МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет магістерської та
аспірантської підготовки
Кафедра океанології та
морського природокористування

МАГІСТЕРСЬКА КВАЛІФІКАЦІЙНА РОБОТА

на тему: Динаміка антропогенного навантаження на шельфову зону північно – західної частини Чорного моря _____

Виконав студент _2 курсу_ групиМО-61
_спеціальність 103 «Науки про Землю»
Тучковенко Катерина Сергіївна_____
_____

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

Консультант _____
_____

Рецензент __д.геогр. н. , проф._____
_Хохлов Валерій Миколайович____

Одеса 2018

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

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

ЗАТВЕРДЖУЮ
Завідувач кафедри_____
_____
“ 02 ” 11 20 17 року

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

Тучковенко Катерина Сергіївна
(прізвище, ім’я, по батькові)

1. Тема роботи Динаміка антропогенного навантаження на шельфову зону північно – західної частини Чорного моря
Керівник роботи д.геогр. н. , проф. Берлінський Микола Анатолійович
(прізвище, ім’я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)
затверджені наказом вищого освіти від “ 02 ” 11 20 17 року № 321С
2. Строк подання студентом роботи 1.06.2018
3.Вихідні дані до роботи Матеріали первічних спостережень, ретроспективні данні літературних джерел:гідрологія, гідрохімія та гідробіологія
_____
4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) Огляд літературних джерел відносно проблем змін морського довкілля північно – західної частини Чорного моря. Основні фактори антропогенного навантаження на морську екосистему
_____

5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов’язкових креслень)
Типові графіки мінливості розглянутих характеристик: гідрологія, гідрохімія та гідробіологія

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання _2 листопада 2017 року_____

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ з/п	Назва етапів роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Огляд літературних джерел	С 26.03-02.04	90	Відмінно
2	Фізико –географічний огляд об’єкту досліджень	03.04.-23.04	90	Відмінно
3	Сортування та аналіз доступних даних	24.04-30.04	90	Відмінно
	Рубіжна атестація	30.04-6.05. 2018р	85	добре
	Попередній захист роботи	**29.05.**		
	Здача на кафедру	**1.06.2018**		
	Перевірка на плагіат	**6-7.06.2018**		
	Рецензування	**8-10.06.2018**		
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)			

Студент _____ _____
(підпис) (прізвище та ініціали)

Керівник роботи _____ _____

(підпис) (прізвище та ініціали)

АНОТАЦІЯ

Назва: Динаміка антропогенного навантаження на шельфову зону північно – західної частини Чорного моря

Актуальність – обумовлена деградацією морських і прибережних екосистем Чорного моря в сучасний період. Це особливо помітно по району північно-західного шельфу Чорного моря.

Об'єкт дослідження – морська екосистема північно-західний шельф Чорного моря і процеси в ній, які відбуваються під впливом антропогенного навантаження та природних кліматичних змін.

Предмет дослідження – мінливість гідрологічного, гідрохімічного режиму вод, хлорофілу «а» і фітопланктону, які характеризують екологічний стан вод північно-західний шельф Чорного моря і рівень їх евтрофованості.

Наукова новизна одержаних результатів обумовлюється визначенням стану і тенденцій рівня евтрофікації вод північно-західний шельф Чорного моря сучасного періоду, в залежності від сумісного впливу кліматичних і антропогенних факторів, на підставі аналізу їх мінливості як індивідуальних, так і інтегральних комплексних показників трофності вод.

На основі виконаних досліджень впливу кліматичних та антропогенних факторів на процеси евтрофікації вод північно-західний шельф Чорного моря були отримані наступні висновки:

- основними джерелами забруднення морських вод є річковий стік та берегові точкові джерела, до яких у першу чергу відносяться випуски стічних вод різних суб'єктів господарювання, що розташовані у береговій зоні, а також морські порти.
- високе антропогенне навантаження значно впливає на екологічний стан вод північно-західний шельф Чорного моря і проявляється у збагаченні морських вод органічними та мінеральними речовинами, у тому числі біогенними елементами та токсичними забруднюючими речовинами.
- В результаті збільшення концентрації поживних біогенних речовин і надмірного розвитку фітопланктону, виникають несприятливі і згубні процеси пов'язані з евтрофікацією морських вод.

Однак дослідження останнього десятиріччя вказують на слабку тенденцію деякого поліпшення стану екосистеми північно-західний шельф Чорного моря.

Ключові слова: Чорне море , екосистема , фітопланктон , евтрофікація , трофність

SUMMARY

Title: **The dynamic of anthropogenic influence to the Northwestern shelf of the Black Sea**

Abstract

Actuality of the work linked with degradation of the shallow water area of the Black Sea to the modern period. This is especially noticeable in the area of the north-western shelf of the Black Sea.

Object of study is marine ecosystem of the Northwestern shelf of the Black Sea and the processes under the influence of anthropogenic press and climatic changes.

Subject of study is the variability of the hydrological and hydrochemical water regime, chlorophyll a and phytoplankton, that characterizes the ecological state of the Northwestern shelf of the Black Sea and the level of eutrophication

The main results and conclusion

- the main sources of pollution of seawater are the river runoff and coastal point sources, that primarily relate sewage emissions of various economic entities located in the coastal zone, as well as seaports.
- high human load significantly affects the ecological status of the waters of the Northwestern shelf of the Black Sea and reflected to the enrichment of seawater with organic and mineral substances, including nutrients and toxic pollutants.
- as a result of nutrient increasing and excessive development of plankton, there are adverse and harmful processes associated with the eutrophication of marine waters.

However, studies of the last decade indicate a weak tendency for some improvement in the ecosystem of the north-western shelf of the Black Sea.

Key worlds: The Black Sea , ecosystem , phytoplankton , eutrophication , trophicity

ПЕРЕЛІК УМОВНИХ ПОЗНАЧЕНЬ, СИМВОЛІВ, СКОРОЧЕНЬ І ТЕРМІНІВ

БЕ - біогенні елементи
ГДК - гранично допустима концентрація
ЗР - забруднюючі речовини
НДР - науково дослідна робота
ОС - очисні споруди
СРЗ - суднoремонтний завод
ПнАК - північно-атлантичне коливання
ПнЗШ ЧМ - північно-західний шельф Чорного моря
СБО - станція біологічної очистки
УкрНЦЕМ - Український науковий центр екології моря
ФПЗ - філофорне поле Зернова
ХПШ - холодний проміжний шар
ЧМ - Чорне море
$БСК_5$ - біологічне споживання кисню
$N_{nem.}$ - чисельність нематод
$N_{har.}$ - чисельність гарпактицид
$N_{заг.}$ - чисельність загальна
$B_{заг.}$ - біомаса загальна
E-TRIX - індекс трофності і якості вод (Environment - trophic index)

ЗМІСТ

Вступ……...8
1 Фізико географічна характеристика
північно-західного шельфу чорного моря……10
1.1 Клімат ПнЗШ ЧМ……..…. 10
1.2 Особливості гідрологічного стану вод ПнЗШ ЧМ……...…14
1.3 Особливості гідрохімічного стану вод ПнЗШ ЧМ……20
2 Характеристика метеорологічного і гідрофізичного режиму ПнЗШ ЧМ……..….31
2.1 Мінливість метеорологічних характеристик на ПнЗШ ЧМ..31
2.2 Мінливість гідрофізичних характеристик ПнЗШ ЧМ…..…35
2.3 Аналіз факторів які впливають на формування режиму солоності Одеської затоки…….…….45
3 Мінливість і тенденції абіотичних показників евтрофікації вод ПнЗШ ЧМ…….49
3.1 Мінливість гідрохімічного стану вод Одеського регіону ПнЗШ ЧМ…….49
3.2 Мінливість гідрохімічного стану вод району Дунайського узмор'я……..58
3.3 Мінливість гідрохімічного стану вод центральної
частини ПнЗШ ЧМ……69
4 Оцінка стану і тенденцій рівня евтрофікаціїї вод ПнЗШ ЧМ за показником E-TRIX……..75
4.1 Показник рівня трофності і якості вод E-TRIX……...75
4.2 Мінливість вмісту хлорофілу «а» на ПнЗШ ЧМ……..…77
4.3 Оцінка рівня евтрофікації вод ПнЗШ ЧМ……81
Висновки……....90
Список використаної літератури…….93

ВСТУП

Вважається, що основними джерелами забруднення морських вод є річковий стік та берегові точкові джерела, до яких у першу чергу відносяться випуски стічних вод різних суб'єктів господарювання, що розташовані у береговій зоні, а також морські порти.

Масштаби антропогенної дії на морське середовище ПнЗШ ЧМ набагато більші, ніж в інших районах. Увесь стік найбільших чорноморських річок, який складає біля 260 км^3/рік (80 % від загального обсягу річкового стоку у Чорне море), приймають у себе води північно-західної частини Чорного моря. В прибережні райони західної частини ПнЗШ ЧМ на ділянку усього в 250 км надходить стік з територій 18 країн розташованих, цілком або частино, у басейнах Дунаю, Дніпра, Південного Бугу та Дністра, які мають розвинену індустрію, сільське господарство, комунальну інфраструктуру. Таке високе антропогенне навантаження значно впливає на екологічний стан вод ПнЗШ ЧМ і проявляється у збагаченні морських вод органічними та мінеральними речовинами, у тому числі біогенними елементами (БЕ) та токсичними ЗР. Тільки з водами р. Дунай надходження у море мінеральних форм азоту у середньому складає біля $180 \cdot 10^3$ т/рік.

В результаті збільшення концентрації поживних біогенних речовин і надмірного розвитку фітопланктону, виникають несприятливі і згубні процеси пов'язані з евтрофікацією морських вод. Вони викликають "цвітіння" води і зменшення її прозорості, розвиток під пікноклином і в придонних шарах шельфової зони в теплий період року великих зон гіпоксії і аноксії, що призводить до замору і загибелі придонних і донних організмів. Крупні за масштабами явища гіпоксії і замору донних організмів, як результат евтрофікації, спостерігались з початку 70-х років минулого сторіччя на великих площах північно-західного шельфу Чорного моря. При цьому внаслідок гіпоксії в цей період на кожному квадратному кілометрі дна гинуло від 100 до 200 т водних організмів, у тому числі 10 - 15 т промислових і непромислових риб дорослої і молодої особі [3].

Дослідження останнього десятиріччя вказують на слабку тенденцію деякого поліпшення стану екосистеми ПнЗШ ЧМ [4,5]. Однак високий рівень евтрофованості вод та природні коливання в сучасних умовах епізодично викликають масове цвітіння сине-зеленої водорості. Якщо раніше ці процеси спостерігались традиційно у зонах впливу річок та промислових магаполюсів, то в останні роки вони охоплювали значну частину ПнЗШ ЧМ. Так у 2010 р. у липні масове цвітіння сине-зеленої водорості *Nodularia spumigena* спостерігалось на великій площі ПнЗШ ЧМ охоплюючи прибережну і відкриту частину шельфу від Одеської затоки і далі розповсюджуючись к півдню до Затоки і подалі до зони устя Дунаю [6,7]. Проблеми евтрофікації, які виникли у зв'язку з підвищенням рівня антропогенного навантаження у минулому столітті зберігають свою актуальність і в сучасних умовах. Серед усіх антропогенних порушень

евтрофікація, згідно Конвенції по захисту Чорного моря, є найбільш сильним негативним чинником, що впливає на екосистему Чорного моря і, в першу чергу, екосистему ПнЗШ ЧМ. Тому дослідження впливу природних кліматичних і антропогенних факторів на процеси евтрофікації, виявлення закономірностей і тенденцій евтрофїкації вод ПнЗШ ЧМ є одним з важливих і актуальних екологічних завдань спрямованих на виконання Загальнодержавної програми охорони і відродження природного середовища Чорного і Азовського морів [8].

1 ФІЗИКО ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ШЕЛЬФУ ЧОРНОГО МОРЯ

Північно-західний шельф Чорного моря є велике мілководдя Чорного моря, яке простягається на північ від 45° пн. ш. У цій частині моря ширина шельфу досягає максимальних для Чорного моря значень - 200 км (уздовж меридіана 31 сх. д.). На заході берегова лінія порізана мало, тоді як східна має велику кількість заток, лагун, мисів, значну частину яких займає довга Тендрівська коса і о. Джарилгач. Північно-західна шельфова зона охоплює південний край Східно – Європейської палеозойської і епіпалеозойської Скіфської платформи, має слабкий ухил (5-8°) і полого рівнинний абразійно-акумулятивний рельєф. Глибини плавно збільшуються до півдня. Середня глибина шельфу складає 47,3 м. Найбільш високі значення градієнту глибини визначаються від Одеси на південний схід. На згладженому рельєфі шельфу гарно визначаються підводні продовження долин річок Дуня, Дністра, Дніпра, Південного Бугу. На ПнЗШ ЧМ є два малих острова – Зміїний і Березань і дві банки – Одеська і Дністровська. За даними [10], площа ПнЗШ ЧМ на північ від 45 ° пн. ш. складає 49334 км^2, а об'єм вод 2334 км^3. Берег моря від дельти Дунаю до Севастопольської бухти не високий, не перевищує 10 м на півдні і підвищується до 40-50 м на півночі.

1.1 Клімат ПнЗШ ЧМ

Основні риси клімату ПнЗШ ЧМ визначаються його географічним положенням і загальною циркуляцією атмосфери. ПнЗШ ЧМ відноситься до помірного кліматичного поясу і помірного типу клімату з переважанням циклонічного типу циркуляції помірних (континентальних і морських) повітряних мас. Циклонічна діяльність підсилює меридіональний обмін повітряних мас на морем. У зв'язку з цим різко зростає роль адвекції, безпосереднім результатом якої є велика часова і просторова мінливість в цій частині моря всіх метеорологічних характеристик і погоди в цілому. Циклонічна діяльність обумовлює зволоження фронтальними опадами, особливо в холодний період року.

Взимку при переважанні циклонічного типу циркуляції помірних повітряних мас ПнЗШ ЧМ знаходиться під значним впливом відрогу азіатського антициклона. При розповсюдженні його на схід європейської частини на ПнЗШ ЧМ виникають стійки північно-східні вітри, які приносять холодне і відносно сухе континентальне повітря помірних широт. При цьому знижується температура повітря, місцями визначаються часті опади. Ослаблення відрогу азіатського антициклону приводе до розвитку циклонічної діяльності. З циклонами на ПнЗШ ЧМ поступає морське повітря

з Атлантичного океану, яке обумовлює опади, підвищення температури повітря, шквальні вітри. Нерідко взимку з південно-західними вітрами приноситься з басейну Середземного моря тропічне тепле повітря, з підвищеним вмістом вологи.

Циркуляція атмосфери є головним фактором обміну повітряних мас над ПнЗШ ЧМ. Вона ускладнює просту, на перший погляд, схему широтних змін клімату над морем. За виконаною типізацією синоптичних процесів виділяють сім основних типів синоптичних процесів [10]. Вони відповідають основним напрямкам вітрових потоків над морем: північно-східний, східний, південно-східний, південно-західний, західний, північно-західний, північний. Південні вітри включені до південно-західного типу. Найбільшу повторюваність над Чорним морем в цілому за рік складають типи північно-східний 13% і південно-західний 11%. На інші типи синоптичних процесів приходиться від 3% до 8%. У сумі на типові синоптичні процеси приходиться 48%, а 52% складають мало градієнтні баричні поля.

Поля вітру північно-східного типу формуються на південно-східній периферії великого антициклону, центр якого, як правило, розташовується над західними районами центральної європейської частини. Один із відрогів антициклону розповсюджується на Балканський півострів. У південно-східній частині Чорного моря при цьому розвивається циклонічна діяльність або спостерігається понижений тиск. Цей тип синоптичних процесів характеризується порушенням зонального переносу у нижньому шарі тропосфери. При адвекції холодних мас повітря з півночі відбувається активізація циклонічної діяльності з виходом окремих циклонів на південний-схід Чорного моря. Проходження їх по морю супроводжується сильними східними і північно-східними вітрами на ПнЗШ ЧМ у районі Євпаторії і західного берегу Криму. Літом північно-східні вітри спостерігаються порівняно рідко. Це відноситься до сильних вітрів з швидкістю 15-20 м/с яких не буває з липня по серпень.

При південно-західному типі розвитку циклонічної діяльності улоговина з Балтійського моря спрямована на Балкани. При розвитку в цій улоговині поблизу Чорного моря окремих циклонів виникають сильні південні і південно-західні вітри. Найбільша швидкість вітру спостерігається у західних берегів Криму. Дуже сильні вітри (>15 м/с) спостерігаються приблизно 1 раз у рік в період з листопада по квітень. В теплий період року південно-західний шторм з швидкістю вітру більш 15 м/с спостерігається всього 1 раз у 10 років.

Північний тип синоптичних процесів характеризується великим антициклоном, який охоплює західну Європу і Скандинавський півострів при розвитку циклонічної діяльності над Кавказом та Каспійським морем. Найбільш сильні північні вітри спостерігаються при швидкому вторгненні з Балкан антициклону або його відрогу. В цих випадках на заході ПнЗШ ЧМ спостерігається інтенсивне підвищення тиску (біля 3-5 гПа за 3 години). Північні вітри виникають у всі сезони, в середньому по 2-4 рази на місяць в теплий період року і 4-6 рази у холодний. Повторюваність цього типу

процесів складає 8 % від сумарної повторюваності типів.

Циклонічний тип синоптичних процесів виникає при зміщенні циклонів, частіше усього з Середземного моря, на центральну частину Чорного моря. Над центральною частиною Європи в цих випадках розташовується антициклон. Тому найбільш потужні вітри східного напрямку спостерігаються на півночі ПнЗШ ЧМ.

З повітряними потоками, обумовленими типами синоптичних процесів, надходять різні повітряні маси: континентальні полярні і морські полярні, тропічні і арктичні. Найбільш часто на ПнЗШ ЧМ знаходиться континентальне полярне повітря, повторюваність якого в середньому за рік складає 185 діб (51%). Друге місто по частоті надходження займає тропічне повітря, на долю якого припадає біля 87 діб (22%). Менш усього на ПнЗШ ЧМ надходить арктичне повітря, в середньому за рік воно спостерігається приблизно біля 43 діб (12%). Повторюваність тропічних мас повітря переважає влітку (17 діб у липні), а континентальних полярних мас повітря - взимку (20 діб у грудні і 20 у січні).

Зимою континентальне полярне повітря вторгається на ПнЗШ ЧМ з холодними, потужними, доходячи до штормових, північно-східними вітрами. Його входження на відносно тепле море викликає різке похолодання, охоплюючи всю частину ПнЗШ ЧМ, і в зимовий період супроводжується рясними опадами. Ці процеси досягають максимуму у січні і лютому.

Морське полярне повітря входить до ПнЗШ ЧМ з Атлантичного океану. Його повторюваність від року до року змінюється у широких межах, від 25-30 діб до 70 діб і більш у окремі роки. Надходження морського полярного повітря пов’язано з циклонічною діяльністю. Літом при його вторгненні температура повітря знижується, але не значно, а взимку знижується до 0^{o}С.

Морське тропічне повітря частіше всього входе на ПнЗШ ЧМ з дуже сильними південно-західними потоками з Середземного моря і супроводжується нестійкою погодою з сильними північно-західними і західними вітрами. Літом його температура декілька вище континентального полярного повітря яке приходе з нагрітої суші. Взимку тропічне повітря викликає значне потепління.

Континентальне тропічне повітря дуже сухе. Його входження на ПнЗШ ЧМ дуже рідке, короткострокове і супроводжується північно-східними вітрами, створює явище суховію.

Арктичне повітря спостерігається над ПнЗШ ЧМ порівняно рідко, у середньому біля 40 діб у рік і залежно від району формування розділяється на морське і континентальне. Повторюваність його на протязі року маже однакова, однак відповідно особливостям циркуляції розподілення по сезонах має різницю. В тепле півріччя переважає морське арктичне повітря, а в холодне півріччя – континентальне арктичне повітря. Взимку входження морського арктичного повітря супроводжується шквальним снігом, а температура повітря знижується до 0^{o}С і інколи до -10^{o}С. Континентальне арктичне повітря сухе, має значну прозорість. Взимку при його входженні

температура повітря опускається нижче нуля, а при сильно розвинутої адвекції досягає -20°С. У тепле півріччя також спостерігається значне зниження температури, але не виявляє ризького характеру як взимку. У зимові місяці при сильних північно-східних вітрах виникають жорстокі шторми і явище паріння моря.

Таким чином, найбільш часте різке похолодання на ПнЗШ ЧМ спостерігається при встановленні північного, північно-східного і північно-західного типів синоптичних процесів, а потепління при встановленні південно-східних і південно-західних типів.

Літом значна інсоляція над морем сприяє інтенсивної трансформації повітряних мас, протікає вона значно скоріше ніж зимове охолодження. Це приводе к зростанню ролі радіаційного фактору в формуванні погоди і зменшенню умов її мінливості в цей період року. Переважним є антициклонічний тип циркуляції повітряних мас. В цей період сюди розповсюджується відріг азорського антициклону, який обумовлює стійку ясну і теплу погоду. Кількість атмосферних опадів значно змінюється між роками. Сухі роки чергуються з роками достатнього зволоження.

Сонячна радіація є головним кліматоутворюючим чинником і джерелом теплової енергії майже для всіх природних процесів, які відбуваються у морі. У річному ході максимум місячних сум сумарної радіації і прямої сонячної радіації на горизонтальну поверхню припадає на липень, а мінімум на грудень. У період з листопада по лютий вклад прямої радіації відносно сумарної складає 30-37%, а з березня по жовтень 45-68%. За даними гідрометеорологічної станції Одеса річна сума сонячної радіації складає 4906 МДж/м^2 [10]. Мінімальна місячна сума 100 МДж/м^2 припадає на грудень, а максимум спостерігається у липні 758 МДж/м^2. Радіаційний баланс на поверхні ПнЗШ ЧМ в цілому на протязі всього року додатній. Від'ємні значення радіаційного балансу спостерігаються тільки на півночі ПнЗШ ЧМ у грудні. В середньому за рік радіаційний баланс на ПнЗШ ЧМ складає 2225-2240 МДж/м^2. Однак зовнішній тепловий баланс вод ПнЗШ ЧМ від'ємний у зв'язку з великими витратами тепла за рахунок контактного теплообміну з атмосферою і витрат тепла на випарювання, які досягають у районі мису Тарханкут, відповідно - 1100 МДж/м^2 і - 3000 МДж/м^2. Зовнішній тепловий баланс поверхні вод ПнЗШ ЧМ за рік складає приблизно - 500 МДж/м^2 на заході ПнЗШ ЧМ і -1700 МДж/м^2 на його сході [11]. Таке просторове розподілення теплового балансу тісно пов'язано з розподілом швидкості вітру на ПнЗШ ЧМ.

Особливості радіаційного режиму і циркуляція повітряних мас на акваторії ПнЗШ ЧМ визначають режим температури повітря і зволоження. Середня температура повітря в січні на ПнЗШ ЧМ складає -2 – 3°С. Абсолютний мінімум температури повітря на півночі ПнЗШ ЧМ досягає -30 °С. Середня температура повітря в липні 22 °С, а найвища 27 °С. Кількість опадів на ПнЗШ ЧМ складає 300-500 мм у рік.

1.2 Особливості гідрологічного стану вод ПнЗШ ЧМ

Гідрологічний режим вод ПнЗШ ЧМ, як і взагалі всіх областей Світового

океану, формується під впливом сукупності зовнішніх факторів, а саме [12]:

- географічне положення, найбільш істотною характеристикою якого є широта;
- кліматичні умови і пов’язані з ними сезонні коливання атмосферної циркуляції ;
- водно-сольовий баланс (основними складовими якого є материковий стік, опади і водообмін із глибоководною частиною Чорного моря);
- орографічні умови;
- різні динамічні фактори (течії, хвилювання, вітрові згони і нагони).

Режим температури води ПнЗШ ЧМ визначається географічним положенням району і залежить від співвідношення складових теплового балансу. В цілому зовнішній тепловий баланс вод ПнЗШ ЧМ від’ємний. Найбільші втрати тепла відзначаються в його східній частині поблизу мису Тарханкут, у Каркінітській і Каламітській затоках. Це пов’язано зі значними витратами тепла з поверхні моря в результаті ефективного випромінювання, контактного теплообміну з атмосферою і випаровування [10]. У цій області спостерігаються, як правило, найбільші швидкості вітру, обумовлені особливостями розвитку циклогенезу і морфометрії даного регіону [13].

На умови режиму температури води ПнЗШ ЧМ також впливають регіональні особливості: вітровий режим і адвекція вод, мілководність шельфової зони, наявність річкового стоку. Режим температури води мілководної шельфової зони відрізняється від режиму глибоководних районів моря більш інтенсивними процесами прогрівання й охолодження вод у теплі і холодні періоди року. Процеси адвекції тепла і холоду на шельфі, викликані як вітром, так і стоком річок, які впливають на формування температурного режиму вод ПнЗШ ЧМ.

За рахунок мілководності ПнЗШ ЧМ вся область відноситься до діяльної структурної зони, в якій спостерігаються стійкі вертикальні і горизонтальні сезонні зміни поля температури води [10]. Найбільшій сезонній мінливості піддається поверхневий шар 0-30 м, а найбільш інтенсивно сезонні коливання згасають у шарі 30-50 м, де їхній розмах щодо горизонту 0 м змінюється від 68 до 23 %.

В цілому, за характеристиками мінливості вертикальної і горизонтальної структури температури води, діяльний шар ПнЗШ ЧМ можна розділити на два характерних підшари з умовним розділом на горизонті 50 м [10]. Перший – з переважним вертикальним обміном тепла, що включає структури верхнього квазіоднорідного шару і термоклину. Другий – з переважною горизонтальною ізопікнічною адвекцією вод, що формує в зимовий період характеристики холодного проміжного шару (ХПШ).

Середня багаторічна температура поверхневого шару води ПнЗШ ЧМ (15,2°С) обумовлена тепловим балансом вод даного регіону. Мінусова температура води формується в холодні зими протягом січня-березня на півночі шельфу, вздовж Тендрівської коси, у Каркінітській затоці, на пригирловому узмор'ї Дунаю і у Жебриянській бухті. Максимальне прогрівання поверхневих вод припадає на червень-серпень. Максимальні значення температури води поверхневого шару ПнЗШ ЧМ у серпні 2010 р. досягали 30,8°С. Інтенсивне прогрівання поверхневих вод обумовлюється як підвищеним радіаційним режимом (малохмарною погодою), так і слабким вітровим перемішуванням при підвищеній стратифікації вод за рахунок солоності, насамперед, західних районів шельфу. У середньому амплітуда сезонних коливань температури води в поверхневому шарі ПнЗШ ЧМ перевищує 20°С. Найменша амплітуда сезонних коливань спостерігається в Каламітській затоці (15,5°С), що пов'язано як з адвекцією тепла кримським потоком основної чорноморської течії, так і з потоком тепла з глибинних шарів у зимовий період.

Середнє квадратичне відхилення температури води поверхневого шару для ПнЗШ ЧМ складає 7,3°С. З глибиною в результаті ослабленого вертикального турбулентного обміну теплом, за рахунок підвищеної галінної стратифікації середня температура швидко зменшується. В шарі 30-100 м середня температура води знаходиться в діапазоні 7-8°С. Мінімум температури води, обумовлений зимовим формуванням ХПШ, розташовується на шельфі в середньому на глибині 75 м. Температура води ХПШ змінюється в діапазоні 6,0-8,8°С [14].

У зимовий період розподіл температури поверхневого шару має найбільш яскраво виражену зональну структуру. Мінімальні значення температури води спостерігаються в північних мілководних районах ПнЗШ ЧМ. Абсолютний мінімум з мінусовим значенням середньої температури води відзначений в Каркінітській затоці. Такий розподіл температури води пояснюється умовами радіаційного балансу зимового періоду [10] і відсутністю потоку тепла з глибин на мілководді. Область найбільш теплих вод формується в південній частині Каламітської затоки. У результаті великого теплового запасу глибоководної частини моря підвищена температура поверхневого шару води в південно-східній частині ПнЗШ ЧМ зберігається протягом усього зимового періоду. Вертикальний розподіл температури води у всіх районах шельфу в зимовий період практично ідентичний. Зимовий вертикальний розподіл температури характеризується її зростанням з глибиною. Регіональні відмінності полягають тільки в абсолютній величині температури верхнього шару. Для північних мілководних районів шельфу характерні низькі значення температури води, пов'язані з інтенсивним вихолоджуванням всього шару 0-20 м. Тут формується структура з однорідною температурою усього шару з підвищенням її поблизу дна. У дунайському районі в результаті високої стратифікації густини біля дна відзначається інверсійний прошарок з температурою до 6°С. В мілководних районах у лютому спостерігається

мінімум температури на горизонті 10 м. В центральних і більш глибоководних районах ПнЗШ ЧМ спостерігається монотонне підвищення температури води з глибиною. Найбільшому вихолоджуванню в зимовий період піддається шар 0-10 м, у якому відзначається однорідний розподіл температури води. Зимове вихолоджування вод на ПнЗШ ЧМ досягає глибин 70-80 м, в результаті чого на цих глибинах формується ХПШ.

У весняний період, завдяки радіаційному режиму, підвищення температури поверхневого шару води ПнЗШ ЧМ відзначається вже в березні. Найбільш інтенсивно поверхневий шар прогрівається в мілководних районах і в зонах поширення трансформованих вод річкового стоку. Підвищені значення температури поверхневого шару води, більші за 16,5°С, у травні визначаються в районі стоку Дунаю й в Одеській затоці. Мінімум температури, менше 13,5°С, формується в районі Дніпровського лиману в результаті адвекції холоду [10] водами річок Дніпро і Південний Буг, водозбори яких розташовані значно північніше від гирлової зони. В цілому, у весняний період води західної частини ПнЗШ ЧМ прогріваються більш інтенсивно, ніж східної. Розмах коливань температури від південного заходу до північного сходу перевищує в травні 3°С, оскільки термоклин у весняний період розташовується близько до поверхні і легко руйнується вітровим перемішуванням. Поле температури в цей період дуже мінливе і може значно відрізнятися від середнього багаторічного. Весняний період характеризується інтенсивним прогріванням вод і формуванням сезонного термоклину в шарі 0-20 м. Вертикальна структура температури води навесні має вже зворотний хід і зменшується з глибиною. Регіональні особливості температурного режиму вод ПнЗШ ЧМ весняного періоду (травень) полягають у більш інтенсивному прогріванні поверхневого шару районів які знаходяться під впливом прісного стоку, який обумовлює тут підвищену стратифікацію за рахунок солоності і відповідно підвищену стратифікацію густини. Найбільш інтенсивно прогрівається поверхневий шар 0-10 м, в результаті чого під цим шаром формується сезонний термоклин. Середня температура води в цих районах на поверхні в травні перевищує 15,5°С. У придонному шарі (20-30 м) температура води знаходиться в інтервалі 6-7°С. У центральних і східних районах ПнЗШ ЧМ температура на поверхні приблизно на 2°С нижче ніж у західних районах, що пов’язано з меншою стійкістю густини вод і більш інтенсивним потоком тепла в глибинні шари. Тому температура води на горизонті 20 м у цих районах в травні підвищується до 10-12°С [14].

У літній період (до серпня) води прогріваються до 24°С, а за даними останніх років середня місячна температура води у серпні 2010 р. досягала 26,5°С. Максимальні значення температури поверхневого шару спостерігаються в центральній і південно-західній частині ПнЗШ ЧМ, а мінімальні, у відповідності з радіаційним режимом [10], у північних районах. Знижені значення температури води в Одеській і Каламітській затоках у цей період обумовлені частими згінними вітрами (північно-західними в Одеському регіоні і північно-східними та східними в районі Криму [10,14]), які спричиняють прибережні апвелінги і потоки холоду з глибинних шарів.

Просторова мінливість температури влітку в середньому не перевищує 2,5°С. Літній період характеризується значним прогріванням поверхневих вод і загостренням сезонного термоклину в шарі 20-30 м. Характеристики температури глибинних шарів відносно весняного періоду змінюються незначно. Це обумовлено підвищеною галінною стратифікацією вод шельфу, що перешкоджає потоку тепла в глибинні шари [10]. Вертикальна структура температури води літнього періоду характеризується добре вираженим верхнім однорідним шаром (0-10 м) і сформованим сезонним термоклином у шарі 10-30 м. У районах із підвищеною стратифікацією вод, обумовлених річковим стоком, термоклин розташовується в шарі 10-20 м.

Вихолоджування поверхневого шару вод ПнЗШ ЧМ починається вже у вересні. Найбільш інтенсивне охолодження вод протікає в мілководних районах: у зоні Тендрівської коси і Каркінітської затоки. До листопада температура води поверхневого шару тут знижується до 8°С. Область з відносно підвищеними значеннями температури води (більше 13°С) у листопаді зберігалася на південному-заході ПнЗШ ЧМ. Розмах просторових змін температури в листопаді перевищує 5°С. Осіння структура характеризується вихолоджуванням поверхневого шару і формуванням у результаті вертикальної конвекції вод однорідної температури переважно в шарі 0-20 м. Максимум температури води в цей період спостерігається в середньому на глибині 30 м. [14].

В міру охолодження горизонтальна неоднорідність вод збільшується і у лютому перевищує 7°С. Екстремальні значення температури води в зимовий період формуються на мілководді Каркінітської (мінімум) і в південній частині Каламітської (максимум) заток. На півночі Каламітської затоки в цей період у полі температури води формується високоградієнтна фронтальна зона.

Режим солоності води ПнЗШ ЧМ визначається як атмосферними факторами взаємодії з поверхнею моря (потоки кількості руху, вологи і солей), так і регіональними локалізованими на бічних межах (стік річок, водообмін і відповідно пов’язаний з ним солеобмін, рельєф дна) [10]. Великий вплив на розподіл солоності вод ПнЗШ ЧМ чинять джерела опріснення: річки Дунай, Дністер, Дніпро і Південний Буг, сумарний стік яких у середньому складає 252,5 км^3 на рік. Вертикальна структура солоності вод Чорного моря формується в результаті вертикального і горизонтального перемішування вод прісного стоку (переважно річковий стік і опади) з високо солоними середземноморськими водами, що надходять у Чорне море з нижньою босфорською течією. ПнЗШ ЧМ є активною областю взаємодії вод річкового стоку з водами відкритого моря. Вертикальна галінна структура на ПнЗШ ЧМ характеризується підвищенням солоності вод до дна.

