

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет магістерської та  
аспірантської підготовки  
Кафедра океанології та  
морського природокористування

**Магістерська кваліфікаційна робота**

на тему: Просторова - часова мінливість океанологічних характеристик  
гирлової області Дунаю

Виконала студентка 2 курсу групи МО-61  
Юза Марина  
Костянтинівна\_\_\_\_\_

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

Консультант \_\_\_\_\_  
\_\_\_\_\_  
\_\_\_\_\_

Рецензент д.г.- минер.н., проф.\_\_\_\_\_  
Сафранов Тамерлан Абісалович\_\_\_\_\_

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

Юзи Марини Костянтинівни

(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи Просторова- часова мінливість океанологічних характеристик гирлової області Дунаю  
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 Дані про мінеральні та органічні речовини в річці Дунай за лютий 2007 р.
4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) Розглянути фізико-географічну характеристику р. Дунай; розглянути зміну мінеральних та органічних речовин в морській, річковій та змішаній воді  
:\_\_\_\_\_
5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень)  
Схема гідрографічної мережі гирлової області і дельти Дунаю;  
Зміст мінеральних речовин в воді гирла Дунаю за лютий 2007 р.;  
Зміст органічних речовин в воді гирла Дунаю за лютий 2007 р.;  
Зміст мінеральних речовин в морській воді за лютий 2007 р.;  
Зміст органічних речовин в морській воді за лютий 2007р.;  
Значення солоності в морській, річковій та змішаній водах;

## 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	Вивчення фізико-географічної характеристики р. Дунай	01.11.16-10.11.16	95	Відмінно
2	Вивчення особливостей гідрохімічних характеристик р. Дунай	10.11.16-1.12.16	93	Відмінно
3	Рубіжна атестація	5-09.12.16	80	Добре
4	Вивчення особливостей гідробіологічних характеристик р. Дунай	09.12.16-12.12.16	94	Відмінно
5	Вивчення особливостей гідрологічних характеристик р. Дунай	12.12.16-01.01.17	96	Відмінно
6	Аналіз процесу змішування морської та річкової вод	01.01.17-15.01.17	95	Відмінно
7	Розрахунок зміни мінеральних та органічних речовин в морській та річковій водах	15.01.17-29.01.17	93	Відмінно
8	Кінцевий етап оформлення магістерської роботи	29.01.17-01.02.17	99	Відмінно
9	Попередній захист роботи	06.02.17	90	Відмінно
	<b>Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)</b>		93	Відмінно

Студент

( підпис )

Юза М.К.

(прізвище та ініціали)

Керівник роботи

( підпис )

Берлінський М.А.

(прізвище та ініціали)

## АНОТАЦІЯ

У даній роботі розглядається зміна мінеральних та органічних речовин в морській, річковій та змішаних водах.

На основі даних солоності та значень мінеральних та органічних речовин виконаний аналіз процесу змішування вод р. Дунаю за лютий 2007 р. Проаналізовано сезонну мінливість речовин за цей період.

В роботі визначені значення концентрацій для змішаних вод Дунаю та Чорного моря, на основі яких побудовані графіки зміни речовин за солоністю на певних відстанях від гирла до моря, що в свою чергу дозволяє оцінити внесок річки в формування якості водного середовища північно-західної частини Чорного моря, що необхідно в зв'язку з розробкою методів охорони і раціонального використання водних ресурсів України.

Ключові слова: стік, дельта Дунаю, мінеральні речовини, органічні речовини.

Магістерська робота містить 79 сторінок, 20 рисунків, 3 таблиці, 20 літературних джерел.

## SUMMARY

The variability of mineral and organic matter in estuarine zone had been analyzed. It was done under the base of data salinity, organic and mineral matter during the period of February 2007 of the Danube water discharge decreasing. The data of concentration for mixing water masses in the river mouth area was used. For determination of river input to marine ecosystem variability graphics were made depends on the distance from the river mouth and for interpretation of result and water quality formation. The results of investigation could be useful for practical methods safety and rational management of natural recourses of Ukraine.

Key words: river water discharge, the Danube delta, mineral and organic matter.

Master of Science thesis contains 79 pages, 20 figures, 3 tables, 20 references.

## ЗМІСТ

УМОВНІ СКОРОЧЕННЯ.....	7
Вступ.....	8
1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА Р.ДУНАЙ.....	10
1.1 Історія формування дельти Дунаю.....	13
1.1.1 Площа і протяжність дельти Дунаю.....	15
1.1.2 Сучасні процеси дельтоутворення.....	16
1.2 Динаміка формування рельєфу.....	17
1.2.1 Гідрогеологічна складова.....	18
1.3 Клімат дельти.....	20
1.4 Гідрографічна мережа.....	25
1.4.1 Сезонні коливання рівня.....	29
1.4.2 Розподіл водного стоку між рукавами Кілійської дельти.....	31
1.4.3 Розподіл стоку завислих наносів по основних рукавам Кілійської дельти.....	32
1.5 Ґрунти, рослинність і тваринний світ.....	33
2 РОЛЬ БІОГЕННИХ ЕЛЕМЕНТІВ В ВОДНИХ ЕКОСИСТЕМАХ.....	38
2.1 Характеристика біогенних елементів.....	38
2.2 Основні джерела надходження біогенних елементів у водойми.....	41
2.3 Процес евтрофування.....	43
3 ТЕНДЕНЦІЇ ЗМІН ОСНОВНИХ ГІДРОБІОЛОГІЧНИХ ТА ГІДРОХІМІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК.....	47
3.1 Методика досліджень.....	48
3.2 Гідробіологічні характеристики.....	48
3.3 Гідрохімічні характеристики.....	51
4 ЗМІШУВАННЯ РІЧКОВОЇ І МОРСЬКОЇ ВОДИ В ГИРЛОВІЙ ОБЛАСТІ Р.ДУНАЙ.....	56

4.1 Солоність води Чорного моря.....	56
4.2 Зв'язок між солоністю та концентраціями річкових та морських вод....	57
ВИСНОВКИ.....	72
ПЕРЕЛІК ПУБЛІКАЦІЙ.....	75
ДОДАТКИ.....	77
ДОДАТОК А.....	78
ДОДАТОК Б.....	79

## УМОВНІ СКОРОЧЕННЯ

ПЗЧМ – північно-західна частина Чорного моря;

ЕС – екосистема;

ЗР – забруднюючі речовини;

БР – біогенні речовини;

МР – мінеральні речовини;

ОР – органічні речовини;

ДГМО – Дунайська гідрометеорологічна обсерваторія.

## ВСТУП

Дунай – друга за величиною річка Європейського континенту, протяжністю близько 2783 км і охоплює величезну територію Центральної Європи (817 тис. км<sup>2</sup>).

Унікальність водної екосистеми (ЕС) р. Дунай полягає у тому, що вона протікає по території сімнадцяти країн, в її басейні проживає більше 80 млн. чоловік, вона зазнає значного впливу промислових, сільськогосподарських, комунальних, енергетичних і іригаційних об'єктів, а також судноплавства і інших антропогенних чинників. Дунайська дельта – одна із самих великих дельт нашої планети, площа її близько 5 тис. км<sup>2</sup>.

Дунай в сучасних умовах виносить щорічно в руслову зону в середньому 205 км<sup>3</sup> води. Приблизно 7,3 % цього об'єму стоку формується на території України. Незважаючи на збільшення за останні роки об'єму безповоротного водоспоживання в басейні, що досягає приблизно 10,6 км<sup>3</sup> за рік, помітної тенденції до зменшення водності ріки не спостерігалось. Безповоротне водоспоживання на території руслової області Дунаю не перевищує 0,5 км<sup>3</sup> за рік.

Розвиток в басейні Дунаю промисловості, сільського та комунального господарства створюють значну кількість стоків, скид яких відбувається на всій протяжності Дунаю. Важливу роль в формуванні гідрохімічного режиму відіграє також зарегулювання стоку, що пов'язане з будівництвом берегоукріплювальних споруд, платин, водосховищ.

По Кілійському рукаву проходить до 50% водного стоку річки, внаслідок чого тут осідає основна частина зважених наносів, а разом з ними органічні речовини, токсиканти, хімічні розчинені і зважені інгредієнти і інші забруднювальні речовини (ЗР), що поступають з розташованих вище за течією країн.

Стік Дунаю та таких річок як Дніпро, Буг, Дністер в значній мірі визначає розвиток біогідрохімічних процесів на шельфі північно-західної частини Чорного



моря (ПЗЧМ), а також є фактором, що викликає евтрофування цієї зони. Тут протягом багатьох років відмічаються потужні «цвітіння» фітопланктону, значні площі гіпоксії в придонному шарі моря, замори придонних організмів. Причиною таких явищ є наявність великих концентрацій в річному стоці, а відповідно й в морі біогенних речовин.

Кількісна оцінка сучасного стоку біогенних речовин (БР) річки Дунай і його ролі в евтрофуванні вод ПЗЧМ, негативні наслідки якого виявляються протягом останніх 30 років, представляє науковий інтерес, дозволяє контролювати і прогнозувати зміни абіотичних і біотичних факторів морського середовища.

Для вирішення поставленої задачі детально розглянуто наступні питання:

- фізико-географічна характеристика р. Дунай;
- характеристика біогенних елементів, шляхи їх надходження в річку;
- процес евтрофування;
- аналіз процесу змішування річкової та морської води;

Для аналізу мінливості біогенного стоку використані дані щодо концентрацій мінеральних та органічних сполук за період лютого 2007р.

## 1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА Р.ДУНАЙ

Із усіх річок, що живлять Чорне море, Дунай займає перше місце по протяжності - 2783 км, площі водозбірного басейну - 817 тис. км<sup>2</sup> із середньорічним стоком - 200 км<sup>3</sup> (57 % річного стоку всіх річок, що впадають в Чорне море). Складний рельєф на загальному кліматичному фоні середньої Європи в значній мірі визначає існування різних один від одного кліматичних і ґрунтово- рослинних зон, а також відмінність в гідрологічному режимі на окремих ділянках Дунаю та його притоках, рис.1.1.



Рис.1.1. Басейн р. Дунай

Живлять Дунай дощові води, що стікають з водозбірної площі басейну, талі води снігів і льодовиків, підземні води. Близько 120 приток Дунаю формують гідрографічну мережу басейну. Розподілені притоки нерівномірно: більшість їх розташовано в передгір'ях Альп і Карпат, рідкісні вони на території Угорської низовини. На основні притоки Дунаю ( Драва, Тиса, Сава, Олт, Сірет, Прут та ін.)

припадає близько 90% річного стоку річки в гирловій частині. По комплексу фізико-географічних ознак Дунай поділяють на такі три частини:

Верхній Дунай (протяжністю 992 км) - від витoku (2783 км) до селища Генью (1791 км);

Середній Дунай (протяжністю 860 км) - від селища Генью до Турну-Северіна (931 км);

Нижній Дунай (протяжністю 931 км) - від Турну-Северіна до гирла (Суліна).

В нижню течію Дунай вступає через «Залізні ворота» між Карпатами і Балканськими горами, виходить на Румунську рівнину, перетинає її, а потім, протікаючи між Молдавським і Добруджським плоскогір'ями, через велику дельту впадає в Чорне море трьома основними рукавами [1].

Гідрологічний режим Нижнього Дунаю особливо складний, так як з Карпатських і Балканських гір в нього впадає багато приток, різних за характером режиму. На Нижньому Дунаї виділяється ряд ділянок з різко різними характеристиками режиму.

Останньою ділянкою Нижнього Дунаю є дельта. До неї примикає узмор'я (прибережна морська зона), де активно взаємодіють води Дунаю і Чорного моря.

Верхньою межею придельтової ділянки Дунаю вважається р. Прут, що знаходиться в 170 км від гирлового створу рукава Прорви, від якого йде відлік кілометражу по Кілійському рукаву і Нижньому Дунаю, рис.1.2.

У вершині дельти (Ізмаїльський Чатал) Дунай розділяється на два рукави - Тульчинський (правий) і Кілійський (лівий). Тульчинський рукав в Георгіївському Чаталі розділяється на два рукави - Георгіївський (правий) і Сулінський (лівий). Кілійський рукав є прямим продовженням Дунаю в межах дельти і самим водоносним рукавом, тому й вважається головним рукавом дельти. Руслова система Кілійського рукаву складається з трьох ділянок.



Рис.1.2. Дельта та рукава р. Дунай

Перша ділянка включає звивисте русло рукава від його витoku (Ізмаїльського Чаталу) до витoku рукава Кислицького, в даний час складається з рукавів Кислицького (відмираючий), основного Середнього (Кілійського) і Іванешть (друга назва Татару).

Друга ділянка Кілійської руслової системи включає коротке єдине русло нижче м. Кілія та рукави Бабина (з Чернівкою), Прямий і Соломонів. В районі м. Вилкове від рукава Соломонова ліворуч відходить регульований канал Дунай - Сасик.

Третя ділянка Кілійського рукаву починається нижче м. Вилкове і складається зі системи рукавів морської дельти (Очаківського рукаву (лівого) і Старостамбульського рукаву (правого)). В підсистему Очаківського рукаву входять водотоки: зліва - Білгородський (разом зі штучним гребним каналом) і Прорва (із з'єднувальним каналом, що зв'язує Прорву з ковшем порту Усть-Дунайськ); рукав Потапівський; праворуч - рукав Анкудінов, Полуденний і

Гнеушев. У підсистему Старостамбульського рукаву входять ліворуч – рукав Бистрий (Східний, Циганський; праворуч - рукав Лімба, Курильський. Рукави Білгородський і Прорва впадають в Жебріянівську бухту [1].

### 1.1 Історія формування дельти Дунаю

Дельта Дунаю – найбільш молоде геоморфологічне утворення континенту. Річний стік ріки з значним перенесенням мулу створює безперервний процес трансформації дельти та змінює її конфігурацію.

Формування гирлової області Дунаю проходило в минулому і відбувається тепер в умовах:

- наявності добре розвиненої континентальної платформи невеликих глибин в зоні морських гирл Дунаю;
- наявності вздовжберегового потоку наносів у напрямку з північного сходу на південний захід;
- великого стоку наносів Дунаю;
- переважного північно-східного вітру.

Дельта Дунаю, як самостійна фізико-географічна область, почала формуватися на початку четвертинного періоду.

Формування сучасної дельти ймовірно почалося близько 5000 років тому в великій морській затоці. Пізніше ця затока була частково блокована з боку моря довгою морської косою, яка проходила вздовж західних кордонів гряд Жебріянської, Летячи і Караорман і перетворилася на величезну лагуну. У середині затоки-лагуні швидко йшло формування дельти заповнення, і мулисті відкладення стали накопичуватися між корінним берегом і Жебріянською бухтою. Спочатку на лінію коси вийшов найпівнічніший рукав дельти - Сулинський. У його гирлі сформувалася велика дельта висунання, зараз частково розмита морем. Потім знову активізувався Георгіївський рукав, який сформував

свою невелику дельту. Тільки приблизно в 6-7 століттях активізувався північний рукав дельти - Кілійський. Він поступово збільшував свою водність і в мілководній затоці швидко сформував дві послідовні внутрішні дельти. У середині 8 століття, після остаточного заповнення наносами майже всієї північної частини затоки-лагуни, Кілійський рукав вийшов за межі кіс і почав формувати дельту висунання.

У своєму розвитку Кілійська дельта пройшла чотири послідовні фази: однорукавну (1740-1800рр.), малорукавну, коли кількість рукавів не перевищувала 20 (1800-1856рр.), багатурукавну, коли кількість рукавів досягла 40-60 (1865-1856рр.) і знову малорукавну, коли число рукавів зменшилася до 14 (1993р.). Кілійська дельта, виступаючи в море, завжди зберігала свою асиметричність. В міру уповільнення виступу дельти в море і скорочення кількості рукавів порізаний морський край Кілійської дельти поступово вирівнювався. Після 1930 р. уздовж берегової лінії дельти почали формуватися піщані пляжі.

Їх сумарна довжина поступово зростала і за 50 років досягла 20 км. Одночасно з цим загальна довжина морського краю дельти трохи скоротилася, тому що коси перекрили невеликі затоки-кути.

Площа Кілійської дельти становить понад 300 км<sup>2</sup>. Ґрунти островів дельти складають мулісті піски з великим вмістом гумусу, що відрізняються низькою несучею здатністю і малою питомою вагою, що представляє певні труднощі при будівництві, а також при скиданні вибраного ґрунту.

У вершині дельти Дунаю за останні 15-20 років не змінюються перерозподіл стоку і приблизно пропорційно з цим перерозподіл твердого стоку. Це дозволяє зробити висновок, що такий перерозподіл на користь Тульчинського рукава, викликаний вирівнюванням і поглибленням Сулинського рукава і будівництво направляючої дамби у вузлі розгалуження Кілійського і Тульчинського рукавів, практично завершився.

У Кілійській дельті явно проходить процес зосередження стоку води в обмеженій кількості найбільших рукавів.

У русловому кордоні Кілійської дельти система Очаківського рукава знаходиться в стані відмирання. У той же час рукава цієї системи - Анкундінов, Полудьонний і Гнеушев - знаходяться зараз в стані помірної активізації. Надалі в окремій системі Очаківського рукава сповільниться розвиток рукавів Гнеушев і Прорви. Продовжиться замулення рукавів Потаповського і Белгородського.

Система Старо-Стамбульського рукава в цілому перебуває в стані активізації. Найбільш активними тут є рукави Швидкий, Східний і Циганський. Рукава Лімба і Курильський - це водотоки, що відмирають. Рукава Середній та Заводнінській припинили своє існування як водотоки.

### **1.1.1 Площа і протяжність дельти Дунаю**

Площа української частини дельти становить близько 830 км<sup>2</sup>. Сучасна площа румунської частини дельти дорівнює 3370 км<sup>2</sup>. Таким чином, площа всієї дельти Дунаю складає 4200 км<sup>2</sup>.

Протяжність дельти від її вершини уздовж Кілійського рукава становить 116 км, а по прямій до морського краю дельти 70-80 км; довжина морського краю дельти близько 190 км [2].

Середня висота поверхні дельти над рівнем Чорного моря дорівнює 0,52 м; середній ухил поверхні дельти 0,006%. Діапазон оцінок поверхні дельти становить від 12,4 м над рівнем Чорного моря (дюни гряди Летячи) до 3 м (дно в деяких озерах в приморській частині дельти); 20% площі дельти лежать на позначках нижче 0 м, інші 80% площі поверхні дельти мають позначки висот більше 0 м над рівнем Чорного моря: від 0 до 1 м – 55%, від 1 до 2 м – 18%. Максимальні глибини у водотоках дельти: у Кілійському рукаві - 39, Тульчинському - 34 і Георгіївському - 26 м.

Природна руслова мережа дельти Дунаю (рукави, протоки) має довжину 1743 км. Довжина штучних каналів тільки в румунській частині дельти дорівнює 1753 км. В останні десятиліття тут збудовано нові великі канали: «13 миля» (1981р.), що подають воду з Сулинського рукава в бік каналу Караорман; «35 миля» (1983 р.); прорізи, випрямляючі закрути Георгіївського рукава (1981-1992 рр.) та ін. [3].

Треба також сказати, що сучасний рельєф і гідрографічна мережа дельти, з одного боку, успадкували ряд рис корінного рельєфу, а з іншого, відображають процес заповнення затоки-лагуни річковими і частково морськими наносами і поступовий розвиток дельти.

### **1.1.2 Сучасні процеси дельтоутворення**

Розвиток дельти Дунаю супроводжується складними і різноманітними процесами. У кінцевому рахунку, ці процеси приводять до появи, розвитку і відмирання рукавів і проток, зміни рельєфу дна узмор'я і берегової лінії, замулювання озер і плавень, до вертикального росту дельти.

