності щільності.

9. Зарегулювання стоку Дністра помітно зменшило швидкості течій як в річці, так і в лимані. У підсумку помітно знизився винос біогенних і органічних речовин в море під впливом осадження та акумуляції їх у донних опадах Дністровського лиману. Нафтопродукти надходять у води узмор'я Кубані з річковим стоком, частина забруднюючих речовин, що надходять різними шляхами на добичі узмор'я Кубані, осідає на його дно. В результаті їх вміст у донних ґрунтах перевищує фонове.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. URL:<https://uk.wikipedia.org/wiki/Дністер> (дата останнього звернення 15.01.2017 р.)
2. Ю.Д.Шуйский «Физическая география устьевой области Днестра». Одесса: Астропринт,2013. С. 14-16 ,23-26,110-118 ,132-142 .
3. В.Н.Михайлова, Д.В.Магрицкого, А.А.Иванова« Гидрология дельты и устьевого взморья Кубани»: Москва ГЕОС,2010.18-23 с., 57-62 с., 74–82 с.,164-174 с.,357-368 с.,519-527 с.
4. Андрианова О.Р. Многолетние колебания уровня Мирового океана: тенденции и причины.– под. Ред. Ю.Д. Шуйского. Одесса: Астропринт, 2014. – 160 с.
5. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее. Под ред. В.Н. Еремеева,НАН Украины, Морской гидрофизический институт. – Севастополь: 2006.– 210с.
6. Океанографічний атлас Чорного та Азовського морів. Держгідрографія, 2009.–356 с.
7. Иванов В.А., Белокопытов В.Н. Океанография Черного моря. Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ - Гидрофизика»,2011.-209 с.
- 8.Руководство по морским гидрологическим прогнозам С. Петербург: Гидрометеиздат, 1994, 525 с.
9. Попов Ю.І.,Рубан І.Г. Поля солоності північно–західної частини Чорного моря(1955–2005 рр.).Одеса: ТЕС, 2015–112 с.
10. Водні ресурси, 2008р.,том 35,1–8 с.

ДОДАТКИ

Додаток А

Екстремальні і середні сезонні значення деяких гідрохімічних показників у воді Дністровського лиману (порт Затока) при солоності нижче 7‰ в 2003-2004 р.

Пора року	діапазон	солоність	ЗР г·дм ⁻³	рН	NO ₂	NO ₃	Норг.	Р орг.	Si, мг·дм ⁻³
					мг N дм ³			мг Р дм ³	
Зима	мінімум	3.24	7.84	7.21	0.009	0.333	1.15	0.002	1.370
	максимум	6.7	72.71	8.06	0.014	1.542	3.48	0.027	1.940
	середнє	5.39	33.76	7.77	0.012	0.742	2.07	0.022	1.630
Весна	мінімум	1.00	11.45	6.93	0.006	0.180	0.54	0.010	0.400
	максимум	5.57	27.35	8.68	0.076	0.712	1.99	0.010	2.550
	середнє	3.09	17.71	7.76	0.019	0.341	1.36	0.009	0.893
Літо	мінімум	2.20	5.10	7.41	0.001	0.049	0.30	0.002	1.200
	максимум	6.90	65.91	8.75	0.010	0.475	2.67	0.038	2.550
	середнє	3.91	30.44	8.20	0.006	0.168	1.56	0.025	1.972

продовження таблиці А

Осінь	мінімум	2.90	10.50	7.20	0.006	0.252	0.67	0.028	1.656
	максимум	6.90	21.67	8.30	0.008	0.827	0.41	0.039	2.245
	середнє	4.43	15.38	7.59	0.006	0.592	0.27	0.034	2.002
середнє річне		3.89	24.48	7.9	0.011	0.358	1.42	0.013	1.556

Додаток Б

Екстремальні і середні сезонні значення деяких гідрохімічних показників у воді Дністровського лиману (порт Затока) при солоності вище 7‰ в 2003-2004 р.

Пора року	діапазон	солоність	ЗР мг·дм ⁻³	рН	NO ₂	NO ₃	Норг.	Р орг.	Si, мг·дм ⁻³
					мг N дм ³			мг P дм ³	
Зима	мінімум	7.87	1.91	6.72	0.002	0.016	0.23	0.007	0.77
	максимум	17.80	21.16	8.38	0.012	0.700	2.31	0.008	2.70
	середнє	13.45	9.03	7.33	0.007	0.345	1.28	0.018	1.56
Весна	мінімум	8.96	5.03	7.39	0.000	0.041	0.23	0.004	0.42
	максимум	15.45	17.66	8.65	0.005	0.651	0.69	0.013	1.00
	середнє	12.47	12.36	8.13	0.002	0.424	0.65	0.01	0.79
Літо	мінімум	7.50	4.08	6.94	0.000	0.019	1.25	0.009	0.47
	максимум	6.90	9.37	8.60	0.033	1.009	1.07	0.016	2.35
	середнє	3.91	6.85	7.87	0.013	0.296	1.29	0.014	1.05

продовження таблиці Б

Осінь	мінімум	7.83	1.00	6.75	0.002	0.035	0.46	0.01	0.51
	максимум	17.74	35.60	8.35	0.088	0.323	6.07	0.052	2.05
	середнє	14.35	12.61	8.04	0.018	0.19	2.25	0.025	1.22
середнє річне		13.01	10.41	7.80	0.011	0.285	1.43	0.021	0.015

ДОДАТОК В

Співвідношення у %розчинених (1) і зважених (2) форм N, P і ОВ (по ПЗ) в Дністровському лимані (порт Затока) в 2003-2004 р.

Пора року	N ал		P вал		OP	
	1	2	1	2	1	2
Зима	73.9	26,1	62.9	37.1	49.5	50.5
Весна	72.4	27,6	40.9	59.1	67.0	33.0
Літо	86.4	15,2	27,8	72.2	80.7	19,3
Осінь	82.6	17,4	68.4	31.6	93.2	6,8