Середня солоність вод поверхневого шару ПнЗШ ЧМ складає 15,89 ‰. Розмах коливань солоності поверхневого шару перевищує 15,7 ‰ з мінімумом солоності 2,98 ‰ у пригирловій області Дунаю і максимумом солоності 18,7 ‰ у Каламітській затоці. Розмах коливань солоності з

глибиною зменшується за рахунок змішування поверхневих вод з більш солоними водами нижче розташованих горизонтів з більшими об'ємами.

У результаті наявності річкового стоку на ПнЗШ ЧМ у поверхневому шарі 0-10 м присутній верхній галоклин. Середній вертикальний градієнт солоності тут складає 0,115 ‰ $м^{-1}$. Вплив річкового стоку і загострення верхнього галоклину найбільш виражені в дунайському районі де середній градієнт солоності вод шару 0-10 м складає 0,231 ‰ $м^{-1}$. У дніпро-бузькому і дністровському районах у зв'язку з наявністю лиманів, у яких відбувається попереднє змішування річкових і морських вод, середні вертикальні градієнти солоності знижувалися до 0,154 і 0,103 ‰ $м^{-1}$ відповідно [14].

Мінімум вертикальних градієнтів у галінній структурі вод ПнЗШ ЧМ спостерігається в шарі 30-50 м. За даними середніх значень вертикальний градієнт солоності в цьому шарі складає 0,011 ‰ $м^{-1}$.

Другий максимум вертикальних градієнтів солоності вод (0,02 ‰$м^{-1}$) спостерігається в шарі 75-100 м і визначає положення постійного галоклину в структурі чорноморських вод [15]. Наявність постійного галоклину обумовлена осінньо-зимовою конвекцією вод і формуванням у цей період однорідного поверхневого шару відносно зниженої солоності. Положення галоклину залежить від умов зимового періоду і відповідно глибини конвекції вод. У цьому шарі зростає і горизонтальна неоднорідність солоності, що значною мірою залежить від вертикального градієнта солоності і горизонтальної циркуляції вод [10].

Річний хід солоності води на ПнЗШ ЧМ визначається бюджетом прісних і солоних вод, інтенсивністю вертикального турбулентного обміну і циркуляцією вод. В міру віддалення від поверхні моря і джерел прісних вод змінюється відносний внесок перерахованих факторів [12]. У більш глибоких шарах, вже на горизонті 10 м, значну роль відіграє вертикальний турбулентний обмін. Досягнення екстремумів у річному ході солоності визначається суперпозицією коливань річкового стоку, атмосферних опадів, випарування й інтенсивності перемішування з нижче розташованими шарами. Амплітуда річного ходу солоності вод на поверхні убуває в міру віддалення від джерел розпріснення, при цьому спостерігається і фазовий зсув в досягненні екстремальних значень. Максимальна амплітуда річних коливань (4,7 ‰) за даними середніх місячних значень солоності визначається в дунайському районі. У дніпро-бузькому і дністровському районах вона складає 3,4 ‰ і знижується до 0,8-1,0 ‰ при віддаленні від гирлових зон річок.

Максимум у річному ході солоності ПнЗШ ЧМ спостерігається в зимовий період і обумовлюється розвинутою конвекцією вод [16], однак по районах усередині сезону відзначається його зсув. У дніпро-бузькому і дністровському районах максимум солоності спостерігається в січні, в дунайському – у лютому, а в інших районах ПнЗШ ЧМ – у березні. Це пов'язано з глибиною місця, часом досягнення найбільшої глибини конвекції і залученням солоних глибинних вод у процеси вертикального обміну.

Мінімуми в річному ході солоності на поверхні в районах зі стоком річок припадають на період весняного паводка. У діпро-бузькому районі - на квітень, а в дністровському і дунайському районах – на травень. В інших районах ПнЗШ ЧМ мінімальний солевміст поверхневих вод спостерігається в серпні, що пов'язано з часом добігання хвилі розпріснення [10]. У значній мірі це обумовлено вітровим режимом і горизонтальним турбулентним обміном та змішуванням вод. У районах зі стоком річок у річному ході солоності спостерігається другий мінімум, який припадає на осіннє збільшення стоку.

На горизонті 100 м у шарі постійного галоклину мінімум (18,23 ‰) у річному ході солоності води спостерігається в зимовий період, при досягненні максимальної глибини конвекції. Максимум солевмісту (19,80 ‰) припадає на літній період (липень). Підвищення солоності в літній період пов'язано з циркуляційними процесами і підйомом постійного галоклину [15]. В цілому річний хід солоності на горизонті 100 м збігається з річним ходом температури води.

У зимовий період (лютий) спостерігається максимальний солевміст вод поверхневого шару ПнЗШ ЧМ. Води із солоністю більше 18 ‰ у лютому заповнюють південно-східну частину ПнЗШ ЧМ. Мінімальні значення солоності води, менше 16 ‰, у цей період спостерігалися у великій пригирловій зоні Дунаю й у північній частині ПнЗШ ЧМ – у зоні поширення вод дніпро-бузького стоку. Вплив дністровського стоку в цей період виражено слабо.

У весняний період (у травні), в зв'язку з паводковим стоком річок, у північній і західній частині ПнЗШ ЧМ у поверхневому шарі формується фронтальна зона. Мінімум солоності спостерігається в цей період на Дунайському гирловому узмор'ї і в Жебриянській бухті (менше 11 ‰). Збільшення вертикальної стійкості вод, пов'язаної з прісним стоком і з весняним прогрівом поверхневих шарів, створює сприятливі умови для інтенсифікації горизонтальної дифузії і розпріснення поверхневого шару вод ПнЗШ ЧМ. Води із солоністю більше 18 ‰ у цей період на поверхні відзначалися тільки в області Каламітської затоки [14].

Літній період характеризується подальшим поширенням хвилі опріснення на південний схід і згладжуванням поля солоності ПнЗШ ЧМ. У серпні солоність вод ПнЗШ ЧМ скрізь менше 18 ‰. Однак просторова структура солоності вод у цілому не змінюється. Води із солоністю менше 15,5 ‰ займають у цей період велику пригирлову зону Дунаю і північну область, яка знаходилася під впливом дніпро-бузького стоку [14]. Мінімум середньої місячної солоності (менше 14 ‰) спостерігається безпосередньо в районі Старостамбульского і Сулинського гирла Дунаю.

В осінній період у зв'язку з розвитком осінньої вертикальної конвекції вод і ерозією верхнього галоклину зростає потік солей до поверхні моря [10]. Найбільш помітно збільшення солоності на поверхні в цей період у східних областях ПнЗШ ЧМ, де галінна стійкість вод відносно знижена. Підвищення солоності поверхневих вод (більше 18 ‰) визначається в південній частині

Каламітської затоки, чому сприяють у цей період року часто повторювані північно-східні вітри [10, 14], які чинять умови апвелінгу вод. В областях з підвищеною стійкістю, обумовленою стоком річок, значних відмінностей від літнього періоду не спостерігається.

1.3 Особливості гідрохімічного стану вод ПнЗШ ЧМ

Гідрохімічний режим моря визначається впливом як зовнішніх, так і внутрішніх

факторів. Можна виділити наступні узагальнені фактори формування гідрохімічного режиму ПнЗШ ЧМ:

- гідрологічний режим (насамперед, мінливість температурних і гідродинамічних умов);
- хімічний баланс (основними складовими якого є: сумарний материковий стік хімічних елементів; обмін хімічними елементами на межах фізичних середовищ: море-атмосфера, море-суша, вода-донні відклади; водообмін між ПнЗШ ЧМ і глибоководною частиною моря);
- внутрішньосистемні хімічні і біохімічні процеси (які, в цілому, піддаються, впливу гідрологічного режиму, а в окремих випадках протікають із прямою участю сонячної радіації);
- антропогенне забруднення – безпосереднє (від берегових і морських точкових джерел забруднення) і опосередковане (з материковим і атмосферним стоком).

Зміни гідрохімічних умов у ПнЗШ ЧМ, які відбувалися в останні десятиліття минулого сторіччя, пов’язані, насамперед, зі змінами річкового стоку. Збільшення стоку біогенних речовин і зміна їхнього якісного складу призвели до різкого зростанню евтрофікації шельфових вод, що спричинило істотні зміни в гідрохімічному режимі й в екосистемі у цілому [1,2].

Особливості просторового розподілу гідрохімічних характеристик і, зокрема БЕ, визначаються дією трьох головних факторів: сезоном, гідрологічною ситуацією та антропогенним впливом. Антропогенний вплив на хімічний склад морської води, або, що те ж саме, антропогенне забруднення морського середовища, є фактором прямої дії, а інші два фактори діють опосередковано. Суть впливу гідрологічної ситуації на гідрохімічні характеристики вод полягає у тому, що вона визначає умови масообміну у водному середовищі. Вплив сезонного фактора на хімічний склад морських вод реалізується через зміни інтенсивності процесів продукції-деструкції органічної речовини у зв’язку із сезонними змінами температури та сонячної радіації.

Вміст розчиненого у воді кисню – один з найважливіших показників якості морського середовища. Його розподіл і мінливість залежать, в основному, від температури води і повітря, величини річкового стоку, кількості біогенних речовин (ступеня евтрофікації вод), вертикальної густини стратифікації, спрямованості й інтенсивності біохімічних процесів,

вертикальної і горизонтальної циркуляції і деяких інших факторів. У водах ПнЗШ ЧМ вміст розчиненого кисню змінюється в широких межах.

За характером мінливості горизонтальної і вертикальної структури можна виділити два шари з максимальними градієнтами мінливості концентрацій кисню: для мілководних районів – поверхневий і придонний шари, для глибоководних районів – поверхневий, який включає квазіоднорідний поверхневий шар до 50 м, і нижче розташований лежачий шар. Максимальна мінливість величини концентрацій кисню спостерігається в діяльному шарі вод 0-30 м. В цьому шарі спостерігається максимальний розмах величин концентрацій кисню: від 0,00 до 17.94 мг/дм^3 (0,0 – 231 % насичення). У шарі 50-100 м коливання концентрацій кисню згасають, варіюючи в межах від 1,32 до 11,31 мг/дм^3 (30 – 103 % насичення) [14].

Середній вміст розчиненого кисню в поверхневому шарі води, на горизонті 0 м за даними [14] знаходиться в діапазоні концентрацій: 9,20-10,46 мг/дм^3 з середнім значенням 9,56 мг/дм^3 (103,4 % насичення). Екстремальні величини концентрацій розчиненого кисню спостерігаються в пригирлових районах. Максимальні величини концентрацій для дунайського, дністровського і дніпро-бузького районів складають 17,64, 16,89 і 17,00 мг/дм^3, відповідно, а мінімальні – 4,58, 5,24 і 4,28 мг/дм^3. Пересичення киснем поверхневих вод цих районів у період 1990-2005 було надзвичайно високе: 231,1, 193,2 і 179,0% відповідно. У період 1960-1985 рр. за даними [3] максимальні величини насичення вод киснем, виявлені в дніпро-бузькому районі, не перевищували 166 %. Усе це відповідає ознакам високого ступеня евтрофікації вод цих районів, що підтверджується даними [17,18].

При віддаленні від районів впливу річок вміст кисню зменшується. У мористих районах діапазон змін концентрацій розчиненого кисню складає 7,44 – 13,46 мг/дм^3, у Каркініський затоці 7,65 – 13,01 мг/дм^3. Насичення вод киснем у цих мористих районах не набагато перевищує 100 %. Максимум насиченості води киснем, як і в попередні роки [3], визначається у пригирлових районах з максимальними значеннями концентрацій біогенних речовин і мінімальною солоністю.

З глибиною концентрація кисню зменшується и на горизонті 20 м середня багаторічна концентрація кисню для ПнЗШ ЧМ складала 8,34 мг/дм^3, варіюючи в діапазоні 0,0-13,83 мг/дм^3. Мінливість величин концентрацій кисню на глибині особливо велика в пригирлових районах 0,0-13,47 мг/дм^3. В пригирлових районах також мали місце нульові значення кисню, характерні для придонних гіпоксійних й аноксійних явищ. Вміст кисню в цих районах нижче (середні значення 6,85-7,28 мг/дм^3), ніж в інших районах шельфу, що обумовлено більш інтенсивним біохімічним споживанням кисню при підвищеному рівні вмісту біогенних і органічних речовин [14]. На горизонтах 30-50 м на ПнЗШ ЧМ визначалось в середньому багаторічному декілька підвищення кисню 8,78- 9,07 мг/дм^3, відносно горизонтів 10-20 м, при діапазоні коливань 0,14-12,58 мг/дм^3. Починаючи з глибини 75 м, вміст кисню в мористих районах значно зменшується. Діапазон концентрації кисню на глибині 100 м варіює в межах від 1,32 до 9,30 мг/дм^3. Однак,

максимальна величина вмісту кисню (до 9,30 мг/дм^3) досить висока, внаслідок ймовірного зимового опускання поверхневих вод на значну глибину. На глибині 100 м у Каламітській затоці середній багаторічний вміст кисню складав 6,73 мг/дм^3.

Взимку (січень – березень) вміст кисню найбільший по всій акваторії і у всій товщі вод, куди проникає зимова конвекція, наростаючи з січня по березень в пригирлових районах (дунайському і дніпро-бузькому). В поверхневих водах пригирлових районів діапазон мінливості розчиненого кисню достатньо широкий – 8,84-17,00 мг/дм^3 (85,6 – 137,8 % насичення), у мористих районах він менший – 9,86-13,46 мг/дм^3 (87,0 – 110,5 % насичення) [14]. Високі значення відсотка насичення киснем для зимового періоду відзначаються в поверхневих водах пригирлових районів шельфу: дніпро-бузькому – 137,8 % і дунайському – 133,3 %, що свідчить про наявність фотосинтетичних процесів. У мористих районах шельфу насиченість поверхневих вод киснем значно нижче: 89,5 – 119,5 %. З глибиною діапазон мінливості абсолютного вмісту кисню і його насиченості дещо зменшується як у пригирлових, так і у мористих районах шельфу. Аномально низькими значеннями вмісту кисню в зимовий період (січень) на глибинах, починаючи з 10 м, відзначалися у теплу зиму 2005 р. у дунайському районі. Мінімальні значення вмісту кисню (4,01 мг/дм^3, 39 % насичення) відзначені в придонних водах в 10-30 милях від берега дельти Дунаю, аж до острова Зміїний. За рівнем вмісту кисню цей стан був близький до стану гіпоксії вод.

Навесні (квітень – червень) із підвищенням температури води вміст кисню у поверхневому шарі зменшується у середньому приблизно на 2,14 мг/дм^3, складаючи в середньому 10,07 мг/дм^3. На поверхні концентрації кисню в перший місяць весни у порівнянні з зимою змінюються незначно, окрім пригирлових дунайського і дніпро-бузького районів. Починаючи з травня, в шарі 10-30 м вміст кисню різко зменшується, особливо в пригирлових районах. В мористих районах шельфу в шарі 10–50 м, де очевидно менш інтенсивні біохімічні процеси, внутрішньорічна мінливість не так значна. На глибині більшій ніж 75 м, мінливість вмісту кисню навесні, як і взимку, має нерегулярний характер, особливо в районі глибокого моря.

Влітку (липень – вересень) – час найменшого абсолютного вмісту кисню на всій акваторії й у всій товщі вод, що обумовлено підвищенням термічних умов і швидкостей біохімічних процесів. При цьому концентрації кисню, навіть на поверхні, зменшуються приблизно на 2,85 мг/дм^3 в пригирлових районах та приблизно на 1,42 мг/дм^3 – в мористих, складаючи в середньому величину 8,48 мг/дм^3 (105,0 % насичення). В більш глибоких шарах води, внаслідок активних процесів споживання кисню, особливо в пригирлових районах, спостерігається різке зниження вмісту розчиненого кисню, в екстремальних випадках аж до гіпоксійно-аноксійного стану. Водночас в цих евтрофованих районах на горизонтах 10–30 м внаслідок активного процесу фотосинтезу збільшується розмах варіювання концентрацій кисню. Так на горизонті 20 м діапазон концентрацій кисню складає: в дунайському районі – від 0,25 до 11,12 мг/дм^3 (2,7 – 154,1 %

насичення), дністровському – від 0,00 до 13,11 мг/дм^3 (2,5 – 144,5 %); в дніпро-бузькому – від 0,00 до 12,76 мг/дм^3 (0,0 – 140,5 %). Водночас максимальні значення кисневої насиченості вод спостерігаються саме влітку в поверхневому шарі води пригирлових районів (231,1 %, 179,2 % і 178,4 % – у дунайському, дністровському і дніпро-бузькому відповідно). Це свідчить про значну фотосинтетичну активність і евтрофованість вод цих районів. У мористих районах діапазон змінення концентрацій на цьому горизонті значно менший: 5,44 – 10,24 мг/дм^3 (59,3 – 104,5 % насичення) в Каркінітській затоці, 7,83 – 10,33 мг/дм^3 (93,5 – 109,0 %) – в Каламітській затоці та 5,98 – 13,83 мг/дм^3 (61,7 – 135,5 %) – у відкритих районах шельфу. Абсолютний максимум насиченості вод киснем відзначався влітку у поверхневому шарі в дунайському районі (231,1 %).

Осінь (жовтень – грудень) – період різкого охолодження води, інтенсивного поглинання кисню з повітря, перемішування водних шарів, зменшення інтенсивності фотосинтезу і уповільнення біохімічних процесів. Вміст кисню, починаючи з листопада, швидко зростає і вирівнюється у всій товщі вод. Середній вміст кисню в поверхневих водах ПнЗШ ЧМ склав величини 10,01 мг/дм^3 або 97,5 % насичення. В пригирлових районах мінімальні значення концентрацій кисню у ряді випадків залишаються близькими до гіпоксійного стану. Такий стан кисневого режиму вод спостерігався, у першу чергу, на глибині 20 – 30 м за умови збереження двошарової структури вод. Як правило, ці умови характерні для початку сезону (жовтня), коли низькі абсолютні концентрації кисню зберігаються в усіх пригирлових районах практично у всій товщі води. Однак у мілководних зонах дніпро-бузького району в результаті вітрового хвилювання і перемішування вод, помітно значне збільшення концентрацій кисню на глибині 20 м. Восени зменшується і діапазон мінливості концентрацій кисню. Так, діапазон концентрацій кисню на горизонті 20 м складав: в дунайському районі – від 4,57 до 10,43 мг/дм^3 (43,7 – 98,9 % насичення), дністровському – від 1,07 до 11,63 мг/дм^3 (11,0 – 109,2 %), в дніпро-бузькому – від 0,97 до 11,14 мг/дм^3 (91,5 – 98,0 %). У цілому найбільш значні внутрішньорічні коливання і в цей період характерні для пригирлових зон. У шарі 50-75 м ступінь насичення киснем на всій акваторії знаходиться в діапазоні 30 – 102 %. Зберігається висока ймовірність недостатнього насичення киснем води на цій глибині в дунайському районі [14].

Вміст розчиненого неорганічного фосфору (фосфатів) у водах ПнЗШ ЧМ змінювався від аналітичного нуля (тобто межі його виявлення застосовуваною методикою) до 350 мкг/дм^3. Екстремальна високі концентрації фосфатів (умовно вище 90 мкг/дм^3), що приблизно втричі перевищує рівень фосфатів, характерний для евтрофного стану вод і відповідає гіпертрофному стану [19, 20], відзначалися як на поверхні, так і в товщі вод на більшій частині акваторії ПнЗШ ЧМ, за винятком найбільш відокремлених від впливу річкового стоку районів Каркінітської і Каламітської заток. Як правило, максимальні величини концентрацій у пригирлових районах спостерігалися на верхніх горизонтах і пов’язані з

впливом річкового стоку, а в інших районах – на придонних горизонтах і обумовлені збагаченням вод фосфатами за рахунок деструкції органічних речовин, що накопичуються в донних відкладах. Води пригирлових районів характеризуються й більш високими показниками середнього вмісту фосфатів. Середній вміст фосфатів у поверхневих водах пригирлових районів складає: – дніпро-бузький (17,9 мкг/дм^3), дунайський (17,5 мкг/дм^3), дністровський (13,0 мкг/дм^3).Значно меншим є вміст фосфатів у поверхневому шарі мористих районів, де середні концентрації складають 3–4 мкг/дм^3 . У пригирлових районах у поверхневому водному шарі вміст фосфатів знижується з глибиною, тобто в міру зменшення впливу річкових вод [14]. В інших районах ПнЗШ ЧМ, де річковий стік перестає бути вирішальним фактором впливу на вертикальний розподіл БЕ, концентрація фосфатів у поверхневому 20-метровому шарі не зазнає суттєвих коливань. У найпродуктивнішому поверхневому водному шарі 0-20 м найбільш імовірний діапазон мінливості вмісту фосфатів на всій акваторії ПнЗШ ЧМ складає 0-50 мкг/дм^3. У пригирлових районах в поверхневому 10-метровому водному шарі такі концентрації спостерігаються в 70-90 % випадків, але спостерігаються й більш високі значення (60-90 мкг/дм^3). У мористих районах повторюваність концентрацій фосфатів від 0 до 25 мкг/дм^3 перевищує 90 % [14]. Поява високих концентрацій фосфатів (>50 мкг/дм^3) імовірна на всій акваторії ПнЗШ ЧМ. Максимальні величини на горизонті 0 м (101- 108 мкг/дм^3) відзначалися в дністровському і дунайському районах і навіть в більш мористих районах. Це можливо в періоди стійких західних вітрів, які формують східне перенесення збагачених БЕ трансформованих дунайських вод [14]. У мористих районах концентрації фосфатів можуть досягати 60-70 мкг/дм^3. На горизонтах 10-20 м імовірність появи високих концентрацій зростає, а максимальні величини в дунайському районі можуть перевищувати 200 мкг/дм^3.

Починаючи з горизонтів 30-50 м, до дна, майже на всій акваторії ПнЗШ ЧМ середній вміст фосфатів у воді зростає, що відповідає типовій картині вертикального розподілу БЕ у морі, яка формується за рахунок процесів продукції-деструкції органічної речовини [14]. Середня концентрація фосфатів на горизонті 30 м змінюється від 4-9 мкг/дм^3 у мористих районах та в Каламітській затоці, до 18-38 мкг/дм^3 у дунайському та дніпро-бузькому районах. Збільшується також імовірність появи високих концентрацій. Так, повторюваність концентрацій фосфатів 150 мкг/дм^3 на горизонті 50 м на всій акваторії ПнЗШ ЧМ становить майже 10 %. Разом з тим, на цих глибинах може спостерігатися і повна відсутність фосфатів.

У річному ході фосфатів на поверхневих горизонтах можна відзначити два максимуми й два мінімуми, які відображають, перш за все, динаміку протилежно спрямованих біохімічних процесів продукування та розкладання органічної речовини. В окремих районах вони відрізняються за інтенсивністю і не завжди збігаються за часом настання. Перший максимум – весняний (березень і, до певної міри, квітень), може бути пов’язаний із збільшенням припливу річкових вод під час весняного паводка. Найбільші

значення середніх концентрацій на поверхні (40-80 мкг/дм^3) відзначаються у дунайському районі. В зоні впливу Дніпра і, особливо у дністровському районі, концентрації фосфатів нижчі (основний діапазон 8-40 мкг/дм^3). У мористих районах діапазон мінливості вмісту фосфатів складає 10-60 мкг/дм^3.

За відсутності сезонного термоклину на початку весняного періоду вплив річкового стоку, особливо у пригирлових районах, розповсюджується майже на всю товщу вод і синхронне підвищення вмісту фосфатів відзначається на всіх горизонтах [14]. У шарі 10-30 м вміст фосфатів може перевищувати поверхневий.

У весняно-літній період вміст фосфатів знижується внаслідок зростання фотосинтетичної асиміляції БЕ, а також зменшення їх надходження з річковим стоком. Середньомісячні концентрації фосфатів на поверхні не перевищують 10-15 мкг/дм^3 навіть у пригирлових районах. У більш глибоких шарах, особливо у шарі 20-30 м, вміст фосфатів у 3-4 рази вище ніж на поверхні. На більшій частині акваторії північно-західної частини моря наприкінці літа (серпень) настає другий максимум вмісту фосфатів. Після досягнення максимуму в серпні вміст фосфатів починає знижуватися, однак в дніпро-бузькому районі він продовжує зростати також і у вересні-жовтні-листопаді. Такий характер річного ходу фосфатів у дніпро-бузькому районі може бути пов’язаний з особливостями мінливості річкового стоку, а, особливо, вітрового режиму, в результаті якого у північно-східній частині моря раніше настає руйнація термоклину і перемішування вод (у тому числі і в результаті прибережних апвелінгів, спричинених стійкими північно-західними вітрами) [10].

На поверхні осінній максимум за середньомісячними величинами близький до весняного, але зміни вмісту фосфатів на різних глибинах відбуваються не настільки синхронно, як навесні. В усіх районах вміст фосфатів у більш глибоких шарах вищий ніж на поверхні, особливо в шарі 20-30 м. В осінньо-зимовий період (листопад-лютий, а в деяких районах і жовтень), середньомісячний вміст фосфатів на поверхні зменшується до 10-15 мкг/дм^3 у пригирлових районах і до 5-10 мкг/дм^3 – у мористих. Розподіл фосфатів по глибині в цей період досить однорідний в усіх районах, окрім району глибокого моря, де, як і в інші сезони, вміст фосфатів із глибиною значно зростає.

Вміст сумарних мінеральних сполук азоту (нітратних, нітритних і амонійних) разом з фосфатами, як відомо, значною мірою визначає трофічний стан водного середовища. Основною формою зв’язаного азоту є нітрати, вміст яких різко перевищує всі форми азоту разом узяті [21]. Основними джерелами надходження цих сполук у море, крім процесів мінералізації органічної речовини, є річковий і атмосферний стоки, а також берегові точкові і дифузні джерела забруднення.

Вміст нітратів у поверхневих водах піддається сезонному і добовому коливанням і варіює, як правило, у широких межах. Діапазон просторової і часової мінливості концентрацій нітратів є найбільшим в пригирлових

районах шельфу, особливо у поверхневому шарі води. Так, у дунайському районі, в якому спостерігалися максимальні концентрації, діапазон мінливості концентрацій складав величини від аналітичного нуля до 998 мкг/дм^3. Приблизно такий же діапазон мінливості концентрацій нітратів відзначено для дністровського району. В дніпро-бузькому районі він вже приблизно вдвічі менше. Таким чином, в поверхневих водах пригирлових районів ПнЗШ ЧМ максимальні значення вмісту нітратів можуть досягати дуже значних величин – майже до 1000 мкг/дм^3 [14].

У мористих районах ПнЗШ ЧМ, віддалених від головних джерел забруднення, вміст нітратів значно зменшується і не перевищує значень 220 мкг/дм^3. Середній багаторічний вміст нітратів в дунайському районі в поверхневому шарі складає 172,3 мкг/дм^3, а в мористих районах і також в Каламітській затоці знаходиться на рівні 14,5-15,1 мкг/дм^3. Мінімальний рівень вмісту нітратів відзначено у Каркінітській затоці, де концентрації нітратів змінювалися від аналітичного нуля до 50 мкг/дм^3 при середньому 5,5 мкг/дм^3. Подібний характер розподілу нітратів зберігається і на горизонті 10 м, при помітному зменшенні максимальних значень, у тому числі в дунайському районі.

У шарі 20-30 м середня багаторічна величина вмісту нітратів у пригирлових районах в основному знаходиться в межах 8.3-62.5 мкг/дм^3, у мористих районах – 0,1- 6,7 мкг/дм^3.

На глибині 30 м у водах ПнЗШ ЧМ найбільш ймовірні (близько 50 % випадків повторюваності) концентрації нітратів у діапазоні 0-50 мкг/дм^3. Однак у дунайському районі і в зоні змішування вод (приблизно до 10 %) ймовірна поява концентрацій нітратів до 200 мкг/дм^3.

Внутрішньорічна мінливість нітратів в морських мезотрофних водах, як правило, характеризується збільшенням запасу нітратів взимку і зниженням концентрацій у вегетаційні періоди (навесні та влітку) [21]. За даними [3] виявляються відхилення від цієї закономірності у ряді районів ПнЗШ ЧМ. Так, у поверхневих водах пригирлових районів максимум вмісту нітратів припадає не стільки на зимовий період, скільки на період весняної повені. Найбільш чітко це виявляється у дунайському та дністровському районах [14]. Характерний зимовий максимум на фоні монотонної картини річного ходу нітратів виявляється тільки у мористих районах. Вплив річкового стоку на внутрішньорічну мінливість нітратів в пригирлових районах простежується також і на горизонті 10 м Водночас, тут більше виражений зимовий максимум, ніж у поверхневому шарі вод. На горизонті 30 м, в придонному шарі пригирлових районів спостерігається максимальний вміст нітратів у зимовий й осінній періоди. На горизонті 20 м для ПнЗШ ЧМ у цілому максимальний вміст нітратів визнається влітку, що очевидно, є наслідком активізації процесів мінералізації органічної речовини.

Навесні в пригирлових районах, найбільш збагачених БЕ, вміст нітратів на поверхні різко збільшується, особливо в дунайському районі. Більш ніж у половині випадків їхній вміст перевищує тут 150 мкг/дм^3 [14]. Весняний максимум на поверхні відзначається й у більш мористих районах, хоча

середньомісячні значення нітратів тут набагато менші. Влітку вміст нітратів на поверхні мінімальний на всій акваторії ПнЗШ ЧМ і тільки в дунайському районі він залишатися високим. Восени можна відзначити невелике збільшення вмісту нітратів відносно літнього періоду, перш за все, в пригирлових районах.

Вміст нітритів і їх присутність у прибережних зонах найчастіше свідчить про наявність забруднення, вони також є показником темпів мінералізації органічної речовини [22]. Основними джерелами надходження нітритів у море є річковий стік, стічні води, а також процеси нітрифікації.

Діапазон мінливості концентрацій нітритів на ПнЗШ ЧМ складає величини від аналітичного нуля до 94,9 мкг/дм^3. Максимальні концентрації зареєстровані в дунайському районі. У дніпро-бузькому районі діапазон змінення концентрацій значно менший: 0,0 – 61,0 мкг/дм^3 і ще менший – у дністровському – 0,0 – 22,5 мкг/дм^3. Середні багаторічні концентрації нітритів значно менші: для пригирлових районів вони складають відповідно для дунайського, дністровського і дніпро-бузького районів значення – 8,3, 3,2 і 4,0 мкг/дм^3. У мористих акваторіях середній вміст нітритів значно нижчий і знаходиться в діапазоні 0,9-1,8 мкг/дм^3, мінімальний вміст відповідає Каламітській затоці [14]. Повна відсутність нітритів може спостерігатися у всіх районах. На глибині 10 м вміст нітритів близький до поверхневого. В пригирлових районах (дунайському і дніпро-бузькому) вміст нітритів знижується з глибиною, тобто в міру зменшення впливу річкових вод. Практично у всіх районах ПнЗШ ЧМ на глибинах 20-30 м можна відзначити невелике збільшення середньорічного вмісту нітритів відносно 0-10 метрового шару. Деяке зменшення вмісту нітритів відносно поверхневого шару починається з горизонту 50 м. Далі з глибиною процес нітрифікації уповільнюється, що є наслідком зменшення легко окисної органічної речовини та, одночасно, кисню.

Внутрішньорічна мінливість вмісту нітритів має досить складний характер. В поверхневих водах на горизонті 0 м внутрішньорічна мінливість слабо виражена, особливо в мористих районах шельфу. Однак в пригирлових районах у зимовий і, особливо, у весняний періоди, як і для нітратів, визначаються невеликі максимуми, які найбільш чітко виявляються у дунайському і дністровському районах [14]. Максимальний рівень вмісту нітритів спостерігається навесні, однак високі концентрації нітритів характерні і для літнього періоду, коли наприкінці літа і на початку осені протікає активний процес деструкції накопиченої за літо органічної речовини [3, 14].

В нижче розташованих шарах, починаючи з горизонту 10 м, внутрішньорічна мінливість значно збільшується. При цьому сезонна мінливість із максимумами у зимовий і весняний періоди простежується лише на горизонті 10 м і не тільки в пригирлових районах, але й у мористих районах шельфу [14]. На глибинах 20 і 30 м картина значно ускладнюється, особливо в пригирлових районах.

Взимку на поверхні, майже на всій акваторії ПнЗШ ЧМ (крім дунайського району), багаторічний середній вміст нітритів в поверхневих водах знаходився у межах від 1,0 до 5,3 мкг/дм^3. У дунайському районі вміст нітритів трохи вищий – 7,9 мкг/дм^3. В окремих випадках у цей період максимальні концентрації в пригирлових районах складали 19,5 – 21,5 мкг/дм^3. На глибині 20 м взимку вміст нітритів невеликий, переважають низькі концентрації (0 – 2,5 мкг/дм^3). Винятком є дунайський район, де в 70 % випадків вміст нітритів був у межах 2,5 – 7,5 мкг/дм^3, досить часто відзначаються і більш високі значення [14].

Навесні максимуми вмісту нітритів, особливо відзначаються в пригирлових районах. Весняне підвищення вмісту нітритів чітко виражено на поверхні лише в дунайському районі. Тут найбільшу повторюваність мають концентрації нітритів більші за 15 мкг/дм^3 (30 % випадків) [14]. Низький вміст (0-2,5 мкг/дм^3) виявляється усього лише в 10 % випадків. Навесні незначне збільшення вмісту нітритів на глибині 20 м відзначається в дніпро-бузькому і дністровському районах. У дунайському районі, навпаки, у порівнянні з зимою, зменшується повторюваність концентрацій нітритів у діапазоні величин 2,5-7,5 мкг/дм^3 і відповідно зростає їх повторюваність у діапазоні менш ніж 2,5 мкг/дм^3. В більш мористих пригирлових районах спостерігається плавне наростання концентрацій із глибиною: на горизонті 30 м середній рівень вмісту нітритів майже вдвічі перевищує рівень у поверхневому шарі. Це є наслідком інтенсивних природних процесів мінералізації накопиченої органічної речовини на цій глибині [14]. В центральному районі шельфу незначний весняний максимум запізнюється і спостерігається в червні. Найбільш складний характер мінливості виявляється в літні місяці В пригирлових дунайському і дніпро-бузькому районах у цей період виявлені екстремальна високі значення – 94,9 і 61,0 мкг/дм^3 відповідно. В той же час середній рівень вмісту навіть дещо знижається і складає в цих районах 7,8 мкг/дм^3 і 4,8 мкг/дм^3 [14]. Влітку, на відміну від поверхні, настає підвищення вмісту нітритів на горизонті 20 м, особливо в дніпро-бузькому і дністровському районах. У дунайському районі на цій глибині підвищеного вмісту нітритів не відзначається. Невеликий літній максимум спостерігається також у мористих районах шельфу.