Формування дельти визначається режимом водного стоку і стоку наносів, коливаннями рівня річки та моря, морськими течіями і хвилюванням, дією вітру. Особливо слід відзначити вплив діяльності людини, менше значення має розвиток рослинності і ґрунтоутворення. Пасивну, але значну роль у формуванні дельти грають геологічна будова і геоморфологічні елементи і, перш за все, успадкований рельєф.

Водний стік і стік наносів між собою пов'язані: перший визначає величину другого, а в сукупності вони мають вирішальний вплив на розвиток дельти. Руслових процесів в рукавах і акумуляція наносів у внутрішніх районах дельти і на узбережжі, їх розповсюдження та інтенсивність визначаються величиною і характером розподілу водного стоку наносів у просторі і в часі.



Морська течія і хвилі викликають руйнування берега, переміщення наносів з одних місць в інші і тим самим формують морський край дельти.

Внаслідок розвитку рослинності зменшуються швидкості течії, і підвищується акумуляція наносів. Розвиток рослинності безперервно збільшує шар органічних залишків всередині дельти і сприяє ґрунтоутворенню, закріплює алювіальні відкладення, ускладнює деформацію русел.

Вплив діяльності людини виражається в тому, що в дельті штучно змінюється напрям стоку шляхом спорудження каналів, шлюзів, захисних дамб, обвалування островів, поглиблення русел і морських барів.

Геологічні і геоморфологічні фактори сприяють або перешкоджають ерозії і часткового перерозподілу стоку в залежності від характеру ґрунтів та форм рельєфу.

Дія всіх зазначених вище факторів досить різноманітна і часто протилежна за своїм ефектом, але в цілому процеси в дельті розвиваються в одному генеральному напрямку. Наслідком цих процесів є горизонтальне і вертикальне зростання дельти, утворення нових рукавів в зонах активного висування дельти, замулення рукавів та скорочення їх числа всередині дельти, перетворення алювіальних відкладень в ґрунтовий покрив і зміна видів рослинності.

## 1.2 Динаміка формування рельєфу

Можна відмітити, що в рельєфі дельти чітко виявляються як позитивні, так і негативні форми. До позитивних форм рельєфу відносяться:

- залишки корінних порід (гряди Кілійська, Стіпок, деякі скелясті острови);
- природні прируслові гряди (вали) і штучні поздовжні захисні дамби;
- стародавні морські гряди, що є елементами пересипів та кіс, що колись блокували затоку-лагуну або сформувалися на морському краї древньої дельти

(система древніх гряд Жебриянська - Летя - Караорман і молодші Серетуриле, Краснікол та ін);

- пляжі, дюни і коси вздовж сучасного морського краю дельти.

До негативних форм рельєфу відносяться:

- великі дельтові депресії, в яких розташовані озера, плавні та болота (основні депресії в румунській частині дельти - Сіряса, Пардіна, Шонтя - Фортуна, Горгова - Узліна, Матица - Мерхей, Рошу - Пую, Дранов);

- улоговини придельтових озер-лиманів (Ялпук з Кугурлуем, Катлабук, Китай) і озер-лагун (Сасик, Разельм, Головіца, Змійка, Сіное);

- русла рукавів, проток, штучних каналів [3].

### 1.2.1 Гідрогеологічна складова

Гідрогеологічні умови в дельті вельми різноманітні. Водоносні горизонти розташовані на різній глибині, а ґрунтові води суттєво відрізняються за своїми гідрохімічними характеристиками, походженням і режимом. В лівобережному районі дельти виділяються типи вод різних відкладень:

- еолово-делювіальних,
- алювіально-делювіальних,
- піщано-черепашкових,
- понтичних,
- алювіальних.

Всі ці типи вод не відокремлені, а пов'язані між собою і поступово переходять один в інший.

Води еолової-делювіальних мають мінералізацію від 2 до 25 г·л<sup>-1</sup>. У міру наближення до плавнях мінералізація різко зростає.

Води алювіально-делювіальних відкладень зустрічаються на дні балок в суглинках з прошарками супісках, щебеню та пісків. Глибина залягання

водоносного горизонту коливається від 0,5 до 1,6 м. Водоупором служать прості суглинки і глини. Живлення відбувається за рахунок інфільтрації атмосферних опадів і приток з боку плато. Мінералізація алювіально-делювіальних вод висока (понад 40 г·л<sup>-1</sup>). Води піщано-черепашникового пересипу слабо мінералізовані (менше 2 г·л<sup>-1</sup>).

Водоносний горизонт понтичних відкладів приурочений до простоїв понтичних вапняків та пісків, перешарованої глинами. На вододілах водоносний горизонт залягає на глибині до 100 м, а в балках і долинах на 5-15 м. Хімічний склад понтичних вод істотно відрізняється, мінералізація коливається від 2 до 4 г·л<sup>-1</sup>.

Води алювіальних відкладень дуже широко поширені на території плавень. Водоупорами для цих вод служать глини і суглинки. У лівобережній дельті за характером зв'язку ґрунтових вод з річкою розрізняють зони вільного водообміну, затрудненого водообміну і зони, де практично відсутній водообмін.

Зона вільного водообміну характеризується добре водопроникними ґрунтами. Значні перевищення поверхні заплави над меженними рівнями річки створюють сприятливі умови для стоку поверхневих і відтоку ґрунтових вод.

Живлення ґрунтових вод в основному відбувається за рахунок інфільтрації паводкових вод і частково атмосферних опадів. Відтік здійснюється вільно при спаді рівнів у річці.

Звільнення ґрунтів від солей, що накопичилися внаслідок випаровування і транспірації, відбувається шляхом промивання поверхні ґрунтів під час паводків та виносу ґрунтовими водами в меженний період, коли річка ці води дренує.

До зони вільного водообміну входять ділянки високої заплави острівного типу, відділені від корінного берега гирлами, озерами або розсічені протоками.

У зоні затрудненого водообміну при розвитку добре водопроникних ґрунтів поверхнева промивка затруднена або зовсім відсутня, а умови для відтоку ґрунтових вод несприятливі.

Ділянки затрудненого водообміну звичайно мають незначні перевищення над меженним рівнем ріки. В умовах слабого відтоку залягають неглибоко ґрунтові води, які витрачаються головним чином на випаровування. З цієї причини вміст солей у верхніх шарах ґрунту збільшується.

Зона, де водообмін практично відсутній, характеризується мулистими і супісчано-глинистими породами. До цієї зони відносяться ділянки котлованного типу біля корінного берега із застійними озерами і болотами та низькими відмітками. Такі ділянки навіть у повінь не сполучаються з річкою і не дреноються в межень. Поповнення ґрунтових вод відбувається за рахунок атмосферних опадів і припливу з боку корінного берега. Алювіальні води мають досить високу мінералізацію (понад  $2 \text{ г} \cdot \text{л}^{-1}$ ).

У лівобережній дельті районами, де водообмін між річкою та ґрунтовими водами відсутній, є Східно-Вилківський, Східно-Кілійський і в більшій частині Стенсовсько-Жебринські плавні.

### 1.3 Клімат дельти

Потрібно відзначити, що кліматичні і метеорологічні умови будь-якої гірлової області, у тому числі і Дунаю, дуже впливають на гідрологічний режим. Зміни температури повітря визначають термічний і льодовий режим водотоків і водоймищ. Від опадів і випаровування залежить водний баланс дельти та її водойм.

Басейн річки Дунай розташований в помірно теплому поясі. Своєрідність рельєфу басейну призводить до утворення окремих кліматичних зон, що різко відрізняються за своїми характеристиками один від одного. Так, наприклад, в гірських районах літо значно коротше і прохолодніше, ніж в долинах. У долинах опадів випадає в 4 - 5 разів менше, ніж в гірських районах. Висока температура повітря і мала кількість опадів призводять до засух в долинах річок.

За особливостями клімату басейн річки Дунай можна розділити на три частини.

Басейн Верхнього Дунаю відрізняється порівняно суворим кліматом. Тривалість зими зазвичай три місяці (XII-II). Середня температура січня на рівнині від  $-0,8^{\circ}$  до  $-3^{\circ}$  C; в горах від  $-6$  до  $-13^{\circ}$  C. Морози досягають  $-20^{\circ}$  C, а в окремі роки в улоговинах в нічний час температура може знижуватися до  $-30^{\circ}$  C. Літо спекотне. Середня температура липня від  $17$  до  $20^{\circ}$  C, максимальна температура досягає  $36 - 38^{\circ}$  C. У горах температура знижується на  $0,5 - 0,6^{\circ}$  C на кожні  $100$  м висоти.

Басейн Середнього Дунаю відрізняється посушливим континентальним кліматом. Літо триває  $4,5 - 5$  місяців. Середня температура липня від  $20$  до  $23^{\circ}$  C, максимальна досягає  $39^{\circ}$  C, що разом з незначною вологістю і малою кількістю опадів створює умови для виникнення посухи. Тривалість зими  $1,5 - 2$  місяці. Середня температура січня на рівнині від  $-0,3$  до  $-2^{\circ}$  C, мінімальна  $-30^{\circ}$  C; в горах середня від  $-5$  до  $-9^{\circ}$  C, мінімальна  $-34^{\circ}$  C.

Басейн Нижнього Дунаю характеризується ще більш посушливим континентальним кліматом з дуже жарким літом і холодною зимою. Середня температура січня від  $-2$  до  $-6^{\circ}$  C. Мінімальна температура сягає від  $-30$  до  $-35^{\circ}$  C. Влітку температура повітря має великий добовий хід, що досягає іноді  $15 - 20^{\circ}$  C. Середня місячна температура липня від  $20$  до  $30^{\circ}$  C, максимальна від  $40$  до  $42^{\circ}$  C [4].

**Вітри.** У басейні річки Дунай на характер вітрів істотний вплив роблять напрямки гірських хребтів і долин. Пануючими вітрами в холодну пору року у верхів'ях річки Дунай є вітри західній та північно-західній чвертей, в середній частині річки Дунай - східний і південно-східний, а в нижній частині - північний і східний. У теплу пору року напрямок пануючих вітрів більш постійно і в основному припадає на західну чверть. Крім того, в басейні річки Дунай спостерігаються вітри місцевої появи з добовою періодичністю: гірничодолинні

вітри, бризи, що досягають в окремих районах великої сили. Зазвичай в басейні Дунаю переважають вітри з малою швидкістю ( $4 \text{ м} \cdot \text{сек}^{-1}$ ) і штилі. Кількість вітрів зі швидкістю більше  $10\text{-}15 \text{ м} \cdot \text{сек}^{-1}$  становить 1-5%. Найбільш сильні вітри спостерігаються взимку.

**Тумани і видимість.** Розподіл туманів в басейні річки Дунай нерівномірно. Найбільше число днів з туманами спостерігається в гірських районах. У долині річки Дунай вони найчастіше виникають в районах лощин і боліт. Найбільш часті тумани на Нижньому Дунаї в холодну пору року. Середня кількість днів з туманом на Нижньому Дунаї одно 50 - 60 за рік. На Середньому Дунаї їх у два рази менше. Тумани найчастіше виникають навесні і восени під ранок і розсіюються в першій половині дня.

На видимість в басейні річки Дунай негативно впливають, головним чином, тумани, зливові опади, пилові бурі і хуртовини. У середньому в рівнинних частинах басейну видимість дорівнює 10 км з деяким погіршенням в холодну пору року.

**Опади.** Опади по території розподіляються нерівномірно. Із збільшенням висоти кількість опадів зростає. Середня річна сума опадів на рівнині становить 500 - 600 мм, в Карпатах - 1000 - 2000 мм, в Альпах - 1800 - 2500 мм і вище. Число днів з опадами міняється від 70 в долині до 220 в горах. Найменша кількість опадів випадає в пригірловій частині Дунаю. Були роки, коли тут протягом усього літа опади не випадали. У теплу пору року в басейні часто спостерігаються опади зливового характеру великої інтенсивності. Мінімум опадів припадає на осінь і зиму; за винятком Дінарських Альп, де він спостерігається влітку. Найбільша кількість опадів випадає влітку (у Дінарських Альпах - взимку).

**Живлення річки і режим рівнів.** Живлення річки Дунай відбувається за рахунок танення снігів, рідких опадів і ґрунтових вод. Річка приймає по шляху притоки з різними умовами харчування. Верхній Дунай харчується переважно за

рахунок сніготанення в Альпах, в основному влітку, і рідких опадів. Притоки Середнього Дунаю приносять воду від весняного сніготанення в Карпатах (Тиса) і рідких опадів влітку. Восени, під час посушливого періоду, і взимку Середній Дунай харчується підземними водами.

Нижній Дунай в основному є транзитним ділянкою, несучим воду зверху. Частково тут додається вода за рахунок танення снігів у Карпатах, а частково - за рахунок рідких опадів. Також як і на Середньому Дунаї, восени і взимку поповнення річки збільшується за рахунок ґрунтових вод.

Перераховані вище особливості харчування Дунаю визначають характер режиму рівнів.

Верхів'я Дунаю характеризуються різкими пікоподібними коливаннями рівня води, максимальними влітку і мінімальними взимку.

На Середньому Дунаї паводки, що приходять зверху, розпластуються і мають більш плавний характер. Тиса і Сава кілька змінюють режим рівнів Дунаю. Додаються нові великі паводки, викликані в основному зливами в Дінарських Альпах і стійкими хвилями весняного водопілля за рахунок сніготанення в Карпатах.

Для Нижнього Дунаю характерні плавні коливання рівнів, обумовлені трансформацією хвиль, що сформувалися на Верхньому і Середньому Дунаї.

Найвищі річні рівні води можуть бути в будь-якому місяці року, проте на Верхньому і Середньому Дунаї найбільш часто вони наступають влітку, а на Нижньому Дунаї - навесні.

Найнижчі річні рівні спостерігаються в період, коли основне живлення річки відбувається за рахунок підземних вод, зазвичай восени або взимку.

Амплітуда коливання рівня води змінюється по довжині річки в широких межах. У стиснених гірських районах вона досягає 10 м. Такі ж значення відзначаються в місцях утворення льодових заторів.

На рівнинних ділянках з широкою заплавою амплітуда становить 3 - 5 м, зменшуючись до гирла Дунаю до 1 - 1,5 м.

**Температура повітря.** Температурний режим в басейні Дунаю обумовлюється в основному характером циркуляції повітряних потоків і особливостями рельєфу місцевості, внаслідок чого вплив географічної широти зводиться до ролі другорядного фактора [4].

**Температура води.** Температура води р. Дунай змінюється як за пори року, так і за своєю протяжністю зверху вниз і в будь-якому живому перетині не є постійною. Це пов'язано насамперед з температурою навколишнього повітря, сонячною радіацією, а також з температурою вод, що живлять Дунай.

Зміни температури води слідує за змінами температури повітря, але внаслідок великої теплоємності води в першу половину безльодового періоду температура повітря в басейні буває вище температури води Дунаю, у другу - нижче. Середні річні температури води річки Дунай завжди вище середніх річних температур повітря басейну, так як в зимовий час температура води ріки не знижується нижче нуля, в той час як повітря має негативні температури.

Максимальна температура води річки Дунай спостерігається в липні - серпні і дорівнює в середньому 18 - 19 ° С на ділянках Верхнього Дунаю і 24 -26 ° С на Нижньому Дунаї.

Температура повітря по довжині річки підвищується, відповідно до чого підвищується температура води Дунаю, проте зміни температури води по довжині річки менш значні, ніж зміни температури повітря.

**Льодовий режим.** Характерною особливістю льодового режиму Дунаю є крайня нестійкість льодових фаз і різний час їх настання. Бувають роки, коли по всій річці не спостерігалася льодоставу або коли в одному місці льодові явища спостерігалися, а в іншому немає. Імовірність настання льодових явищ коливається в межах від 70 до 90%. Поява льоду на Дунаї може відбуватися на Верхньому і Середньому Дунаї з початку грудня до кінця лютого. Очищення



річки від льоду в роки з льодовими явищами може відбуватися в період з кінця грудня до середини березня на Верхньому Дунаї і з початку січня до кінця березня на Середньому та Нижньому Дунаї.

Лід спостерігається не щороку. Найменша ймовірність його настання відзначається для Верхнього Дунаю (5 – 30%). У цьому районі часті повторні замерзання і розтину протягом однієї зими. Для Середнього Дунаю ймовірність льодоставу підвищується до 25 – 50%, а на нижньому Дунаї вона становить 40 – 75%. Повторні замерзання і розтину тут рідкісні.

Як весняний, так і осінній льодоходи супроводжуються нагромадженнями льоду на берегах, заторами та зажорами, нерідко приводять до різкого підйому рівня води, затоплення прибережних районів і руйнування дамб і портових споруд.

Тривалість безльодового періоду в середньому дорівнює 345 дням для Верхнього і Середнього Дунаю і 330 дням - для Нижнього Дунаю. Мінімальна тривалість безльодового періоду спостерігалася на більшій частині Середнього Дунаю в 1947 році - 275 днів.

#### 1.4 Гідрографічна мережа

Гирлова область Дунаю являє собою складну гідрографічну систему, яка включає в себе кілька великих, пов'язаних між собою, елементів: придельтову ділянку Дунаю від гирла р. Прут до вершини дельти; руслову мережу дельти - сукупність природних (рукавів, проток) і штучних водотоків; придунайські озера-лимани, що прилягають до придельтової ділянки річки; дельтові (в середині дельти) озера; придельтові озера-лимани; придельтові (біля моря) озера-лагуни; гирлове взмор'є.

Верхньою межею (вершиною) придельтової ділянки Дунаю (гирлової області Дунаю і гирлової ділянки річки в цілому) може вважатися гирлор.Прут,

що знаходиться в 170,3 км від гирлового створу рукава Прорви, від якого йде відлік кілометражу по Кілійському рукаву. Відстань від порту Сулина (гирло Сулинського рукава) до гирла р. Прут становить 72,5 морські милі. Верхня межа придельтової ділянки Дунаю визначена по дальності поширення нагонів під час межені.

Можна помітити на рисунку 1.3, що придельтова ділянка Дунаю є однорукавною, великих закрутів не має. Її довжина складає 54,3 км, ширина - приблизно 800 м, середня глибина - близько 9,0 (під час межені) і 11,0 м (під час повені). Обидва береги придельтової ділянки Дунаю в низинних місцях обваловані. У вершині дельти (Ізмаїльському Чаталі) Дунай розділяється на два рукави - Кілійський (лівий) і Тульчинський (правий). Тульчинський рукав в Георгіївському Чаталі розділяється на два рукави - Сулинський (лівий) і Георгіївський (правий). Рукави Кілійський, Тульчинський, Сулинський і Георгіївський вважаються основними рукавами дельти. Кілійський рукав є прямим продовженням Дунаю в межах дельти і найбільш водоносним рукавом, тому його можна вважати головним рукавом дельти.

Руслова система Кілійського рукава складається з трьох ділянок. Перша ділянка включає звивисте русло рукава від його витоку (Ізмаїльського Чаталу) до витоку рукава Кислицького та першу внутрішню дельту Кілійського рукава, яка в даний час складається з рукавів Кислицького (відмираючого), основного Середнього (Кілійського) та Іванешть (друга назва Татару). У районі м. Кілії відгалуження Кілійського рукава знову збираються в єдине русло, чому сприяє Кілійська гряда, розташована впоперек течії рукава. Трохи вище м. Кілії основний рукав системи розбивається на ряд коротких рукавів, навколо островів Катенька та Машенька [5].