Восени вміст нітритів у середньому в усіх районах ПнЗШ ЧМ трохи підвищується, розподіл їх по глибині стає більш однорідним. На глибині 20 м найбільший вміст нітритів відмічався у дніпро-бузькому і дністровському районах. Майже в 70 % випадків вміст нітритів залишається в межах 2,5 – 7,5 мкг/дм^3, більш низькі концентрації відзначаються рідше ніж в інші сезони [14]. Добре виражений осінній максимум на цій глибині і в більш мористому районі від гирл річок. У дунайському районі на 20 м залишається високий вміст нітритів і восени.

На глибині 50 м найбільший вміст нітритів відзначено взимку. В інші сезони на цій глибині спостерігається в 90-95 % випадків дуже низький вміст нітритів – до 2,5 мкг/дм^3.

На глибині 100 м (близької до безкисневої зони) в усі сезони річна мінливість не простежується і зберігаються низькі концентрації нітритів не більш 2,5 мкг/дм^3.

Вміст амонійного азоту в сучасний період в морському середовищі ПнЗШ ЧМ обумовлений не стільки мінералізацією органіки, яка містить азот (амоніфікацією), скільки надходженням його з річковим стоком і від берегових точкових джерелам забруднення [14]. Амонійний азот споживається фітопланктоном у процесі фотосинтезу, при цьому водорості затрачують меншу енергію в порівнянні з асиміляцією нітратів [3].

У поверхневому шарі води (0–10 м) пригирлових і прибережних районів відзначалися значні концентрації амонійного азоту. Екстремальні високі концентрації в поверхневих водах за весь період досліджень і, відповідно діапазон мінливості, спостерігаються у дніпро-бузькому районі на горизонті 0 м: від аналітичного нуля до 177,3 мкг/дм^3 і в дунайському районі на горизонті 10 м : 0-176,3 мкг/дм^3 (при середньому багаторічному рівні вмісту 17,4 і 29,0 мкг/дм^3 відповідно). Дещо менший рівень вмісту амонійного азоту в дністровському районі: від аналітичного нуля до 134,6 мкг/дм^3 при середньому значенні 25,4 мкг/дм^3. За середнім рівнем вмісту концентрації амонійного азоту наростають в пригирлових районах у напрямку: дніпро-бузький – дністровський – дунайський [14]. Водночас, максимальні концентрації амонійного азоту, на відміну від інших БЕ, в основному, характерні для дніпро-бузького району. Подалі від гирл річок і в мористій зоні шельфу рівень вмісту амонійного азоту значно менший (приблизно вдвічі). У Каламітській затоці діапазон коливань вмісту амонійного азоту складає від аналітичного нуля до 89,5 мкг/дм^3, при середньому багаторічному значенні на поверхні моря 16,6 мкг/дм^3. У просторовому розподілі і для амонійного азоту зберігається тенденція збільшення концентрацій у міру наближення до прибережних пригирлових зон. З глибиною явної тенденції змін концентрацій амонійного азоту в більшості районів ПнЗШ ЧМ (дністровському, дніпро-бузькому, центральному районі шельфу) не спостерігалося. В деяких районах (дунайському, дніпро-бузькому) на глибині 10-20 м простежується збільшення концентрацій амонійного азоту відносно поверхневого шару.

В поверхневих водах ПнЗШ ЧМ, за статистичними оцінками, основний діапазон мінливості амонійного азоту знаходиться в межах 0-80 мкг/дм^3, а у прибережних районах, таких як дунайський поширюється і охоплює 0-100 мкг/дм^3. У мористих акваторіях вміст амонійного азоту в поверхневих водах знижується і, в основному, знаходився в діапазоні 0-40 мкг/ дм^3, що обумовлюється ослабленням впливу річкового стоку [14].

Внутрішньорічна мінливість амонійного азоту у водах ПнЗШ ЧМ, особливо в гирлових районах, відрізняється складністю і відсутністю чітких сезонних змін на будь-яких глибинах. Екстремальні високі концентрації амонійного азоту можливі і взимку, і влітку, і восени, а в дунайському районі – і навесні, у період повені. Однак взимку і восени, коли споживання амонійного азоту фітопланктоном не значне, а інтенсивність турбулентного

обміну поверхневих шарів моря з нижче розташованими шарами максимальна, вміст амонійного азоту у верхньому фотичному шарі ПнЗШ ЧМ знаходиться на досить високому рівні [14]. Так, у дунайському і дніпро-бузькому районах на поверхні спостерігаються високі концентрації амонійного азоту, які досягали 112 мкг/дм^3 і 104 мкг/дм^3 відповідно. Однак середні багаторічні значення не перевищували 30 мкг/дм^3.

Навесні у період першого максимуму розвитку фітопланктону в поверхневому шарі вод вміст амонійного азоту мінімальний. Середнє значення концентрації амонію по всій акваторії ПнЗШ ЧМ не перевищує 10 мкг/дм^3. Однак у дунайському і дністровському районах середні значення його концентрації на поверхні складали 16,5-18,8 мкг/дм^3 [14]. Збільшення вмісту амонійного азоту на поверхні в цих районах спричинено, очевидно, впливом річкового стоку.

З глибиною внаслідок процесів мінералізації органічної речовини й амоніфікації, величина концентрації амонійного азоту на ПнЗШ ЧМ збільшувалися і, в середньому, у всій товщі вод знаходилася в діапазоні 11,3 – 18,9 мкг/дм^3.

Кінець весняного і початок літнього періоду характеризується найбільш низькими значеннями концентрації амонійного азоту, що спричинено майже повним його споживанням фітопланктоном [14]. Однак до середини літа в умовах посилених біохімічних і мікробіологічних процесів спостерігається збільшення вмісту амонійного азоту, що особливо відчутно для поверхневого шару моря. В цей час у прибережних районах вміст амонійного азоту у фотичному шарі пригирлових районів збільшується до 14,0-26,3 мкг/дм^3, а в мористих - до 7,5 -13,7 мкг/дм^3.

Для осіннього періоду, відчутно збільшення вмісту амонійного азоту за рахунок низького споживання амонію і триваючого процесу амоніфікації. В пригирлових районах в поверхневому шарі вод максимальні концентрації складали: 156,5, 134,6 і 177,3 мкг/дм^3 відповідно у дунайському, дністровському і дніпро-бузькому районах. В мористих районах вміст амонійного азоту був меншим і максимальні концентрації не перевищували 61,2 мкг/дм^3 .

Характерною рисою просторового розподілу амонійного азоту на поверхні моря, аналогічно іншим БЕ, практично в усі сезони є максимальний вміст у прибережних водах західної частини ПнЗШ ЧМ, де розташовані основні джерела збагачення морських вод БЕ, і поступове зниження концентрацій на шельфі у східному і південному напрямках.

2 ХАРАКТЕРИСТИКА МЕТЕОРОЛОГІЧНОГО І ГІДРОФІЗИЧНОГО РЕЖИМУ ПнЗШ ЧМ

2.1 Мінливість метеорологічних характеристик на ПнЗШ ЧМ

На циркуляцію вод і гідрологічний, гідрохімічний і біологічний режим ПнЗШ ЧМ значно впливають циркуляційні атмосферні процеси і пов'язані з ними мінливість вітру і температури повітря. Зміни клімату в останні десятиліття у Чорноморському басейні і особливо на ПнЗШ ЧМ характеризуються підвищенням середньої річної температури повітря. Ці сучасні тенденції добре виявляються за даними багаторічних (1894-2012 рр.) гідрометеорологічних спостережень по пункту Одеса, що відображено на рисунку 2.1.

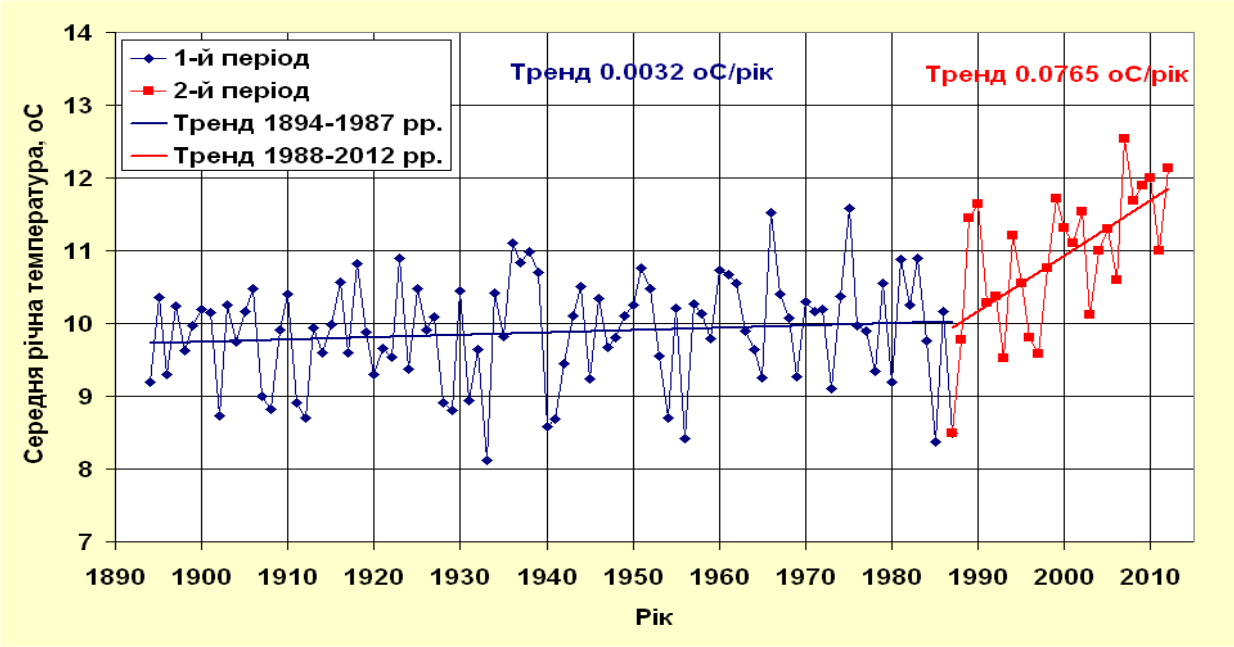


Рисунок 2.1 – Мінливість середньої річної температури повітря в Одесі.

Значний ріст середньої річної температури повітря визначається з 1988 року. Лінійний тренд підвищення температури повітря у останні 24 роки складав 0,076°С за рік. Періоди змін в режимі температури повітря були визначені на підставі прогресивно інтегрованих річних аномалій температури повітря, відображено на рисунку 2.2.

За даними прогресивно інтегрованих аномалій середньої річної температури повітря явно визначаються два періоди з 1894 р. по 1987 р. – фаза переважання аномалій температури повітря з позначкою мінус і з 1988 р. по 2012 р. – фаза переважання аномалій температури повітря з позначкою плюс. Тенденція до підвищення температури повітря виявляється як у холодний період року так і в теплий. Це визначається за даними найбільш холодних і найбільш теплих місяців року, що відображено на рисунку 2.3.

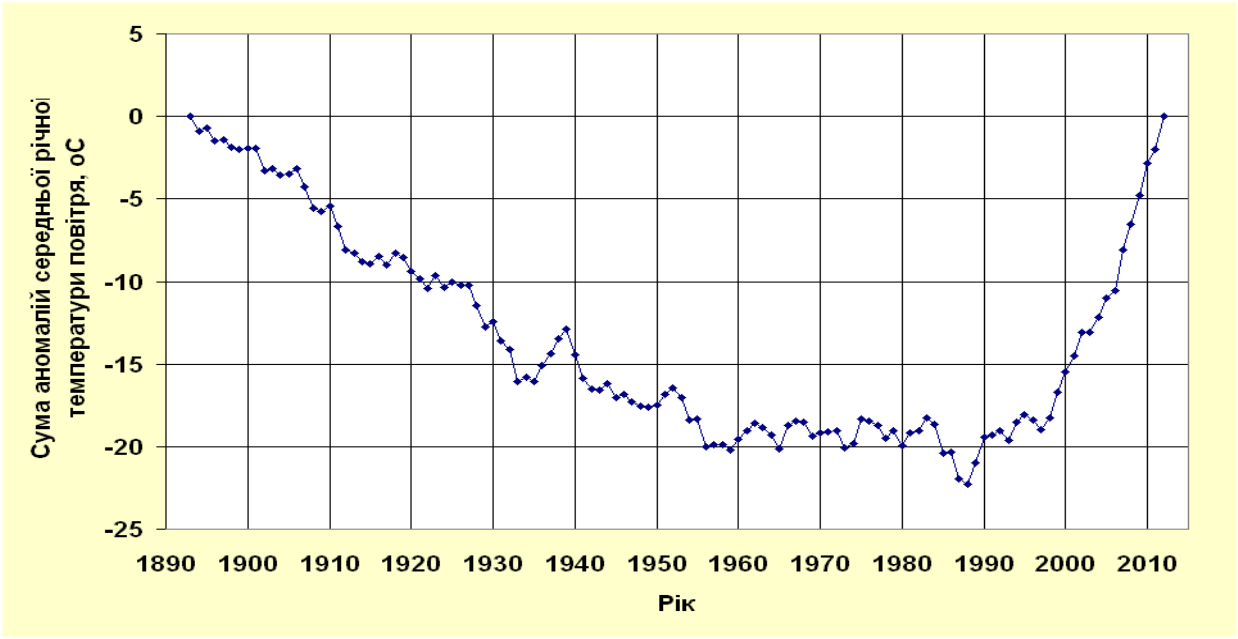
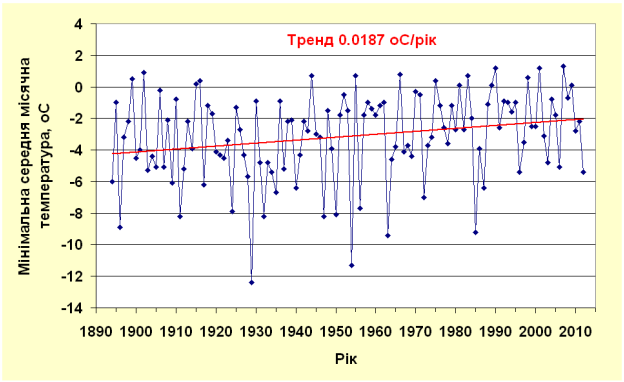
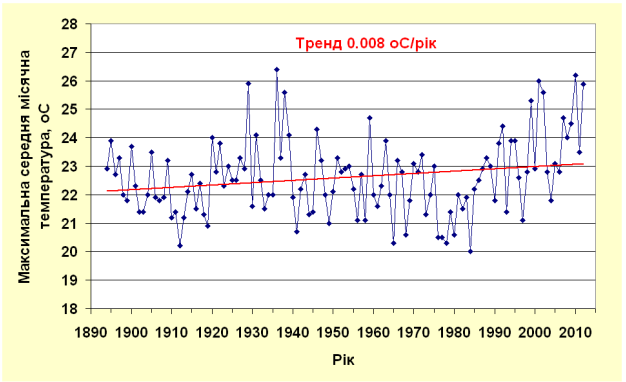


Рисунок 2.2 – Прогресивна сума аномалій температури повітря в Одесі за період 1984-2012 рр.



А



б

а) найбільш холодних місяців року; б) найбільш теплих місяців року.

Рисунок 2.3 – Мінливість середньої місячної температури повітря в Одесі.

В багаторічному ході температури повітря теплого періоду року виявляється довгоперіодний цикл її мінливості з періодом біля 66 років (1912-1978 рр.). Такий період визначався і в роботі [23]. З 1978 р. літні температури повітря в кліматичному плані знаходяться на фазі росту. Найбільш високі середні місячні температури повітря останнього десятиріччя спостерігались в серпні 2010 р. (26,2°С) і в липні 2012 р. (25,9°С). Температури повітря холодного періоду року находяться на фазі підвищення з початку 30-х років минулого сторіччя. Найбільш холодні місяці останнього

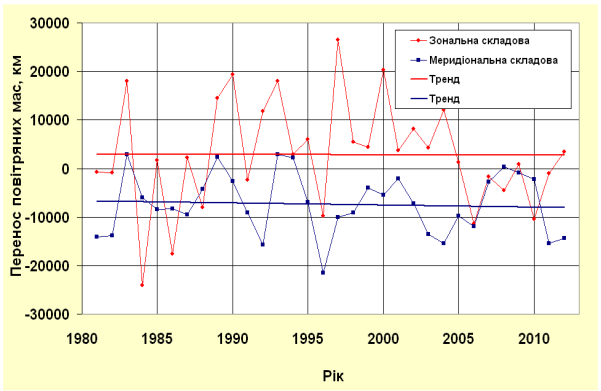
десятиріччя спостерігались в 2003 р., з середньою температурою повітря у лютому -4,8°С, в 2006 р. (-5,1°С у січні) і в 2012 р. (-5,4°С у лютому).

На умови формування гідродинамічного, гідрологічного, гідрохімічного і біологічного режиму значний вплив чинять умови вітру, його спрямованість і потужність. Діаграма переносу приземного повітря по п. Одеса за період 1981-2012 рр. відображено на рисунку 2.4.

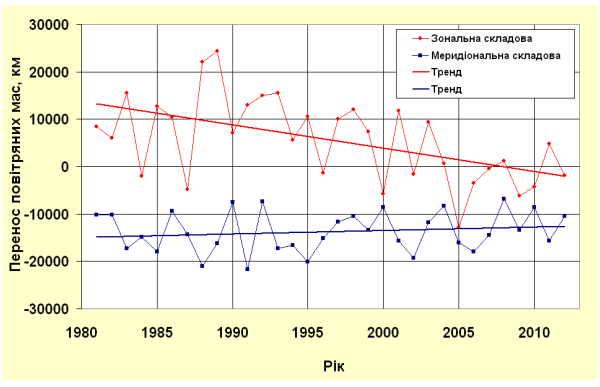
В цілому за вказаний період переважає перенос повітря з північного заходу до південного сходу, але визначаються і періоди коли переважали східні вітри. Так у останні десять років визначається період з 2005 по 2010 рр. з переважанням переносу повітря, і як

Рисунок 2.4 – Діаграма переносу повітря за рік по п. Одеса з 1981 по 2012 рр.

наслідок вітрових течій, з північного сходу на південний захід. Така циркуляція вказує на значний вплив в ці роки азіатського антициклону, який в літній період призводить до підвищення температурного режиму. Так у серпні 2010 р. температура повітря і води на ПнЗШ ЧМ досягала екстремальних значень 38,7°С і 31,0°С, відповідно. Характеристики мінливості зонального і меридіонального переносу повітря за даними п. Одеса відображено на рисунку 2.5.



а



б

а) перше півріччя; б) друге півріччя.

Рисунок 2.5 – Мінливість зональної і меридіональної складової переносу повітря за даними п. Одеса в період 1981-2012 рр.

Значний тренд зонального переносу повітря виявляється тільки в літній і осінній періоди року. Такі кліматичні зміни пов'язані з крупномасштабними процесами атмосферної циркуляції, гарним показником яких для європейського сектору є Північно-Атлантичне коливання (ПнАК) [24]. На рисунку 2.6 відображено мінливості середньої річної складової зонального переносу повітря і індексу ПнАК.

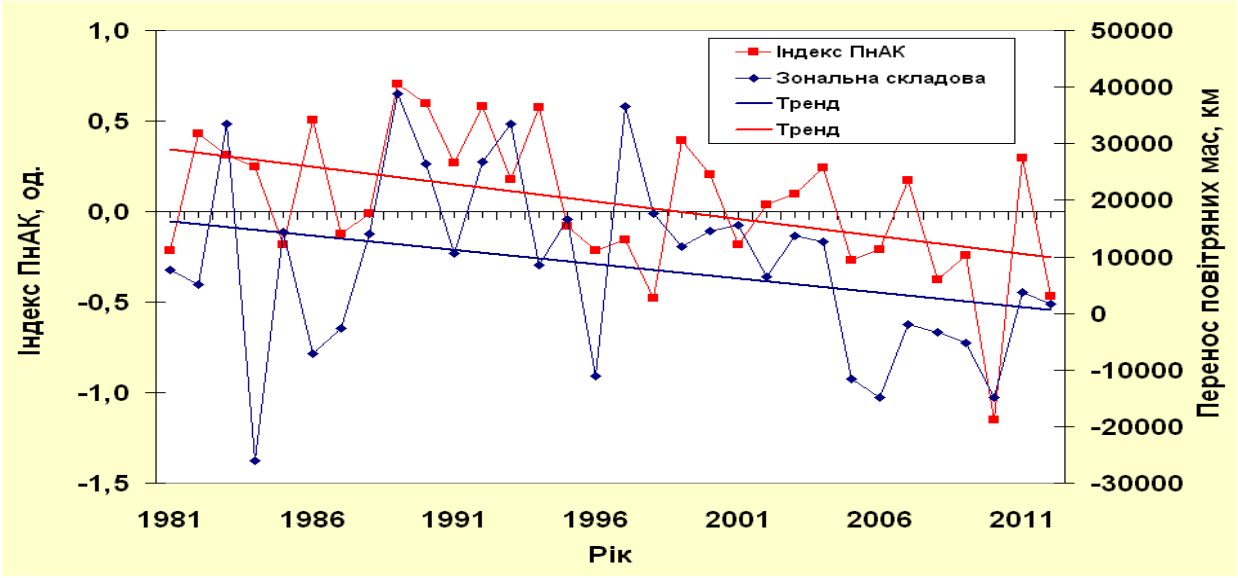


Рисунок 2.6 – Мінливість середнього річного індексу ПнАК (поверхня 500 ГПа) і зональної складової переносу повітря за рік по п. Одеса за період 1981-2012 рр.

Визначається загальна тенденція тренду індексу ПнАК і зональної складової переносу повітря, коефіцієнт кореляції між даними показниками складає 0,41. Відповідно схемі розповсюдження центрів дії атмосфери [24] при індексу ПнАК з позначкою мінус ослаблюється вплив азорського максимуму на європейський сектор, а він зміщується з Піренейського півострову до південного заходу. ПнЗШ ЧМ в таких умовах знаходиться більш під впливом азіатського максимуму, що призводить до підвищення повторюваності вітру східних румбів, тобто переносу повітряних мас з західною складовою. В таких умовах на ПнЗШ ЧМ відмічається в середньому і послаблення сили вітру, що визначалось і [25], і гарно виявляється в мінливості модуля річного переносу повітряних мас, відображено на рисунку 2.7.

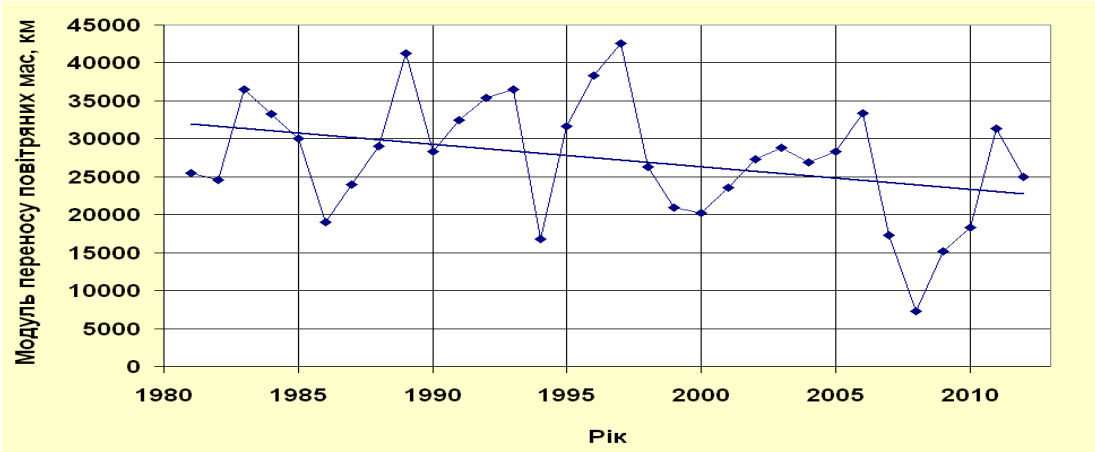


Рисунок 2.7 – Мінливість модуля переносу повітряних мас за даними п. Одеса періоду 1981-2012 рр.

Значне зменшення інтенсивності переносу повітря на ПнЗШ ЧМ спостерігалось у період 2007-2010 рр. У останні два роки характеристики режиму переносу повітря знаходяться на рівні середніх значень.

2.2 Мінливість гідрофізичних характеристик ПнЗШ ЧМ

Гідрофізичний режим значно впливає на процеси формування хімічної і біологічної структури вод. Зміни температури і солоності приводять до зміни умов вертикальної конвекції, горизонтальної циркуляції вод, продукції і деструкції органічних речовин. В комплексі всі ці процеси (гідрофізичні, гідрохімічні, гідробіологічні) приводять до змін стану морської екосистеми.

Відповідно до кліматичних змін температури повітря спостерігаються і зміни в режимі температури води ПнЗШ ЧМ, відображено на рисунку 2.8. Фаза значного підвищення середньої річної температури води співпадає з фазою підвищення температури повітря на ПнЗШ ЧМ. Лінійний тренд в фазі підвищення середньої річної температури води (1988-2012 рр.) складає біля 0,097°С у рік. Найбільш високе значення середньої річної температури води (13,3°С) визначається у 2010 р.

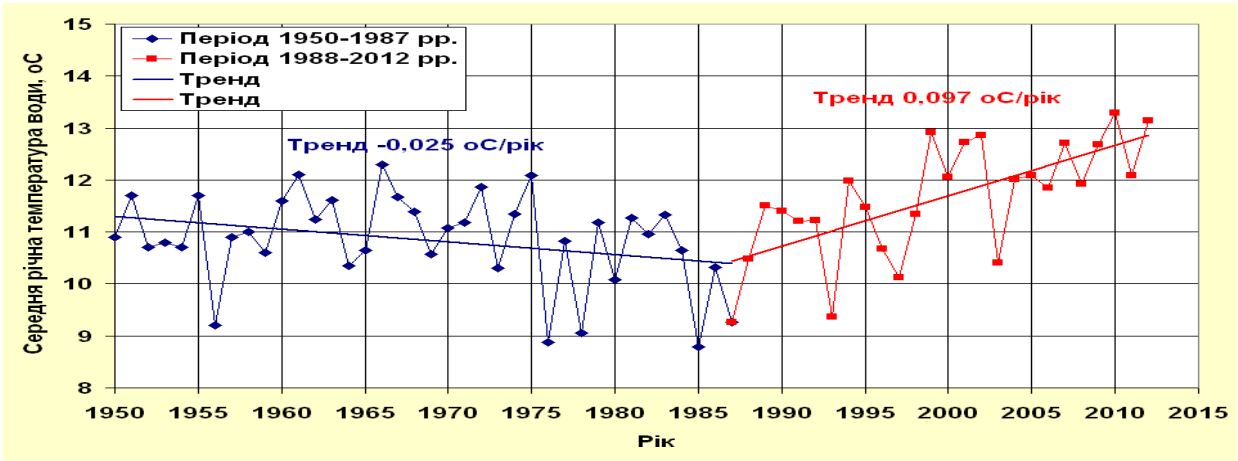
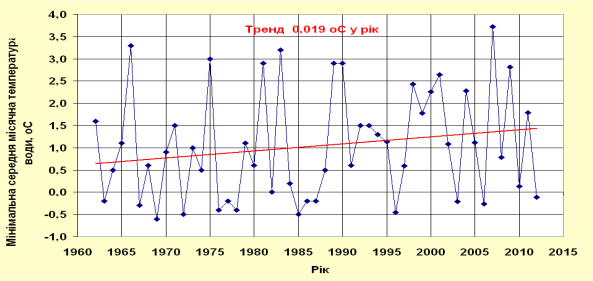
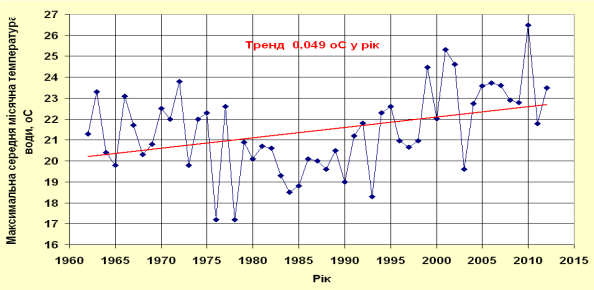


Рисунок 2.8 – Багаторічна мінливість середньої річної температури води в Одеській затоці.

Загальні тенденції підвищення температури води спостерігаються як за даними екстремальних середніх місячних температур води холодного, так і теплого періоду року, що відображено на рисунку 2.9.



а



б

а) найбільш холодного місяця року; б) найбільш теплого місяця року.

Рисунок 2.9 – Багаторічна мінливість середньої температури води в Одеській затоці.

Підвищення температури води зимового періоду значно впливає на умови вертикальної конвекції вод і формування режиму температури придонних та більш глибоких шарів вод на південній границі ПнЗШ ЧМ [26]. Багаторічні зміни температури води в холодному проміжному шарі (ХПШ) вказують на значне підвищення температури ХПШ у період 2007-2009 рр. У 2009 р. температура води в ХПШ досягала екстремальних значень 8,07^{o}С [27,28]. З підвищенням температури зменшується і товщина ХПШ. Вертикальний розподіл середньої, по району досліджень, температури води в південній частині ПнЗШ ЧМ (на звалі глибин) у вересні 2008 р., з визначенням товщини ХПШ, відображено на рисунку 2.10, де також надані відповідні характеристики періоду 90-х років минулого сторіччя.

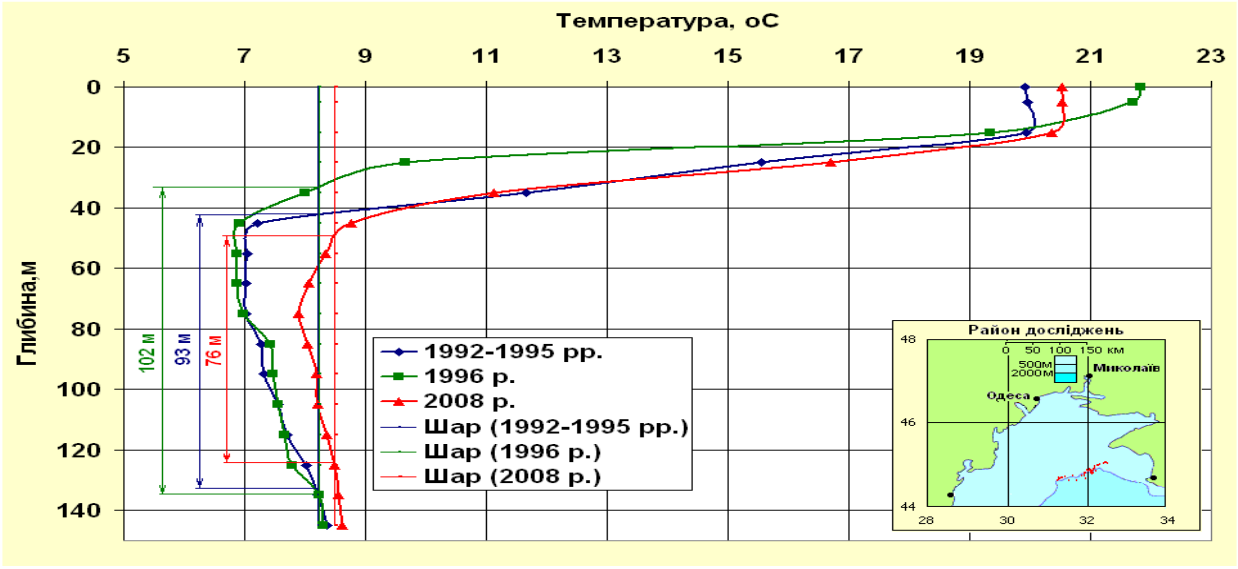


Рисунок 2.10 – Вертикальний розподіл середньої, по району досліджень, температури води.

Значне підвищення температури усього слою вод на ПнЗШ ЧМ відносно середніх багаторічних характеристик спостерігалось влітку 2009 р., відображено на рисунку 2.11.

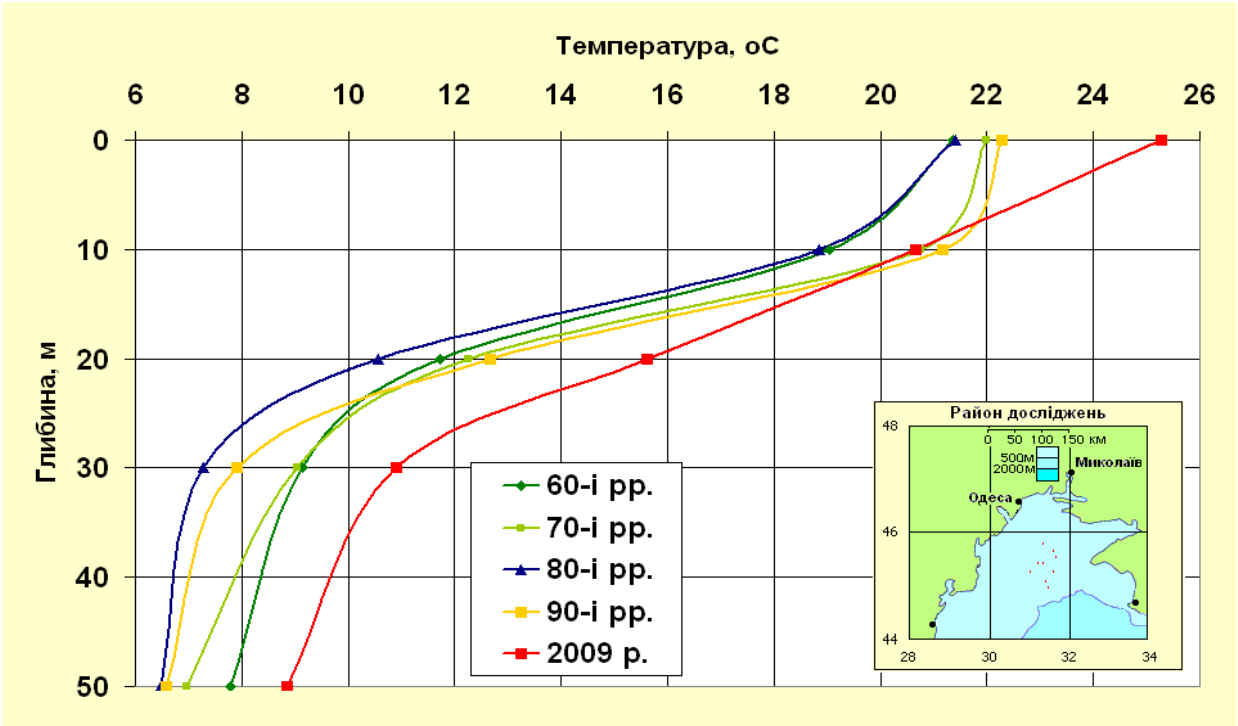


Рисунок 2.11 – Вертикальний розподіл середньої, по району досліджень, температури води в липні 2009 р. і по десятиріччях минулого сторіччя.

Температура води, як на поверхні, так і на горизонтах 20-30 м перевищувала кліматичні значення в липні 2009 р. на 2,5-3,8°С.

У 2012 р. в травні-червні вертикальний розподіл температури на ПнЗШ ЧМ характеризувався декілька підвищеними значеннями температури відносно кліматичної норми в поверхневому шарі 0-10 м і пониженими значеннями температури води в придонному шарі під шаром термоклину, відображено на рисунку 2.12. Така термічна структура вод формувалась за рахунок достатньо сурових умов зимового періоду 2012 р. і значно теплих умов травня, температура якого була (19,1°С) найвищою за даними п. Одеса більш ніж за столітній період.

Таким чином значні коливання теплового режиму як поверхневих так глибинних вод ПнЗШ ЧМ відносно кліматичної норми обумовлюються процесами взаємодії з атмосферою і зміною режимів крупномасштабної атмосферної циркуляції.

Режим солоності вод ПнЗШ ЧМ в значній мірі обумовлюється регіональними факторами, присутністю прісного стоку найбільш потужних річок Чорноморського басейну: Дунай, Дніпро, Дністер і Південний Буг. Але атмосферні фактори, які обумовлюють потоки кількості руху, вологи і солей, в результаті взаємодії з поверхнею

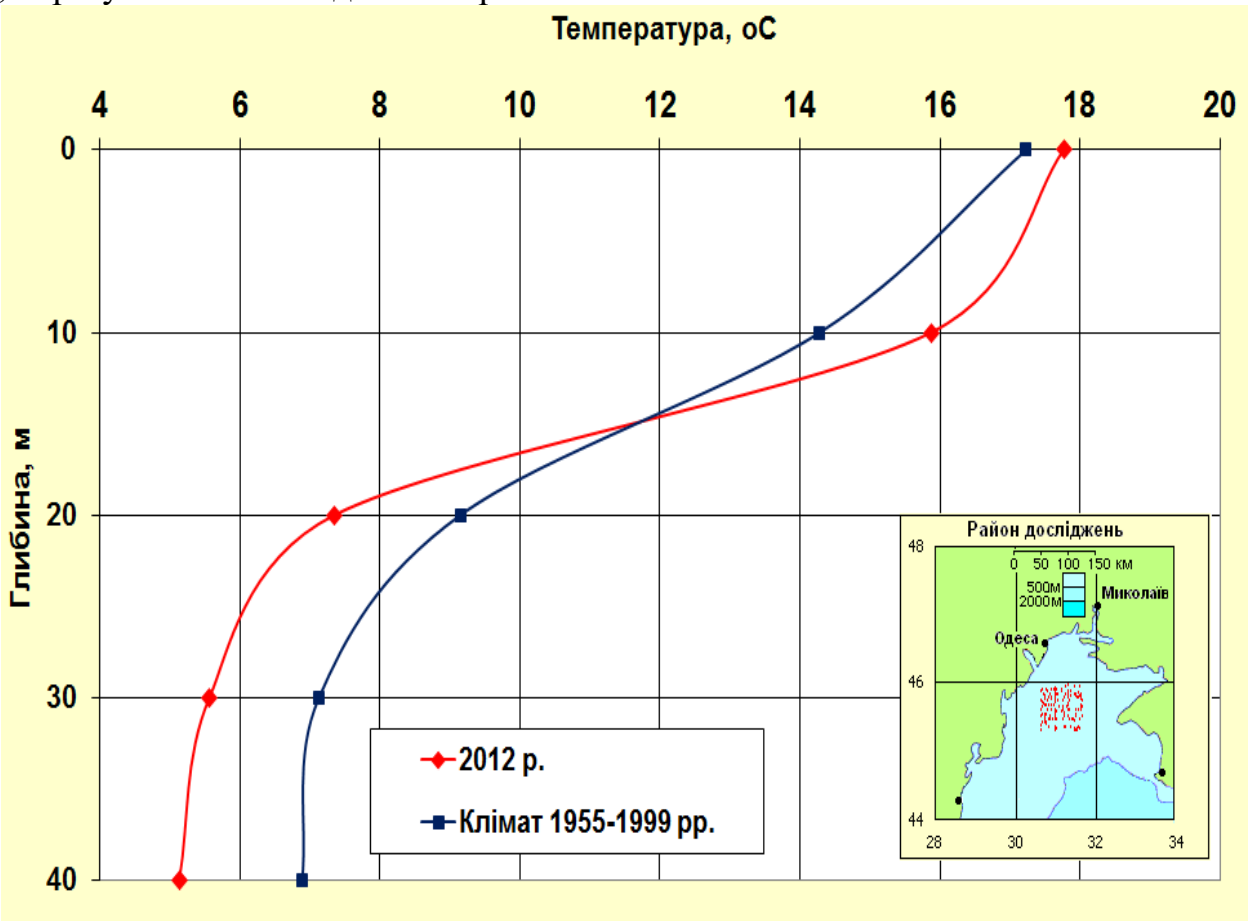


Рисунок 2.12 – Вертикальний розподіл середньої, по району досліджень, температури води в травні-червні 2012 р. і кліматичної за період 1955-1999 рр.

моря також чинять чутливий вплив на формування режиму солоності ПнЗШ ЧМ. В багаторічній мінливості стоку Дунаю визначається слабка тенденція 0,24 км^3/рік до підвищення його річного стоку.

У сучасний період з 1995 р. стік Дунаю знаходиться на фазі підвищення, але в останні 2 роки його стік був значно нижчий (на 39 і 34 км^3/рік) відносно середнього (за 1947-2012 рр.) значення 207,4 км^3/рік, відображено на рисунках 2.13, 2.14. У багаторічній мінливості стоку визначається фаза збільшення водності Дунаю з 1964 по 1982 р. і фаза зменшення водності 1983-1995 рр. Повний цикл довгоперіодного коливання стоку Дунаю складає 31 рік. У останнє десятиріччя значно підвищений стік Дунаю припадав на 2005, 2006 і 2010 рр.

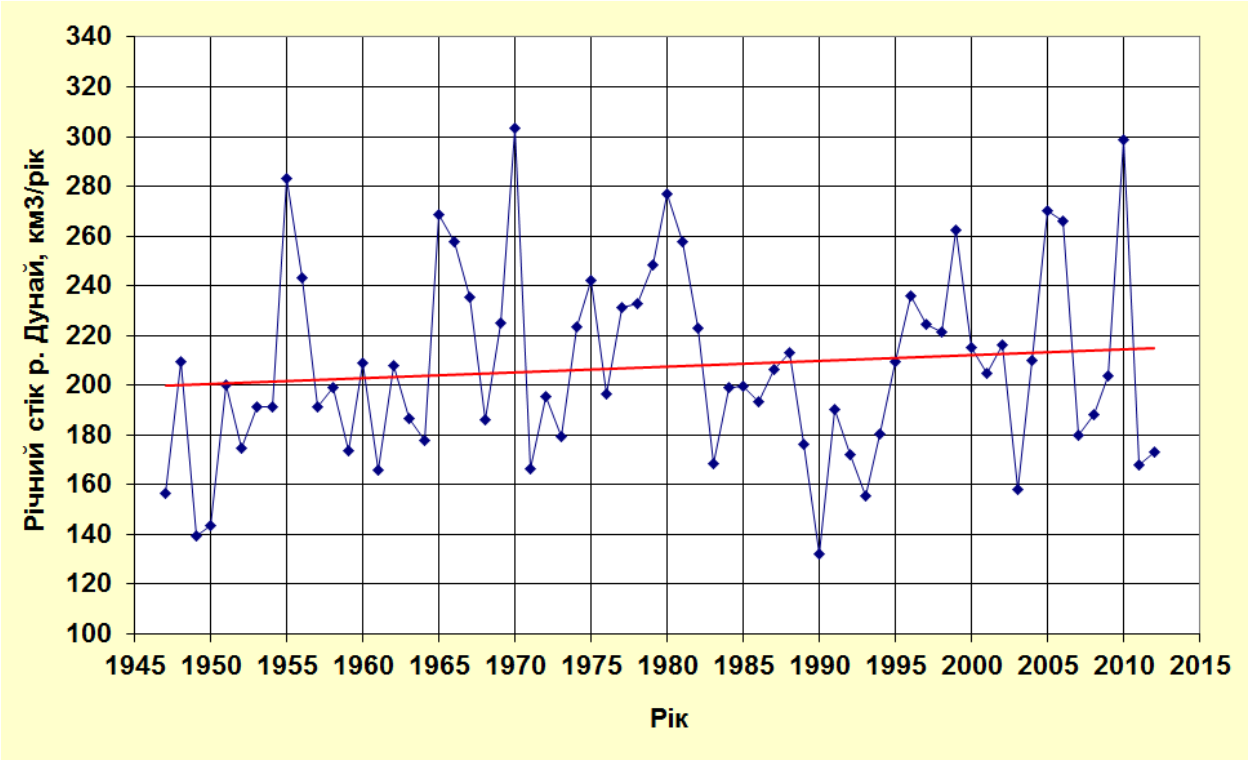


Рисунок 2.13 – Багаторічна мінливість річного стоку р. Дунай.

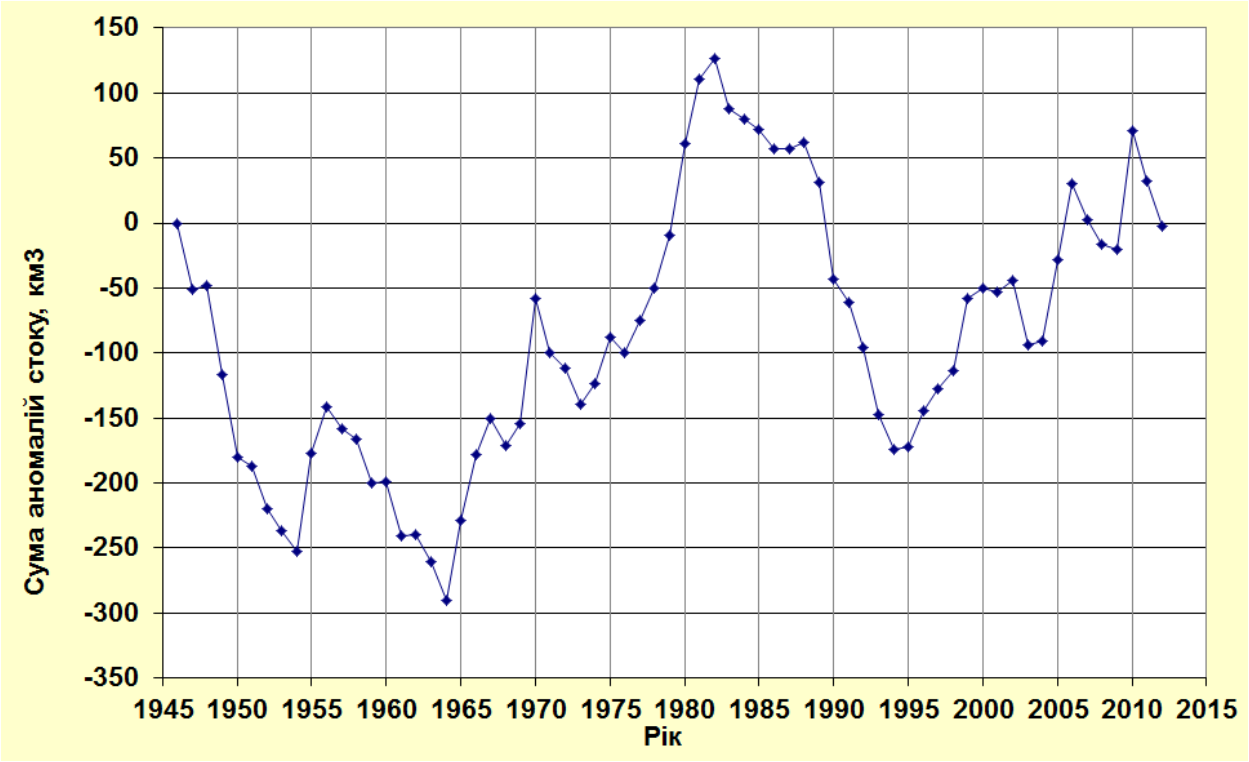


Рисунок 2.14 – Сума аномалій річного стоку р. Дунай за період 1947-2012 рр.

На відміну від стоку Дунаю в довгоперіодній мінливості стоку р. Дніпро визначається слабка тенденція до зменшення його стоку приблизно на 0,05 км^3/рік і з 1999 р. стік Дніпра знаходиться в фазі малої водності, відображено на рисунках 2.15, 2.16. В багаторічній мінливості стоку Дніпра визначається ряд циклів з періодами 18, 10 і 20 рр. охоплюючи повноводну і маловодну фази (1947-1965 рр., 1966-1976 рр., 1977-1997 рр., відповідно).

У останнє десятиріччя підвищений стік Дніпра, як і Дунаю, припадав на 2006 і 2010 рр. Коефіцієнт кореляції річного стоку Дніпра і стоку Дунаю за період 1947-2011 рр. складає 0,46.

Виконаний статистичний аналіз показав, що на стік річок ПнЗШ ЧМ, як і на стан вітрового режиму, значно впливають крупномасштабні процеси циркуляції атмосфери, гарним показником яких для європейського сектору є індекс ПнАК [24]. На стік річок ПнЗШ найбільш впливають циркуляційні процеси зимово-весняного періоду, коефіцієнт кореляції середнього індексу ПнАК за січень-квітень і річного стоку Дніпра і Дунаю за період 1950-2012 рр. складає відповідно -0,36 і -0,51. Стік річок підвищується при індексі ПнАК з позначкою мінус, тобто при послабленні зонального переносу. В таких умовах траєкторії атлантичних циклонів, які в звичайних умовах переміщуються через Скандинавію, проходять значно південніше [24]. Тобто при послабленні зональної циркуляції, в басейнах річок ПнЗШ ЧМ, і в першу чергу Дунаю, за рахунок циклонічної діяльності, значно підвищується кількість опадів і як наслідок річковий стік.

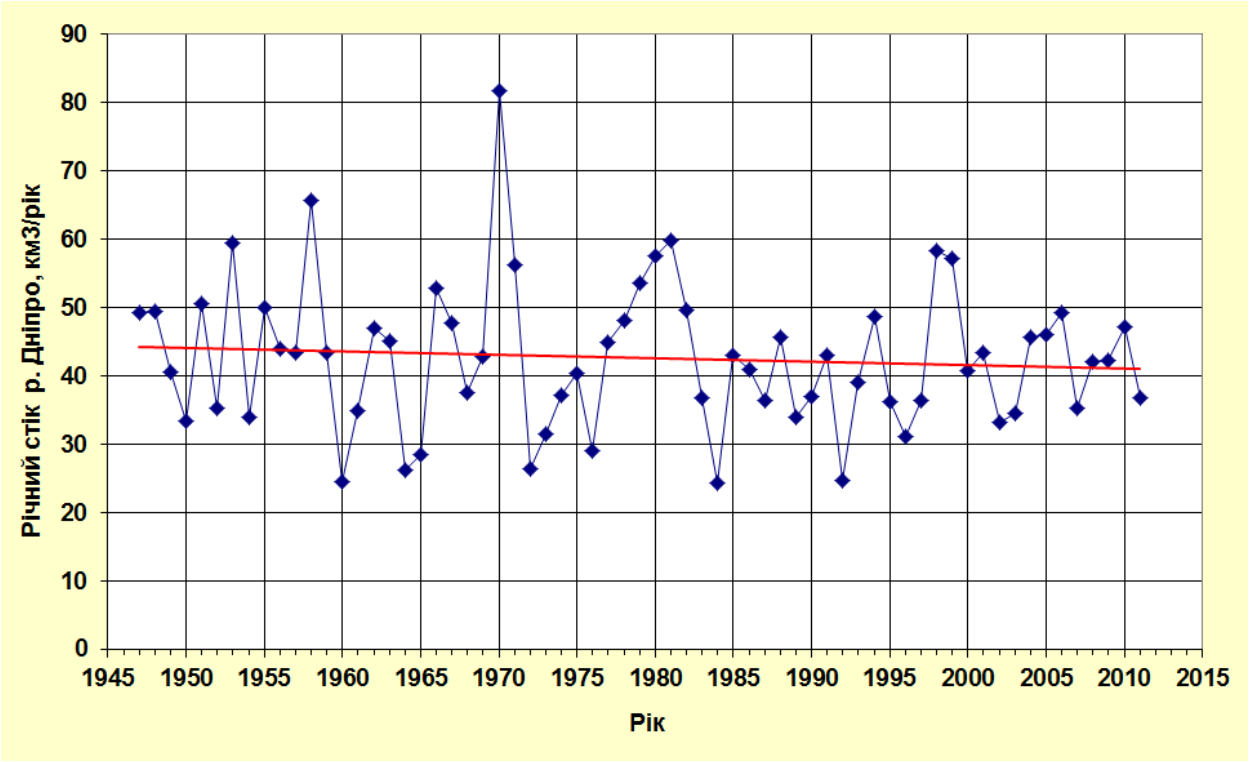


Рисунок 2.15 – Багаторічна мінливість річного стоку р. Дніпро.

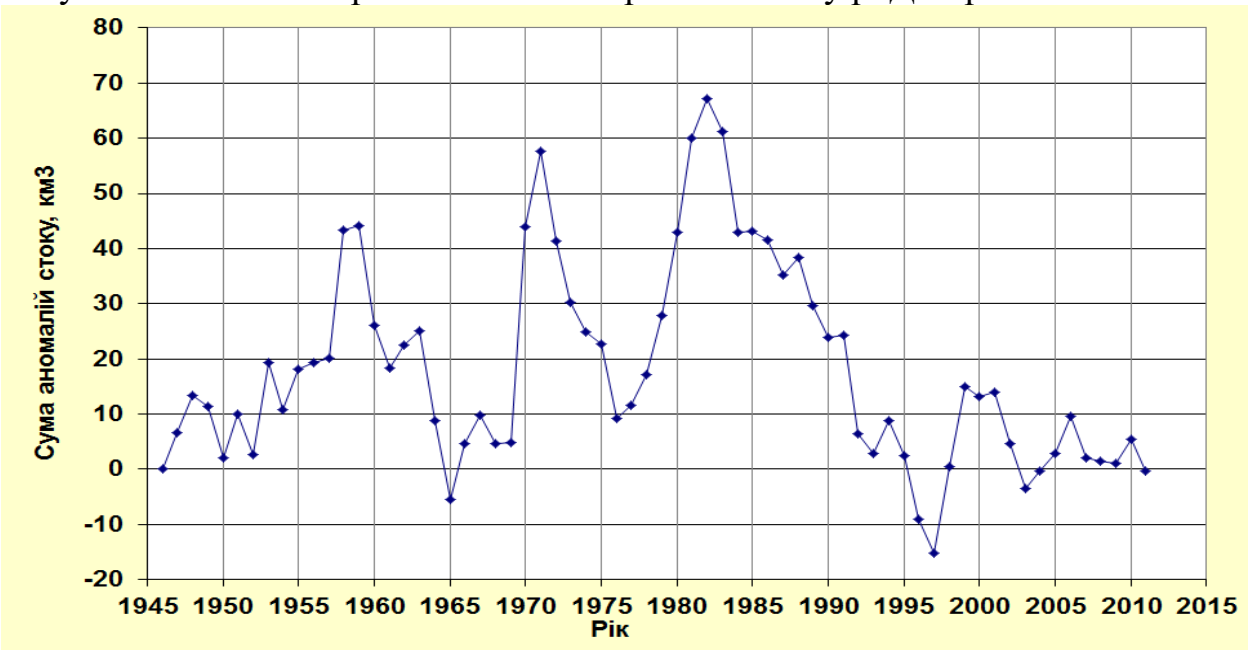


Рисунок 2.16 – Сума аномалій річного стоку р. Дніпро за період 1947-2011 рр.

Відповідно до стоку річок і змінювалась солоність вод ПнЗШ ЧМ. За даними п. Одеса у багаторічній мінливості визначається тенденція до зниження середньої річної солоності вод за період 1949-2012 рр. у середньому на 0,019 ‰ у рік, відображено на рисунку 2.17.

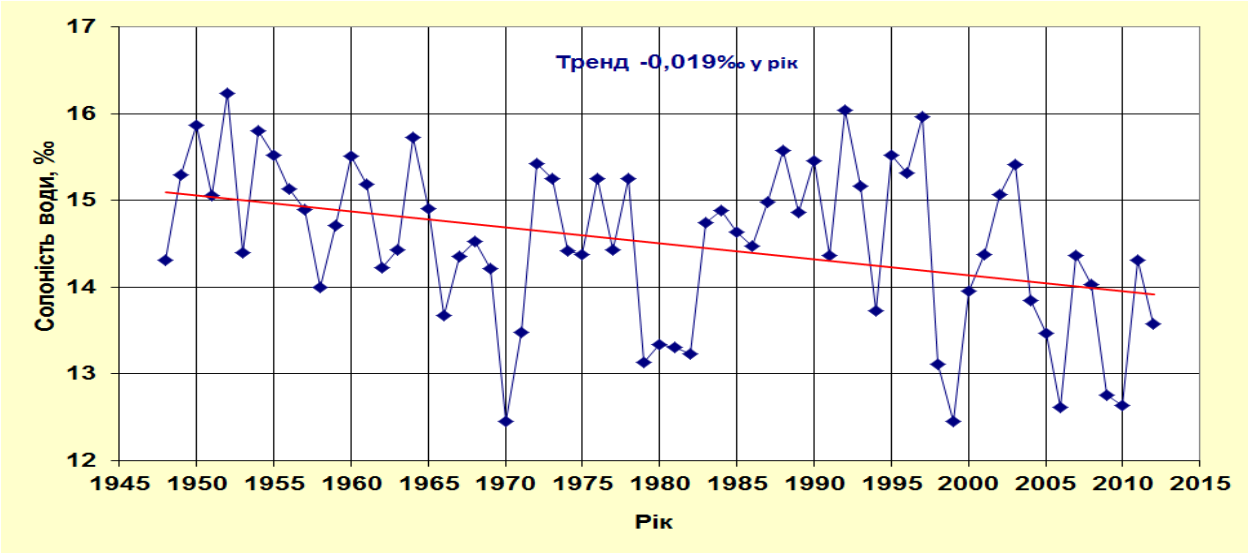


Рисунок 2.17 – Багаторічна мінливість солоності вод Одеської затоки ПнЗШ ЧМ за
даними п. Одеса 1947-2012 рр.

У останні роки низькі значення середньої річної солоності вод, менш 13 ‰, у Одеській затоці відмічались у 2006, 2009 і 2010 рр. Загальний тренд зменшення солоності вод визначається за рахунок зменшення повторюваності високих значень, а у багаторічному ході екстремальної низької солоності вод тренду практично не визначається, відображено на рисунку 2.18. Це вказує на зміни режиму вітру і вертикального обміну вод, тобто на зменшення інтенсивності і повторюваності вітрів обумовлюючих апвелінг вод в прибережній зоні відповідно до району Одеської затоки.

Опосередковано, через стік і режим вітру, визначається і слабкий зв'язок солоності району Одеської затоки з індексом ПнАК (коефіцієнт кореляції середніх значень за січень-квітень складає 0,28 при 95 % рівні значимості 0,24). Тобто при підвищенні інтенсивності зонального переносу зменшується стік рік і підвищується перенос повітря і течій до сходу.

Тенденція до зменшення солоності у період 2004-2010 рр. охоплювала увесь діючий шар вод ПнЗШ ЧМ приблизно до глибини 110 м. Вертикальний розподіл середньої, по району досліджень, солоності води в південній частині ПнЗШ ЧМ (на звалі глибин) у вересні 2008 р., а також середньої солоності у вересні періоду 90-х років минулого сторіччя, відображено на рисунку 2.19.

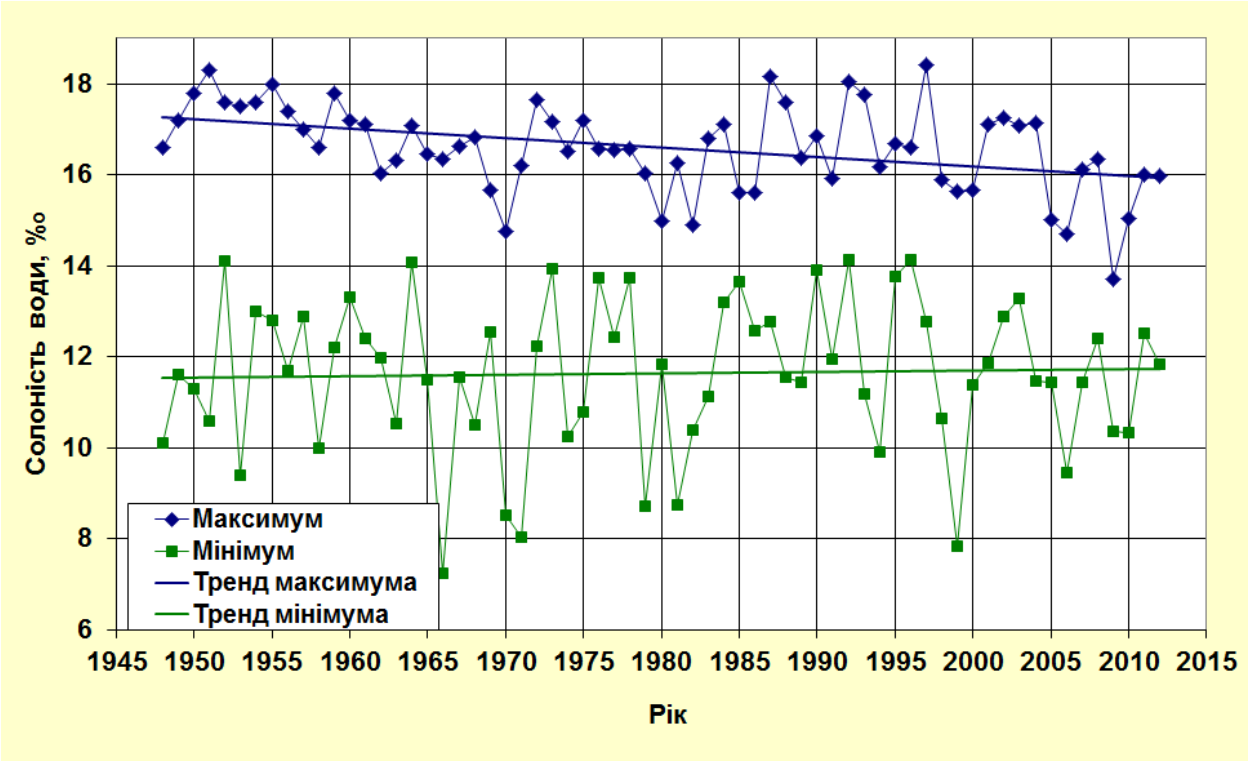


Рисунок 2.18 – Багаторічна мінливість екстремальних значень середньої місячної солоності вод Одеської затоки ПнЗШ ЧМ за даними п. Одеса 1947-2012 рр.

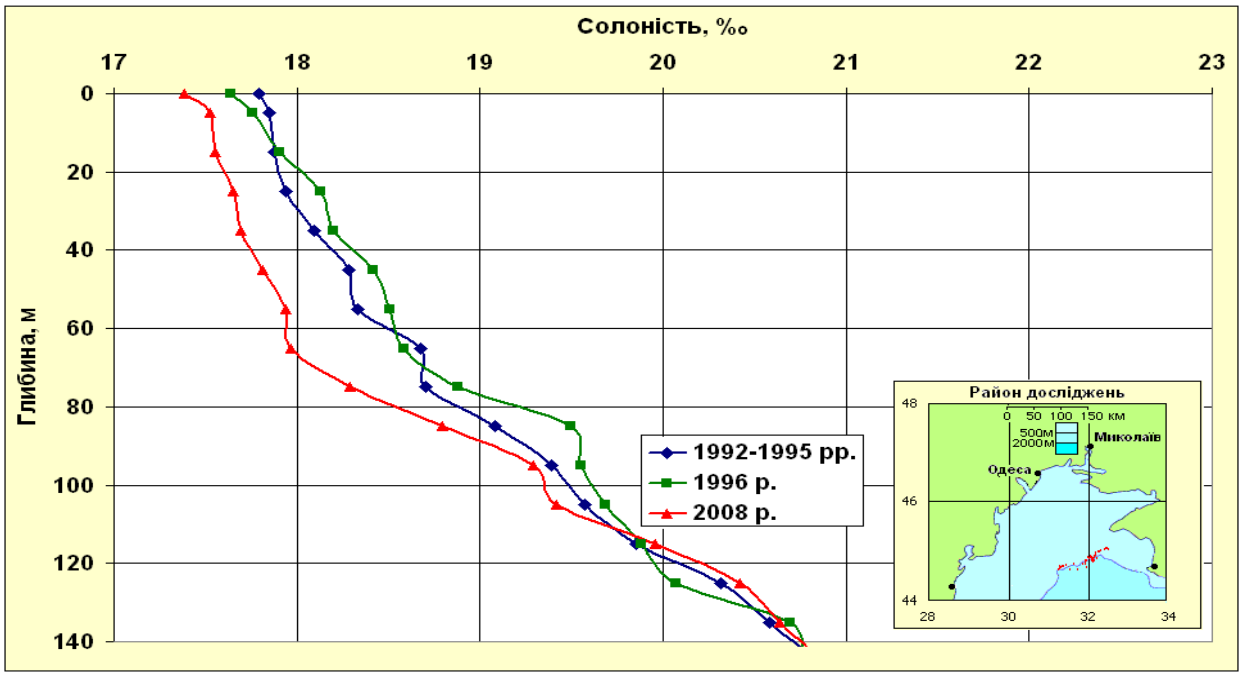


Рисунок 2.19 – Вертикальний розподіл середньої, по району досліджень, солоності води в вересні 2008 р. і у 90-х роках минулого сторіччя.

Зниження солоності вод відносно періоду 90-х років на глибині 60 м досягали в середньому 0,71 ‰. Аналогічна вертикальна структура солоності вод спостерігалась і центральній частині ПнЗШ ЧМ в липні 2009 р., відображено на рисунку 2.20.

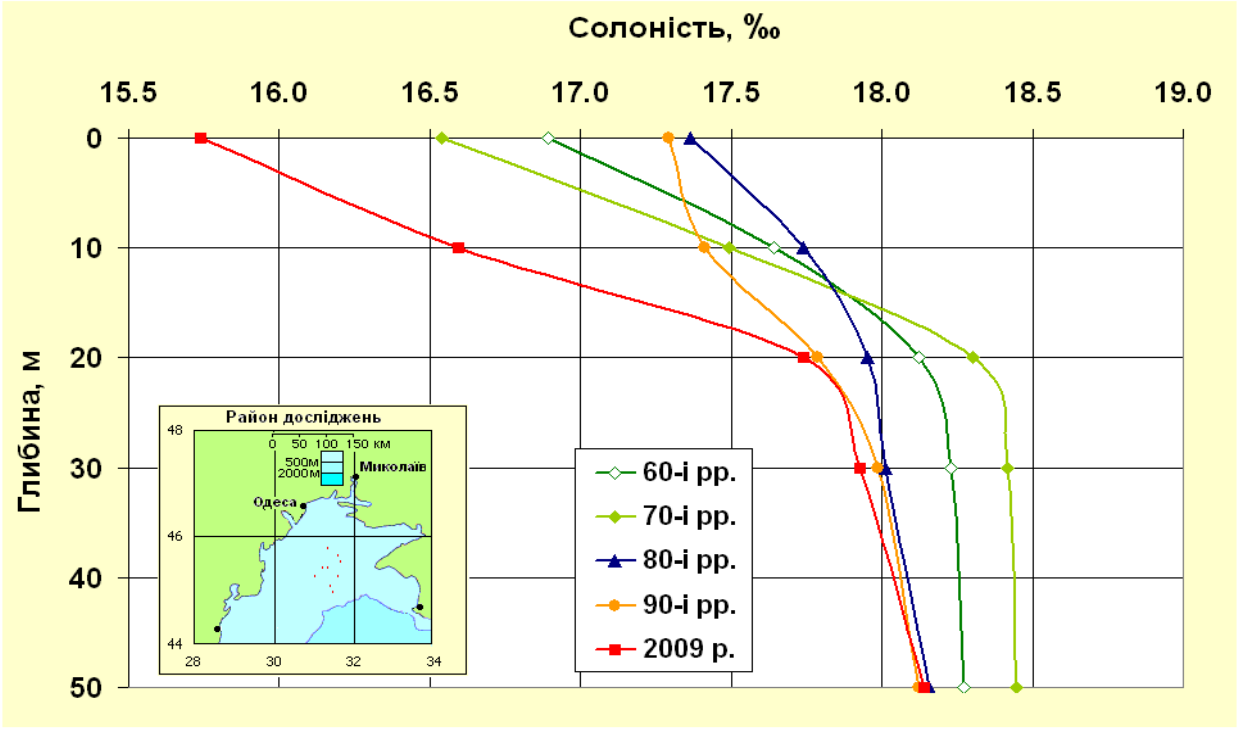


Рисунок 2.20 – Вертикальний розподіл середньої, по району досліджень, солоності води в липні 2009 р. і по десятиріччях минулого сторіччя.

В центральній частині ПнЗШ ЧМ найбільші відхилення від багаторічних значень солоності вод спостерігались в поверхневому шарі 0-10 м. Під галоклином в шарі 30-50 м в багаторічному плані солевміст вод знижувався від максимуму 18,30-18,45 ‰ у 70-ї рр. до 17,74-18,14 ‰ сучасного періоду.

У останні два роки 2011-2012 рр. за рахунок значного зменшення річкового стоку відбувалась і перебудова вертикальної структури вод. В поверхневому шарі в центральній частині ПнЗШ ЧМ (район філофорного поля Зернова) в поверхневому шарі 0-10 м визначалось підвищення солоності вод відносно середніх кліматичних значень, відображено на рисунку 2.21.

У придонному шарі під галоклином, не зважаючи на достатньо сурові умови зимового періоду 2012 р., і як наслідок підвищеної зимової вертикальної конвекції вод, зберігались води з пониженим солевмістом сформованим попередніми умовами підвищеного прісного стоку.