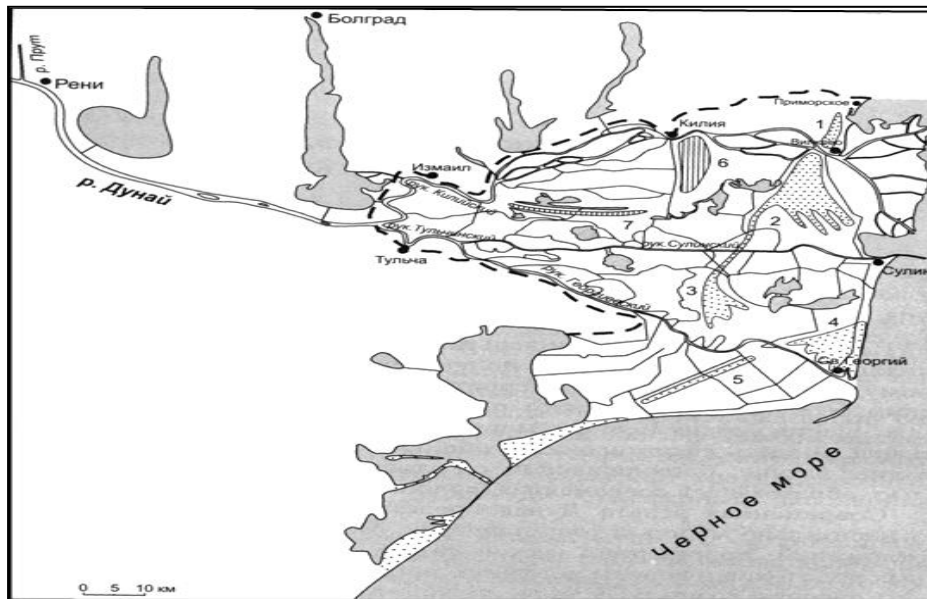


Рис.1.3. Схема гідрографічної мережі гирлової області і дельти Дунаю

Штриховою лінією позначений сухопутний кордон дельти, темнішим тоном показані придунайські, придельтові та дельтові водойми, а також прибережна зона моря. Гряди (піщані позначені крапками, корінні - штрихуванням): 1 - Жебриянська, 2 - Летя, 3 - Караорман, 4 - Серетуріле, 5 - Краснікол, 6 - Кілійська, 7 - Стіпок.

Друга ділянка Кілійської руслової системи включає коротке єдине русло нижче м. Кілії й рукави другої внутрішньої дельти Бабина (з Черновкою), Прямий і Соломонів. У районі м. Вилкове, де Кілійський рукав перетинає систему стародавніх піщаних морських гряд Жебриянська - Летя, русло знову стає єдиним. На даній ділянці від Соломонова рукава вліво відходить великий регульований канал Дунай - Сасик. Низинні ділянки Кілійського рукава до м. Вилкове майже всюди обваловані по обом берегах. Обваловані і численні острови

Третя ділянка Кілійського рукава починається нижче м. Вилкове і складається із складної і динамічної системи рукавів зовнішньої (морської), або Кілійської дельти. Руслова мережа Кілійської дельти складається з двох основних

підсистем - Очаківського рукава (лівого) та Старостамбульського рукава (правого). В даний час в підсистему Очаківського рукава входять водотоки: зліва - Белгородський (разом з штучним каналом) і Прорва (із з'єднувальним каналом, що з'єднує Прорву з ковшем порту Усть-Дунайськ); рукав Потаповский як пряме продовження Очаківського; праворуч - рукави Анкудінов, Полуденний і Гнеушев. Рукава Потаповский, Швидкий, Східний і Циганський виходять на відкриту частину гирлового узмор'я. Рукав Гнеушев і рукава Анкудінов і Полуденний, що з'єдналися в своїй гирловій частині впадають у невелику лагуну, відокремлену від моря косою Нова Потаповська (інша назва - коса Дальня). Рукава Лімба і Курильський впадають у бухту Мусура, що знаходиться на північ від гирла Сулинського рукава.

Тульчинський рукав відносно короткий (його довжина 17 км), має єдине русло і один великий закрут біля м. Тульчі. Від цього рукава вліво відходить побудований в 1983 р. канал «35 миля».

Сулинський рукав також має єдине штучно випрямлене і практично каналізоване русло. Роботи з випрямлення і поглиблення Сулинського рукава були проведені в 1868-1902 рр. В результаті випрямлення великих закрутів довжина рукава була скорочена з 83,8 до 62,6 км, тобто на 21,2 км, або 25,3% первісної довжини. В даний час довжина рукава складає 62,6 км (руслова частина від джерела - Георгіївського Чаталу - до порту Сулина) плюс 13 км, тобто усього близько 76 км. Ширина рукава (каналу) становить від 130 до 160 м [3].

Система Георгіївського рукава. До 1980-х років довжина рукава становила близько 109,5 км. У 1981-1992 рр. були спрямлені шість великих закрутів, в результаті чого довжина рукава скоротилася на 32,6 км, тобто на 30% у порівнянні з початковою, і склала близько 77 км. У гирлі Георгіївського рукава є невелика дельта. Від рукава ліворуч відходить довгий канал Литков, а праворуч відокремлюються два великих канали Дунавець (впадає в озеро-лагуну Разельм) і Дранов (подає воду в оз. Дранов).

Також є велика кількість придельтових і дельтових водойм. До числа придунайських і придельтових водойм відносяться озера-лимани Кагул, Ялпуг і Кугурлуй, Катлабуг, Китай. Ці водойми утворилися як в результаті затоплення нижніх частин долин невеликих річок Кагул, Ялпуг, Великий і Малий Катлабуг, Китай під час формування Дунайського затоки-лагуни, так і внаслідок блокування долин згаданих річок відкладеннями Дунаю і Кілійського рукава в процесі формування дельти. Ці водойми мають форму, що розширюється до Дунаю або Кілійського рукава і схожі на блоковані лимани на чорноморському узбережжі. Тому їх можна називати озерами-лиманамі.

До придельтових приморських водойм відносяться озера-лагуни Сасик (на північ від гирла Кілійського рукава), Разельм, Головіца, Змійка і Сіное (на південь від гирла Георгіївського рукава). Ці водойми утворилися в результаті блокування пересипами придельтових частин гирлового узмор'я. Джерелом піщаних наносів, що сформували ці пересипи, був або розмив морського берега на північ від дельти (для лагуни Сасик), або руйнування хвилями самих дельтових відкладень. Відомо, що пересипи і коси на південь від Георгіївського рукава - відносно молоді утворення (2000-2500 років тому їх ще не було).

У 1960 р. сумарна площа озерно-лагунного комплексу Разельм - Сіное становила 680 км<sup>2</sup>. Площа цього озерно-лагунного комплексу (водна поверхня, болота, коси) неухильно збільшувалася і в 1835 р. склала 769, у 1883 р. - 932, а в 1996 р. - 969 км<sup>2</sup>[5].

До дельтових (внутрішньодельтових) водойм відносяться численні озера і озерні комплекси, розташовані в основному в румунській частині дельти. У 1980 р. в румунській частині дельти Дунаю налічувалося 668 озер із загальною площею 312,6 км<sup>2</sup>, що становило 9,3% площі румунської частини дельти. У результаті обвалування, осушення земель у депресіях Сіряса і Пардіна і перетворення їх у польдери, загальна кількість озер скоротилася до 479, а їх площа - до 257,9 км<sup>2</sup>

(7,7% площі румунської частини дельти). Дельтові озера в румунській частині дельти мають розміри від 14 до 2000 га, глибину від 1,6 до 3,8 м.

Дельтові озера являють собою або залишкові водойми (залишки Дунайської затоки-лагуни), або затоплені дунайською водою внутрішньодельтові депресії, або стариці (частини закрутів рукавів, відділенні від основного русла природним або штучним шляхом).

### 1.4.1 Сезонні коливання рівня

У зимовий період у дельті Дунаю встановлюється нетривала межень, яка зазвичай настає на початку січня, коли встановлюється морозна погода, і опади випадають у вигляді снігу. У цей період живлення річок Дунайського басейну відбувається виключно за рахунок ґрунтових вод, що призводить до зниження рівня.

Однак досить часто в січні-лютому в басейнах річок Сава і Тиса настають відлиги. Висота зимових паводків залежить від запасів снігу і інтенсивності сніготанення. В деякі роки сніготанення взимку супроводжується зливами, і тоді максимальний рівень зимових паводків перевищує максимум весняної повені. У зимовий період режим рівня характеризується великою нестійкістю і залежить від погодних умов. У суворі зими в січні-лютому бувають дуже низькі рівні. Навесні рівень в дельті знижується у зв'язку зі зменшенням опадів у другій половині лютого і зниженням температури повітря.

Повінь в дельті Дунаю починається зазвичай в березні і триває до червня. Весняну повінь на Дунаї практично виділити дуже важко, оскільки в її формуванні беруть участь рідкі опади. У деяких випадках їх частка становить 50% і більше. Весняна повінь на Дунаї зазвичай проходить двома хвилями. Перша хвиля повені формується за рахунок танення снігу в рівнинній частині басейну, а друга хвиля - за рахунок танення снігу в горах і дощів. У дельті обидві

хвилі зливаються, утворюючи одну тривалу в часі хвилю повені. Найвищі рівні повені наступають в середньому 20-23 травня і стоять у дельті два-чотири дні. Середня інтенсивність підйому рівня в дельті становить 4-5 см за добу. Спад рівня відбувається швидко, середня його інтенсивність 3-4 см за добу.

У травні в басейні Дунаю починається період рясних дощів і танення снігу в Альпах. Паводки, що приходять зверху, накладаються на загальну хвилю весняної повені, викликаючи в подальшому підвищення рівня. У липні-серпні, рідше у вересні, поверхневий стік у басейні зменшується і на річці починається спад рівня, який нерідко переривається проходженням невеликих дощових паводків. Найбільша інтенсивність спаду рівня спостерігається в серпні. У вересні-жовтні в дельті встановлюється нетривала літньо-осіння межень. У цей період наступають найнижчі рівні на рік, у рідких випадках проходять хвилі дощових паводків і у вересні-листопаді стоять високі рівні. Іноді підвищення мінімальних межень рівнів пов'язано з нагінними коливаннями рівня[3].

#### **1.4.2 Розподіл водного стоку між рукавами Кілійської дельти**

Різноманіття процесів, що обумовлюють прихід і витрату води в дельті, зумовлює складності при розрахунках водного стоку рукавів дельти Дунаю, тому що в їх число входять атмосферні опади, випаровування, підземний стік з дельти, поверхневий приплив у дельту з прилеглих до неї басейнів малих річок, приток підземних вод в дельту.

Для всієї площі дельти річні величини опадів складають 396 мм, випаровування з водної поверхні 807 мм, сумарне випаровування з площі, покритої рослинністю, 1135 мм. Сумарні втрати в дельті на випаровування і транспірацію становлять у середньому за рік 5,9 км<sup>3</sup>, що не перевищує 3% від середнього багаторічного стоку Дунаю.

Режим водного стоку в дельті Дунаю визначається в основному режимом стоку Дунаю в вершині дельти. Між стоком і морфологією дельти існує постійний взаємозв'язок.

Величина середнього стоку Дунаю в вершині дельти складає  $205 \text{ км}^3$  на рік. Стік Дунаю добре природно зарегульований. Протягом року на Дунаї зазвичай спостерігаються три максимуми і три мінімуми стоку, причому найбільшим максимумом є весняно-літній, а найменшим - літньо-осінній. Максимальна весняно-літня витрата змішаного талого і дощового походження, забезпечена на 1% складає  $15700 \text{ м}^3 \cdot \text{сек}^{-1}$ . Мінімальна літньо-осіння витрата з забезпеченістю 97% складає  $1600 \text{ м}^3 \cdot \text{сек}^{-1}$ .

Перерозподіл стоку води по рукавах дельти Дунаю в багаторічному розрізі обумовлено зміною співвідношенням гідравлічних опорів русел і гирлових барів дельтових водотоків внаслідок природних процесів гирлового подовження, деформацій русел і гирлових барів водотоків та їх штучних змін, пов'язаних в основному зі створенням судноплавних каналів у гирлових барах.

Розподіл твердого стоку по рукавах Кілійської дельти показує, що переважна кількість твердого стоку припадає на частку Старо-Стамбульського і Швидкого рукавів в сумі.

### **1.4.3 Розподіл стоку завислих наносів по основних рукавам Кілійської дельти**

Відклади, що надходять з Дунаю в рукав дельти, частково осідають вздовж рукавів та в прибережних зонах (особливо під час повені), або доповнюються новими кількостями наносів, внаслідок розмивів русел рукавів. З цих причин витрата і склад наносів повинні помітно змінюватися по довжині рукавів. Якщо протягом тривалого періоду різниця між витратами зважених наносів у витокі рукава і в його гирлі буде мати один і той же знак, то це означає, що в рукаві



відбуваються односпрямовані руслові процеси. Якщо ця різниця додатня, то це свідчить про замулення рукава, якщо – від’ємна, то рукав поглиблюється.

Пропорційність розподілу водного стоку і стоку наносів по рукавах в основному зберігається. Виняток становить лише рукав Прорва, частка витрат наносів у якому відносно більша частки витрат води в порівнянні з іншими рукавами Кілійської дельти. Це, мабуть, пояснюється розмивом, пов'язаним зі штучними днопоглиблювальними роботами для потреб судноплавства. Під час повені розподіл стоку наносів по рукавах Кілійської дельти дещо змінюється. Значно збільшується частка стоку наносів в рукавах Потаповский, Гнеушеве, Анкундіновий і Старо-Стамбульський. Деяке збільшення спостерігається і на рукаві Бистрому. Зменшення частки стоку наносів під час повені більш помітно на рукавах Очаківському, Прорві, Полуденному і Східному.

Таким чином, витрата завислих наносів рукавів Кілійської дельти при впаданні в море залежить як від ерозійно-аккумулятивних процесів в цих рукавах, пов'язаних з фазою режиму водного стоку Дунаю, так і від витрати наносів Кілійського рукава.

Підвищення рівня моря призводить до відкладання наносів в рукавах Кілійської дельти і, навпаки, зниження рівня - розмиву русел цих рукавів.

### 1.5 Ґрунти, рослинність і тваринний світ

Дельта Дунаю являє собою унікальний географічний об'єкт і цінний генетичний банк флори і фауни. Дельта Дунаю - це велика площа заболочених земель, яка згідно з Рамсарською конвенцією посідає 8 місце серед 600 подібних природних зон світу.

У гирлі Дунаю налічується 30 різних водних, наземних і наземно-водних екосистем, серед яких виділяють такі основні групи: водотоки (Дунай, його рукави, канали); прісні водойми (дельтові і придельтові озера), не пов'язані з

морем солонуваті і солоні водойми; пов'язані з морем лагуни, водою гирлового узмор'я; болота, плавні і рослинність по берегах водотоків і водоймищ; змішані дубові ліси на грядах Летячи і Караорман; чагарники і луки; піщані дюни і приморські пляжі; сільськогосподарські угіддя, міста й селища [6].

Екологічні умови дельти Дунаю відрізняються великим біорізноманіттям; тут налічують понад 5000 видів флори і фауни. За оцінками, зробленими в 1980-х роках, тільки в українській частині дельти налічується близько 800 видів фітопланктону, 50 видів фітобентосу, 600 видів вищої рослинності, близько 300 видів зоопланктону, більше 250 видів зообентосу, 92 виду риб, 9 видів земноводних, 7 видів плазунів, близько 230 видів птахів, близько 25 видів ссавців. До цього переліку не включений ряд інших організмів, наприклад гриби і комахи.

Деякі популяції тварин у дельті Дунаю унікальні. Тут мешкає найбільша в Європі колонія пеліканів, 60% світової популяції малого баклана, 50% світової чисельності червоношийної казарки. У дельті Дунаю знаходиться найбільша в світі площа, зайнята очеретом (1560 км<sup>2</sup>).

Ґрунти. Головні особливості формування ґрунтового покриву в дельті Дунаю наступні:

1) різноманіття форм рельєфу, велика кількість вологи і змінний режим затоплення земель визначають дуже велику різноманітність типів ґрунтів і мозаїчність їх розповсюдження;

2) найбільш сприятливі умови для формування ґрунтового покриву є на природних прируслових грядах (валах) і підвищених частинах дельти;

3) на постійно покритих водою землях ґрунти практично відсутні;

4) багата рослинність є джерелами збагачення ґрунтів гумусом та органічною речовиною.

Існує кілька різних класифікацій ґрунтів дельти Дунаю. Відповідно до першої з них ґрунту дельти поділяються на п'ять типів: очеретяні плавні, в тому

числі плаур (кобли, сплавини) - плаваючі очеретяні острови на дельтових озерах; озерно-болотні; алювіальні; каштанові; чорноземи [6].

За іншою класифікацією, яка використовується в практиці сільськогосподарського освоєння дельти Дунаю, виділяють п'ять інших типів ґрунтів: алювіально-дернові; лугові; лучно-болотні; болотні; солончакові.

Рослинність. Велика кількість води, теплий клімат, висока родючість ґрунтів сприяють розвитку в дельті Дунаю виключно багатого рослинного покриву. Тому рослинність дельти дає поживні речовини ґрунтів, очищує воду, служить їжею тваринам.

Переважаючими видами рослинності є вологолюбні (гідрофільні); на їхню частку припадає близько половини всієї площі дельти. Очеретяні зарості дельти Дунаю є самими компактними у світі [7].

Рослинність дельти ділять на кілька груп, а саме: водну, що підрозділяється на підводну та надводну; плавневу (болотяну); наземну (рослинність суші).

Підводна і надводна рослинність поширена в неглибоких озерах, болотах і неглибоких руслах водотоків. Її типові представники - рдесник, водяний жовтець, елодея, уруть, водяний горіх, водяна папороть.

Плавнева (болотна) рослинність - це в основному очерет звичайний і рогіз вузьколистий (місцева назва папура), а також гостролист звичайний, айр звичайний, осока. Головні місця зростання очерету - депресії Шонтя - Фортуна, Пардіна, Горгова - Узліна (румунська частина дельти), острови Кілійської дельти (українська частина). Очерет хорошої якості зустрічається у депресіях Матіца - Мерхей.

Рослинність суші на прируслових і древніх морських грядках, представлена змішаними лісами, насадженнями верби, тополі білої, заростями обліпихи, лучними рослинами пасовищ, сільськогосподарськими культурами.

Піщані дюни на грядках Летячи, Караорман, Серетуріле, а також сучасні пляжі поблизу урізу моря практично позбавлені рослинності.

Вища водяна і прибережна рослинність є домінуючим компонентом природних екосистем дельти і ландшафтоутворюючим фактором.

У внутрішньодельтових водоймах можна виділити два типи заростання: підводно-луговий і сплавинний. Підводно-луговий тип представлений чистими заростями роголистника темно-зеленого, іноді до нього домішується роголистник підводний. Невеликі водойми, розташовані в північній частині дельти, відділенні від солонуватих заток, суцільно заростають урутью Колосова, яка краще переносить засолення, ніж роголистник.

У рукавах дельти переважає прибережно-смуговий тип заростання. Ширина прибережних смуг рослинності не перевищує зазвичай 2-3 м. Зростання рослинності тут обмежують значні швидкості течії і м'які мулисті відкладення, а також будова річкового ложа з швидким наростанням глибин поблизу берега. Занурена рослинність представлена зазвичай спільнотами двох-трьох видів рдесника (пронзеннолистний, гребінчастий і вузлуватий), повітряно-водна - угрупованнями рогозу вузьколистого, очерету звичайного, манніка великого і ежеголовника прямого [6].

У зв'язку з поганим водообміном і замуленням водойм продовжують скорочуватися і без того рідкісні чагарники німфейника щигolistного. Про неблагополуччя екосистеми свідчить значний розвиток на акваторіях озер нитчастих водоростей, що сприяє вторинному забрудненню водойм.

Провідна роль в заростанні більшості придунайських і придельтових озер в даний час належить повітряно-водній рослинності (очерет звичайний і рогіз вузьколистий), зарості якої оточують плесо водойм.