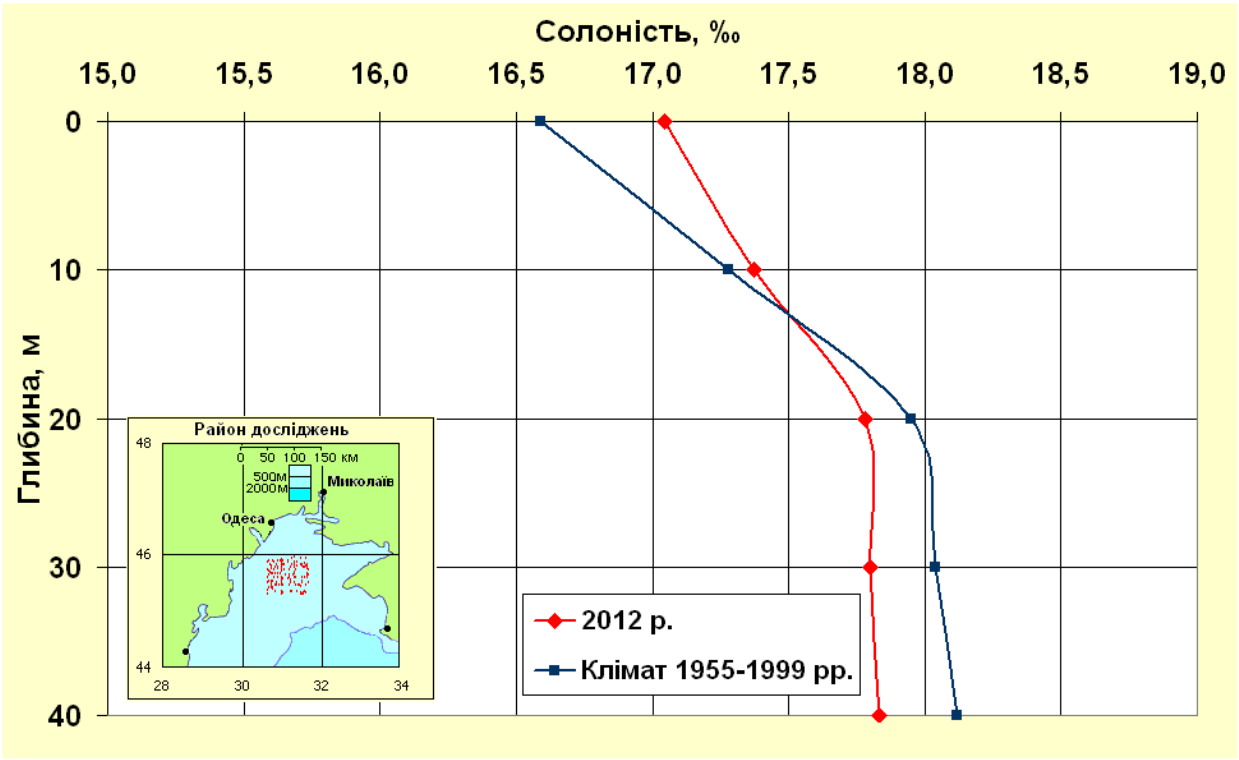


Рисунок 2.21 – Вертикальний розподіл середньої, по району досліджень, солоності води в травні-червні 2012 р. і кліматичної за період 1955-1999 рр.

В середньому під галоклином в шарі 20-40 м солоність була нижче кліматичних значень на 0,17-0,29 ‰. Підвищення солоності глибинних шарів відбувається за рахунок залучення у процеси обміну нижче лежачих шарів вод з підвищеною солоністю. Для підтримки солоності на рівні 18 ‰, як було показано в [29], при змішуванні на один об'єм прісної води необхідно шість об'ємів глибинної води моря з солоністю 21 ‰. Мілководність ПнЗШ ЧМ не дозволяє залучати у процеси вертикального обміну глибинні шари з достатньо високою солоністю вод і підвищення солоності на шельфі в більшій мірі обумовлюються процесами горизонтального обміну вод з відкритою і глибоководною частиною моря [30]. Тому в умовах послабленого водообміну мінливість солоності придонних вод на шельфі формується на значно більших часових масштабах ніж поверхневого шару. З глибиною в мінливості солоності зменшуються амплітуда і підвищується інерція на реакцію коливань стану поверхневого шару вод, які знаходяться під впливом зовнішніх факторів, обумовлених атмосферними процесами і взаємодії з поверхню моря.

2.3 Аналіз факторів які впливають на формування режиму солоності Одеської затоки

В поверхневому шарі основними факторами, які значно впливають на формування мінливості солоності вод ПнЗШ ЧМ є стік рік і процеси циркуляції вод, які в значній мірі обумовлюються режимом вітру [31].

Регулярні спостереження вмісту солоності вод району Одеської затоки (пункт Одеса порт) і дані режиму вітру і стоку р. Дніпро, Дунай за багаторічний період дозволяють виконати статистичну оцінку ступеню їх впливу на формування солевмісту вод даного регіону. В роботі [10] за даними спостережень до 1985 р. був визначений зв'язок середньої річної солоності вод Одеської затоки зі стоком річок Дніпра і Дунаю, коефіцієнти кореляції, відповідно складали, -0,75 і -0,62. Аналіз сучасних даних, на підставі значно більшого ряду спостережень, підтверджує присутність зв'язку солоності вод Одеської затоки з мінливістю стоку річок ПнЗШ ЧМ, коефіцієнт кореляції середньої річної солоності даного регіону і стоку Дніпра і Дунаю складає відповідно -0,70 і -0,51. На масштабах місячного осереднення також зберігається достатньо високий рівень кореляції солоності з характеристиками стоку і режиму вітру представлено у таблиці 2.1.

Для району Одеської затоки стік Дніпра є головним фактором в формуванні мінливості солоності вод. Коефіцієнт кореляції складає -0,68. Рівень кореляції стоку Дунаю і зональної складової переносу повітря з солоністю характеризується однаковими по абсолютній величіні значеннями 0,45. Але зональна складова вітру на масштабах місячного осереднення даних є більш обумовленим фактором впливу на солоність вод регіону досліджень ніж стік Дунаю. Коефіцієнт множинної кореляції пари стік Дніпра і зональна складова вітру з солоністю складає 0,73, а пари стік Дніпра і стік Дунаю – (0,67).

Таблиця 2.1 – Матриця коефіцієнтів парної кореляції характеристик відповідних за формування режиму солоності вод (при 95% рівні значимості 0,1)

Характеристика	Солоність	Стік Дніпра	Стік Дунаю	Зональна складова переносу повітря	Меридіональна складова переносу повітря
Солоність	1	-0,68	-0,45	0,45	-0,22
Стік Дніпра	-0,68	1	0,44	-0,17	0,12
Стік Дунаю	-0,45	0,44	1	-0,14	0,17
Зональна складова переносу повітря	0,45	-0,17	-0,14	1	-0,11
Меридіональна складова переносу повітря	-0,22	0,12	0,17	-0,11	1

Виконаний аналіз регресії всіх прийнятих до розрахунку факторів відповідно таблиці 2.1 показав що мінливість солоності вод в п. Одеса можливо описати простою лінійною моделлю:

$$S_м = 16{,}435 - 0{,}655 \times Q_{Дніпро} - 0{,}000198 \times L_Z, \quad (2.1)$$

де Sм – середня місячна солоність вод (‰);

$Q_{Дніпро}$ – місячний стік Дніпра ($км^3$);

L_Z – зональна складова переносу повітря за місяць (км).

Середня квадратична похибка моделі складає 1,18 ‰. Урахування всіх прийнятих до аналізу факторів не підвищує якості моделі, тобто головними факторами впливу на мінливість солоності вод Одеської затоки є стік Дніпра і зональна складова вітру. Мінливість середньої місячної солоності вод розрахованої за даними спостережень і на підставі статистичної моделі відображено на рисунку 2.22.

З осередненням даних до річного масштабу середня квадратична похибка розрахунків солоності по емпіричній моделі зменшується до 0,63 ‰, а кореляція фактичних даних спостережень і розрахованих по моделі підвищується до 0,85 (при 95% рівні значимості 0,35). У багаторічному плані аномалії солоності води за розрахунками по емпіричній моделі повністю відповідають циклам які визначаються за даними фактичних спостережень, відображено на рисунку 2.23. З 2004 р. води Одеської затоки знаходяться в фазі пониженого солевмісту, що обумовлюється сумісними факторами стоку Дніпра і режиму вітру в даному регіоні.

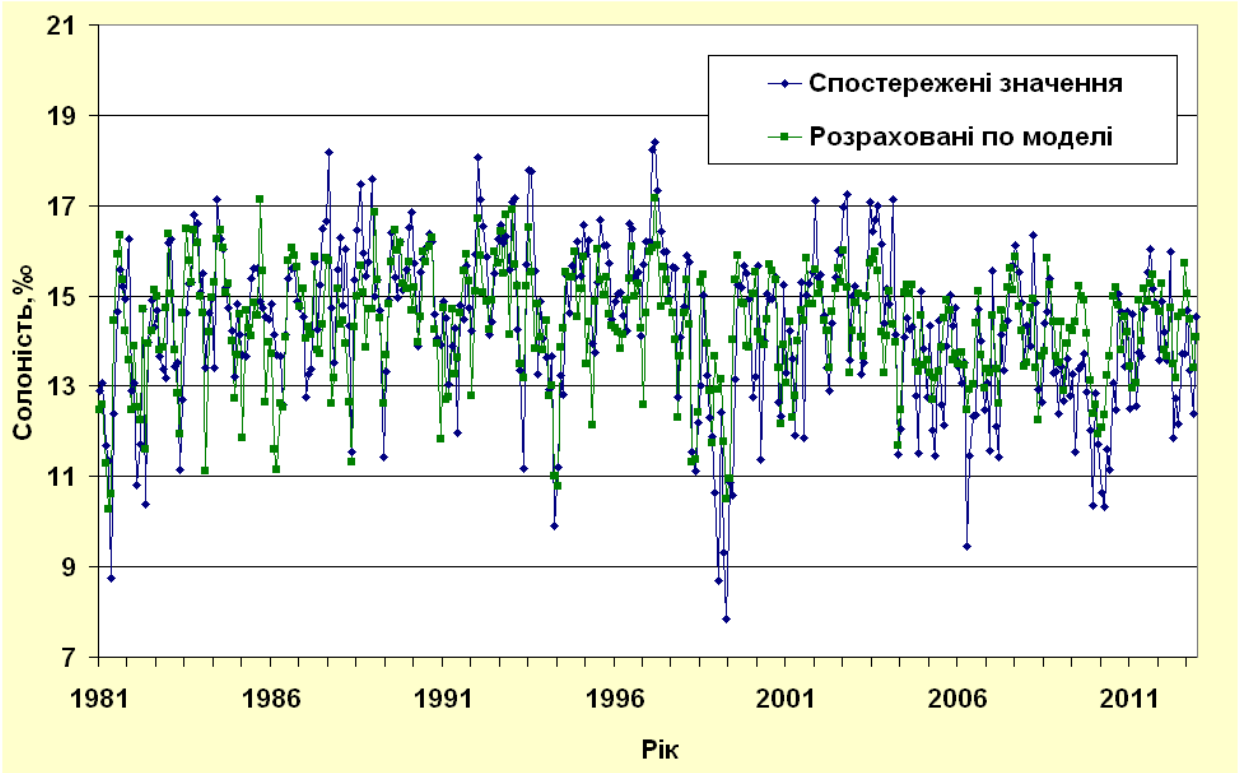
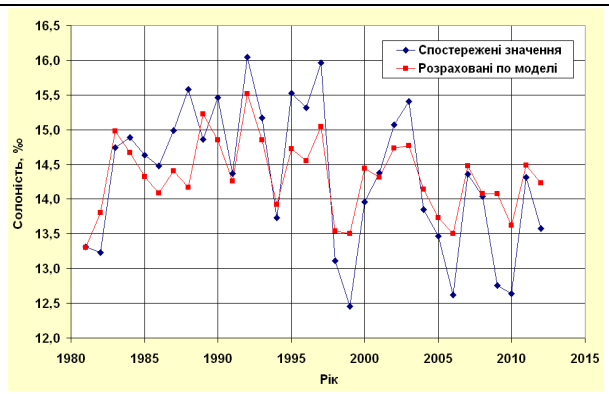
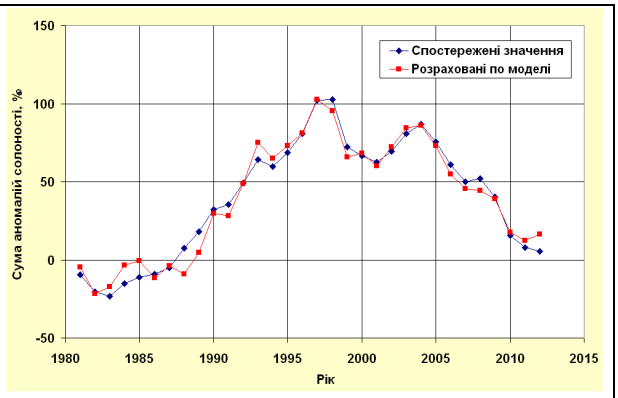


Рисунок 2.22 – Багаторічна мінливість середньої місячної солоності вод за період 1981-2012 рр.



а



б

а) середньорічна солоність; б) сума аномалій.

Рисунок 2.23 – Багаторічна мінливість середньої річної солоності води в Одеській затоці і суми їх аномалій за період 1981-2012 рр.

3 МІНЛИВІСТЬ І ТЕНДЕНЦІЇ АБІОТИЧНИХ ПОКАЗНИКІВ ЕВТРОФІКАЦІЇ ВОД ПнЗШ ЧМ

3.1 Мінливість гідрохімічного стану вод Одеського регіону ПнЗШ ЧМ

Основні екологічні проблеми пов'язані з евтрофікацією вод Чорного моря і у першу чергу його північно-західного шельфу виникли наприкінці XX сторіччя. Стрімкий розвиток процесів евтрофікації вод ПнЗШ ЧМ визначався в 60-80 рр. минулого сторіччя [2]. Показником наслідків євтрофікації і стану функціонування гідробіонтів е загальний вміст кисню. Дефіцит кисню в теплий період року став регулярно спостерігатися починаючи з 70-х років [32]. На рисунку 3.1 відображені розраховані середні значення вмісту кисню і солоності вод теплого періоду року (травень-вересень) в шарі 15-30 м західного району ПнЗШ ЧМ.

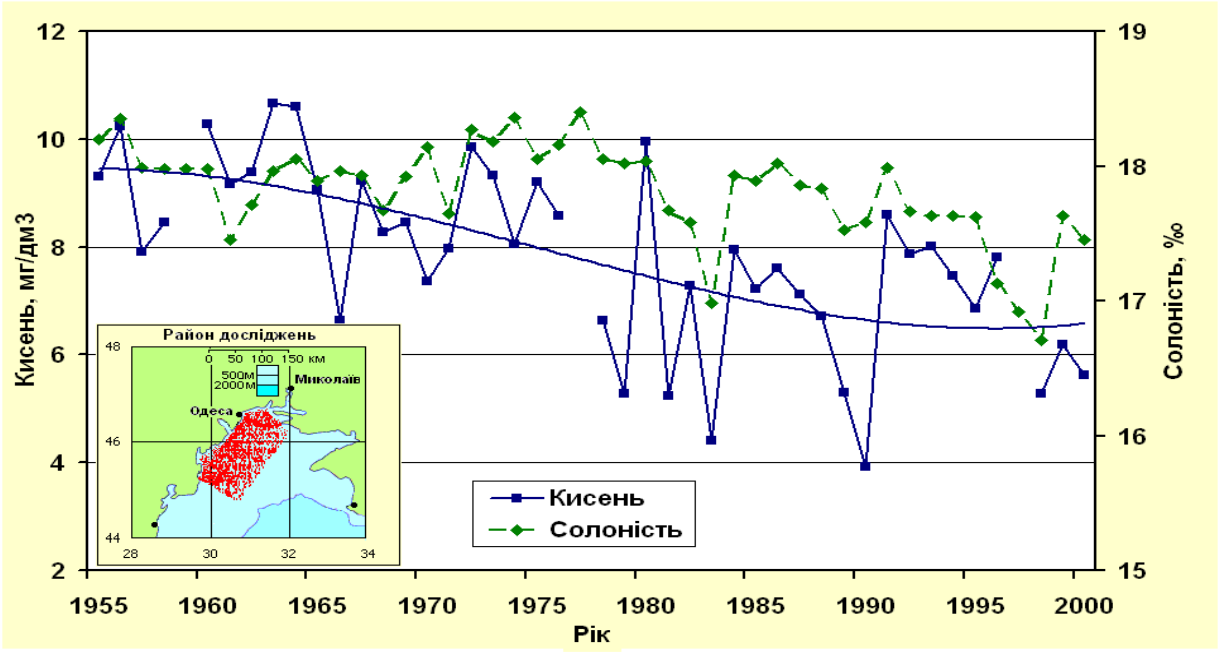


Рисунок 3.1 – Багаторічна мінливість середнього (травень - вересень) вмісту кисню і солоності води в шарі 15-30 м за період 1955-2000 рр. (тренд кисню апроксимований поліномом третьої степені).

В середньому концентрація кисню в період 1995-1965 рр. у придонному шарі під термоклином знаходилась на рівні 9,29 мг/дм^3 (93,9 % насичення). З середини 60-х років до кінця 80-х спостерігалось інтенсивне зниження концентрації кисню, обумовлене підвищенням антропогенного навантаження і евтрофікації вод. Зниження концентрації кисню, відбувалось на фоні загального зниження і солоності вод. Коефіцієнт взаємної кореляції кисню і солоності вод складав 0,57 (при 95% рівні значимості 0,35). У 90-х роках концентрація кисню в західній частині ПнЗШ ЧМ в шарі під термоклином в середньому була на рівні 7,14 мг/дм^3 (70,2 % насичення), а наприкінці сторіччя 1998- 2000 рр. – 5,69 мг/дм^3 (56,7% насичення). Такі умови виникли за рахунок підвищеного надходження біогенних речовин, як

зі стоком річок, які є основним джерелом біогенного забруднення вод на ПнЗШ ЧМ, так і з стоками точкових джерел від побутових і промислових підприємств. Якщо прийняти що визначений тренд зменшення вмісту кисню обумовлюється постійним ростом антропогенного навантаження, а коливання на його фоні обумовлюються природними факторами, то визначається що 50% дисперсії припадає на антропогенний фактор, а другі 50% дисперсії обумовлюються природними факторами. Тобто вклад природних і антропогенних факторів які обумовлювали в цей період зміни розчиненого в воді кисню був рівнозначний. На рисунку 3.2 відображена оцінка відносного вкладу основних джерел біогенного навантаження на морське середовище в північній частині ПнЗШ ЧМ на підставі даних [33].

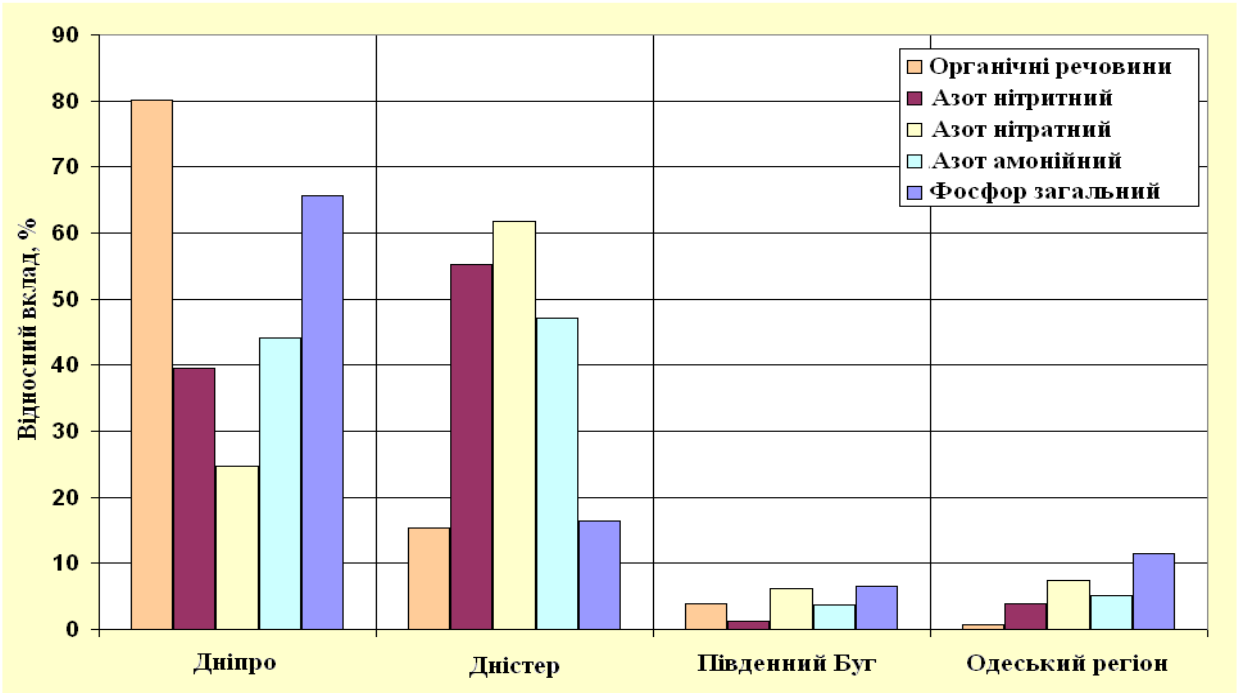


Рисунок 3.2 – Відносний вклад головних джерел біогенного навантаження на морське середовище району Одеського мегаполісу.

Показники мінливості гідрохімічного стану вод по Одеському регіону ПнЗШ ЧМ за останній п’ятирічний період 2008-2012 рр., які були визначені на підставі регулярного моніторингу прибережних вод з дискретністю спостережень в одну добу, представлено в таблиці 3.1.

Як відмічалось вище основними джерелами біогенного навантаження на морське середовище є річковий стік. Однак слід зазначити, що однозначного зв’язку кількості надходження біогенних речовин з об’ємами стоку річок не спостерігається. Так річний стік вод р. Дністер в п’ять разів менше р. Дніпро, але з її стоком поступає в сумі розчинених мінеральних форм азоту в два рази більше ніж зі стоком р. Дніпро. Це вказує на більш інтенсивне використання азотних добрив в сільському господарстві регіону басейна р. Дністер. Також не зважаючи на те що, стік вод від антропогенних джерел в Одеському регіоні в 14 разів менше стоку р. Південний Буг, кількість надходження в морське середовище розчиненого азоту і фосфору в

1,5 рази перевищує його кількість відносно Південного Бугу. Це вказує на значний вплив промислових мегаполісів на екологічний стан вод цих регіонів.

Вміст розчиненого у воді кисню є одним з визначаючих показників стану екосистеми морських вод, який є індикатором відношення інтенсивності первинної продукції органічних речовин і інтенсивності їх біохімічного окислення. Середні річні значення розчиненого у воді кисню змінювались в діапазоні 9,4-10,5 мг/дм^3 , з визначеним максимумом у 2008 р. і мінімумом у 2010 р. Діапазон коливань знаходився в межах 4,9 -16,2 складав мг/дм^3 (64,7-137 % насичення). Максимальний розмах коливань як за його вмістом, так і за рівнем насиченості в річному ході був відмічений у 2010 р. Біологічне споживання кисню ($БСК_5$) в середньому за всі роки складало 1,5 мг/дм^3, але у всі роки були періоди коли показники $БСК_5$ перевищували значення гранично допустимої концентрації (ГДК) 3,0 мг/дм^3 встановлених для внутрішніх морських вод України [34]. Високі значення $БСК_5$ від 3,2 до 5,6 мг/дм^3 у всі роки, як правило спостерігались в лютому – квітні, а у 2010 р. і в серпні, що було пов'язано з інтенсивним розвитком фітопланктону, біомаса і чисельність якого у ці періоди досягала максимуму. З віддаленням від промислових зон біологічне споживання кисню зменшується, а його вміст підвищується.

Так за даними 2010 р. в відносно чистих водах району пляжів біля мису „Малий Фонтан" і „Аркадія" середні річні концентрації розчиненого кисню були найбільш високими 13,4 мг/дм^3, а $БПК_5$ у середньому було значно нижче відносно районів з промисловим навантаженням прибережжя і складало 1,4 - 1,5 мг/дм^3.

Таблиця 3.1 – Показники мінливості гідрохімічного стану поверхневих вод району Одеської затоки ПнЗШ ЧМ за 2008-2012 рр.

Показник	O_2	O_2	pH	PO_4	Рзаг.	O_2	O_3	H_4	Nзаг.	Si
	Мг /м^3	%	од. pH	мкг/ дм^3	мкг/ дм^3	мкг/ дм^3	мкг/ дм^3	мкг/ дм^3	мкг/ дм^3	мкг/ дм^3
2008 р.										
Кількість визначень	94	94	94	94	94	94	94	94	94	94
Середнє	10,5	105	8,26	12,7	28,6	2,8	63,3	21,0	373	520
Максимум	15,0	129	8,51	73,0	85,0	10,9	283	108	1104	1870
Мінімум	6,6	80,3	8,02	1,2	7,1	0,3	0,3	0,1	154	79
2009 р.										
Кількість визначень	94	94	94	94	94	94	94	90	93	94
Середнє	9,9	102	8,37	15,6	29,1	2,9	39,2	12,5	450	470
Максимум	13,9	135	8,67	53,0	121	8,8	170	55,0	1592	1570
Мінімум	6,8	80,0	8,15	3,1	7,4	0,6	1,8	0,7	127	17

2010 р.										
Кількість визначень	90	90	90	90	90	90	90	90	90	90
Середнє	9,4	102	8,40	14,8	34,7	2,5	65,7	13,8	583	782
Максимум	16,2	137	8,82	53,0	84,0	10	340	138	1324	2380
Мінімум	4,9	64,7	8,06	1,8	10,0	0,5	2,9	0,7	106	110
2011 р.										
Кількість визначень	96	96	96	96	96	96	96	96	96	96
Середнє	10,3	105	8,39	11,0	26,7	2,3	76,5	13,4	787	481
Максимум	14,6	131	8,61	47,0	78,0	17,6	289	73,3	4319	1900
Мінімум	6,5	81,3	8,16	0,6	6,1	0,0	2,2	0,1	246	81
2012 р.										
Кількість визначень	95	95	95	95	95	95	95	95	95	95
Середнє	9,8	103	8,39	11,3	26,8	3,2	63,1	11,4	635	389
Максимум	14,6	132	8,56	36,6	84,1	10,4	324	146	1419	1180
Мінімум	6,9	86,3	8,26	0,0	7,9	0,6	1,1	0,1	190	22

Розподілення середніх річних значень, як вмісту кисню, так і $БСК_5$ у прибережній зоні значно змінюється залежно від рівня антропогенного навантаження і біогенного забруднення вод, відображено на рисунку 3.3, 3.4.

Рисунок 3.3 – Середній річний вміст розчиненого кисню у прибережних водах Одеського регіону у 2010 р.

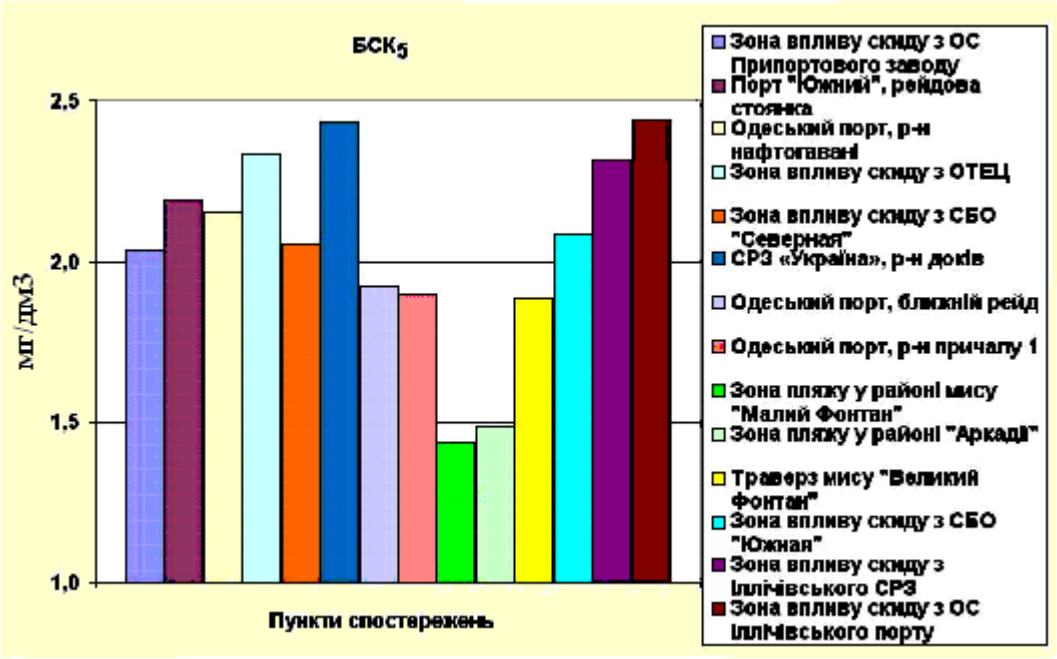


Рисунок 3.4 – Середнє річне біологічне споживання розчиненого кисню у прибережних водах Одеського регіону у 2010 р.

Мінімальне середнє річне значення розчиненого кисню у прибережних морських водах Одеського регіону визначалось у районі впливу скидів з очисної споруди (ОС) Припортового заводу(7,7 мг/дм^3) і рейдової стоянки п. „Южний” (8,1 мг/дм^3). За показником $БПК_5$ найбільш високі середні річні значення спостерігались у районі доків суднoремонтного заводу (СРЗ) „Україна” і в зоні впливу скидів з очисних споруд Іллічівського порту понад 2,4 мг/дм^3.

Значення водневого показника pH за останній п’ятирічний період у Одеському регіоні ПнЗШ ЧМ в середньому знаходились на рівні 8,26-8,40 од. pH і коливались в межах 8,02–8,82 од. pH. Практично в усі роки в весняний період, під впливом Дніпровських вод і весняного цвітіння фітопланктону, pH вод перевищувало нормативний рівень 8,5 од. pH (визначений для внутрішніх морських вод та територіального моря України[34]).

Вміст розчиненого мінерального фосфору (фосфатного фосфору) у період 2008-2012 рр. за даними спостережень у Одеському регіоні знаходився на рівні 11,0-15,6 мкг/дм^3, при коливаннях відносно середніх річних значень в діапазоні від аналітичного нуля (2012 р.) до 73 мкг/дм^3 (2008 р.). Середній річний вміст загального фосфору змінювався в ці роки від 26,7 мкг/дм^3 (2011 р.) до 34,7 мкг/дм^3 (2010 р.) . В цей п’ятирічний період відмічались концентрації загального фосфору від 6,1 мкг/дм^3 (2011 р.) до 121 мкг/дм^3 (2009 р.). Відношення вмісту органічної форми фосфору до мінеральної Рорг./Рмін. в середньому було на рівні 0,87-1,43. За даними регулярних багаторічних спостережень в Одеському регіоні ПнЗШ ЧМ, як вже відмічалось і раніше [5,36], в сучасний період визначається тенденція зниження вмісту як мінерального так і загального фосфору, відображено на рисунку 3.5. В останні два роки відмічається стабілізація середніх річних

концентрацій фосфатів і загального фосфору на рівні 11 мкг/дм^3 і 27 мкг/дм^3, відповідно.

Середні річні концентрації розчинених мінеральних форм азоту (нітритного, нітратного і амонійного) в водах Одеського регіону в останні п'ять років змінювались в діапазоні 2,3-3,2 мкг/дм^3, 39,2-76,5 мкг/дм^3 і 11,4-21,0 мкг/дм^3, відповідно. Екстремальні значення концентрацій нітритного азоту 17,6 мкг/дм^3 були визначені у 2011 р., нітратного 340 мкг/дм^3 – у 2010 р. і амонійного 146 мкг/дм^3 – у 2012 р., а мінімуми нітритної і амонійної форм азоту досягали аналітичного нуля. Багаторічна мінливість розчинених мінеральних форм азоту за даними регулярних спостережень в Одеському регіоні ПнЗШ ЧМ відображено на рисунку 3.6. В мінливості середніх річних значень мінеральних форм азоту визначається тенденція до зниження їх концентрацій, що особливо помітно в ході нітратного і амонійного азоту. Це вказує на деяку тенденцію, як за даними вмісту мінерального фосфору, так і за даними вмісту мінеральних форм азоту, до зниження антропогенного навантаження на морське середовище даного регіону.

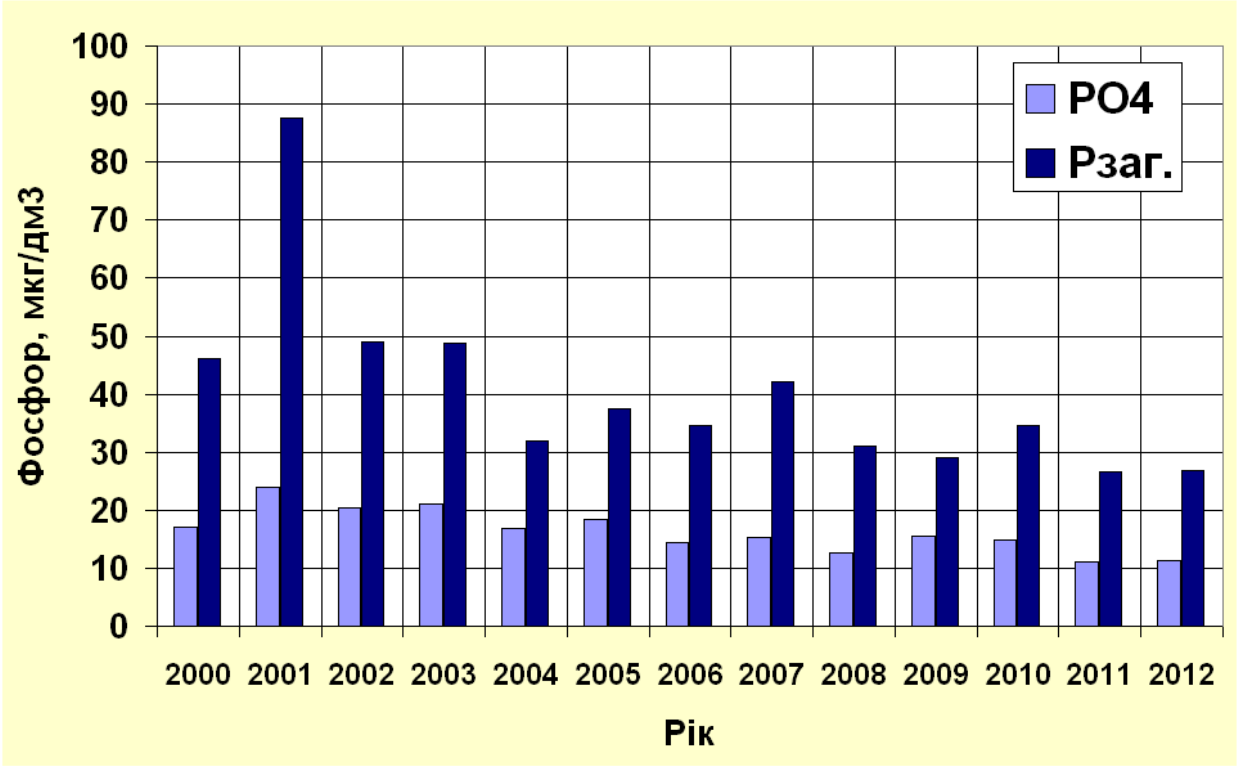


Рисунок 3.5 – Багаторічна мінливість середньої річної концентрації фосфатного і загального фосфору в поверхневих водах Одеського регіону ПнЗШ ЧМ.

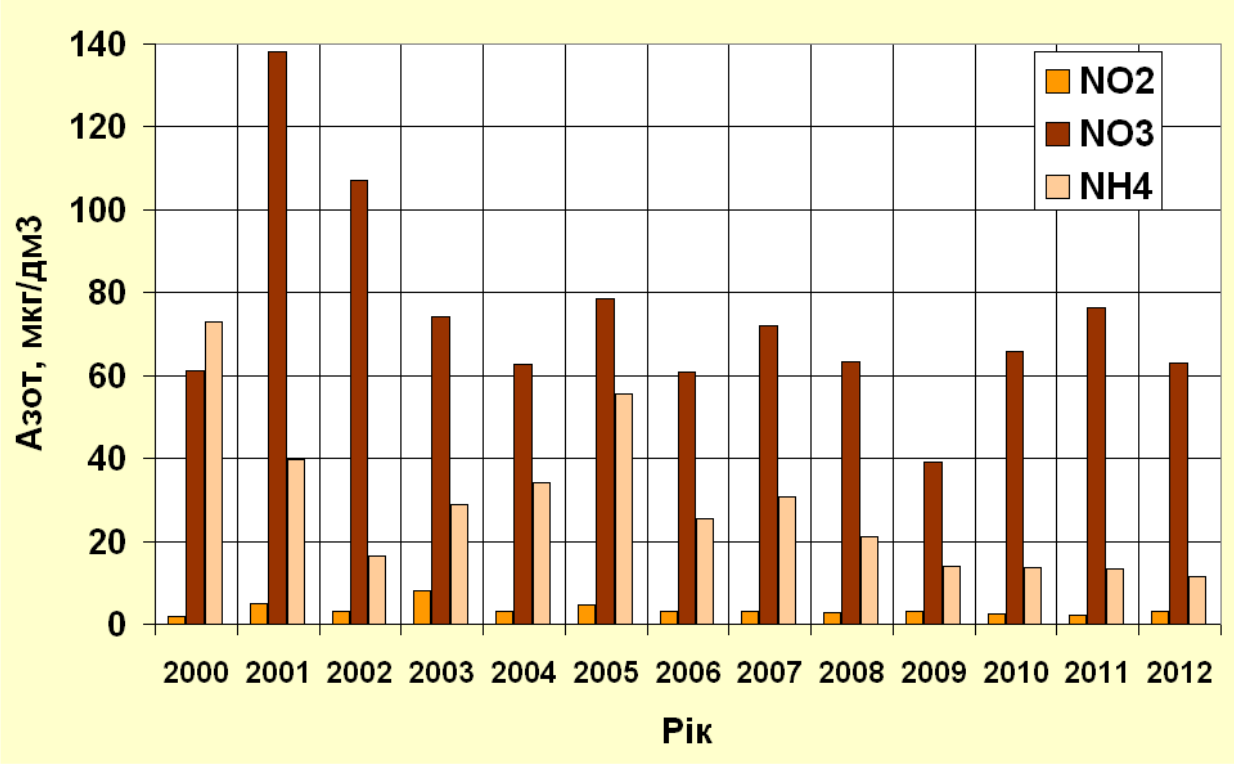


Рисунок 3.6 – Багаторічна мінливість середньої річної концентрації розчинених мінеральних форм азоту в поверхневих водах Одеського регіону ПнЗШ ЧМ.

Середні річні концентрації загального азоту в період 2008-2012 рр. в водах Одеського регіону змінювались від 373 мкг/дм^3 (2008 р.) до 787 мкг/дм^3 (2011 р.). Діапазон його коливань знаходився в межах 106 – 4319 мкг/дм^3. На рисунку 3.7 відображена мінливість вмісту загального азоту і його суми мінеральних форм.

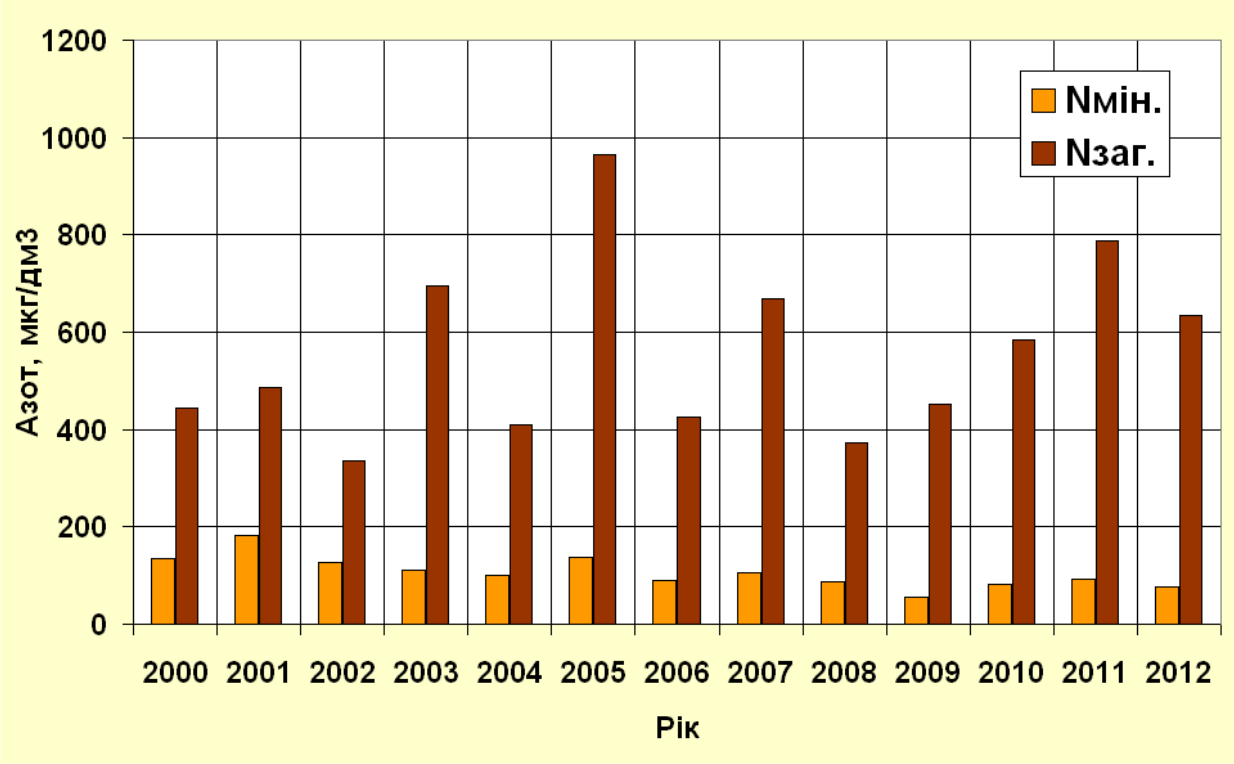


Рисунок 3.7 – Багаторічна мінливість середньої річної концентрації суми мінеральних форм азоту і азоту загального в поверхневих водах Одеського регіону ПнЗШ ЧМ.

В багаторічному ході представлених показників, на фоні значних коливань, визначається тенденція до збільшення вмісту загального азоту за рахунок його органічної форми. Вміст суми мінеральних форм азоту, як вже відмічалось вище, за рахунок його окремих форм має деяку тенденцію до загального зниження. Відношення органічної форми азоту до мінеральної з початку сторіччя поступово зростало від 2-х до 7,4, тобто вклад органічної форми азоту в загальну суму зростав.

Середній річний вміст кремнію за останні п’ять років в водах Одеського регіону змінювався в від 389 мкг/дм^3 (2012 р.) до 782 (2010 р.). Екстремальні його концентрації мінімум 17 мкг/дм^3 і максимум 2380 мкг/дм^3, відповідно як і середні його значення, спостерігались у 2012 і 2010 рр. Його вміст в значній мірі обумовлюється річковим стоком, який в 2010 р. як Дунаю, так і Дніпра був підвищеним. Мінливість середніх річних концентрацій кремнію в водах Одеського регіону ПнЗШ ЧМ визначених за даними регулярних спостережень 2003-2012 рр. відображено на рисунку 3.8. В цілому, за винятком 2010 р., у відмічене десятиріччя, спостерігається тенденція до зниження його вмісту, що відповідає фазі зниження стоку Дніпра.

За даними середніх значень абіотичних показників, як по загальному фосфору, так і по відношенню загального азоту до загального фосфору (Nзаг./Pзаг.), відповідно класифікації рівня трофності для озер [36], с початку сторіччя спостерігається тенденція до зниження трофності вод Одеського регіону ПнЗШ ЧМ, відображено на рисунку 3.9.

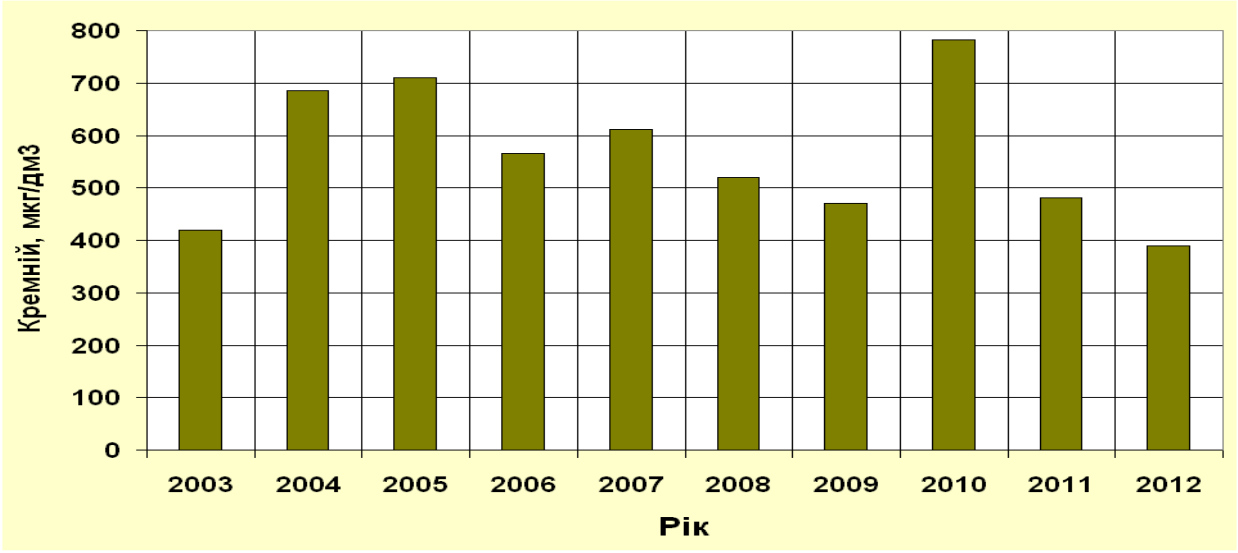


Рисунок. 3.8 – Багаторічна мінливість середньої річної концентрації кремнію в поверхневих водах Одеського регіону ПнЗШ ЧМ.

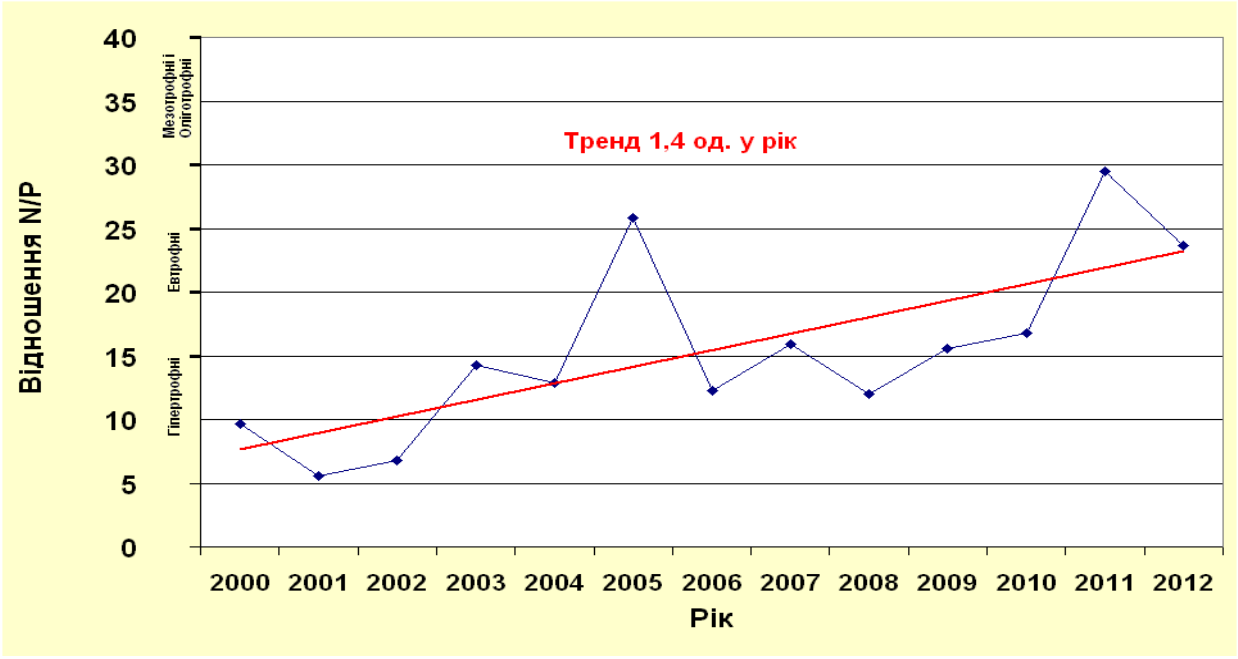


Рисунок 3.9 – Динаміка змін відношення Nзаг./Pзаг. Одеського регіону ПнЗ ЧМ.

За показником Nзаг./Pзаг. з початку сторіччя трофність вод зменшувалась від гіпертрофного рівня до низькоевтрофного, а стан вод 2011 р. можливо характеризувати як мезо - евтрофний.

3.2 Мінливість гідрохімічного стану вод району Дунайського узмор'я

Дунайське узмор'я знаходиться під постійним пресом найбільшого на ПнЗШ ЧМ джерела біогенного навантаження, стоку р. Дунай, з яким поступає в прибережні води України з Кілійского рукава в середньому біля 123,3 тис. т/рік розчиненого мінерального азоту і біля 32 тис. т/рік загального фосфору і 264 тис. т/рік кремнію [37]. Це обумовлює формування високих концентрацій біогенних речовин в прилеглих районах моря до устю Дунаю і високий рівень евтрофікації вод західної частини ПнЗШ ЧМ [5]. Показники мінливості гідрохімічного стану поверхневих вод Дунайського узмор'я за даними моніторингу 2009-2012 рр. представлено в таблиці 3.2.

Вміст розчиненого кисню в поверхневих водах Дунайського узмор'я за даними спостережень 2009-2012 р. змінювався в діапазоні 4,2 – 13,9 мг/дм^3 (48,3 – 132 % насичення). Середні значення вмісту кисню в липні 2009-2011 рр. знаходились в діапазоні 6,0-7,3 мг/дм^3 (76,8-88,5 % насичення). Відносно понижений вміст кисню і його насичення вказує на переважання в цей період процесів біохімічної деструкції і значних його затрат на процеси бактеріального окислення органічної речовини.

Пересичення поверхневих вод киснем спостерігалось тільки у весняний період в березні і травні, що обумовлювалось весняними процесами фотосинтезу фітопланктону. Найбільш несприятливі умови за вмістом кисню в придонному шарі спостерігались у липні 2009 р.

В придонному шарі вміст кисню коливався в межах 1,9 - 13,7 мг/дм^3 (18,8-120 % насичення). В липні 2009, 2010 рр. і в жовтні 2011 р. в придонному шарі визначався вміст кисню <4,0 мг/дм^3 нижчий ГДК (для внутрішніх морських вод України [34]), тобто виникали умови гіпоксії і дефіциту кисню, що відповідає високому рівню евтрофікації вод цього району.

Значення водневого показника pH на Дунайському узмор'ї в період 2009-2012 рр. в поверхневому шарі знаходились у межах 7,50-8,84 од. pH . Практично в усі роки на окремих точках спостережень відмічались значення які були вищі від нормативного рівня 8,5 од. pH (визначеного для внутрішніх морських вод та територіального моря України [34]).

Таблиця 3.2 – Показники мінливості гідрохімічного стану поверхневих вод району Дунайського узмор'я за 2009 -2012 рр.

Показник	O_2	O_2	pH	PO_4	Рзаг.	NO_2	NO_3	NH_4	Nзаг.	Si
	мг/м^3	%	од. pH	мкг/дм^3	мкг/дм^3	мкг/дм^3	мкг/дм^3	мкг/дм^3	мкг/дм^3	мкг/дм^3
2009 р. (березень, липень, листопад)										
Кількість визначень	40	40	40	40	40	40	40	40	40	40
Середнє	8,4	87,8	8,2	36	55	36	906	77	1345	1352

Максимум	13,9	117	8,8	91	142	99	1970	311	2240	3420
Мінімум	4,9	60,9	7,5	1	11	0,1	8	0,1	245	170
2010 р. (травень, липень, жовтень)										
Кількість визначень	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46
Середнє	8,9	96,6	8,18	46	104	20	1158	26	1483	2859
Максимум	11,9	132	8,84	97	275	31	1766	57	2485	4300
Мінімум	6,1	71,6	7,67	2	26	3	61	0,2	417	320
2011 р. (липень, жовтень)										
Кількість визначень	32	32	32	32	32	32	32	32	32	32
Середнє	6,4	74,9	8,14	19,0	44,5	30,1	504	20,9	1204	717
Максимум	10,1	124	8,55	61,0	115	83,0	1410	105	2470	1550
Мінімум	4,2	48,3	7,85	1,27	10,4	0,5	1,08	0,08	306	23
2012 р. (листопад)										
Кількість визначень	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Середнє	9,2	93	8,08	51	63	12	1163	28	1629	1963
Максимум	10,2	111	8,55	64	74	16	1661	69,2	2042	2350
Мінімум	8,5	86	7,92	12	27	4	112	2,5	486	370

Спостереження у період 2009-2012 р. на Дунайському узмор'ї виконувались у різні місяці року тому визначені середні і екстремальні характеристики по роках відповідають тільки тим місяцям (наведено в таблицях) в які виконувались спостереження, а не взагалі до середніх значень року. Показники мінливості гідрохімічного стану придонних вод Дунайського узмор'я за даними моніторингу 2009-2012 рр. представлено в таблиці 3.3.

Таблиця 3.3 – Показники мінливості гідрохімічного стану придонних вод району Дунайського узмор'я за 2009 -2012 рр.

Показник	O_2	O_2	pH	PO_4	Рзаг.	NO_2	NO_3	NH_4	Nзаг.	Si
	мг/ $м^3$	%	од. pH	мкг/ $дм^3$	мкг/ $дм^3$	мкг/ $дм^3$	мкг/ $дм^3$	мкг/ $дм^3$	мкг/ $дм^3$	мкг/ $дм^3$
2009 р. (березень, липень, листопад)										
Кількість визначень	33	33	33	33	33	33	33	33	33	33
Середнє	7,4	75,4	8,1	29	50	21	618	64	985	1153
Максимум	13,7	120	8,7	113	124	91	1870	227	2630	3460
Мінімум	1,9	18,8	7,5	2,2	13,0	0,4	1,1	0,3	117	140
2010 р. (травень, липень, жовтень)										
Кількість визначень	37	37	37	37	37	37	37	37	37	37
Середнє	7,1	73,9	8,06	31	66	10	509	33	873	1335
Максимум	10,6	114	8,62	137	200	32	1658	186	3738	3950

Мінімум	2,7	27,5	7,48	3,0	14	0,5	10	0,1	179	120
2011 р. (липень, жовтень)										
Кількість визначень	26	26	26	26	26	26	26	26	26	26
Середнє	5,3	57,7	7,96	19,0	38,5	10,9	123	28,2	574	371
Максимум	6,8	81,1	8,30	170	227	68,0	1218	284	1860	1380
Мінімум	3,8	40,4	7,59	3,08	17,1	2,0	31,8	0,08	377	150
2012 р. (листопад)										
Кількість визначень	12	12	12	12	12	12	12	12	12	12
Середнє	8,5	89	7,88	40	53	9	657	29	1135	1360
Максимум	9,5	102	8,09	62	85	15	1367	97	2017	2350
Мінімум	6,6	72	7,65	10	20	3	43	2	302	280

Для порівняння міжрічних змін гідрохімічних показників в таблиці 3.4 представлені дані показників мінливості за результатами спостережень виконаних в один і той же місяць (липень) 2009-2011 рр.

Таблиця 3.4 – Показники мінливості гідрохімічного стану поверхневих і придонних вод району Дунайського узмор'я в липні 2009 -2011 рр.

Показник	O_2	O_2	pH	PO_4	Рзаг.	NO_2	NO_3	NH_4	Nзаг.	Si
	мг/ $м^3$	%	од. pH	мкг/ $дм^3$	мкг/ $дм^3$	мкг/ $дм^3$	мкг/ $дм^3$	мкг/ $дм^3$	мкг/ $дм^3$	мкг/ $дм^3$
2009 р. поверхневий шар										
Кількість визначень	22	22	22	21	21	21	21	21	21	21
Середнє	6,0	76,8	8,17	25,9	42,5	54,8	634	100	1124	689
Максимум	9,1	118	8,75	82	86	99	1559	311	2115	1360
Мінімум	4,7	60,9	7,49	1	11	0,1	7,9	4,6	245	170
2009 р. придонний шар										
Кількість визначень	16	16	16	16	15	15	15	15	15	15
Середнє	4,6	55,6	8,15	25,4	40,1	32,5	426	80	741	661
Максимум	9,1	120	8,67	60	68	91	1647	227	1956	1180
Мінімум	1,9	18,8	7,63	2,2	13	0,4	1,1	0,5	252	140
2010 р. поверхневий шар										
Кількість визначень	16	16	17	17	17	17	17	17	17	17
Середнє	7,3	88,5	7,89	43,2	105	22,0	1170	29	1376	3562
Максимум	10,7	133	8,48	84	152	29,0	1766	57	1842	4300
Мінімум	3,6	44,6	7,67	3,1	49	7,1	61	3,3	394	630

2010 р. придонний шар										
Кількість визначень	16	16	16	16	15	15	15	15	15	15
Середнє	5,3	60,0	7,92	24,6	54,7	7,3	284	50	582	1099
Максимум	7,9	101	8,34	79	140	29	1323	100	1539	3950
Мінімум	2,7	27,5	7,48	5,1	23,0	0,5	10	0,13	275	120
2011 р. поверхневий шар										
Кількість визначень	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18
Середнє	6,8	80,4	8,09	33,0	57,3	54,1	611	34,6	1446	856
Максимум	10,1	124	8,55	61	115	83	1410	105	2470	1390
Мінімум	4,2	48,3	7,85	4,0	22,0	1,40	5,0	0,1	355	110
2011 р. придонний шар										
Кількість визначень	18	18	18	18	18	18	18	18	18	18
Середнє	5,8	60,1	7,85	22,7	42,0	14,1	139	35,0	626	388
Максимум	7,6	81,8	8,09	170	227	68	1218	284	1860	1380
Мінімум	4,2	40,4	7,59	3,4	17,0	1,6	2,8	2,0	386	130

Середнє насичення вод киснем за даними окремих зйомок в поверхневому і придонному шарах відображено на рисунку 3.10.

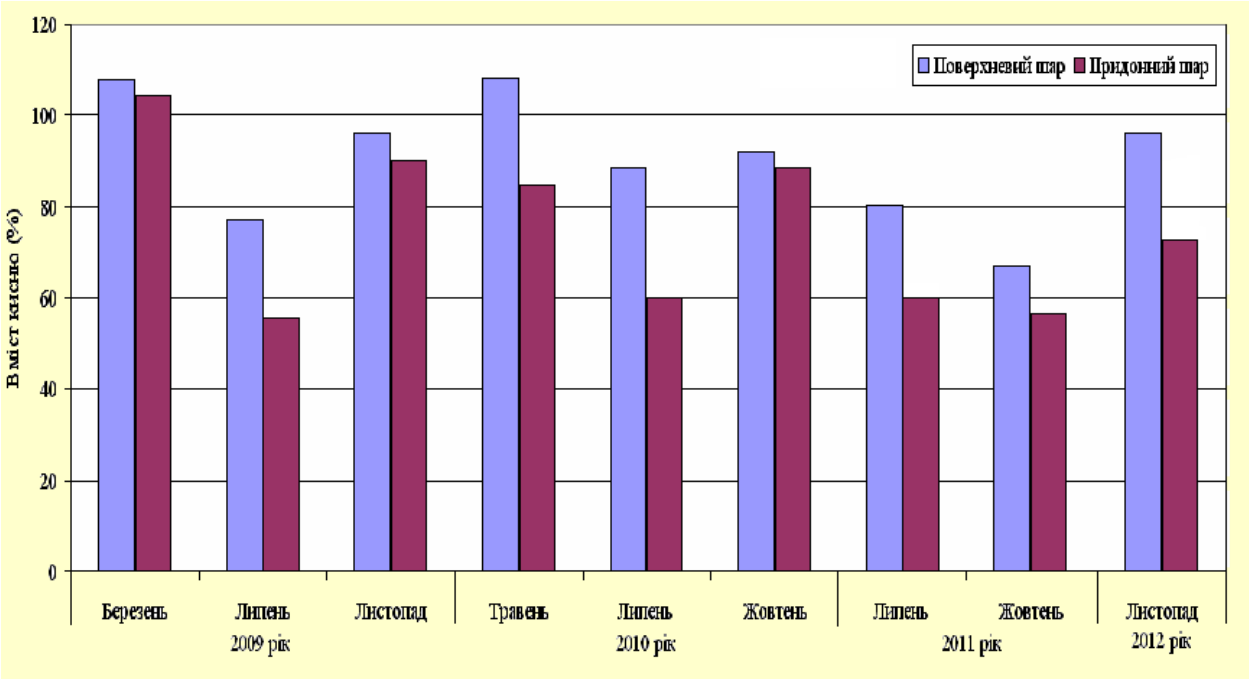


Рисунок 3.10 – Середній вміст кисню (% насичення) поверхневих і придонних вод Дунайського узмор'я в 2009-2012 рр.

В придонному шарі pH вод трохи зменшувалось і коливалось в межах 7,48- 8,70 од. pH. Середні значення pH вод Дунайського узмор'я були на рівні 8,08-8,20 од. pH і не виходили за межі ГДК.

Концентрації фосфатного фосфору в поверхневому шарі вод на Дунайському узмор'ї в період 2009-2012 рр. змінювались в діапазоні від 1,0 мкг/дм^3 до 97 мкг/дм^3. Середні значення по роках находились в діапазоні 19-51 мкг/дм^3. В липні середні концентрації мінерального фосфору змінювались від 25,9 мкг/дм^3 (2009 р.) до 43,2 мкг/дм^3 (2010 р.). Високі середні концентрації мінерального фосфору в липні 2010 р. обумовлювались значно підвищеним стоком в цей період р. Дунай.

В придонному шарі діапазон коливань вмісту мінерального фосфору за весь період спостережень був відносно поверхневого шару вищій 2,2-170 мкг/дм^3, однак за середніми значеннями його вміст зменшувався. Так за даними по роках середні концентрації мінерального фосфору знаходились в діапазоні 19-40 мкг/дм^3, а за даними спостережень в липні 22,7-25,4 мкг/дм^3.

Вміст загального фосфору в поверхневому шарі на узмор'ї Дунаю змінювався в діапазоні 10,4-275 мкг/дм^3, а середні значення по роках находились в межах 44- 104 мкг/дм^3. В липні середні концентрації складали 42,5-105 мкг/дм^3, а їх максимум, як і мінерального фосфору, спостерігався в 2010 р., відображено на рисунку 3.11.

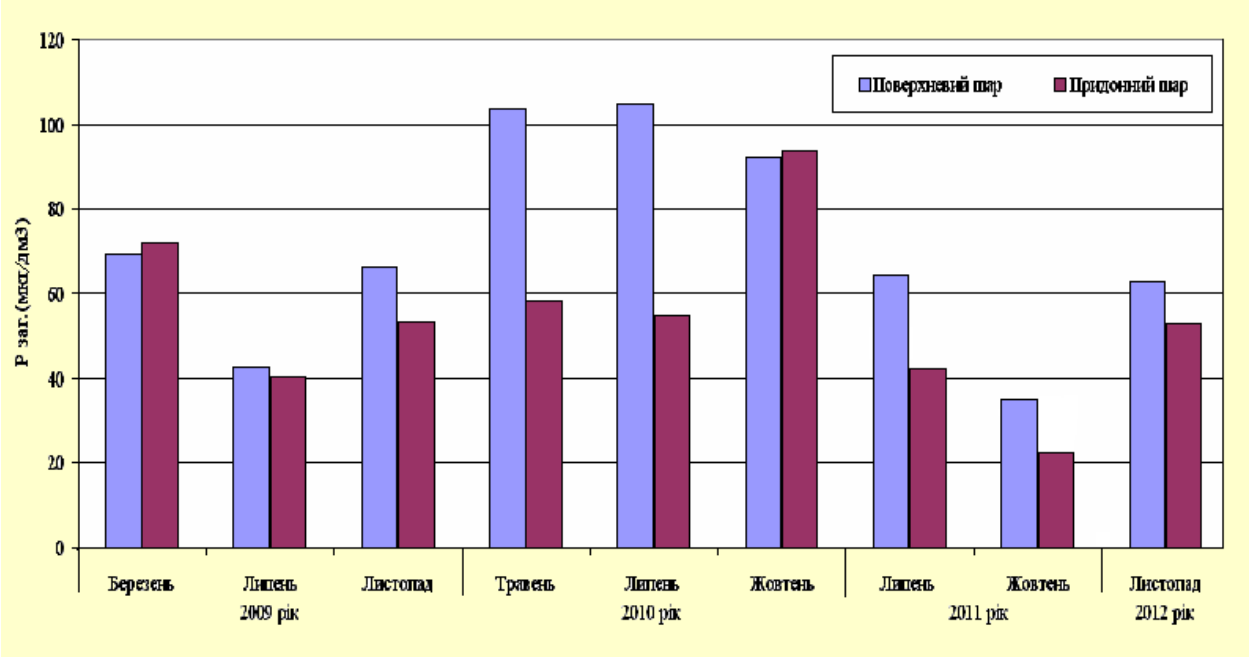
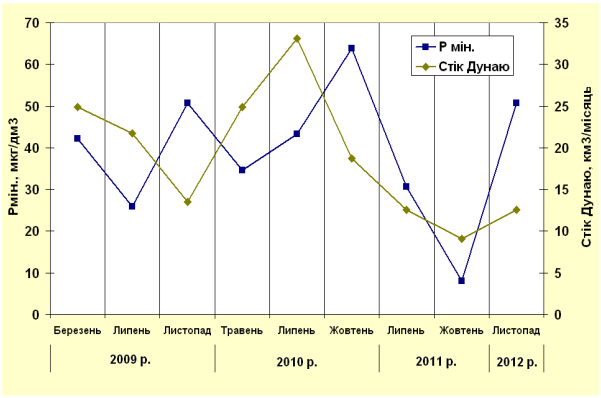


Рисунок 3.11 – Середній вміст загального фосфору в поверхневих і придонних водах Дунайського узмор'я в 2009-2012 рр.

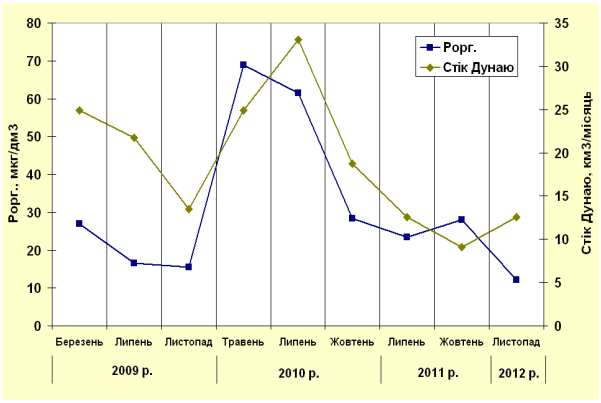
В середньому, відношення вмісту органічної форми азоту до мінеральної змінювалось від 0,44 до 3,45 і в середньому було близько до 1, тобто вклад мінерального фосфору і органічного в загальну його кількість був практично рівнозначний.

Всі форми фосфору виявляють прямий зв'язок зі стоком Дунаю, однак

концентрації органічного фосфору і загального найбільш тісно, на якісному рівні, зв'язані з мінливістю стоку Дунаю, відображено на рисунку 3.12, 3.13.



а



б

а) мінеральний фосфор; б) органічний фосфор.

Рисунок 3.12 – Мінливість середнього вмісту мінерального і органічного фосфору на узмор'ї Дунаю залежно від стоку Дунаю.

В придонному шарі вміст загального фосфору змінювався в діапазоні 13- 227 мкг/дм^3. Середній вміст за даними по роках складав 38-66 мкг/дм^3, в липні знаходився в межах 40,1-54,7 мкг/дм^3.