В останні десятиліття в поширенні повітряно-водної рослинності спостерігаються дві протилежні тенденції: по-перше, розширення зайнятих нею площ, пов'язане з розповсюдженням рогозових заростей на нові ділянки, що є результатом замулення і обміління озер, по-друге, їх скорочення, обумовлене

розвитком сільського господарства та гідротехнічними роботами в басейнах водойм [3].

Тваринний світ дельти Дунаю дуже багатий і в якісному і в кількісному відношенні. Плавні є місцем проживання диких тварин, водоплавних і болотних птахів. Тут зустрічаються рідкісні види, які в інших районах земної кулі або зникли, або чисельність їх безперервно скорочується.

Птахи. Клас птахів відрізняється великою видовою різноманітністю. Тільки в українській частині дельти виявлено більше 200 видів, що належать до 18 загонів. У дельті зустрічаються місцеві і перельотні птахи. Деякі види птахів залишаються в дельті на зимівлю (лебеді, сірий гусак, великі білі чаплі, численні види качок). Всього на зимівлях відзначено близько 65 видів птахів.

Специфічні умови дельти сприятливі для проживання водоплавних і болотних видів птахів. Найбільш поширені тут представники загону голінасті (білі, сірі, руді і жовті чаплі). Дуже часто зустрічається великий баклан. Зустрічаються рожевий і кучерявий пелікани. Тут мешкають численні види качок, лебідь-шипун, сірий гусак[7].

Мисливсько-промислове значення мають крижень, сіра качка, лисуха, білоокий нирок. З представників хижаків зустрічаються орлан-білохвіст, чорний шуліка, лунь, боривітер, кібчик; із сов - вухата сова і домовий сич. Горобині птиці представлені очеретянками різних видів. В очеретах великими колоніями гніздяться вусаті синиці, сизоворонка.

Багато видів птахів занесені до Червоної книги України. У дельті розташовані одні з найбільших в Україні гніздових поселень рідкісних або цінних видів птахів, таких як лебідь-шипун, малий баклан, коровайка, жовта чапля та ін. Колпиця занесена в Червоні книги багатьох країн Європи.

Ссавці. Цей клас представлений в основному загонами комахоїдних, гризунів і хижаків. З великих звірів мисливсько-промислове значення має дикий

кабан. Промислове значення мають також видра, норка та ондатра. Дельту населяють вовки лисиці, зайці, тхори, дикі кішки, кроти, їжаки та ін.

Земноводні і плазуни. Із земноводних в дельті зустрічаються звичайний і гребінчастий тритони, ставкова, озерна гостроморда жаби, зелена жаба, квакша та ін. Плазуни представлені болотною черепахою, ящірками, водяним і звичайним вужами, степовою гадюкою, жовтобрюхим і чотирисмуговим полозом.

Риби, що населяють водотоки і водойми дельти, також досить різноманітні. Це - судак, сазан, щука, рибець, осетрові, оселедець та ін [6].

## 2 РОЛЬ БІОГЕННИХ ЕЛЕМЕНТІВ В ВОДНИХ ЕКОСИСТЕМАХ

### 2.1 Характеристика біогенних елементів

Вуглець, кисень, водень, азот у формі нітратів, фосфор у формі фосфатів відносяться до елементів живлення, тобто це «їжа», необхідна для росту і розвитку рослин. У невеликих кількостях їм потрібні також і інші елементи, зокрема залізо, мідь і кальцій, проте фосфати і нітрати займають тут особливу роль, тому що поодиночі або разом - вони зазвичай є лімітуючими факторами в природних незабруднених водоймах.

Водойми з великою кількістю цих необхідних рослинам елементів називають евтрофними. Відносно високі концентрації елементів живлення в евтрофних водоймах дозволяють розвиватися в них величезній кількості водних рослин, зокрема фітопланктону. Вода в таких озерах стає каламутною, спіненою, схожою на зелений «суп». Швидко зростаюча популяція мікрободоростей викликає так зване «цвітіння» води [8].

Всі водорості можуть засвоювати неорганічні сполуки азоту: нітрати ( $\text{NO}_3^-$ ), нітрити ( $\text{NO}_2^-$ ) і амоній ( $\text{NH}_4^+$ ). Незалежно від вмісту у воді певних форм азоту їх засвоєння і включення в органічні сполуки клітин водоростей здійснюється тільки через перетворення  $\text{NH}_4$ . Цей процес протікає в дві стадії і пов'язаний з внутрішньоклітинним нітрогеназочутливим до кисню ферментним комплексом.

Іон амонію включається в процес біосинтезу органічних сполук у глутамінсинтезній реакції взаємодіє з глутаматом, утворюючи глутамінову амінокислоту. Енергетичне забезпечення такої метаболічної реакції в клітинах водоростей можливе лише в світлий час доби, коли відбувається фотосинтез. У темряві процес засвоєння нітратів йде дуже повільно або навіть повністю припиняється.

Як один з найбільш важливих біогенних елементів азот (переважно в формі нітратів) істотно впливає на біологічну продуктивність водних екосистем. В оптимальних концентраціях він обумовлює підвищену продукцію фітопланктону, фітобентосу, вищих водних рослин. Дефіцит мінерального азоту приводить до зниження інтенсивності фотосинтезу рослин. Засвоєння органічного азоту рослинними гідробіонтами можливо лише після перетворення органічних сполук у солі азотної кислоти та амонію.

Фосфор - один з найважливіших біогенних елементів, що значно впливає на життєдіяльність водних організмів. Він має один стабільний ізотоп і шість радіоактивних, серед яких особливе значення мають  $^{32}\text{P}$  та  $^{33}\text{P}$ .

З водного середовища гідробіонти засвоюють фосфор у формі ортофосфатів, поліфосфатів та фосфорних ефірів. Фосфор з органічних сполук може утилізуватися автотрофними організмами тільки після їх гідролізу на поверхні клітини з участю ферментів фосфатаз.

Найбільш рухомою і легко засвоюваною гідробіонтами формою неорганічного фосфору є ортофосфат-іон ( $\text{PO}_4^{3-}$ ). Саме він включається до метаболічних циклів гідробіонтів - від мікроорганізмів до риб.

У морських і континентальних водоймах розчинений фосфор входить до складу органічних і неорганічних сполук. Органічний фосфор може знаходитися як в розчиненому, так і в колоїдному стані. Як компонент практично всіх біологічних рідин і тканин, він активно поглинається з води водоростями та вищими водними рослинами. Більша частина фосфатів, засвоєних рослинами і тваринами, повертається у воду в складі продуктів обміну речовин і при розпаді органічних сполук.

Між організмом гідробіонтів і водним середовищем відбувається постійний обмін фосфором. Так, водорості можуть накопичувати в клітинах таку кількість фосфору, що набагато перевищує метаболічну потребу в ньому. Накопичення фосфору може відбуватися в результаті акумуляції фосфат-іонів у вакуолях



клітин або утворення поліфосфатних гранул діаметром 30-500 мкм. Вважається, що накопичення фосфору є адаптивною реакцією водоростей, що сформувалася в процесі еволюції, на значні сезонні коливання його концентрації у воді. Накопичений фосфор використовується водоростями при його дефіциті в навколишньому середовищі.

Про метаболічну роль фосфору свідчить той факт, що при низьких його концентраціях у воді процес фотосинтезу у водоростей та вищих водних рослин припиняється. Відомі, принаймні, три реакції фотосинтезу, в яких ключову роль в енергозабезпеченні грають фосфорні сполуки (АТФ та НАДФ-Н). Так, енергія фосфатних зв'язків в аденозинтрифосфорній кислоті (АТФ), ініціює інші реакції синтезу органічних речовин. При цьому субстратом для утворення крохмалю як кінцевого продукту фотосинтезу являється глюкозо-6-фосфат. Фосфор входить до складу деяких переносників електронів, що беруть участь у біологічних окисно-відновних реакціях. Він грає важливу роль у внутрішньоклітинному метаболізмі і є необхідним структурним елементом тканин тіла.

У воді природних водойм кремній присутній у вигляді сполук кремнієвої кислоти в різних станах. До істинно розчинених сполук кремнію відносяться ортокремнієва  $\text{H}_4\text{SiO}_4$  і метакремнієва  $\text{H}_2\text{SiO}_3$ , а також полікремнієва кислота змінного складу  $m\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ . При  $\text{pH}=7$  у воді ортокремнієва кислота присутня на 99% у вигляді недисоційованих молекул. Сполуки кремнію також широко представлені у донних відкладеннях водоймищ. Кремній присутній у вигляді оксидів (кварц, опал), а також входить до складу різноманітних силікатів і алюмосилікатів (польових шпатів, слюд, глин). Значна частина кремнію у донних відкладеннях присутня у вигляді аморфного біогенного кремнезему, який утворюється в результаті відмирання органічного матеріалу осідає на дно водойми. Розчинність аморфного кремнезему вища, ніж у природних силікатів, тому він є головним джерелом розчинного кремнію у воді. Збагачення поверхневих горизонтів розчинними сполуками кремнію відбувається в

результаті біогеохімічного кругообігу кремнію в межах водойми і він тісно пов'язаний з життєдіяльністю діатомових водоростей.

## 2.2 Основні джерела надходження біогенних елементів у водойми

Техногенне забруднення річок і озер сягає таких масштабів, що в багатьох регіонах перевищує їх здатність до самоочищення. Через відсутність або неефективність очищення стічних вод значна частина поживних елементів потрапляє у водойми. Велика кількість ґрунту, органіки і мінеральних добрив змивається у водний об'єкт із сільськогосподарських територій під час повеней і після сильних дощів [9].

Азот, фосфор та інші біогенні елементи та їх сполуки надходять у водні об'єкти в результаті змиву мінеральних і органічних добрив з полів; випадання кислих опадів; скидання стоків, що містять миючі засоби, компоненти яких виготовлені на фосфорній основі; стоків тваринницьких комплексів, побутових та інших вод. У землеробських районах сільське господарство є основним забруднювачем водних об'єктів. Стоки з сільськогосподарських полів надходять у водні об'єкти розосереджено або неорганізовано і тому майже не піддаються очищенню.

Обсяги стічних вод тваринницьких комплексів перевищують побутові. Комплекс з 100 тис. голів великої рогатої худоби забруднює середовище так само, як місто з мільйонним населенням [10].

Міста і відгодівельні господарства (де вирощують худобу перед відправкою її на бійню або на ринок) - два основних джерела нітратів, оскільки екскременти тварин і людини приблизно наполовину складаються з них. Добрива, що змиваються з сільськогосподарських полів під час сильних дощів, також містять велику їх кількість.

Крім цього існує декілька природних джерел нітратів. Рослини з сімейства бобових, що входять в наземні екосистеми, можуть «фіксувати» атмосферний азот, перетворюючи його у форми, засвоєні іншими рослинами; деякі синьо-зелені водорості, виявлені в водних системах, також можуть перетворювати азот повітря в нітрати. Цей процес називається фіксацією азоту або азотфіксація. Отже, ці водорості, зростання яких зазвичай розглядається як небажане явище, не залежить від зовнішніх джерел азоту. Нарешті, водоплавні птахи, що харчуються біля берегів озер і ставків і пролітають над їх водами, є ще одним джерелом азоту; фахівці з диких тварин називають такий спосіб збагачення азотом «бомбометанням» нітратами [8].

Сполуки азоту, що надходять у водойми ззовні, називаються алохтонними, а ті, що утворюються в них за рахунок відмирання гідробіонтів - автохтонними. Між ними існують певні відмінності. Органічна біомаса наземного походження після надходження у водойми розпадається повільніше, ніж відмерлі водні організми. Тому як джерело азоту вона використовується у водних екосистемах менш ефективно.

Після відмирання гідробіонтів та швидкої мінералізації органічних сполук звільняється велика кількість енергії і виділяється азот, що включається у внутрішній кругообіг речовин (азоту) у водоймах і використовується для нарощування біомаси нових генерацій гідробіонтів.

Автохтонним джерелом азоту можуть бути бактерії, водорості, вищі водні рослини, безхребетні тварини, риби. Проте найбільшу роль в кругообігу азоту автохтонного походження в континентальних водоймах грають фітопланктон і макрофіти. Після відмирання гідробіонти розкладаються під дією бактерій в товщі води або на дні, що й формує вміст сполук азоту в донних відкладеннях. Залежно від типу водних об'єктів рослинна біомаса (фітопланктон, макрофіти) може містити до 90% загального азоту екосистеми.

У водойми азот може надходити також у вигляді сульфату амонію  $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$  та нітрату амонію  $\text{NH}_4\text{NO}_3$  (амонійна селітра), що використовуються в сільському господарстві як мінеральні добрива. Ці сполуки застосовуються також у якості добрив в ставковому рибництві та вносяться безпосередньо у ставки [11].

На відміну від азоту фосфор (у формі фосфатів) виявляється в природних водах звичайно лише у невеликих кількостях. Переважна частина фосфорних забруднень - продукт діяльності людини. Змив добрив з полів та інших сільськогосподарських угідь також дає велику кількість фосфатів. Побутові стічні води містять багато фосфатів; половина їх надходить у вигляді кінцевих продуктів обміну людського організму і 20-30% - від миючих засобів. Відгодівельні господарства є джерелом і нітратів, та фосфатів [8].

Основними природними джерелами неорганічного фосфору є апатити і фосфорити [11].

Головним джерелом сполук кремнію в поверхневих водах, в тому числі кремнієвої кислоти, є процеси хімічного вивітрювання та розчинення мінералів, які вміщують кремній.

Значні кількості кремнію потрапляють в процесі відмирання наземних рослин та водних рослинних організмів. Істотним джерелом кремнію є атмосферні опади.

Сполуки кремнію виносяться у водойми зі стічними водами підприємств, які виробляють керамічні, цементні, скляні вироби, силікатні фарби, кремнійорганічний каучук та ін.

З накопиченням розчинених сполук кремнію вони можуть частково коагулювати та випадати в осад. Зниження концентрації розчинених сполук кремнію відбувається також в результаті споживання їх водними організмами[12].

## 2.3 Процес евтрофування

Евтрофування полягає в збагаченні води біогенними елементами, особливо азотом і фосфором, внаслідок чого зростає первинна продукція органічної речовини завдяки інтенсифікації фотосинтезу водоростей і вищих водних рослин.

Вміст біогенних речовин у водних екосистемах може збільшуватися внаслідок автохтонних процесів (природне евтрофування) - розкладу органічних речовин, азотфіксації та переходу у воду біогенних елементів, похованих у донних відкладеннях, і внаслідок надходження біогенних речовин ззовні, з алохтонних джерел (антропогенне евтрофування) - вимивання з полів, надходження стічних вод тваринницьких комплексів, комунально-побутових і промислових стічних вод, які несуть значну кількість азоту і фосфору.

Причиною прискореного евтрофування може стати зарегулювання річкового стоку, коли велика кількість біогенних елементів вимивається з затоплених ґрунтів.

За джерелами надходження біогенів можна виділити три типи антропогенного евтрофування:

- урбогенну, що виникає внаслідок скидання неочищених від сполук фосфору і азоту міських стічних вод;
- агрогенну, причиною якої є вимивання ґрунтовими водами і дощовими змивами мінеральних добрив з сільськогосподарських угідь;
- зоогенну, до якої призводить забруднення водою стоками тваринницьких ферм або багаторазовий водопій і купання великих стад худоби.

У ставкових рибних господарствах при великій щільності риб евтрофування може бути наслідком накопичення фосфорних та азотних сполук, екскретованими рибами. Крім того, в ставкових господарствах евтрофування

створюють цілеспрямовано шляхом внесення мінеральних добрив для підвищення ефективності кількості планктону - основного корму риб.

Основними ознаками евтрофування водойм є збільшення біомаси фітопланктону або інших автотрофних організмів (фітомікробентос, нитчасті водорості), масовий розвиток водоростей до рівня «цвітіння» води, зменшення концентрації розчиненого кисню на заключному етапі вегетації - при масовому відмиранні водоростей та інших організмів. Залежно від кількості біогенів, що надходять у водну екосистему, може прискорюватися перехід оліготрофних водойм в мезотрофні та евтрофні.

Водорості і вищі водні рослини під час надходження в водне середовище азоту і фосфору здатні накопичувати ці елементи в значних кількостях. У цьому полягає одна з найважливіших особливостей біології водоростей, що служить основою механізму розвитку евтрофування.

В лентичних екосистемах евтрофування призводить до масового розвитку водоростей. Між здатністю водоростей до накопичення біогенних елементів та їх потенційними можливостями до масового розвитку існує прямий корелятивний зв'язок. Тому зі зростанням вмісту цих елементів в екосистемі створюються сприятливі умови для масового розвитку фітопланктону, утворення первинної органічної речовини і збагачення водного середовища киснем. Нарощування біомаси фітопланктону в певній мірі позитивно впливає на функціонування водних екосистем: підвищується кормова база для гідробіонтів наступних трофічних рівнів, чисельність і біомаса гетеротрофів. Але з плином часу між нарощуванням біомаси фітопланктону, утворенням органічної речовини і кількістю кисню, що витрачається на біологічну деструкцію і хімічне окислення органічної речовини, виникає дисбаланс. Органічної речовини утворюється більше, ніж можуть розкласти мікроорганізми, тому вона накопичується та забруднює водні маси. В той же час стимулюється подальше зростання біомаси фітопланктону, що ще більше поглиблює і прискорює процес евтрофування.

Відмирання біомаси водоростей обумовлює різке погіршення якості води, показники якої наближаються до рівня  $\alpha$ -мезосапробної, полісапробної та навіть гіперсапробної зони. Забруднення водойм внаслідок розкладу великих мас водоростей характеризується як біологічне само забруднення.

В евтрофованих водоймах істотно змінюються фізико-хімічні властивості середовища: підвищується вміст біогенних і органічних речовин, знижується рівень насичення води киснем, в придонних шарах води з'являються анаеробні зони, зростає каламутність і зменшується прозорість води. Накопичення надмірної кількості органічних речовин у донних мулових відкладеннях супроводжується утворенням метану, водню, сірководню, аміаку, які можуть виділятися у вигляді бульбашок. При розчиненні у воді ці речовини надають їй неприємний запах і токсично впливають на риб і безхребетних, особливо взимку при наявності крижаного покриву, що сприяє виникненню нестачі кисню у воді і масової загибелі риб.

У високоевтрофних водоймах для більшості водних тварин створюються несприятливі умови існування. Зменшується видове різноманіття промислово цінних видів риб. У місцях концентрування і розкладання синьо-зелених водоростей масово гине риба внаслідок отруєння продуктами розпаду цих водоростей і дефіциту кисню, викликаного їх гниттям.

Масштаби і швидкість розвитку евтрофування не завжди визначаються тільки надходженням біогенних елементів. Цей процес залежить ще й від інтенсивності водообміну, глибини водоймища, обсягу води і ступеня кисневого насичення водних мас. У глибоких водоймищах з достатнім водообміном евтрофування відбувається дуже повільно, тоді як у слабопроточних і неглибоких водоймах вона протікає прискорено.

Антропогенне евтрофування охоплює дедалі більшу кількість водних об'єктів, розташованих на різних континентах Землі. Її наслідком є посилення

«цвітіння» води або масовий розвиток нитчастих водоростей в озерах і водосховищах.



### **3 ТЕНДЕНЦІЇ ЗМІН ОСНОВНИХ ГІДРОБІОЛОГІЧНИХ ТА ГІДРОХІМІЧНИХ ХАРАКТЕРИСТИК**

Комплексні гідрологічні, хімічні та біологічні дослідження в 70-х роках ХХ століття показали, що умови середовища у ПЗЧМ стали вельми відрізнятися від тих, що були нормою в 50-60-х роках. У серпні 1973 р. вперше для ПЗЧМ, у межиріччі Дунай - Дністер була зафіксована потужна придонна гіпоксія. Надалі було дано перше пояснення процесу розвитку гіпоксії. Була висунута гіпотеза про роль вертикальної стійкості в утворенні гіпоксії: влітку - при розвитку густинної і температурної стратифікації водних мас і ослабленні гідродинамічних процесів придонний шар практично ізольований від поверхневої водної маси [14].