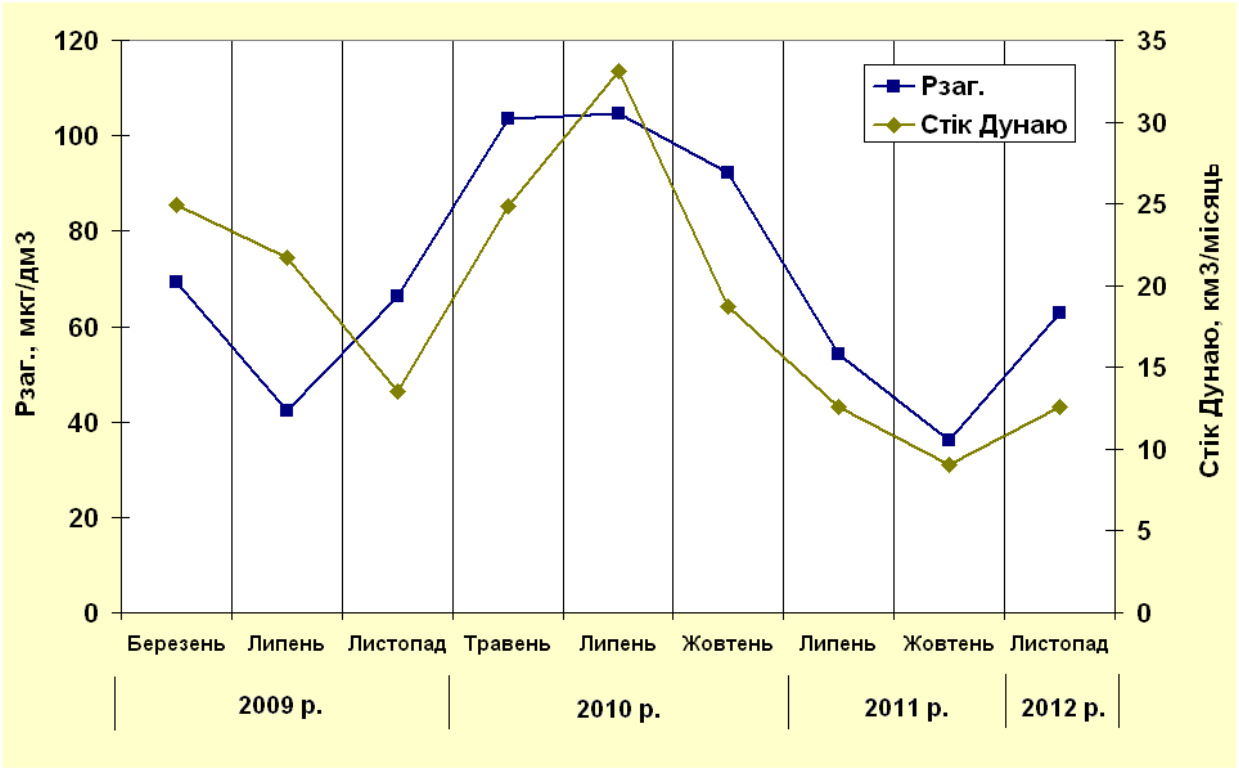


Рисунок 3.13 – Мінливість середнього вмісту загального фосфору на узмор'ї Дунаю залежно від стоку Дунаю.

Концентрації нітритного азоту на Дунайському узмор'ї в період 2009-2012 рр. коливались в діапазоні 0,1-99 мкг/дм^3, при змінах середніх значень по роках в діапазоні 12-36 мкг/дм^3. В липні середній вміст нітритного азоту

знаходився в межах 22,0 - 54,8 мкг/дм^3. В придонному шарі концентрації нітритного азоту змінювались в діапазоні 0,4-91 мкг/дм^3, а середні значення по роках були трохи нижче відносно поверхневого шару і знаходились на рівні 9-21 мкг/дм^3. В липні середній вміст нітритного азоту в придонному шарі по роках змінювався від 7,3 мкг/дм^3 до 32,5 мкг/дм^3. Відносно понижені концентрації нітритного азоту, як на поверхні, так і в придонному шарі спостерігались у період підвищеного стоку р. Дунай у 2010 р. за його сумою з січня по липень.

Вміст нітратного азоту в водах на узмор'ї Дунаю в період 2009-2012 рр. коливався в дуже широкому діапазоні від 1,1 мкг/дм^3 до 1970 мкг/дм^3 на поверхні моря і до 1870 мкг/дм^3 у придонному шарі. Середні значення концентрацій по роках складали 504-1163 мкг/дм^3 в поверхневому шарі і значно менше 123-657 мкг/дм^3 в придонному шарі. За даними спостережень в липні середній вміст нітратного азоту по роках змінювався в поверхневому шарі від 611 мкг/дм^3 (2011 р.) до 1170 мкг/дм^3 (2010 р.), а в придонному шарі – від 139 мкг/дм^3 (2011 р.) до 426 мкг/дм^3 (2009 р.). Тобто відносно підвищені концентрації нітратного азоту в поверхневому шарі визначались у період і підвищеного стоку Дунаю.

Вміст амонійного азоту на поверхні моря у даному районі коливався від 0,1 мкг/дм^3 до 311 мкг/дм^3 з середніми значеннями по роках (2009-2012 рр.) в діапазоні 21-77 мкг/дм^3. В придонному шарі вміст амонійного азоту, від поверхневих вод значно не відрізнявся і коливався в діапазоні 0,1-284 мкг/дм^3 при середніх значеннях по роках 28-64 мкг/дм^3. За даними спостережень в липні, середні значення концентрацій амонійного азоту в поверхневому шарі вод змінювались в діапазоні 29 мкг/дм^3 (2010р.)-100 мкг/дм^3 (2009 р.). Тобто, як і концентрації нітритного азоту, концентрації амонійного азоту були низькими в період підвищеного стоку р. Дунай за даними сумарного стоку з січня по липень.

В сумі мінеральних форм азоту головний внесок 94 % складає вміст нітратного азоту, 4 % - вміст амонійного азоту і 2 % - вміст нітритного азоту. В цілому сума вмісту мінеральних форм азоту, на якісному рівні, визначає деякий прямий зв'язок зі стоком Дунаю того ж місяця в якому проводились спостереження, відображено на рисунку 3.14.

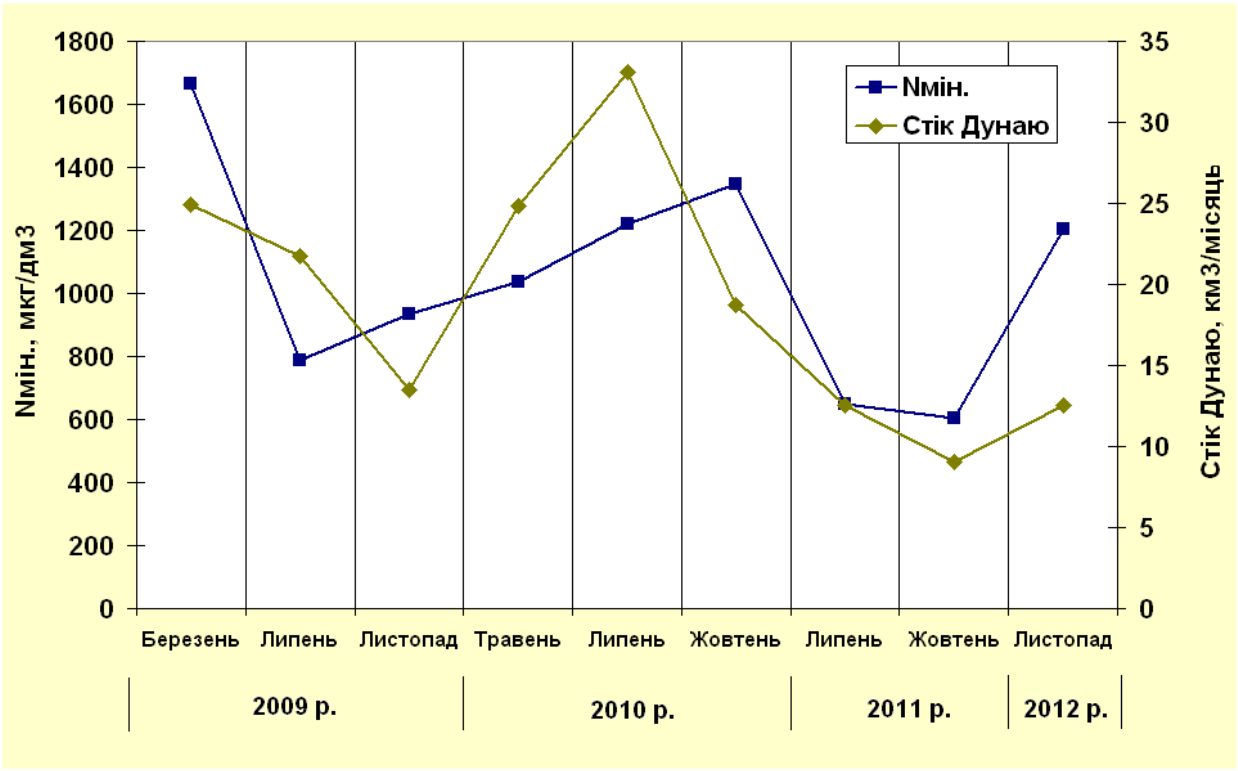


Рисунок 3.14 – Мінливість середнього вмісту суми мінерального азоту і стоку Дунаю.

Концентрації загального азоту на узмор'ї Дунаю в період 2009-2012 рр. коливались у межах від 245 мкг/дм^3 до 2485 мкг/дм^3, а середні значення по роках змінювались від 1204 мкг/дм^3 (2011 р.) до 1629 мкг/дм^3 (2012 р.). За даними середніх значень у серпні концентрації загального азоту у поверхневому шарі складали 1124 мкг/дм^3 – 1446 мкг/дм^3, максимум спостерігався при зниженому стоці р. Дунай 2011 р. В придонному шарі вміст загального азоту зменшувався і середні концентрації по роках складали 574 мкг/дм^3 – 1135 мкг/дм^3 , при розмаху коливань в діапазоні 117- 3738 мкг/дм^3.

Відповідно поверхні моря, як низькі, так високі концентрації загального азоту спостерігались у 2011 і 2012 рр. у період зниженого стоку р. Дунай. За даними спостережень в липні в придонному шарі підвищені середні концентрації 741 мкг/дм^3 і 626 мкг/дм^3 спостерігались відповідно в 2009 і 2011рр., а трохи менші 582 мкг/дм^3 в період підвищеного стоку Дунаю 2010 р Тобто однозначної залежності вмісту загального азоту зі стоком Дунаю, як для загального фосфору, не визначається. Однак з урахуванням середніх значень по всіх зйомках і відповідно стоку Дунаю тих місяців в яких проводились спостереження, на якісному рівні можливо визначити загальну пряму залежність вмісту загального азоту від стоку Дунаю, відображено на рисунку 3.15. Для вод Дунайського узмор'я, на відміну від Одеського регіону, відношення вмісту органічної форми азоту до мінеральної в середньому складало 0,48 і за період 2009-2012 рр. коливалось в діапазоні від 0,12 до 1,14, з максимумом в липні 2011 р. Тобто в формуванні загальної суми азоту даного регіону переважає його мінеральна

складова, яка обумовлюється виносом багатої кількості розчинених мінеральних сполук азоту .

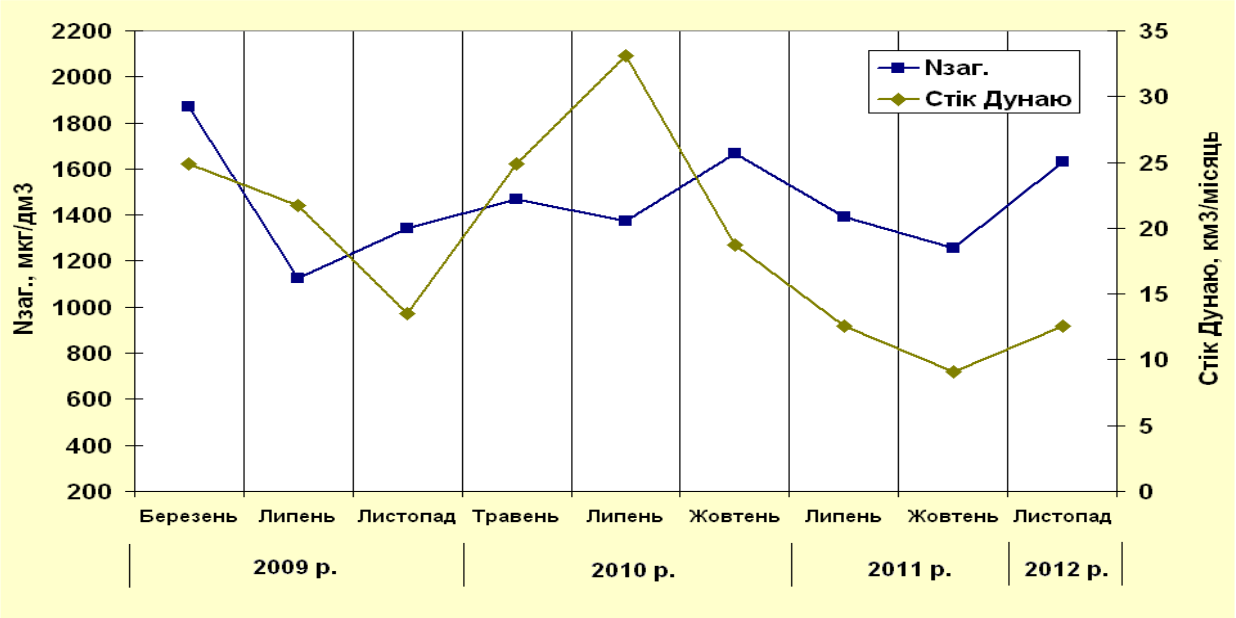


Рисунок 3.15 – Мінливість середнього вмісту загального азоту і стоку Дунаю.

Виконаний аналіз мінливості вмісту органічного азоту в водах Дунайського узмор'я показав, що на відміну від органічного фосфору, спостерігається явно виражений протилежний зв'язок його вмісту зі стоком Дунаю, відображено на рисунку 3.16.

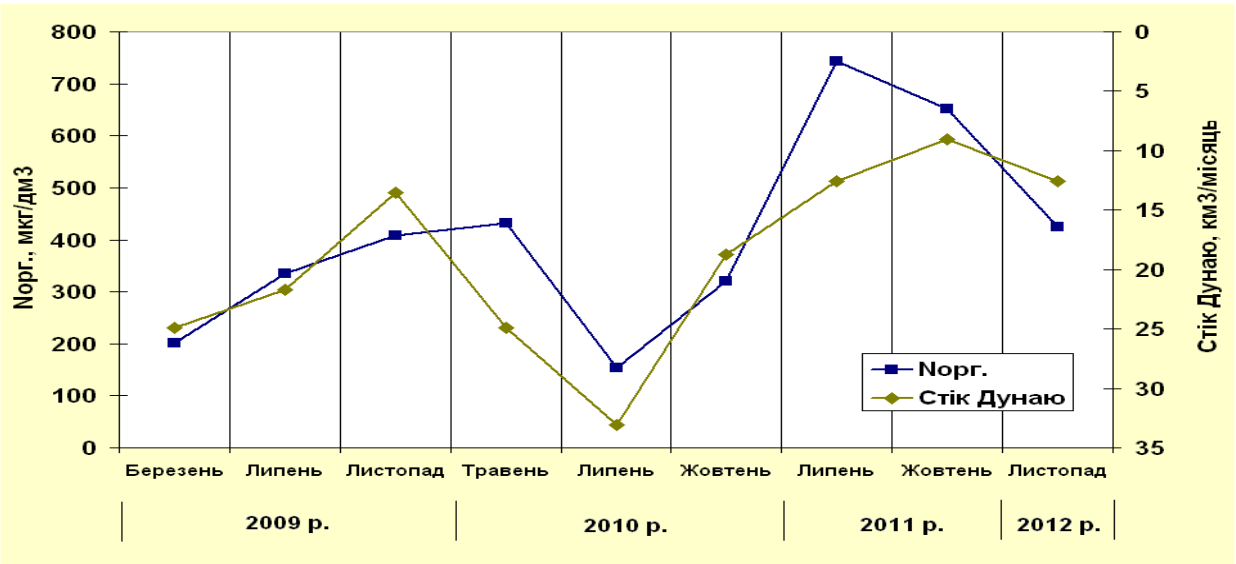


Рисунок 3.16 – Мінливість середнього вмісту органічної форми азоту і стоку Дунаю.

З підвищенням стоку Дунаю визначається зменшення концентрації органічних форм азоту в водах на узмор'ї Дунаю. Відповідно змінюється і значення відношення органічної форми азоту до мінеральної, при малому стоці Дунаю воно підвищуються, тобто переважає вміст органічних форм

азоту, а при підвищеному стоці – зменшуються, за рахунок переважання вмісту мінеральних форм азоту, відображено на рисунку 3.17.

Рисунок 3.17 – Мінливість середніх значень відношення вмісту органічного азоту

до мінерального залежно від стоку Дунаю.

Вміст кремнію в поверхневих водах на узмор'ї Дунаю в період 2009-2012 рр. коливався в дуже широкому діапазоні від 23 мкг/дм^3 до 4300 мкг/дм^3, а середні значення по роках змінювались від 717 мкг/дм^3 (2011 р.) до 2859 мкг/дм^3 (2012 р.). За даними середніх значень у серпні концентрації кремнію у поверхневому шарі складали 689–3562 мкг/дм^3, максимум спостерігався при підвищеному стоці р. Дунай 2010 р. В придонному шарі вміст кремнію зменшувався і середні концентрації по роках складали 371-1360 мкг/дм^3 , при розмаху коливань в діапазоні 120-3950 мкг/дм^3. За даними спостережень в липні в придонному шарі середні концентрації кремнію змінювались від 388 мкг/дм^3 до 1099 мкг/дм^3. Максимум середнього вмісту кремнію в придонному шарі, як і на поверхні моря, спостерігався в 2010 р. у період підвищеного стоку Дунаю.

Мінливість середнього вмісту кремнію в водах Дунайського узмор'я практично повністю відповідала мінливості стоку Дунаю. З підвищенням стоку визначалось і підвищення середнього вмісту кремнію, і навпаки при низьких об'ємах стоку спостерігалось зниження його середньої концентрації в водах Дунайського узмор'я, відображено на рисунку 3.18

.

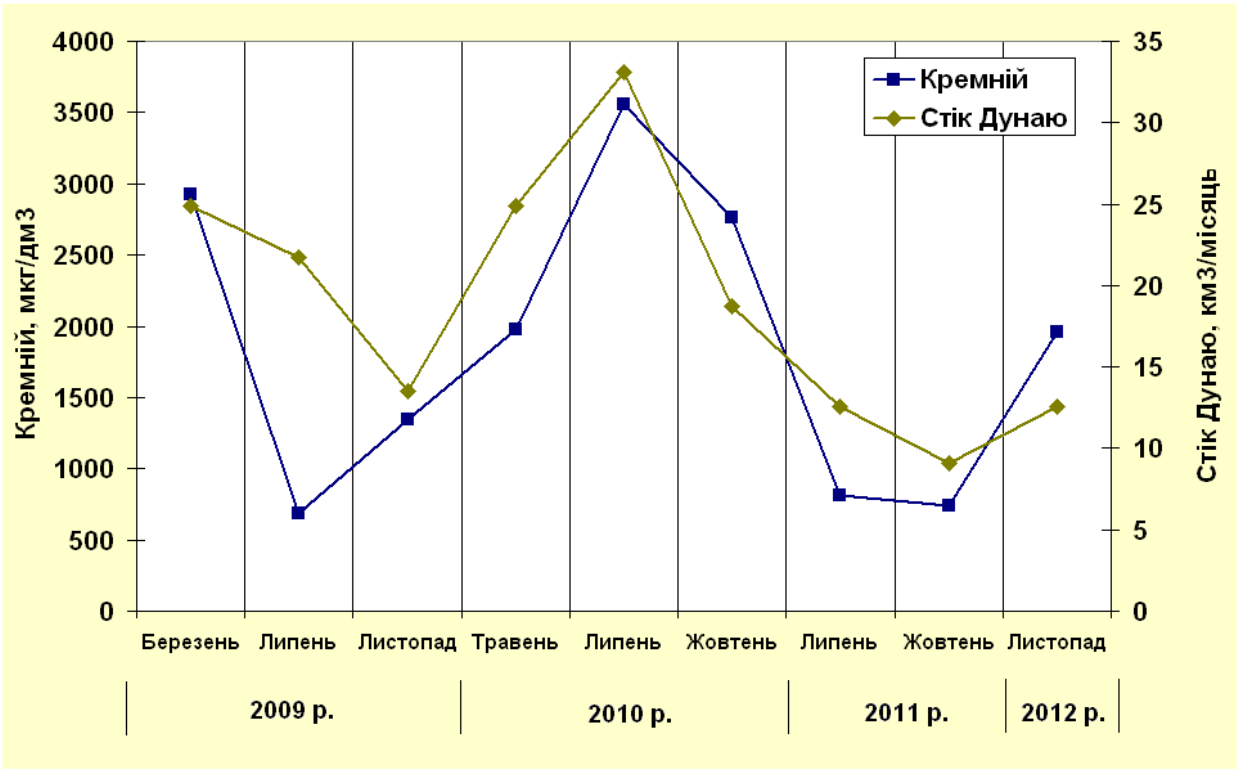


Рисунок 3.18 – Мінливість середніх значень вмісту кремнію і стоку Дунаю.

В цілому можливо відмітити, що з підвищенням стоку Дунаю на його узмор'ї визначається підвищення вмісту практично усіх біогенних речовин за винятком органічного азоту, вміст якого навпаки зменшується. Для виявлення статистичних зв'язків і підтвердження результатів отриманих на якісному рівні, потрібні дані значно більшого періоду спостережень і на більш регулярній основі. Фактор підвищення стоку Дунаю обумовлюється природними крупномасштабними процесами циркуляції атмосфери і взаємодії океану з атмосферою [24], що відмічалось вже в розділі 2.2. Тому визначити складову антропогенного фактору і її тенденції на фоні значної мінливості природних факторів достатньо складно, без даних регулярного моніторингу. На підставі наявних даних можливо тільки оцінити сумісну дію цих факторів.

Відношення місту загального азоту до загального фосфору в водах Дунайського узмор'я за період 2009-2012 рр. змінювалось в широкому діапазоні від 14,2 до 34,7 і в середньому складало за цей період 22,8. Даний показник також виявляє якісний зв'язок зі стоком Дунаю, відображено на рисунку 3.19. З підвищенням стоку Дунаю відношення Nзаг./Рмін. зменшується і, за категоріями до озер [36], води класифікуються як „гіпертрофні", при малому стоці Дунаю за даним показником вони попадають у категорію „мезотрофних". Слід означити, що ця оцінка за даними рідких одиничних спостережень не відповідає дійсному рівню трофності вод в районі з великою мінливістю, але середні значення за достатній період наближаються до достовірної оцінки. За середнім значенням

цього показника води Дунайського узмор'я можливо класифікувати як евтрофні.

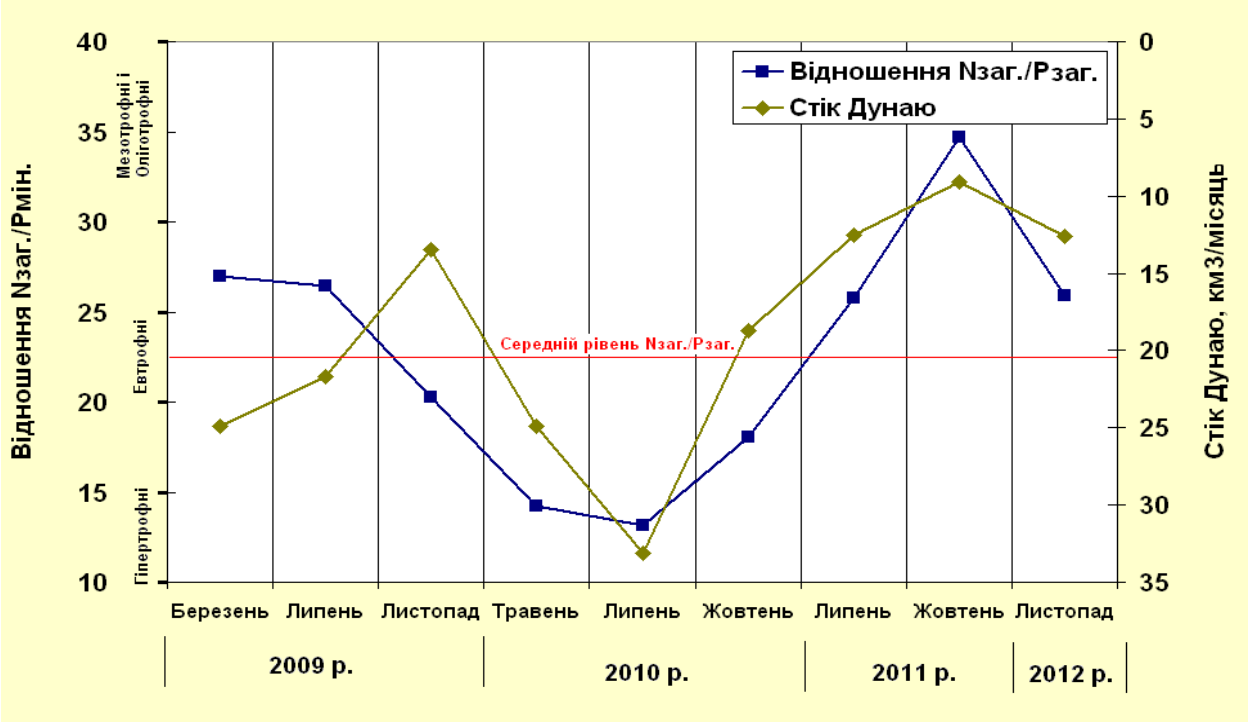


Рисунок 3.19 – Мінливість середніх значень відношення вмісту загального азоту до
загального фосфору.

3.3 Мінливість гідрохімічного стану вод центральної частини ПнЗШ ЧМ

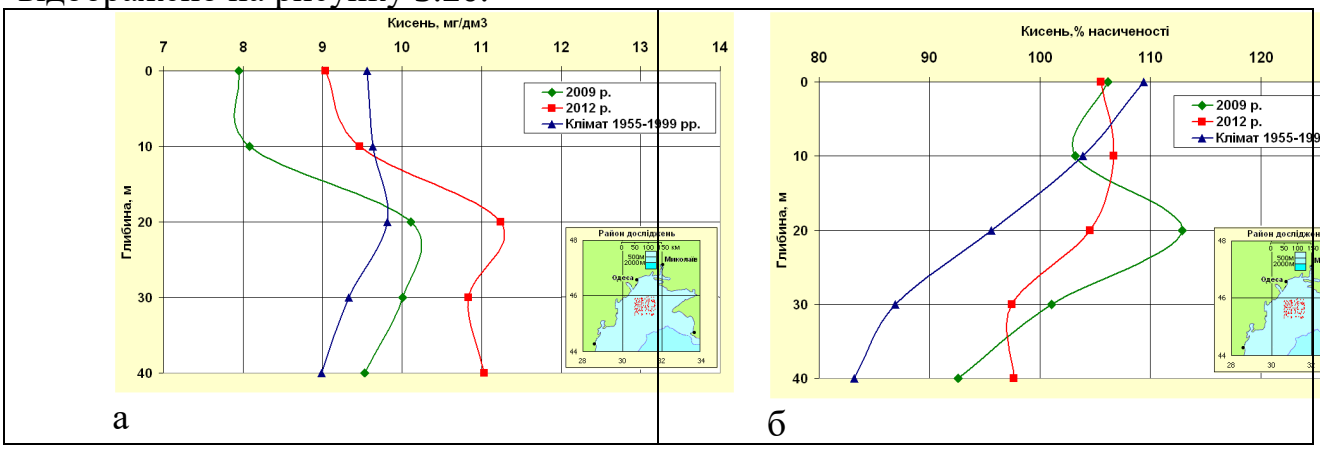
Центральна частина ПнЗШ ЧМ, умовно позначимо як район великого філофорного поля Зернова, знаходиться на значній відстані від прибережних джерел біогенного забруднення і тому може характеризуватись як фоновий район для всього шельфу.

Спостереження в центральній частині ПнЗШ ЧМ виконувались нерегулярно і в малої кількості, за винятком 2012 року в якому була виконана спеціальна зйомка філофорного поля Зернова.

Вміст розчиненого кисню в поверхневих водах центрального району ПнЗШ ЧМ в період 2007-2012 рр. змінювався в діапазоні 7,9-10,5 мг/дм^3 (96,8-121 % насичення). У 2012 р. за даними середніх значень визначається трохи підвищений (приблизно на 1 мг/дм^3) вміст кисню відносно 2007 і 2009 рр., однак насиченість вод киснем значно не відрізнялась і в середньому знаходилась на рівні 106-107 %. В придонному шарі вміст кисню значно змінювався в діапазоні 3,4-12,5 мг/дм^3 (32,5-115 %

насичення). В середньому у 2009 і 2012 рр. вміст кисню у придонному шарі був більший ніж в поверхневому шарі на 1,6-1,7 мг/дм^3. Середній вміст кисню у 2012 р. у придонному шарі був також більший відносно 2007 і 2009 рр.

Відповідно і середнє насичення вод змінювалось у 2012 р. від 88,4 % до 115 %. В цілому за даними спостережень 2007-2012 рр. визнається загальна тенденція поліпшення режиму кисню теплого періоду року придонного шару ПнЗШ ЧМ. У останні роки (2009 і 2012 рр.) вміст кисню і насичення вод у придонному шарі перевищували кліматичні значення, які були розраховані для даного району за період 1955-1999 рр. для теплого періоду року, відображено на рисунку 3.20.

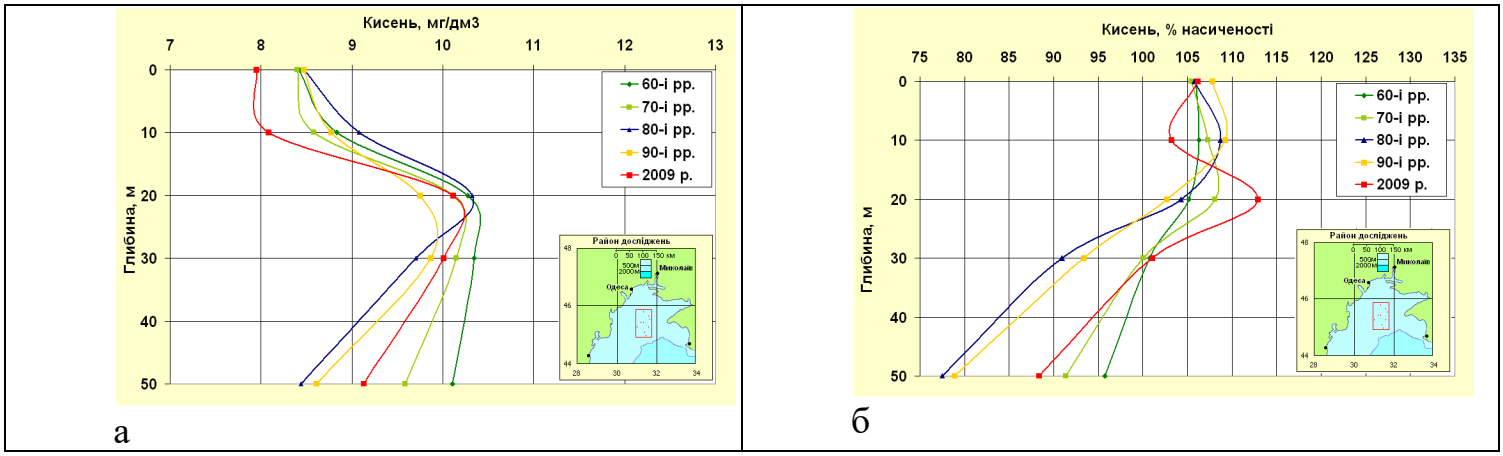


а б

а) вміст кисню; б) насиченість кисню.

Рисунок 3.20 – Середній вертикальний розподіл вмісту кисню і його насиченості за кліматичними даними і за даними 2009 і 2012 рр., в центральному районі ПнЗШ ЧМ.

В поверхневому шарі вод як вміст кисню, так і його насичення були трохи меншими відносно кліматичних даних, що обумовлювалось підвищеними значеннями температури води поверхні моря на ПнЗШ ЧМ. На рисунку 3.21 відображено вертикальне розподілення вмісту кисню і його насиченості у 2009 р. і середніх значень по десятирічним періодам з 60-х по 90-ті роки.



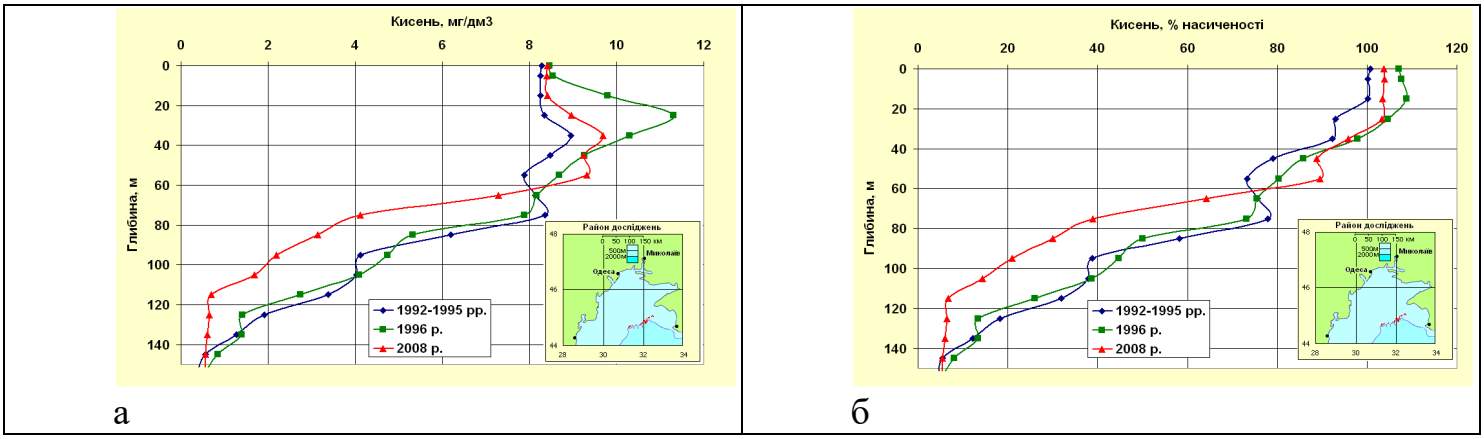
а б

а) вміст кисню; б) насиченість кисню.

Рисунок 3.21 – Вертикальний розподіл вмісту кисню і його насиченості за середніми даними по десятиріччях і в 2009 р. на ПнЗШ ЧМ.

Відносно 60-х і 70-х років (коли процеси евтрофікації і розвитку придонної гіпоксії вод ще не охоплювали увесь шельф) вміст кисню у придонному шарі був меншим, а відносно 80-х і 90-х років (які характеризувались найбільшим антропогенним навантаженням і великим рівнем евтрофікації вод) – більшим. У придонному шарі гарно визначається хід вмісту кисню відповідно антропогенному навантаженню, зниження його вісту від 60-х до 80-х років, деяке підвищення у 90-ті роки і збільшення у сучасний період.