Разом з тим, було відзначено важливість і значимість біохімічних процесів перетворення речовин, що надходять в цей район з річковим стоком . На узмор'ї Дунаю, в зоні змішання морських і річкових водних мас, в діапазоні солоності 2 - 5 ‰ за рахунок фізичних та хімічних процесів - сорбції на зваженій речовині, флокуляції, седиментації та ін. Відбувається зменшення на 30 – 50% кількості мінеральних і органічних сполук азоту, фосфору, кремнію та перехід 19 % їх у донні відкладення. Роль біологічних процесів в динаміці біогенних речовин в поверхневому шарі зростає при солоності вище 10 ‰. Положення зони змішання річкових і морських вод і, відповідно, зони седиментації непостійне і пов'язано з величиною стоку та вітрової ситуацією. Дослідження в Дніпровському та Дністровському лиманах показали, що там також відбувалося значна седиментація адсорбованих на суспензії біогенних з'єднань і поховання їх у донних відкладеннях. Особливістю біогідрохімічних процесів в лиманах є активний розвиток фотосинтетичних процесів, зниження концентрації мінеральних сполук азоту та фосфору і збагачення вод органічними сполуками. У пригирловій зоні лиманів трансформовані річкові води Дністра і Дніпра надходять з низьким вмістом мінеральних і високим вмістом органічних сполук.

Тому оцінку стоку цих річок і його ролі в евтрофікації ПЗЧМ слід проводити за даними станцій, розташованих в гирлах лиманів. Моніторинг в дельті Кілійського рукава р. Дунай дозволив провести оцінку біогенного стоку за період 1977 - 2000 рр. Дослідження в пригирлових районах моря показали, що, незважаючи на зниження надходження біогенних речовин зі стоком річок, тут як і раніше відзначаються великі зони "цвітіння" води в поверхневому шарі і гіпоксія - в придонному. Це свідчить про те, що рівень евтрофікації даного району моря не зменшився, а, найімовірніше, змінилися джерела надходження біогенних речовин [14].

### **3.1 Методика досліджень**

В даній роботі використані в основному біологічні і хімічні методи досліджень. Вони частково взаємопов'язані між собою, так як в дипломній роботі розглядається зв'язок між концентраціями органічних та мінеральних речовин і солоністю води, про що буде йти далі. Також використаний метод співставлення ретроспективних даних, математичної статистики та графічного аналізу. Використовується метод термодинамічного моделювання.

### **3.2 Гідробіологічні характеристики**

Екологічні умови визначають рівень розвитку гідробіонтів і впливають на хід внутрішніх процесів водойм. Важливими екологічними факторами для розвитку епіфауни є наявність течії і прозорість води. В силу того, що епіфауна в дельті Дунаю вивчена вкрай слабо, є лише фрагментарні дані по окремих таксономічних груп безхребетних. Було вивчено вертикальний розподіл і компонентний склад епіфауни причальних споруд у лотичних з невисокою прозорістю і лентичних з високою прозорістю середовищ.

Матеріалом послужили польові збори проб епіфауни у весняно-літній період 2012р. в рукаві Прорва (протяжність 7,4 км, ширина 130-230 м, середня глибина 3,5 м, швидкість течії  $0,3-0,5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ , прозорість 30-35 см) і затоці Базарчук (площа  $0,539 \text{ км}^2$ , глибина 7-10 м, прозорість 85-150 см). Проби зібрані з використанням скребка оригінальної конструкції з глибин 0,5; 1,0; 1,5; 2,0; 2,5 і 3,0 м. Безпосередньо при відборі проб вимірювали прозорість води по диску Секкі і швидкість течії пневматичним методом В.М. Пікуша. У пробах визначали видовий склад, чисельність і біомасу безхребетних. Видовий склад безхребетних, знайдених на різних глибинах, порівнювали, обчислюючи коефіцієнт спільності Серенсена.

Всього за період досліджень зареєстровано 39 видів безхребетних - 30 видів в затоці Базарчук і 22 в рукаві Прорва. Максимальним видовим багатством в розглянутих водних об'єктах характеризувалися олігохети, личинки комарів-звонців і молюски. Аналіз вертикального розподілу безхребетних показав, що як в затоці, так і рукаві максимальне видове багатство їх відмічено для горизонтів 1,0-1,5 м, 2,0-2,5 м 18 і 19 видів відповідно. Найбільша щільність безхребетних зареєстрована на глибині 1,0 м (6399 екз. на  $\text{м}^2$  в затоці; 12800 екз. на  $\text{м}^2$  в рукаві), а біомаса на глибині 0,5 в рукаві 1,13 кг на  $\text{м}^2$  і 1,5 м в затоці 2,52 кг на  $\text{м}^2$ . Починаючи з глибини 1,5 м, біомаса безхребетних різко знижується в обох водних об'єктах, за рахунок поступового зникнення великої кількості дрейссени бузької. Така ж динаміка показників великої кількості і видового багатства обростань встановлена для каналів і водосховищ півдня України Л.В.Шевцової.

Результати вертикального розподілу безхребетних досліджених водних об'єктів представлені на рис.3.1 У затоці Базарчук у верхньому ярусі (0,5 м) домінували червононогі молюски та ракоподібні (мізиди і бокоплави). На глибині 1,0-2,0 м (схожість 52%) фізіогноміку та кількісні показники розвитку спільнот визначали двостулковий молюск *Dreissena bugensis* (Andrusov), супутніми групами організмів були олігохети, ракоподібні і личинки хірономід. У самому

нижньому горизонті, епіфауна представлена бентосними формами олигохет (*Limnodrilus*, *Tubifex*), хірономід (*Chironomus*, *Procladius*), а також мізидами. У рукаві на глибині 0,5 м панівне становище займають червоногі молюски рис.3.1. Починаючи з глибини 1,0 і до 2,5 м (коефіцієнти подібності 67-69 %) габітус 84 співтовариств та кількісні показники розвитку безхребетних визначаються корофіїдами і двостулкових молюсків - дрейссеной бузької. У самому нижньому горизонті, також як і в затоці, епіфауна представлена бентосними формами олигохет і личинок комарів-звонців.

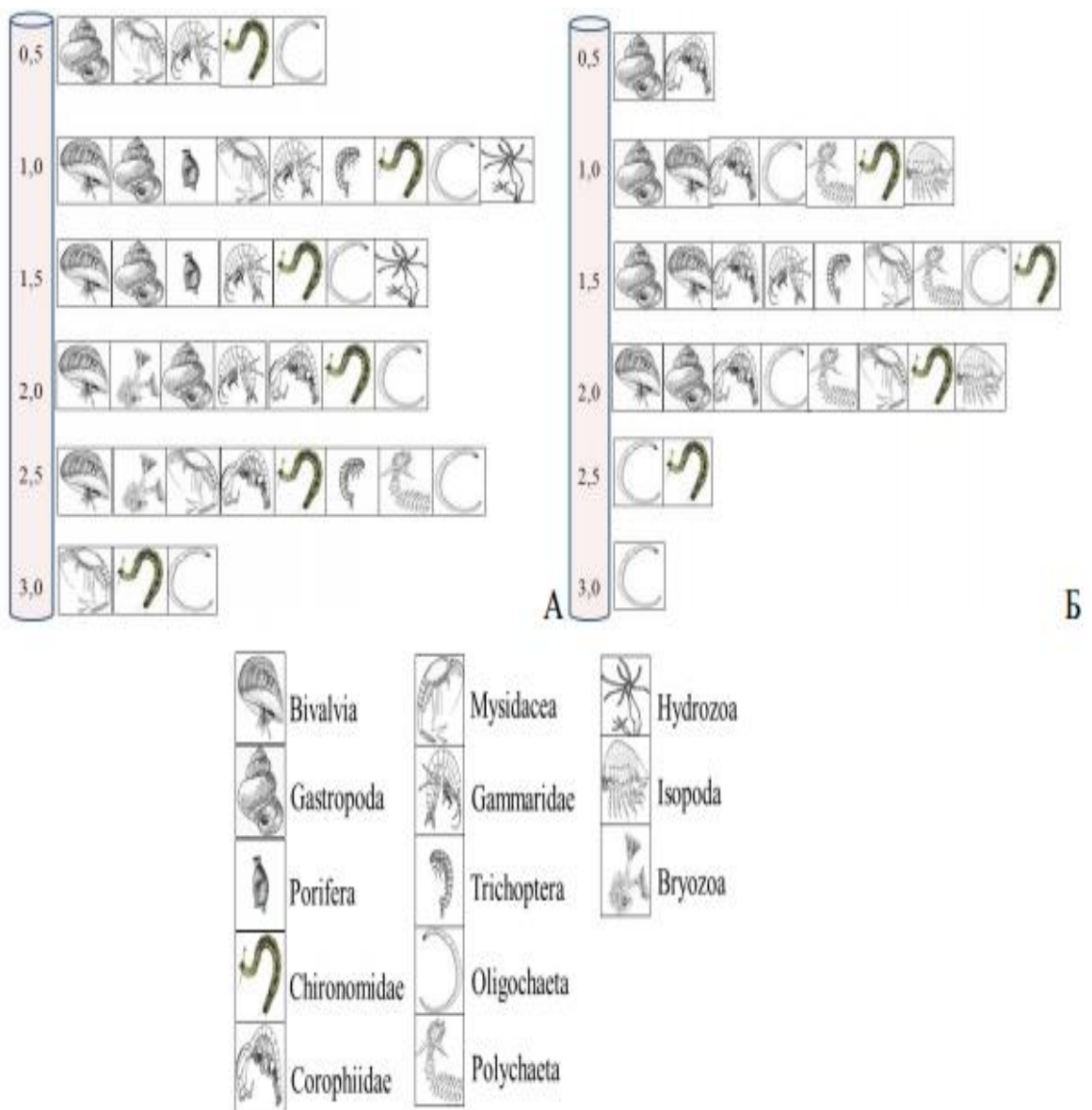


Рис.3.1. Вертикальний розподіл безхребетних епіфауни в затоці (А) і

рукаві(Б).

При порівнянні подібності загальних списків видів встановлено, що максимальні коефіцієнти спільності реєструвалися для глибин 0,5-1,0 м і 2,5-3 м, де були відсутні види фільтратори (дрейссена, мшанки і губки) - подібність 38-52%, а також для глибин 1,5- 2,0 м, де домінувала дрейссена - подібність 36-46% незалежно від наявності течії і прозорості води.

Узагальнюючи наведений матеріал, відзначимо, що обростання (епіфауна) як влотичному, так і лентичному середовищах мають ярусний вертикальний розподіл. Глибини 0,5-1,0 м, 1,5-2,0 м і 2,5-3,0 характеризуються певним видовим складом і рівнем розвитку епіфауни - перший горизонт з домінуванням червононогих молюсків, другий з домінуванням видів фільтраторів-седіментаторів (дрейссена, мшанки і губки) і третій з переважанням бентосних форм. Більшість зафіксованих нами організмів зустрічалися незалежно від наявності течії і ступеня прозорості води (знайдені і в рукаві і затоці). Виключенням були лише тільки три види приурочені до лентичного середовища з високою прозорістю - це губка *Eunapius carteri* (Bowerbank), моховинками *Plumatella fungosa* (Pallas) і поліхета *Nurania invalida* (Grube).

Загальні показники достатку в обох водних об'єктах визначалися ракоподібними і двостулковими молюсками. Показники загальної чисельності були вище в рукаві за рахунок рухомих форм, а біомаси в затоці за рахунок прикріплених видів безхребетних.

### 3.3 Гідрохімічні характеристики

У басейні Дунаю наприкінці у період 1990-2000 рр. спостерігалася тенденція до підвищення рН води, а середньорічні величини коливались у межах 7,7 – 8,1 одиниць (рис.3.2) .

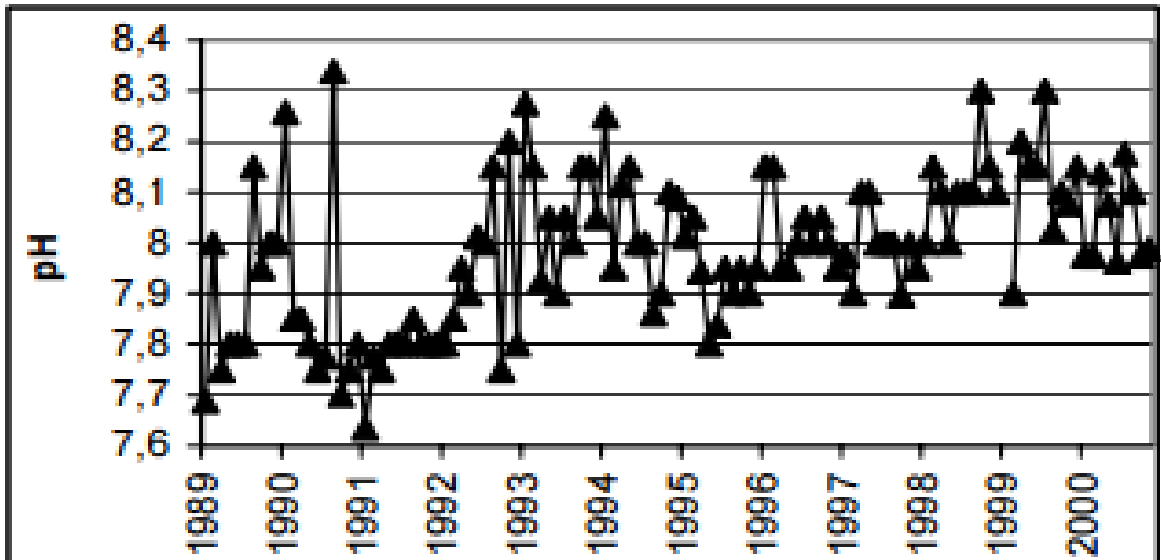


Рис.3.2. Динаміка величини рН у воді р.Дунай (м.Ізмаїл)  
протягом 1989-2001 рр.[15]

Разом зі збільшенням рН води в Дунаї відбувалося зменшення вмісту  $\text{CO}_2$ розчин.. Оцінка залежності вказаних показників свідчить про тісний обернений зв'язок між рН води і  $\text{CO}_2$  (коефіцієнт кореляції  $r = -0,75 \pm 0,1$ ;  $p=0,99$ ), який описується рівнянням  $\text{pH} = 0,0062 \cdot \text{CO}_2 + 0,1208 \cdot \text{CO}_2 + 8,3488$ ;  $R_2 = 0,64$  (рис.3.3) .

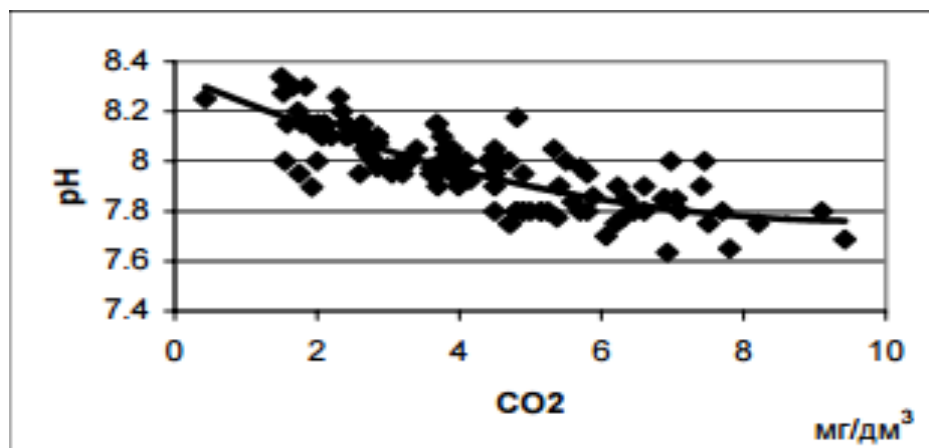


Рис.3.3. Залежність між величиною рН води та вмістом діоксиду вуглецю у воді  
р.Дунай (м.Ізмаїл) [15]

Статистично значимого зв'язку між величиною рН та вмістом  $\text{HCO}_3^-$  у воді Дунаю не встановлено. За даними строкових спостережень у пункті м. Ізмаїл концентрації  $\text{HCO}_3^-$  змінювалися в невеликих межах—170-210 мг на  $\text{дм}^3$ . Як правило, концентрації головних іонів визначаються коливаннями витрат води. Але в даному випадку значимого зв'язку не виявлено. Перетворивши рівняння

$$\frac{[\text{H}^+][\text{HCO}_3^-] \cdot \gamma_{\text{H}^+} \cdot \gamma_{\text{HCO}_3^-}}{[\text{H}_2\text{O}][\text{CO}_2]} = K_1(1)$$

отримали вираз:  $\text{H}_2\text{CO}_3 = \frac{\text{H}^+}{K_1} \text{HCO}_3^-$ , з якого видно, що значні зміни рН можливі за умови стабільності множника  $\text{HCO}_3^-$  у правій частині рівняння.

У цьому випадку концентрації іонів водню будуть визначатися тільки виразом  $\text{H}^+ = K_1 \cdot \text{H}_2\text{CO}_3$ , тобто концентрацією діоксиду вуглецю (рис.3.3). Вміст  $\text{CO}_2$  легко змінюється навіть протягом доби і залежить як від змін парціального тиску вуглекислого газу, так і від протікання фотосинтетичних процесів і окиснення органічних речовин. Перевірка тісноти зв'язку між  $\text{CO}_2$  і вмістом органічних речовин показала, що коефіцієнт кореляції з вірогідністю 0,99 був значимим, проте його абсолютне значення не перевищило 0,33, а довірчий інтервал становив 0,07-0,52 [16].

Таким чином, зменшення органічного забруднення дунайської води певним чином вплинуло на зниження вмісту вуглекислого газу у воді, однак це не було основним чинником даного процесу. Вірогідно було б припустити, що видалення з води  $\text{CO}_2$  має супроводжуватися різким підвищенням рН, що небезпечно для живих організмів. У дійсності таких явищ не спостерігається, а підвищення рН, як правило, відбувається на незначний відсоток. Це визначає буферні властивості води і залежить від того, що після видалення  $\text{CO}_2$  і зниження концентрацій  $\text{H}^+$  починає розпадатися частина гідрокарбонатних іонів:  $\text{HCO}_3^- \rightleftharpoons \text{H}^+ + \text{CO}_3^{2-}$  частковим відновлення дефіциту іонів водню. Підвищення тиску  $\text{CO}_2$  над розчином викличе збільшення  $\text{CO}_2$  у воді і з'явиться надлишкова кількість іонів  $\text{H}^+$ , що викличе зниження рН. Частина іонів  $\text{H}^+$  вступить у реакцію з  $\text{CO}_3^{2-}$ . У

результаті дія утворених іонів  $H^+$  буде знівельована і зниження рН розчину буде незначним [17].

Використовуючи дані про концентрації гідрокарбонатних іонів та  $CO_2$  у воді р. Дунай біля м. Ізмаїла та рівняння

$$pH = pK_1 + \lg \frac{\gamma_{HCO_3^-} [HCO_3^-]}{[H_2O][CO_2]} \quad (2)$$

були виконані розрахунки теоретичної величини рН води (Додаток А1).

Величина  $K_1$  при  $t = 10^\circ C$ ,  $15^\circ C$  та  $20^\circ C$  згідно К. Буха [18], була прийнята рівною відповідно  $3,43 \cdot 10^{-7}$ ;  $3,80 \cdot 10^{-7}$  та  $4,16 \cdot 10^{-7}$ . Коефіцієнти активності іонів розраховували за рівнянням Дебая-Хюккеля за допомогою комп'ютерного комплексу TETRA (Додаток А1).

Як видно, експериментально визначені величини рН води практично відповідають їх теоретичним значенням. Це говорить про те, що розподіл 45 компонентів карбонатної системи у воді Дунаю близький до рівноважного. Знайдена похибка в межах 1-2 %, вірогідно, зумовлена процесами окиснення органічних речовин, які не підлягають стехіометричному співвідношенню елементарних реакцій.

Методом термодинамічного моделювання визначили межі можливих коливань рН води Дунаю біля м. Ізмаїла відповідно до зміни вмісту  $CO_2$  у воді (рис. 3.4).

Виконані розрахунки показали, що коливання вмісту  $CO_2$  в межах 0,03-0,15 ммоль на  $дм^3$  (відповідно 1-6 мг на  $дм^3$ ), що спостерігалось у воді Дунаю, призведе до зміни рН в межах 0,70 одиниць.

Таким чином, найбільш вірогідною причиною збільшення величини рН води Дунаю протягом досліджуваного періоду було зменшення вмісту розчинених органічних речовин та посилення фотосинтетичних процесів [15].



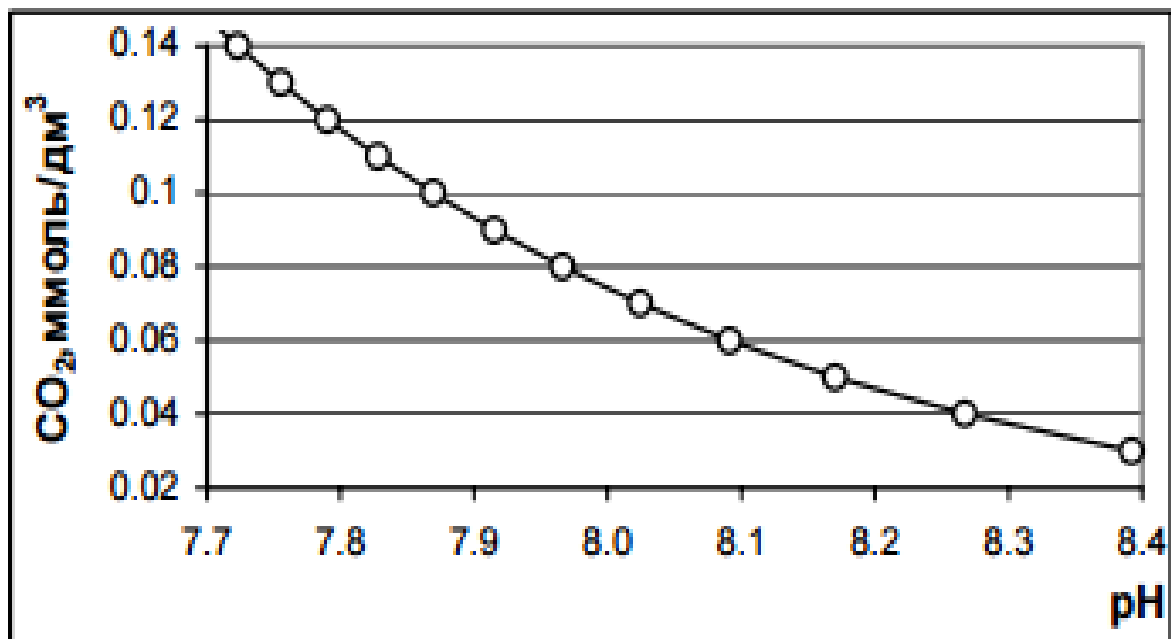


Рис. 3.4. Розрахункова величина рН води р. Дунай (м.Ізмаїл) відповідно до зміни концентрації CO<sub>2</sub>розч [15].

#### 4 ЗМІШУВАННЯ РІЧКОВОЇ І МОРСЬКОЇ ВОДИ В ГИРЛОВІЙ ОБЛАСТІ Р.ДУНАЙ

##### 4.1 Солоність води Чорного моря

Чорне море - внутрішнє, його акваторія з усіх боків оточена сушею, тільки вузькі протоки ведуть в Середземне море. Вся ця область належить до басейну Атлантичного океану. Солоність Чорного моря нижче, ніж Середземного та

Червоного. Стік великих річок опріснює акваторію, але його загадкою є утворення шару більш важкої солоної води на глибині, накопичення розчиненого сірководню. Все це не заважає пляжному і круїзному відпочинку, судноплавству і рибальству. Адже поверхневі шари позбавлені  $H_2S$  і добре прогріваються сонцем.

Вивчаючи солоність води Чорного моря та інших частин МО, дослідники вимірюють не тільки загальний вміст розчинених речовин в різних шарах і частинах акваторії, але і визначають елементний склад. Крім молекул  $H_2O$ , в морській воді є газоподібні речовини, мінеральні та органічні сполуки у вигляді іонів, молекул та інших частинок. Основні компоненти солей в Чорному морі: карбонати, сульфати, нітрати і [хлориди кальцію](#), магнію, натрію, калію. Наявність зазначених розчинених речовин пов'язано зі складом гірських порід суші і морського дна. На солоність Чорного моря впливають різні сполуки, які надходять з поверхневим і підземним стоком, атмосферними опадами. Між речовинами відбуваються хімічні взаємодії, що теж впливають на показники.

Вода збагачується не тільки солями зі складу розчинених мінералів і гірських порід, присутня також органіка. Значна частина поверхні Північного Причорномор'я складена вапняками, звідси великий вміст у воді солей кальцію, магнію і натрію. Базальтові породи при розчиненні підвищують кількість кремнію і заліза. Речовини, що містяться у воді, підвищують її загальну мінералізацію. Вона помітно змінюється по сезонах, від поверхні до глибин, з півночі на південь, тому в довідниках, підручниках і атласах можуть бути різні показники, що характеризують солоність Чорного моря. Найчастіше наводяться середні значення, отримані на основі багаторічних даних.

#### **4.2 Зв'язок між солоністю та концентраціями річкових та морських вод**

Існує зв'язок між концентрацією тої чи іншої речовини і солоністю води, де солоність служить деякою «реперною» характеристикою, що відбиває співвідношення часток в річковій і морській воді.

У разі, коли хімічні і біологічні процеси слабо впливають на зміст тої чи іншої розчиненої речовини, званою консервативним компонентом, спостерігається лінійний зв'язок між його концентрацією і солоністю. Тоді можна записати рівняння змішання у вигляді:

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

де  $S_m$ ,  $S_p$ ,  $S$  - солоність морської, річкової та змішаної води,  $C_m$ ,  $C_p$ ,  $C$  - концентрація будь-якого консервативного речовини в морській, річковій і змішаній воді. Таким чином, отримаємо лінійний зв'язок між концентрацією речовини в змішаній воді і солоністю:

$$c = \frac{S-S_p}{S_m-S_p} (c_m - c_p) + c_p \quad (4)$$

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

$$c = S \frac{c_m}{S_m} \quad (5)$$

де  $c_m / S_m$  - частка даної речовини в морській воді.

За даними (Додаток Б1) побудовано графіки зв'язку між концентраціями органічних та мінеральних речовин і солоністю води рис. 4.1- 4.10.

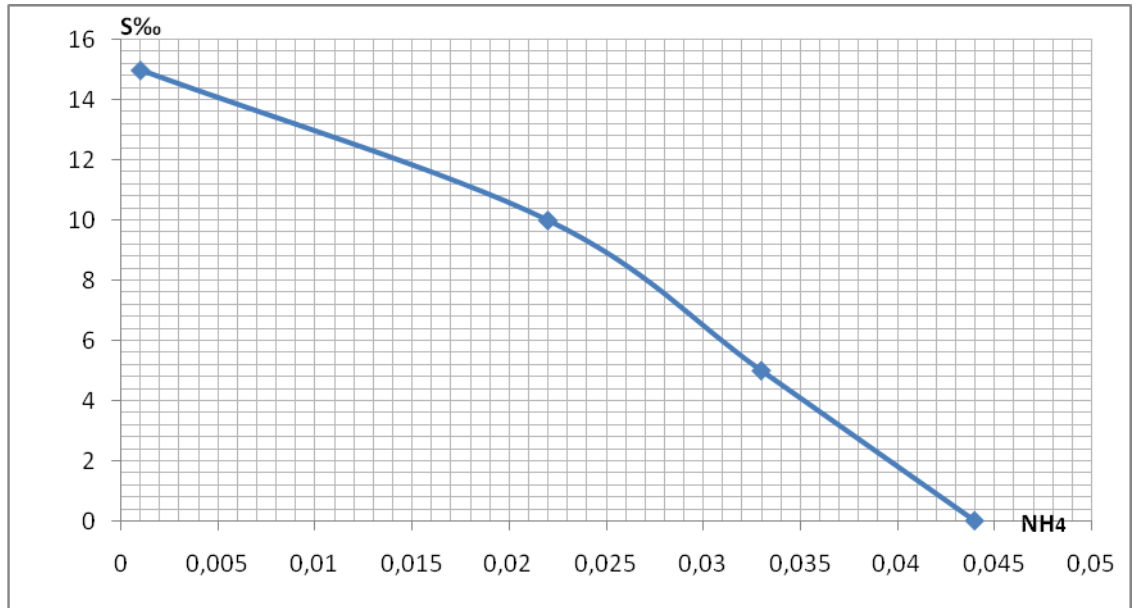


Рис. 4.1. Зв'язок між амонієм (  $\text{NH}_4$  ) та солоністю води

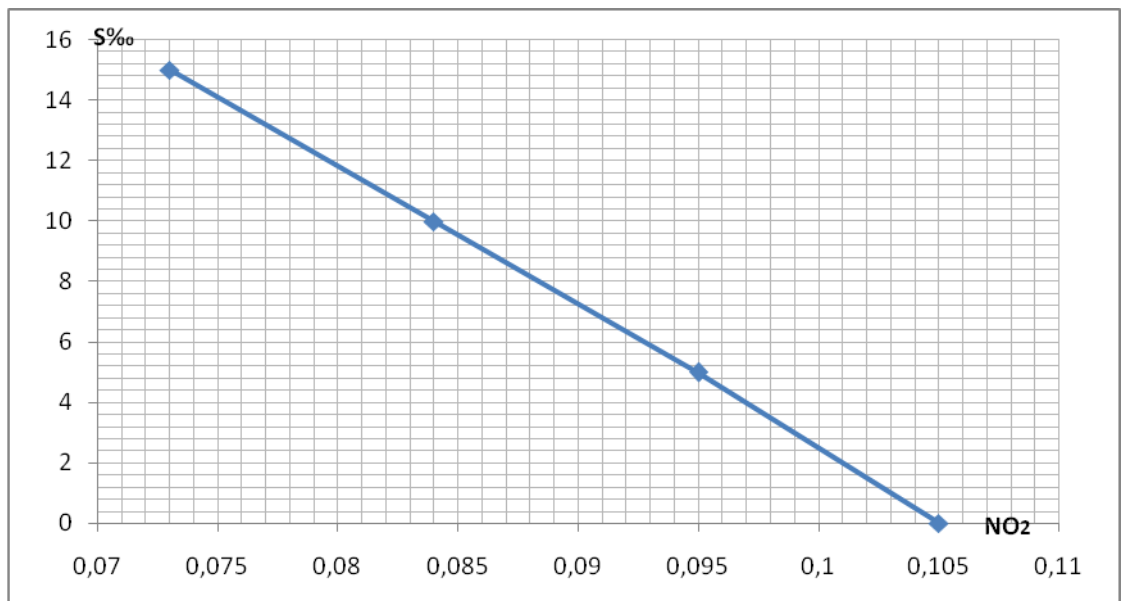


Рис. 4.2. Зв'язок між оксидом азоту (  $\text{NO}_2$  ) та солоністю води

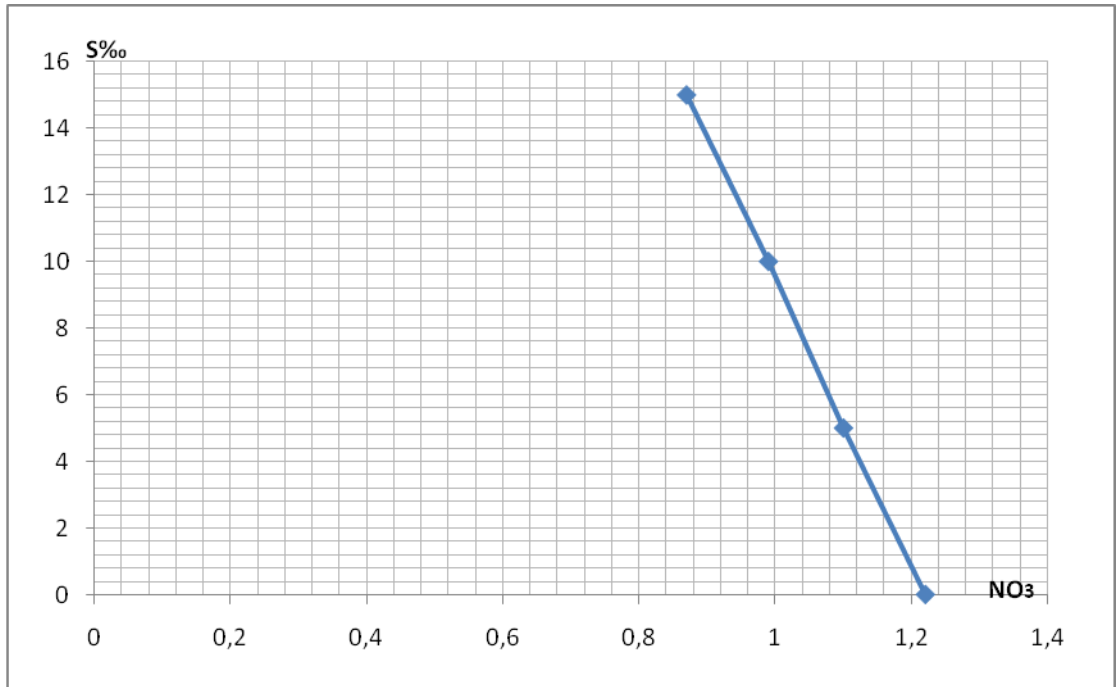


Рис.4.3. Зв'язок між NO<sub>3</sub> та солоністю води

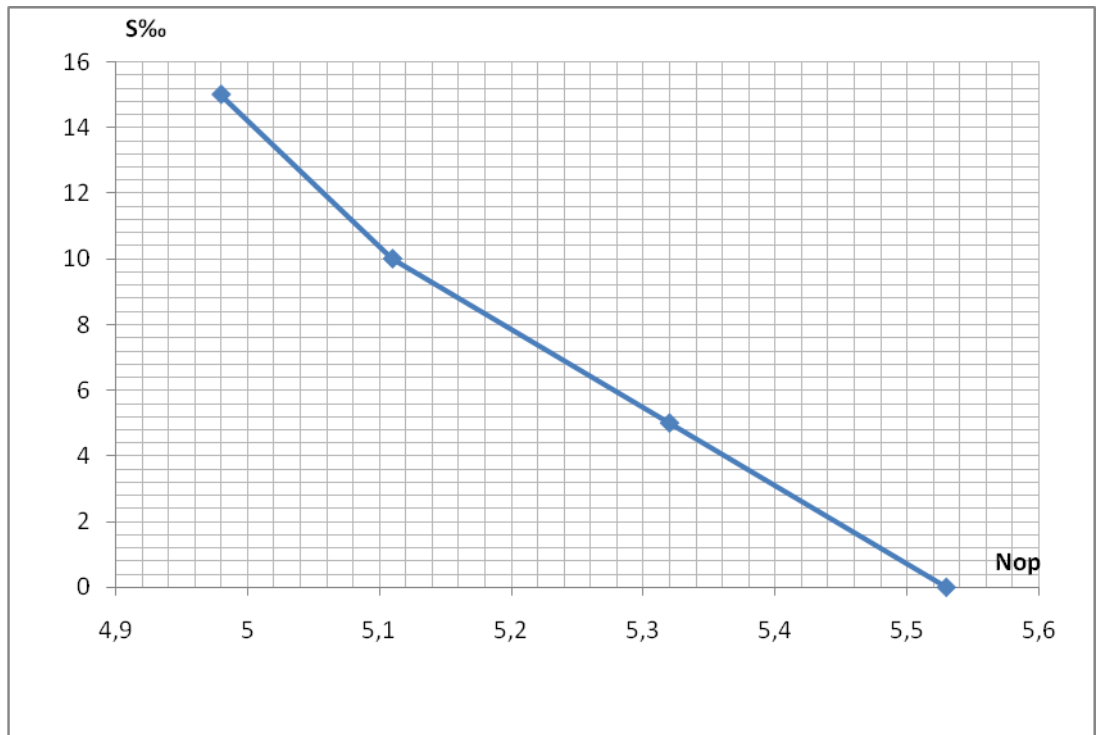


Рис.4.4. Зв'язок між N<sub>op</sub> та солоністю води

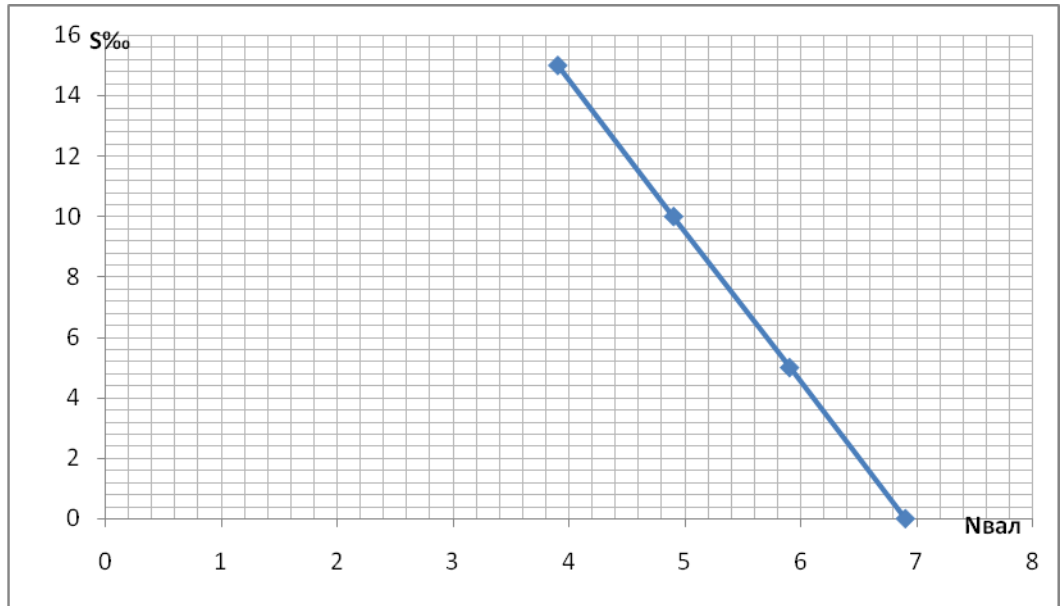


Рис.4.5. Зв'язок між  $N_{\text{вал}}$  та солоністю води

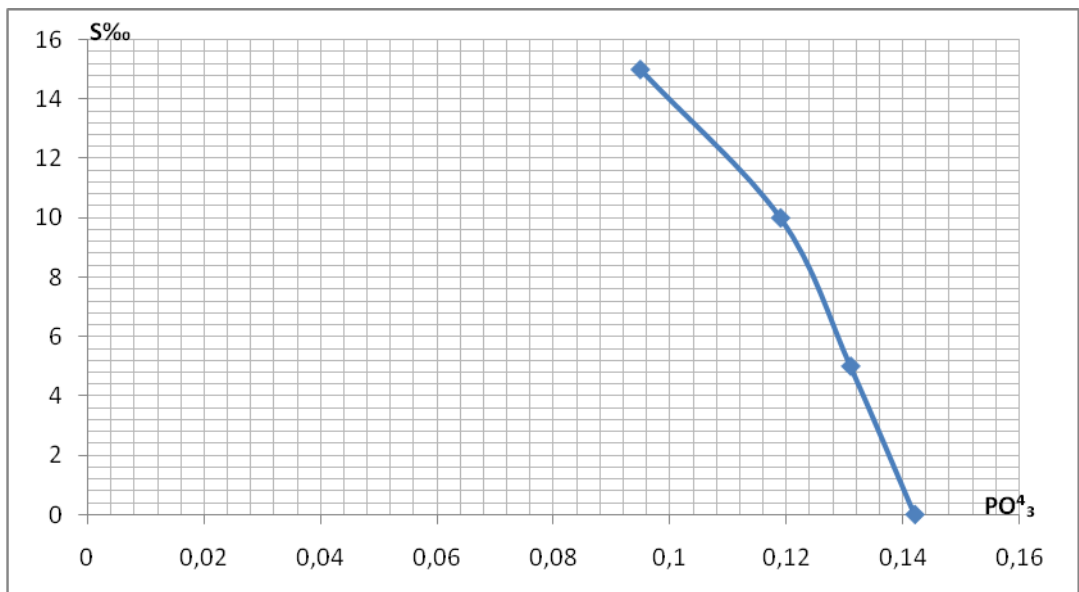


Рис.4.6. Зв'язок між  $PO_4^{3-}$  та солоністю води

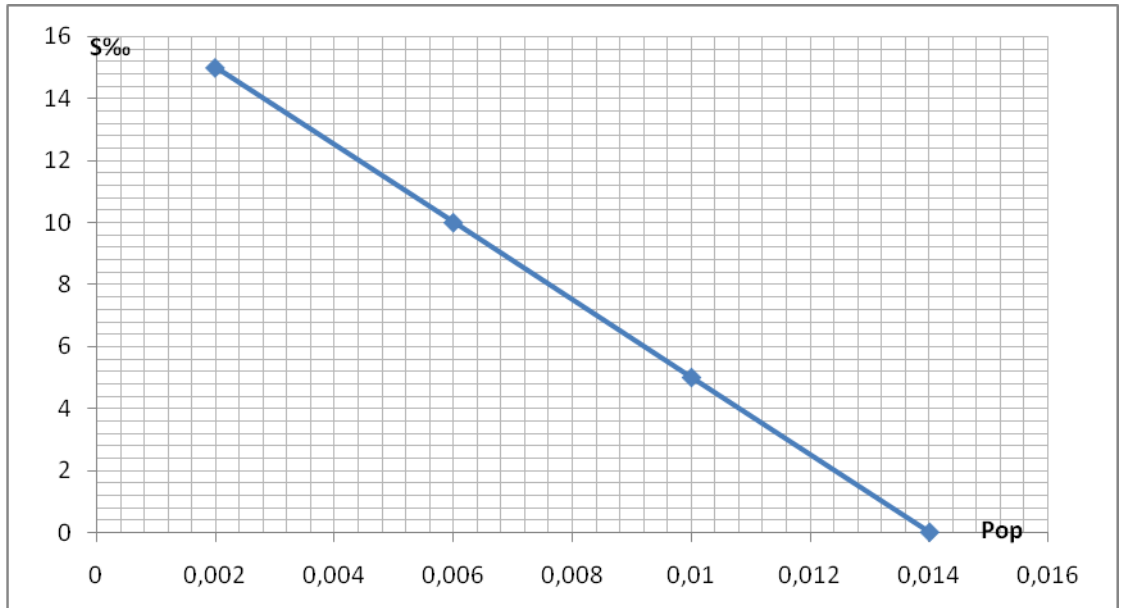


Рис.4.7. Зв'язок між  $P_{ор}$  та солоністю води

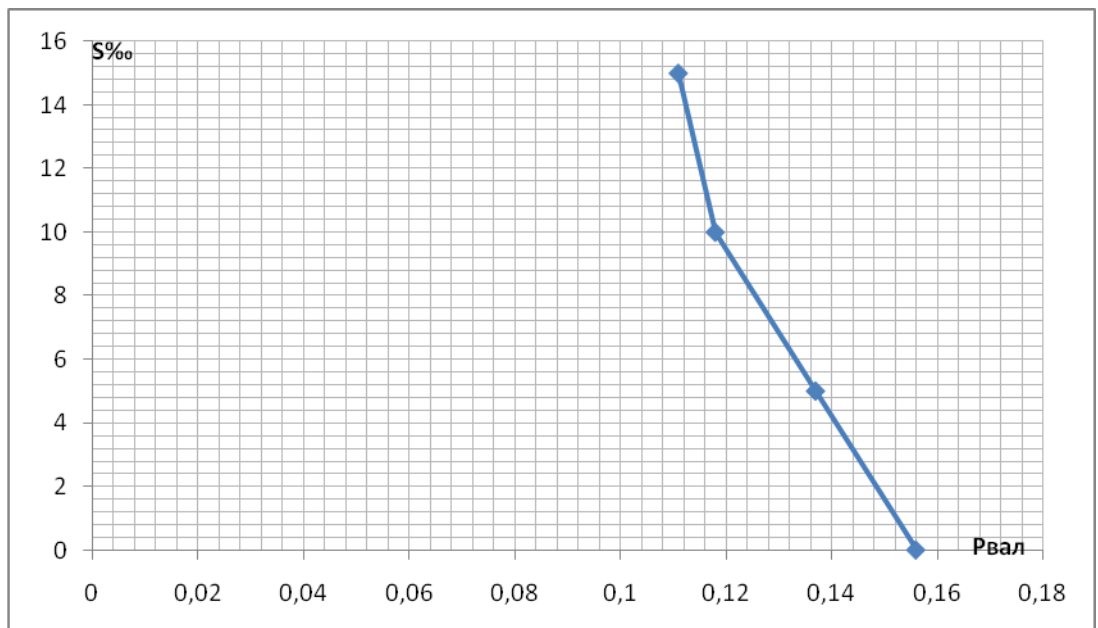


Рис.4.8. Зв'язок між  $P_{вал}$  та солоністю води

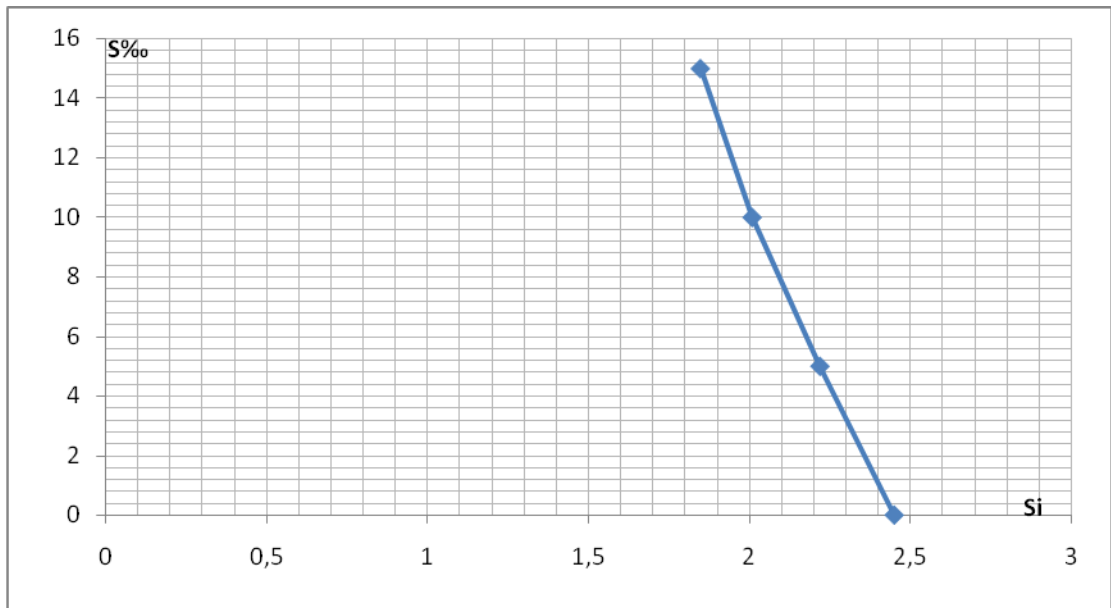


Рис.4.9. Зв'язок між Si та солоністю води

З допомогою побудованих графіків можна побачити закономірність, що зі збільшенням солоності води зменшуються концентрації мінеральних та органічних речовин.

Такі ж самі розрахунки були проведені на прикладі зважених речовин, отриманий результат можна побачити на графіку 4.10, за даними додаток Б2.

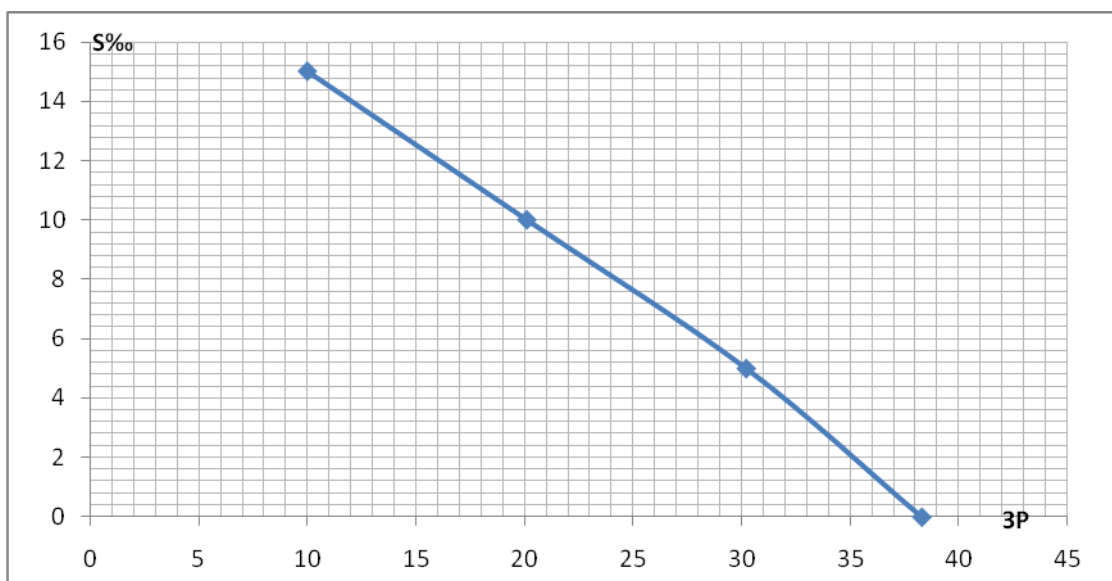


Рис.4.10. Зв'язок між зваженими речовинами та солоністю



Процеси змішування річкових і морських вод на гирловому узбережжі великої річки - питання актуальне і ще не досить досліджене. Вивчення розподілу солоності води на гирловому узбережжі і встановлення його зв'язку з визначальними факторами - річковим стоком і вітром - представляє великий інтерес як з точки зору розробки теорії взаємодії річок і морів, так і з практичної точки зору, наприклад, у зв'язку з рибогосподарськими оцінками при природному режимі і в умовах антропогенної зміни річкового стоку[19].

Предметом дослідження є поверхневий шар гирлового узмор'я найбільшого Кілійського рукава дельти Дунаю, вивчення якого зараз становить особливий інтерес у зв'язку з тим, що в недалекому майбутньому намічається значне регулювання і вилучення стоку Дунаю на зрошення в придунайських країнах, в тому числі забір води з Кілійського рукава в канал Дунай - Дністер - Дніпро. Опріснювати вплив на узбережжі стоку води Дунаю і рукавів дельти скоротиться, зміниться поле солоності на узбережжі, зокрема, в поверхневому шарі.

У поверхневому шарі гирлового узмор'я Дунаю, зазвичай товщиною від 0,5 до 3-5 м, з віддаленням від рукавів солоність води зростає від 0 до 17-18‰ (солоності, близькою до середньої солоності вод Чорного моря).

Ширина зони опріснення в цілому залежить від величини стоку. Важливе значення має сезонна зміна стоку річки. Так, наприклад, в межень витрата Дунаю в вершині дельти коливається від 2000 до 3000 м<sup>3</sup>·с<sup>-1</sup>, а під час повені досягає 16000 м<sup>3</sup>·с<sup>-1</sup>. Відповідні величини стоку Кілійського рукава дельти, на частку якого припадає в середньому 62% стоку річки, складають 1300-2000 і 8400 м<sup>3</sup>·с<sup>-1</sup>, [19].

Нерівномірний розподіл стоку води уздовж морського краю дельти Кілійського рукава значно впливає на формування поля солоності. На частку найбільших рукавів доводиться в середньому: Прорва – 16%, Потаповський - 18, Швидкий - 20, Старостамбульський - до 50% стоку Кілійського рукава. Ці співвідношення протягом року практично не змінюються. Рукава, що виносять на

узбережжі велика кількість прісної води, надають і великий вплив на зону змішування річкових і морських вод. В деякі райони морського узбережжя (наприклад, на морський край міжрукавних просторів дельти) стоку надходить мало, і, отже, зона опріснення тут менш широка.

Вітер створює в прибережній зоні вітрові течії, що деформують поле солоності, і викликає хвилювання, перемішуючи води. Протягом року на гирловому узбережжі Дунаю переважають вітри північних і південних румбів. Повторюваність цих вітрів в літній період 11,87-19,5 і 13,74-17,2% відповідно. Північні вітри створюють на узбережжі південні течії вздовж берега, а південні вітри - північні. Найбільш значний вплив вітрових течій, що деформують поле солоності, в поверхневому шарі води.

Аналіз даних 20 зйомок на гирловому узбережжі Кілійського рукава, проведених Дунайської ГМО УДКСУ в різні сезони року (з 1961 по 1981 р) підтверджує, що розподіл солоності на гирловому узбережжі обумовлено переважним вітром під час зйомки і в попередній період, а також величиною стоку рукава і його розподілом вздовж морського краю дельти.

Найбільш часто спостерігаються «язики» опріснених вод проти рукавів Прорва, Потаповський, Швидкий, Східний, Старостамбульський, зона опріснених вод звужується на міжрукавних ділянках (рис.4.11). У зв'язку з коливаннями стоку Дунаю і зміною швидкості і напрямку вітру змінюється розподіл солоності.

З метою вивчення поздовжнього розподілу солоності на узбережжі були намічені п'ять профілів: гирлі рукава Прорва - море (I), гирло рукава Потаповський - море (II), гирло рукава Анкудинов - море (III), гирло рукава Бистрий - море (IV), гирлі рукава Східний - море (V) (рис. 1). За цим профілям були побудовані графіки поздовжнього розподілу солоності (рис. 4.11, а).

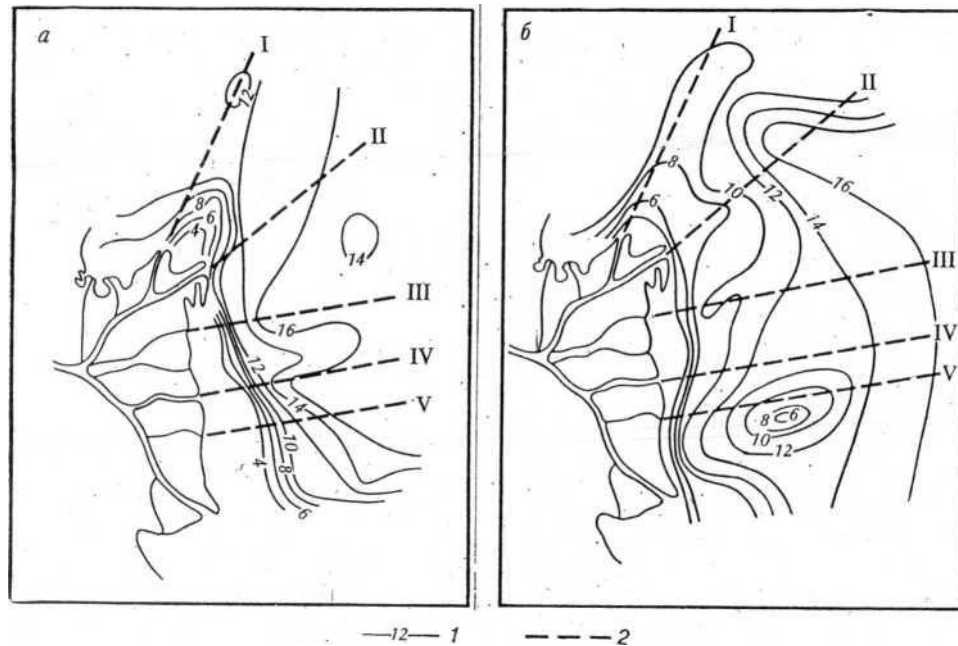


Рис.4.11.Карти-схеми розподілу солоності води в поверхневому шарі морського узбережжя Кілійського рукава дельти Дунаю [19]:

а - в межень (22.IX.1975,  $Q = 4050 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ ,  $W = \text{с}$ ,  $3-7 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ );

б - в повінь (15-16.V.1979,  $Q = 6820-6890 \text{ м}^3 \cdot \text{с}^{-1}$ ,  $W = \text{с}$ ,  $2-5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ ).

1 - солоність води в поверхневому шарі ;

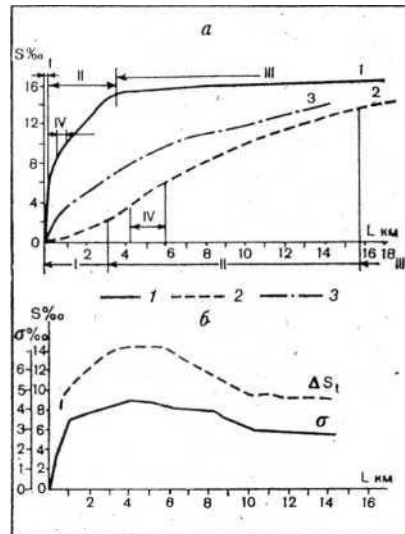
2 - профілі

З характеру поздовжньої зміни солоності на графіках добре виділяються три зони: транзиту річкових вод, змішання річкових і морських під, включаючи гідрофронт, і морських вод. Перша і третя (донні) характеризуються відносною однорідністю гідролого-гідрохімічних показників, а друга зона - великим їх розмаїттям і мінливістю. Межі та площі цих зон, як і в гирлах багатьох річок [19], змінюються в часі в залежності від вітру на узбережжі і річкового стоку I (рис. 4.12, б).

Найбільший інтерес представляє зона змішування річкових і морських вод. Її внутрішнім кордоном є область, в межах якої відбуваються найбільш істотні зміни, рис.4.12.

Рис.4.12.

Продольне зміна



солоності води  $S\text{‰}$  в поверхневому шарі в межень (7) і повінь (2), середньої  $S_{\text{ср}}\text{‰}$  (3) на профілі II, б - середнє відхилення солоності води  $a\text{‰}$  від середньої солоності  $S_{\text{ср}}$  і величини абсолютної тимчасової мінливості  $\Delta S_t$  на профілі II ня в співвідношенні основних солеобразуючіе компонентів - перехід з гідрокарбонатного класу в хлористо-натрієвий [19].

Їй відповідає ізогаліна  $2\text{‰}$ . Внутрішня межа зони змішання річкових і морських вод знаходиться в середньому на відстані 0-4 км від гирла рукавів. Зовнішня (морська) межа зони змішання визначається по перегину кривих поздовжнього розподілу солоності, після якого солоність змінюється слабо і стає близькою до солоності вод Чорного моря: значення солоності води на зовнішній межі зони змішання становить приблизно 90% солоності вод Чорного моря, тобто близько  $16\text{‰}$ . Зовнішня межа зони змішання розташована в різні сезони в 2 -10 км від гирла рукавів. Положення цієї межі в періоди максимального стоку річки визначає межу гирлового узмор'я в цілому. За його межами вже розташовується передгирловий простір моря. Зона змішування річкових і морських вод включає гідрофронт - область максимальних горизонтальних градієнтів солоності  $\Delta S / \Delta x$ , що знаходиться на відстані 2-8 км від гирла рукавів.

Аналіз графіків поздовжнього розподілу солоності по п'яти профілів показав, що тимчасова мінливість солоності в змішанні річкових і морських вод в цілому мінімальна поблизу берега, де переважають прісні води, максимальна на відстані 6-8 км (всередині цієї смуги знаходиться гідрофронт) і потім знову зменшується в сторону моря, де присутні в основному морські води. Крім того, AS зростає на периферії узмор'я - з півночі на південь, а в прибережній вузькій смужі - з півдня на північ, так як зона змішування тут більш динамічна. Для аналізу часової мінливості солоності на різних відстанях від гирла були знайдені значення середньої солоності на поверхні ( $S_{cp}$ ). Побудована гіпотетична карта - схема середньої солоності (рис. 4.13, а). З всіх профілів були обчислені середні квадратичні відхилення значень солоності  $os$  від середньої солоності  $S_{cp}$  і по ним побудована карта-схема ізоліній середніх квадратичних відхилень солоності від середніх значень (рис. 4.13, б). У гирлах рукавів мінливість солоності наближується до нуля, потім швидко зростає і дійшла до максимального значення (3,9-1-4,5‰) на відстані 4-6 км від гирла.

Вплив стоку води Дунаю і вітру на формування поля солоності на гирловому узбережжі може бути оцінено кількісно. У розрахунках були використані дані по стоку води Кілійського рукава Дунаю (20. км від моря) - за 5, 10, 15, 20, ..., 55, 60 діб до зйомки і складові сумарного (інтегрального) вектора швидкості вітру на напрям північ - південь і захід - схід на ГМС Приморське (узмор'ї Дунаю) в день зйомки і в сумі за 2, 4, 6, 8, 10 діб до неї.

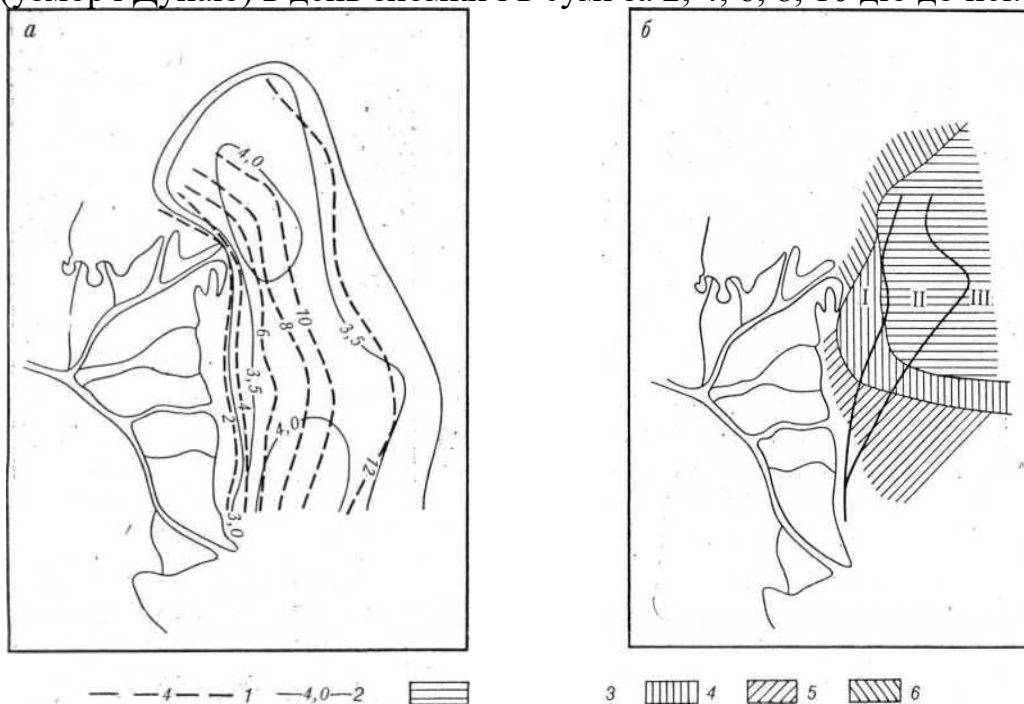


Рис.4.13. Карти-схеми: а - середньої солоності води, (‰), (1) - на поверхні і ізоліній середніх квадратичних відхилень,(‰), (2) - від середньої солоності  $S_{cp}$ ; б - районів морського узбережжя, в межах яких солоність води на поверхні пов'язана: зі стоком води з завчасністю до 15 днів (1), 15-20 днів (II), більше 25 днів (III); з широтної складової вектора швидкості вітру з завчасністю 8 діб (3), 4 і 6 діб (4) з меридіональної складової вектора швидкості вітру з завчасністю 2 доби (5), 6 і 8 діб (6) берега (в районі найбільш частого розташування гідрофронта), далі в бік моря коливання солоності зменшуються, що пояснюється зменшенням впливу стоку Дунаю в цій області. Тимчасова мінливість солоності в зоні змішання більше в північній і південній частинах морського узбережжя - в районі впадання рукавів Анкудинов і Швидкий[19].

Розраховані коефіцієнти кореляції характеристик зони змішання річкових і морських вод (відстаней від гирла рукавів до ізогалін 2, 4, ... 12,14‰, до зовнішньої межі зони змішання) з вітром і стоком різної завчасності, а також парні коефіцієнти кореляції між солоністю на профілях (через 1 км) з вітром і стоком різної завчасності. Аналіз результатів розрахунку показав наступне:

1. Стік води відіграє у формуванні поля солоності на узбережжі не настільки визначальну роль, як вважалося раніше. Сильніший вплив на формування поля солоності надає вітер, особливо на периферії узмор'я і на північному його кордоні. Коефіцієнти кореляції характеристик поля солоності (відстаней від берега до ізогалін, величин солоності в окремих точках) з вітром в цілому більше, ніж зі стоком.

2. На полі солоності впливають різні складові вітру і з різною тривалістю дії, і їх роль змінюється по акваторії морського узбережжя. Найбільш значна роль складової проекції сумарного вектора швидкості вітру на напрям захід - схід, в цілому звужує (при вітрах східних румбів) або розширює (при вітрах західних румбів) зону змішування річкових і морських вод. Коефіцієнти кореляції характеристик нуля солоності з цієї складової вітру досягають 0,64. У

центральної частині морського узбережжя (проти рукава Бистрий) можливий і зворотний ефект - розширення зони змішання при західному вітрі. Це пояснюється тим, що східний вітер, притискаючи до берега зону опріснення проти найбільших за водністю Потапівського і Старостамбульського рукавів, сприяє тим самим розширенню зони опріснення між ними (в районі гирла рукава Бистрий).

Складові проекції сумарного вектора швидкості вітру на напрямок північ - південь роблять менший вплив на розподіл солоності: вітер північної складової розширює зону змішування проти рукава Прорва і звужує проти інших рукавів (коефіцієнт кореляції  $<0,50$ ), а південна складова вітру скорочує зону змішування проти рукавів Потаповський, Анкудинов, Швидкий, Східний, особливо великий його вплив на поле солоності проти рукава Бистрий (коефіцієнт кореляції  $<0,46$ ).

Крім того, виявилось, що найбільший вплив вітер надає на становище ізогаліни 6 ‰ і гідрофронта, особливо вітер за 8 попередніх зйомці днів.

За результатами розрахунку коефіцієнтів парної кореляції між солоністю і напрямком вітру побудована карта-схема (рис. 4.13), на ній виділені області морського узбережжя, в межах яких солоність води найсильніше визначається або меридіональної, або широтної складової швидкості вітру різної завчасності.

3. Сток води Дунаю, як правило, збільшує ширину зони змішання річкових і морських вод. У північній частині морського узбережжя він найсильніше впливає на стан ізогаліни 6‰(проти рукавів Прорва і Потаповський), в центральній частині, де великий вплив стічних течій рукавів Швидкий, Східний, діапазон підвищеного впливу стоку розширюється і захоплює ізогаліни від 6 до 14‰.

Треба відзначити, що на положення ближніх до берега ізогалін впливає стік невеликий завчасності (10-20 днів) , на положення далеких - стік більшою завчасності (до 30- 40 днів).

Виділено три області морського узбережжя (рис. 4.13), де поле солоності води в поверхневому шарі формується стоком із завчасністю до 15, 15-25 і більше

25 діб. Те, що зміни стоку Кілійського рукава Дунаю позначаються на солоності узмор'я з великим запізненням (тим більшим, чим далі пункт спостереження від морського краю дельти), пояснюються інерційністю водних мас і багатофакторністю процесу формування поля солоності.

Виконані дослідження дозволяють якісно і частково кількісно оцінити характеристики зони змішання річкових і морських вод на узбережжі Кілійського рукава Дунаю. Найкращі результати дає одночасне урахування як стоку, так і вітру. Множинні коефіцієнти кореляції в цих випадках значно перевищують парні коефіцієнти кореляції і досягають 0,7-0,75.

Розрахунок показав, що зменшення стоку води Кілійського рукава Дунаю на 100, 200, 500, 1000, 1500 м $\cdot$  с $^{-1}$  призведе відповідно до збільшення солоності проти рукава Бистрий (на відстані 6 км від гирла) на 0,4; 0,8; 2,0; 4,0; 6,0‰.

Проведене дослідження показало велику складність і багатофакторність процесів формування поля солоності води на при- гирловому узбережжі. Виявилось, що стік води грає дещо меншу роль, ніж вітер. Вплив самого вітру (його сили та напрямку) неоднозначно для різних, районів морського узбережжя. Виявлена значна інерційність процесів перебудови поля солоності. Фон солоності визначається стоком: чим далі від морського краю дельти, тим більше зсув між коливаннями стоку і солоності. Величина цього зсуву досягає 40 днів. Вітер істотно трансформує поле солоності, причому швидше на периферії узмор'я. Для кількісної оцінки характеристик поля солоності необхідний спільний облік стоку і проєкцій швидкості вітру різної завчасності. Отримані висновки, мабуть, справедливі для пригирлових узбережжів всіх великих річок [19].



## ВИСНОВКИ

1. Дунай – головна річка Чорного моря, друга за величиною (після Волги) річка Європи. Його стік (середнє багаторічне значення 204 км на рік) забезпечує до 40 % притоку прісної води в Чорне море і до 80 % в ПЗЧМ. По своїй протяжності від гір Шварцвальду до впадіння в Чорне море (2783 км) Дунай перетинає майже 22 градуси довготи, на його водозбірній площі (817000 км<sup>2</sup>) розташовані країни Центральної Європи з розвиненою індустрією, сільським господарством, комунальною інфраструктурою та з населенням більш 80 млн. чоловік. Річка Дунай потребує особливого вивчення, як найважливіший європейський об'єкт водних ресурсів за такими характеристикам як : гідробіологія, гідрохімія, гідрогеологія та дослідження біогеохімії в гирлі.
2. У даний час із стоком Дунаю та інших річок в північно-західній частині Чорного моря зросло надходження органічних сполук азоту і фосфору – потенційних біогенних речовин , мінералізація яких вимагає додаткової кількості розчиненого у воді кисню. Дані про надходження біогенних речовин зі стоком Дунаю і інших джерел дозволяють прогнозувати розвиток процесу евтрофування вод північно-західної частині Чорного моря. Тому актуальною є оцінка його внеску у формування якості водного середовища північно-західної частини Чорного моря , що

необхідно у зв'язку з розробкою методів охорони і раціонального використання водних ресурсів України.

3. У роботі розглянуто фізико-географічну характеристику ріки Дунай, а саме історію формування дельти, клімат дельти, гідрографічну мережу, ґрунти, рослинність і тваринний світ; значення біогенних речовин в водних екосистемах та процес евтрофування. Обрані методики адекватно відображають стан р. Дунай. Порівняно аналіз ретроспективних та сучасних даних, наведено методики відбору та обробки проб води.
4. Виконано аналіз зміни океанологічних характеристик стоку річки. Були розглянуті дані про концентрації мінеральних та органічних речовин. Внаслідок чого можна зробити висновок, що мінеральні та органічні речовини зменшуються від гирла до моря, де солоність має 15-16 ‰.
5. Абсолютні показники біогенного стоку Дунаю пов'язані з коливаннями водності, але все ж свідчать про значну роль антропогенного фактору, що є дуже важливим.
6. Кількісна оцінка сучасного стоку біогенних речовин річки Дунай і його ролі в евтрофуванні вод північно-західної частини Чорного моря, негативні наслідки якого виявляються протягом останніх 30 років, представляє науковий інтерес, дозволяє контролювати і прогнозувати зміни абіотичних і біотичних факторів морського середовища.
7. Розрахунки виконані щодо гідрохімічних показників показали, що коливання вмісту  $\text{CO}_2$  в межах 0,03-0,15 ммоль на  $\text{дм}^3$  (відповідно 1-6 мг на  $\text{дм}^3$ ), що спостерігалось у воді Дунаю, призведе до зміни рН в межах 0,70 одиниць. Таким чином, найбільш вірогідною причиною збільшення величини рН води Дунаю протягом досліджуваного періоду було зменшення вмісту розчинених органічних речовин та посилення фотосинтетичних процесів.

8. Стік води відіграє у формуванні поля солоності на узбережжі не настільки визначальну роль, як вважалося раніше. Сильніший вплив на формування поля солоності надає вітер, особливо на периферії узмор'я і на північній його кордоні. Коефіцієнти кореляції характеристик поля солоності (відстаней від берега до ізогалін, величин солоності в окремих точках) з вітром в цілому більше, ніж зі стоком.
9. На полі солоності впливають різні складові вітру і з різною тривалістю дії, і їх роль змінюється по акваторії морського узбережжя. Найбільш значна роль складової проекції сумарного вектора швидкості вітру на напрям захід - схід, в цілому звужує (при вітрах східних румбів) або розширює (при вітрах західних румбів) зону змішування річкових і морських вод. Коефіцієнти кореляції характеристик мінімуму солоності з цієї складової вітру досягають 0,64.

## ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. URL: <http://www.dbuvr.od.ua> (дата останнього звернення 17.01.2017 р.)
2. Гідрологія річки Дунай. Братислава: Природа, 1988. – 271 с.
3. Гідрологія дельти Дунаю. Під ред. Михайлова В. Н. М.: ГЕОС, 2004. – 448с.
4. URL: <https://uk.wikipedia.org/wiki/Дунай> ( дата останнього звернення 24.11.2016 р.)
5. Михайлов В.Н., Вагин Н.Ф., Морозов В.Н. Основні закономірності гідрологічного режиму дельти Дунаю його антропогенні зміни // Водні ресурси, 1981. – № 6. – С. 22 – 44.
6. Зайцев Ю., Прокопенко В. Світ дельти. Дунайські плавні. Одеса: «Маяк», 1989. – 142с.
7. Гидрология устьевой области Дуная/ под ред. Я. Д. Никифорова и К. Дьякону. - М. Гидрометеиздат, 1963 - 383с.
8. Ревелль П., Ревелль Г. Середовище нашого існування: В 4-х книгах. Кн. 2. Забруднення водита повітря: Пер. с англ. – М.: Світ, 1995.
9. Акімова Т. А., Хаскин В. В. Екологія.. – М.: Юніті, 1998. – 455с.
10. Воронков Н. А. Екологія Загальна, соціальна, прикладна. Пос. для студентів вищих навчальних закладів. Посібник для вчителів. – М.: Агар, 1999. – 424с.
11. Романенко В. Д. Основи гідроекології. Посібник для ВНЗ. – К.: Генеза, 2004. – 664с.
12. Руководство по химическому анализу вод суши. – Л.: Гидрометеиздат, 1973, 269 с.
13. Александров Б.Г., Зайцев Ю. П., Гаркава Г. П., Богатова Ю. И., Берлінський Н. А. Екосистема узморья української дельти Дунаю. – Одеса, «Астропринт», 1998. – 213с.

- 14.Результати гідрохімічного моніторингу на взмор'ї Кілійського рукава Дунаю при будівництві глибоководного суднового ходу через рукав Бистрий / Богатова Ю.І.,Гаркавая Г.П.// 1 – й Всеукраїнський з'їзд екологів: міжнар. Наук. –техн.конф., 4-7 жовтня 2006 р.:тези допов. -Вінниця,2006.- С.78
- 15.Осадча Н.М.,Осадчий В.І Український науково-дослідний гідрометеорологічний інститут. Гідрохімія, якість води.Київ, 2003. - С. 42 - 45 .
- 16.Айвазян С.А., Енюков И.С., Мешалкин Л.Д. Прикладная статистика. Исследование зависимостей. - М.: Финансы и статистика, 1985. - 487 с.
- 17.Федорова Т.К. Физико-химические процессы в подземных водах. - М.: Недра, 1985. - 182 с.
- 18.Buch K. Das Kohlensaure Gleichgewichtssystem im Meerwasser. Havsforskn. Inst. Helsingfors. - 1951, -N151. - 18 p.
- 19.В. Н.Михайлов, М. В.Михайлова, Н. Л. Фролова. Змішування річкових та морських вод на пригирловій зоні великої річки .1985.-37 с.
- 20.Динаміка техногенної дії на природні комплекси гирлової області Дунаю - Берлінський М.А.- Одеса: 2012. – С.71-74.

## **ДОДАТКИ**

## Додаток А

Таблиця А.1- Співвідношення експериментальної та теоритичної величини рН  
води р.Дунай[15]

Рік	CO <sub>2</sub> , ммоль/дм <sup>3</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> , ммоль/дм <sup>3</sup>	рНексперим.	рНрозрах.	Абс.відх.	Відн.відх.,%
1989	0,124	3,306	7,92	7,78	0,14	1,8
1990	0,134	3,409	7,79	7,75	0,04	0,52
1991	0,13	3,331	7,75	7,76	-0,01	-0,13
1992	0,088	3,27	8,01	7,93	0,08	1,01
1993	0,073	3,064	8,06	7,98	0,08	1
1994	0,1	3,21	7,95	7,87	0,08	1,02
1995	0,094	3,186	7,96	7,89	0,07	0,89
1996	0,081	3,45	8,01	8	0,01	0,13
1997	0,045	3,162	8	8,21	-0,21	-2,56
1998	0,059	2,84	7,86	8,05	-0,19	-2,36
1999	0,047	3,34	8,13	8,21	-0,08	-0,97
2000	0,097	3,129	8,03	7,87	0,16	2,03

## Додаток Б

Таблиця Б.1 – Зміст мінеральних та органічних речовин в воді гирла Дунаю при певній солоності води (лютий, 2007 р.), мг на  $\text{дм}^{-3}$  [20]

S(‰)	0	5	10	15
$\text{NH}_4$	0,044	0,033	0,022	0,001
$\text{NO}_2$	0,105	0,095	0,084	0,073
$\text{NO}_3$	1,22	1,1	0,99	0,87
Нор	5,53	5,32	5,11	4,98
Нвал	6,9	5,9	4,9	3,9
$\text{PO}_4^3$	0,142	0,131	0,119	0,095
Рор	0,014	0,01	0,006	0,002
Рвал	0,156	0,137	0,118	0,111
Si	2,45	2,22	2,01	1,85

Таблиця Б.2 – Розподіл зваженої речовини (ЗВ,  $\text{мг} \cdot \text{дм}^{-3}$ ) на гирлі Дунаю (лютий, 2007 р.) [20]

S(‰)	0	5	10	15
ЗР( $\text{мг} \cdot \text{дм}^{-3}$ )	38,3	30,22	20,12	10,02