На рівень вмісту кисню у придонному шарі значно впливають умови зимового періоду року. При сурових зимах вертикальна зимова конвекція вод досягає більших глибин і більше насичує води киснем, відносно умов при теплих зимах. Так у 2012 році, зима якого була достатньо холодна, вміст кисню в придонному шарі був значно більший відносно 2007-2009 рр. Зменшення вмісту кисню і насичення вод після періоду теплих зим гарно помітно за середніми даними більш глибоководних районів шельфу, на звалі глибин, відображено на рисунку 3.22.



а б

а) вміст кисню; б) насиченість кисню.

Рисунок 3.22 – Вертикальний розподіл вмісту кисню і його насиченості за середніми даними 1992-1995 рр., 1996 р, і 2008 р., на ПнЗШ ЧМ.

Відсутність регулярних спостережень в центральної частині шельфу не дозволяє з достатньою достовірністю визначити тенденції в режимі кисню, однак середні дані останнього року, а також і 2009 р, вказують на поліпшення його режиму, відображено на рисунку 3.23.

Значення водневого показника на поверхні моря у центральному районі ПнЗШ ЧМ змінювались в діапазоні 8,08-8,45 од. pH і не виходили за межі ГДК (визначених для внутрішніх морських вод та територіального моря України [34]). Середні значення pH у 2009 р. були на рівні середніх багаторічних (8,37 од. pH), які були визначені для цього району за даними спостережень 1990-1999 рр., а в 2012 р. - трохи нижчі 8,19 од. pH. В

придонному шарі значення водневого показника pH коливались в діапазоні 8,04- 8,25 од. pH, а середні значення в 2012 р. складали 8,13 од. pH і відповідали середньому багаторічному значенню періоду 1990-1999 рр. Тобто значних змін стану вод центрального району ПнЗШ ЧМ за водневим показником pH відносно кінця минулого сторіччя не спостерігалось.

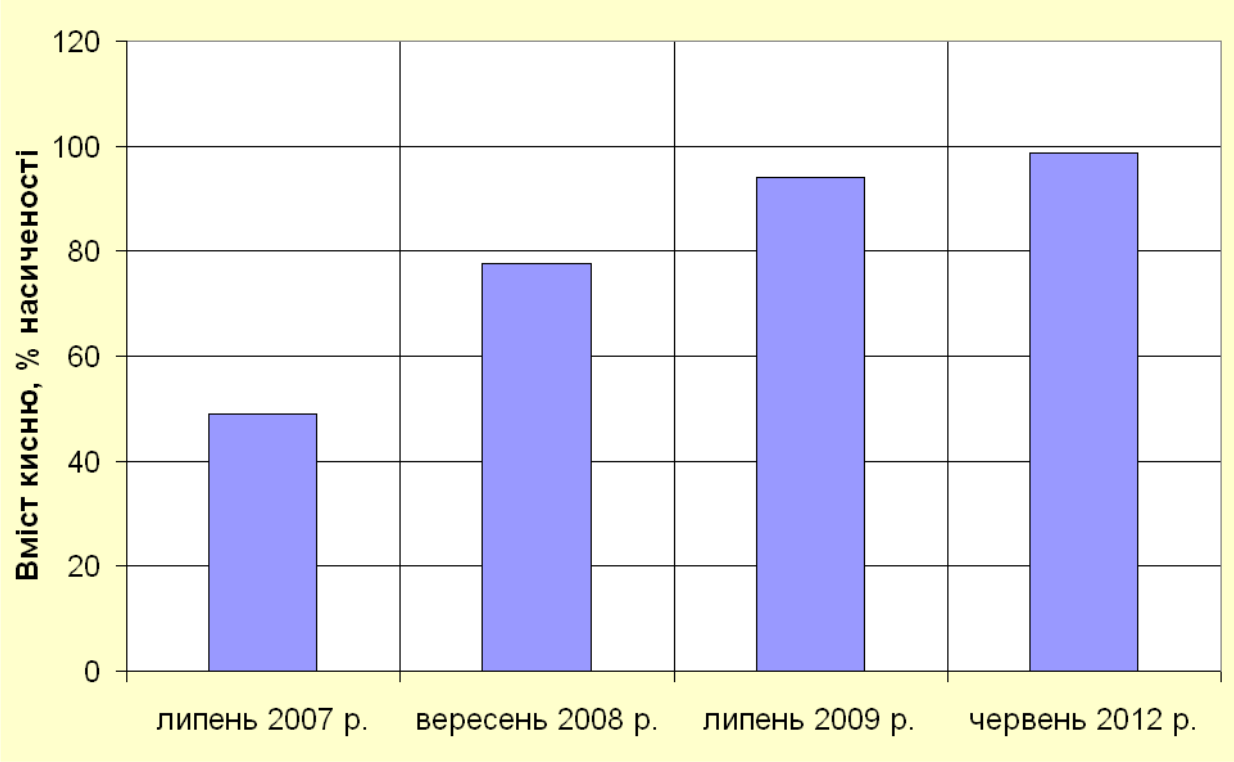


Рисунок. 3.23 – Зміни середнього вмісту кисню по роках у придонному шарі вод центрального району ПнЗШ ЧМ.

Вміст фосфатного фосфору в поверхневому шарі вод у центральному районі ПнЗШ ЧМ коливався в період 2007-2012 рр. в діапазоні 3,1-27,6 мкг/дм^3, при середніх значеннях 5,1-15,1мкг/дм^3. Підвищений вміст фосфатного фосфору в ці роки, як і в Одеському регіоні за даними регулярних спостережень (див. рисунок 3.5) спостерігався в 2009 р. В середньому за 2007-2012 рр. вміст мінерального фосфору в поверхневому шарі вод центрального району ПнЗШ ЧМ був на рівні 8,2 мкг/дм^3, незначно вище відносно середнього значення (7,5 мкг/дм^3) теплого періоду року визначеного за даними періоду 1990-1999 р. У 2012 р. за середнім значенням відмічалось зниження його вмісту до рівня 5,1 мкг/дм^3. У придонному шарі концентрації фосфатного фосфору коливались в межах 2,8-45,3 мкг/дм^3, а середні значення по центральному району ПнЗШ ЧМ були на рівні 5,3-20,4 мкг/дм^3, декілька більші відносно поверхневого шару і в середньому складали 10,9 мкг/дм^3. Відносно середнього значення за останнє десятиріччя минулого сторіччя (15,5 мкг/дм^3), вміст фосфатного фосфору у придонному шарі в сучасний період трохи понизився.

Концентрації загального фосфору в поверхневому шарі центрального району ПнЗШ ЧМ в період 2007-2012 рр. змінювались в широкому діапазоні від 5,3 мкг/дм^3 до 82,0 мкг/дм^3, при середніх значеннях від 47,3 мкг/дм^3 (2009

р.) до 12,2 мкг/дм^3 (2012 р.). В загальній сумі фосфору переважає його органічна форма. Відношення органічної форми фосфору до мінеральної змінювалось від 2,8 в 2008 р. до 1,4 в 2012 р. В придонному шарі вміст загального фосфору коливався в діапазоні 5,0-119 мкг/дм^3, а середні концентрації змінювались від 54,4 мкг/дм^3 (2009 р.) до 12,0 мкг/дм^3 (2012 р.). Як і в поверхневому шарі в більших випадках в сумі загального фосфору переважав вміст його органічної форми, а середнє відношення органічної форми до мінеральної в придонному шарі було на рівні 1,7 (2009 р.) і 1,3 (2012 р.). Відносно середнього значення (31,7 мкг/дм^3) за період 1990-1999 рр., вміст загального фосфору у 2012 р. був нижчий біль ніж у два рази, але в 2009 р. середня концентрація загального фосфору в поверхневому і придонному шарах перевищувала це значення приблизно в 1,5 рази і була на рівні середньої концентрації визначеної в липні 2009 р. по району Дунайського узмор'я. Тобто підвищені концентрації фосфору у 2009 р. очевидно обумовлювались виносом в цей район вод з Дунайського узмор'я.

Концентрації нітритного азоту на поверхні моря в центральному районі ПнЗШ ЧМ в 2007-2012 рр. коливались в діапазоні 0,1-1,9 мкг/дм^3, при змінах середніх значень по роках в діапазоні 0,5-0,95 мкг/дм^3. Максимум вмісту нітритного азоту спостерігався в 2009 р. В придонному шарі в середньому вміст нітритного азоту підвищувався і змінювався в діапазоні 0,2-14,4 мкг/дм^3, при середніх значеннях по роках 0,8-4,1 мкг/дм^3.

Вміст нітратного азоту в центральному районі ПнЗШ в поверхневому шарі в цей же період змінювався в діапазоні 1,2-17,7 мкг/дм^3 , а середні його значення були на рівні 4,9-7,6 мкг/дм^3. Максимум спостерігався в 2007 р. В придонному шарі вміст нітратного азоту підвищувався і коливався в межах 0,7-154 мкг/дм^3. Середні концентрації по роках складали від 6,8 мкг/дм^3 до 60,3 мкг/дм^3. Максимум вмісту нітратного азоту, як і на поверхні моря спостерігався в 2007 р.

Вміст амонійного азоту в центральному районі ПнЗШ ЧМ в 2009 і 2012 рр. в поверхневому шарі коливався в діапазоні 5,4-27,5 мкг/дм^3, а його середні значення складали 12,0 мкг/дм^3. В придонному шарі вміст амонійного азоту зменшувався і коливався на рівні 2,5-7,0 мкг/дм^3.

Відносно середнього значення (23,2 мкг/дм^3) за період 1990-1999 рр., вміст суми мінеральних форм азоту у останні роки в центральному районі ПнЗШ ЧМ був приблизно в 1,5- 2 рази меншим.

Концентрації загального азоту в період 2008-2012 рр. в поверхневому і придонному шарах в центральній частині ПнЗШ ЧМ змінювались в діапазоні 93-380 мкг/дм^3, а середні значення в 2009 і 2012 рр. знаходились як в поверхневому так і в придонному шарах на рівні 212-217 мкг/дм^3 . Відносно середніх значень вмісту загального азоту (243 мкг/дм^3 в поверхневому шарі і 197 мкг/дм^3 в придонному шарі), визначених за період 1990-1999 рр. відповідних місяців (травень-липень), вміст загального азоту в центральному районі ПнЗШ ЧМ практично не змінився і знаходиться на рівні середніх значень останнього десятиріччя минулого сторіччя, однак визначенні максимуми були в два рази менше і не досягали значень минулого

періоду 611 мкг/дм^3.

Концентрації кремнію в поверхневих водах центральної частини ПнЗШ ЧМ за даними 2009 і 2012 р. коливались в межах 5,5-190 мкг/дм^3, середні значення відповідно складали 5,6 мкг/дм^3 і 78,4 мкг/дм^3. У придонному шарі вміст кремнію трохи підвищувався і знаходився в межах 5,7-230 мкг/дм^3. За даними 2012 р. середній вміст кремнію в придонному шарі складав 128 мкг/дм^3. Відносно середніх значень за травень-червень (212 мкг/дм3 в поверхневому шарі і 242 мкг/дм3 в придонному шарі) останнього десятиріччя минулого сторіччя, середній вміст кремнію в 2012 р. був приблизно в 2-3 рази меншім.

В 2012 р. в цілому вміст біогенних речовин, за показниками вмісту мінерального і загального фосфору, суми мінеральних форм азоту і кремнію, був в сумі у два рази меншім відносно середніх значень 1990-1999 рр.

Відношення вмісту загального азоту до загального фосфору у 2012 році, за даними окремих спостережень, в центральному районі ПнЗШ ЧМ значно змінювалось і в середньому складало 21,7. Середнє значення відношення Nзаг./Рзаг. в цьому районі за даними 1990-1999 рр. складало 13,7, тобто трофність вод відносно минулих років знизилась.

4 ОЦІНКА СТАНУ І ТЕНДНЦІЙ РІВНЯ ЕВТРОФІКАЦІЇ ВОД ПнЗШ ЧМ ЗА ПОКАЗНИКОМ E-TRIX

4.1 Показник рівня трофності і якості вод E-TRIX

В даний час існує багато методик оцінки трофності і якості вод різних водних об'єктів [9,36,41,42], які ґрунтуються на підставі оцінки, як індивідуальних, так і комплексних, комбінованих показників. Проте слід зазначити, що універсального методу до оцінки рівня трофності і якості вод, абсолютно точних і загальноприйнятих методик вживаних на практиці до теперішнього часу не існує. В тому або іншому ступені накладається доля суб'єктивного підходу, що найчастіше пов'язане з вибором показників, їх кількості при розрахунках різних індексів, а головніше обмеженою кількістю вимірюваних гідрохімічних і біологічних параметрів морського середовища. У теперішній час для оцінки рівня трофності вод широко використовується індекс E-TRIX [5,9,42,43,44,45,46], який є інтегральним показником, пов'язаним з характеристиками первинної продукції фітопланктону і з харчовими факторами (концентрацією поживних біогенних речовин). В розрахункову формулу індексу E-TRIX входять наступні показники екосистеми: концентрація хлорофілу - аналог, який заміняє показник автотрофної біомаси фітопланктону; відхилення насиченості киснем від 100% - індикатор інтенсивності первинної продукції системи, який охоплює фазу активного фотосинтезу і фазу переважання дихання; концентрації загального фосфору і мінерального азоту – показники присутності кількості поживних речовин. Перевага цих показників, які входять в індекс E-TRIX , відносно багатої кількості інших критеріїв оцінки якості вод також розглядалось в роботі [9]. В розрахунковій формулі використовуються стандартні і найбільш часто вимірювані гідрохімічні і гідробіологічні характеристики морських вод, кількість показників не змінюється, що дає можливість зіставляти результати оцінок рівня трофності вод за індексом E-TRIX різних районів моря и Світового океану.

E-TRIX розраховується за формулою:

$$E-TRIX = \left[\log\left(Ch \cdot D\%O \cdot N_M \cdot Pз\right) + 1{,}5\right]/1{,}2 \ , \quad (4.1)$$

де Ch – концентрація хлорофілу «а», мкг/дм^3;

$D\%O$ – відхилення в абсолютних значеннях розчиненого кисню від 100% насичення;

$N_м$ – концентрація суми розчинених форм мінерального азоту, мкг/дм^3;

Рз – концентрація загального фосфору, мкг/дм^3.

Попередньо за даними по району ПнЗШ ЧМ і найбільшого вмісту всіх показників (Дунайське узмор'я), була виконана оцінка можливості застосування індексу E-TRIX для ПнЗШ ЧМ, яка полягала в визначенні діапазону мінливості біохімічних характеристик які входять в розрахункову формулу, представлено в таблиці 4.1.

Таблиця 4.1 – Діапазон мінливості біохімічних характеристик поверхневих вод ПнЗШ ЧМ і прийнятий діапазон при визначенні постійних коефіцієнтів в розрахунковій формулі E-TRIX [9]

Показник	Діапазон мінливості показників вод ПнЗШ					Прийнятій діапазон мінливості показників вод в розрахунковій формулі [6]				
	min	max	log min	log max	Δ log	min	max	log min	log max	Δ log
Ch	0,36	56,8	-0,4	1,8	2,2	0,32	316	-0,5	2,5	3,0
D%O	0,1	51,7	-1,0	1,7	2,7	0,1	100	-1,0	2,0	3,0
$N_м$	4,7	2211	0,7	3,3	2,6	3,2	3160	0,5	3,5	3,0
$P_з$	7,1	275	0,8	2,4	1,6	0,32	316	-0,5	2,5	3,0

Отримані результати виконаного аналізу вказують, що діапазон мінливості біохімічних показників на ПнЗШ ЧМ не перевищує прийнятого діапазону розрахункової формули E-TRIX і тому ця формула з наданими коефіцієнтами може застосовуватись і для оцінки рівня трофності вод ПнЗШ ЧМ.

Індекс E-TRIX змінюється відповідно умов трофності вод у межах від 0 до 10, а оцінка категорії трофності і стану якості вод здійснюється згідно величіні індексу, представлено в таблиці 4.2.

Таблиця 4.2 – Категорії трофності, стан якості вод та їх характеристика залежно від значення індексу E-TRIX

Значення E-TRIX	Рівень трофності	Якість вод	Характеристика якості вод
<4	Низький	Висока	Висока прозорість вод, відсутність аномалій кольору води, відсутність пересичення та недостатньої насиченості

			розчиненого кисню.
4-5	Середній	Гарна	Епізодичні випадки зменшення прозорості вод, аномалій кольору води, гіпоксії придонних вод.
5-6	Високий	Середня	Низька прозорість вод, аномалії кольору води гіпоксія придонних вод, та епізодичні випадки аноксії.
>6	Дуже високий	Погана	Велика мутність вод, великі за площею аномалії кольору води, регулярна гіпоксія на великій площі та часті випадки аноксії придонних вод, гибель бентосних організмів

4.2 Мінливість вмісту хлорофілу «а» на ПнЗШ ЧМ

Значення вмиту в поверхневих водах на ПнЗШ ЧМ хлорофілу «а», який входе в розрахункову формулу 4.1 індексу E-TRIX, бралися з сайту NASA http://oceancolor.gsfc.nasa.gov/cgi/l3 за даними супутника MODIS, з просторовим розрішенням 4 км. Розподіл хлорофілу «а» і його мінливість є гарним показником продуктивності вод та рівня їх евтрофікації, відображено на рисунку 4.1.

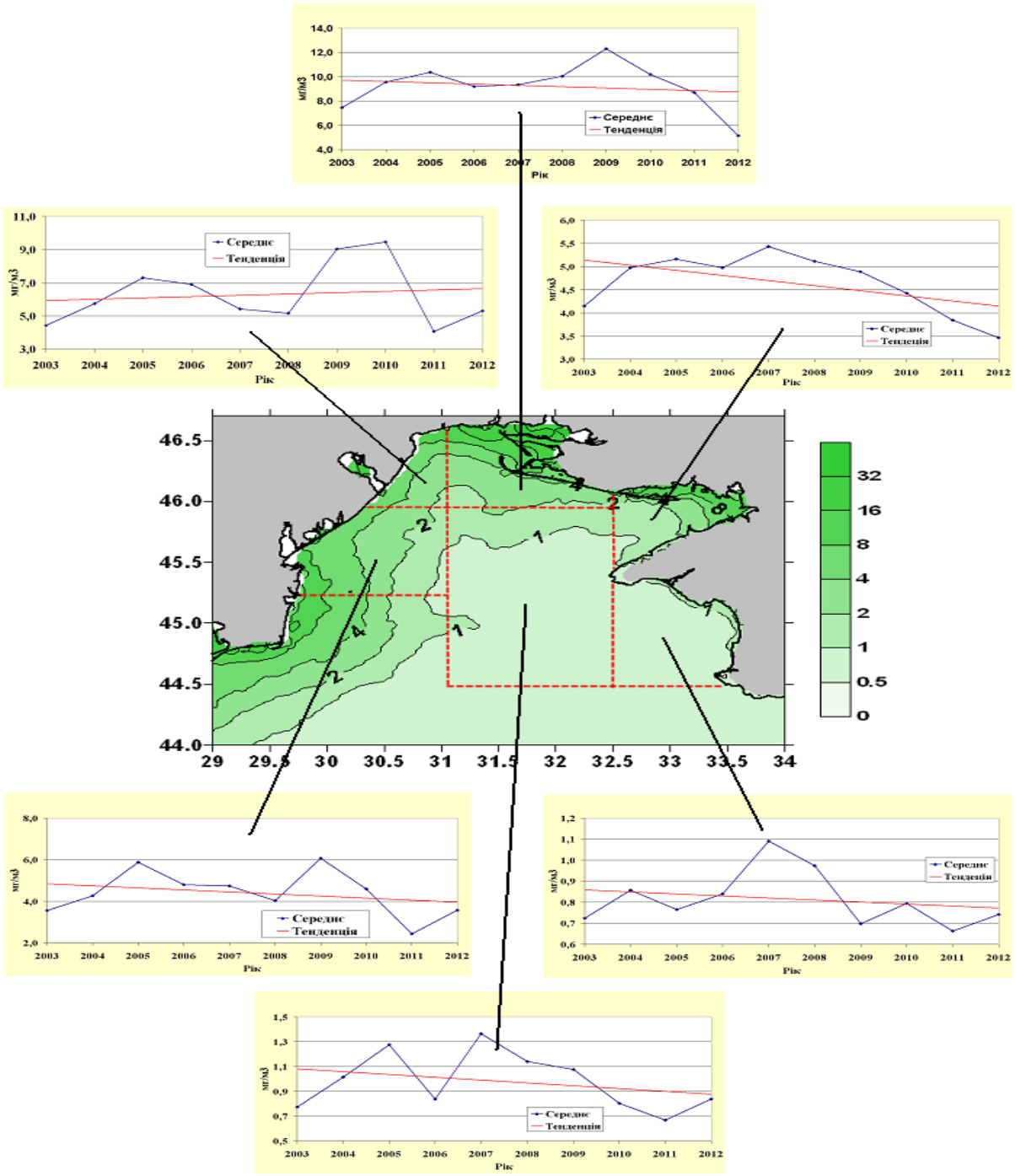


Рисунок 4.1 – Просторовий розподіл середнього вмісту хлорофілу «а» в 2012 р. і

багаторічна динамка його змін по районах на ПнЗШ ЧМ.

За середнім річним розподіленням вмісту хлорофілу «а» на ПнЗШ ЧМ добре визначаються райони зі значно підвищеним рівнем євтрофікації вод. Найбільш високий вміст хлорофілу «а» відмічається в Дніпровському лимані і прилеглому районі моря, на узмор'ї Дунаю, а також у прибережній східній частині Каркінітської затоки. Під значним впливом вод Дніпровського лиману знаходиться і Одеський регіон. Зона підвищених концентрацій з середнім річним вмістом хлорофілу «а» понад 4 мкг/дм^3 охоплює всю прибережну зону від північного краю Тендровської коси вздовж північного і

західного прибережжя до Дунаю, де значно поширюється до центральної частини шельфу, під впливом Дунайського стоку. За багаторічними даними (2003-2012 рр.) середні значення концентрації хлорофілу «а» по районах складають, відповідно рівня їх зниження, в районі Дніпровського лиману 9,2 мкг/дм^3, в Одеському регіоні 6,3 мкг/дм^3, в Каркінітській затоці 4,6 мкг/дм^3, в Дунайському районі 4,4 мкг/дм^3, в центральному районі шельфу 1,0 мкг/дм^3 і в Каламітській затоці 0,8 мкг/дм^3. Відповідно величині середнього вмісту змінюється і розмах міжрічних коливань від 7,2 мкг/дм^3, в районі Дніпровського лиману, до 0,7 мкг/дм^3 – в Каламітській затоці.

В центральній і східній частині шельфу в Каркінітській і Каламітській затоках визначається слабка тенденція до зниження середнього вмісту хлорофілу «а», в Одеському регіоні до деякого підвищення. Однак на достатньо короткому ряді з статистично достатньою вірогідністю визначити тренд неможливо. Підвищення вмісту хлорофілу «а» в Одеському регіоні обумовлювалось виносом в цей район вод з Дніпровського лиману, на що вказують синхронні зміни солоності вод і хлорофілу «а», відображено на рисунку 4.2.

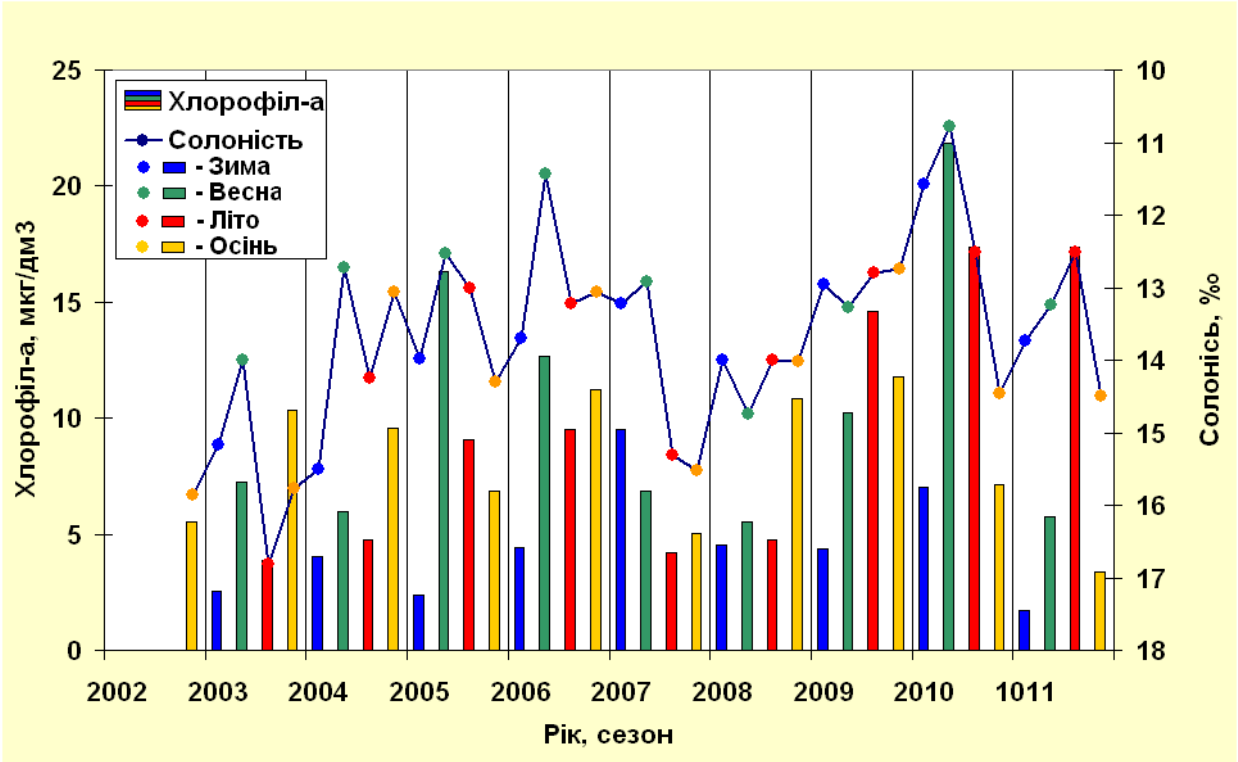


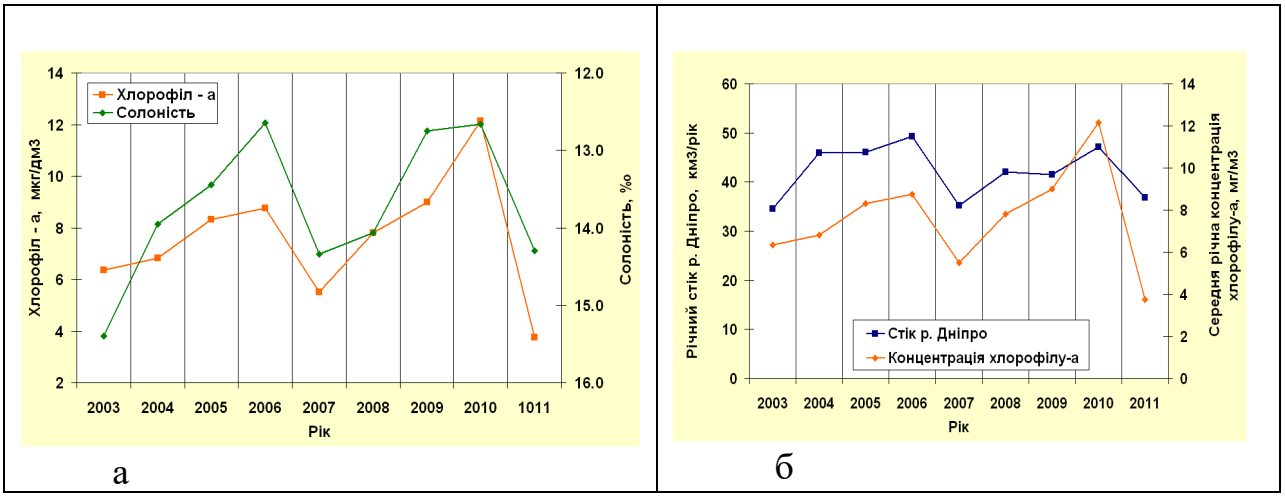
Рисунок 4.2 – Динаміка сезонних і річних змін вмісту хлорофілу «а» і солоності вод

району Одеської затоки.

В сезонному ході максимуми вмісту хлорофілу «а», тобто цвітіння водорості, в більшості припадають на весняний і осінній періоди року. Зимовий максимум 2007 р. обумовлювався дуже теплими умовами цього періоду, середня місячна температура самого холодного місяця складала 3,7°С , що відповідало при відносно низькій солоності вод сприятливим

умовам до цвітіння водоростей. Високі концентрації хлорофілу «а» , як в весняний так і в літній період спостерігались у 2010 р., після відносно холодної зими, в умовах аномального теплого літа, коли відмічалось масове цвітіння синєзеленої водорості *Nodularia spumigena* . В останні роки (2009-2011 рр.) в умовах низької солоності (< 13 ‰) підвищений вміст хлорофілу «а» спостерігається влітку.

В цілому рівень вмісту хлорофілу «а» відповідає динаміки змін солоності води. На місячному масштабі усереднення коефіцієнт кореляції концентрації хлорофілу «а» і солоності вод складає -0,45 (при 95 % рівні значимості 0,19). При підвищенні часового масштабу усереднення (виконувалися ковзаючи згладжування середніх місячних даних) тіснота зв'язку зростає і при сезонному усередненні коефіцієнт кореляції складає -0,65, а на річному масштабі усереднення досягає -0,89, при тому ж рівні значимості. Мінливість солоності вод Одеського регіону, як було показано в розділі 2.3, в значній мірі обумовлюється стоком Дніпра, з яким поступає велика кількість біогенних речовин, тому середні річні концентрації хлорофілу «а» в цьому регіоні корелюють і зі стоком Дніпра, відображено на рисунку 4.3.



а б

а) солоність вод; б) стік Дніпра.

Рисунок 4.3 – Динаміка річних змін середнього вмісту хлорофілу «а» і солоності

вод, хлорофілу «а» і стоку Дніпра.

Коефіцієнт кореляції річного стоку Дунаю з середньою річною концентрацією хлорофілу «а» в Одеському регіоні складає 0,67, а с зональною складовою переносу повітря, яке обумовлює виніс вод Дніпровського лиману в даний регіон – (-0,62), при 95 % рівні значимості 0,19.

4.3 Оцінка рівня евтрофікації вод ПнЗШ ЧМ

Оцінка рівня евтрофікації вод ПнЗШ ЧМ проводилась на підставі розрахунків індексу E-TRIX за даними кожного вимірювання, з подальшим їх просторовим і часовим усередненням для більш надійного визначення категорії трофності вод. Методичні аспекти при визначенні показника E-TRIX за усередненими даними індивідуальних характеристик і визначених на підставі початкових даних і подальшого усереднення індексу були розглянуті в роботі [5], де відмічалось, що розрахунки за усередненими даними на 8 %, в середньому, завищують значення індексу відносно розрахунків індексу на підставі кожного вимірювання і подальшого усереднення самих значень індексу.

Регулярний моніторинг прибережних вод району Одеської затоки проводиться УкрНЦЕМ з початку XXI сторіччя. Це дозволяє визначити міжрічні зміни і тенденції в евтрофікації і формуванні якості вод, які обумовлюються мінливістю антропогенного навантаження на морське середовище даного регіону і мінливістю природних факторів.

Багаторічні зміни рівня евтрофікації і якості вод Одеського регіону з початку сторіччя відображено на рисунку 4.4.

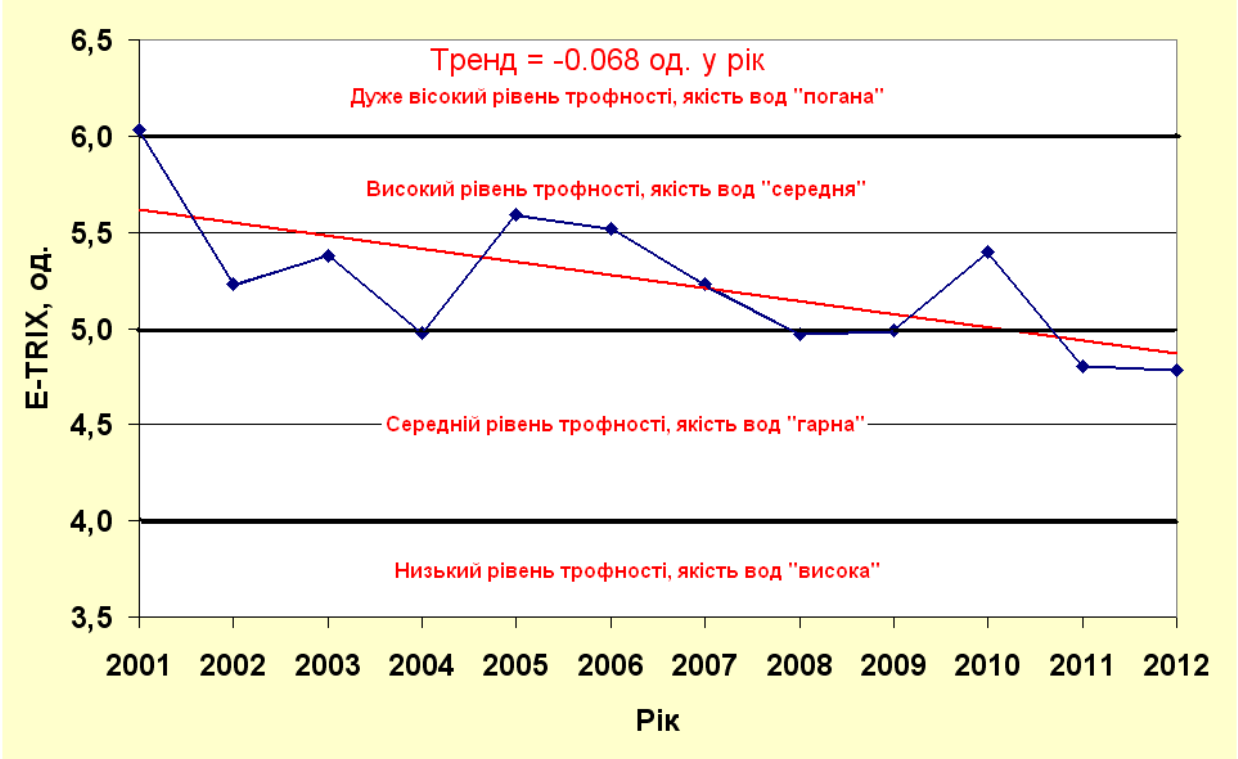


Рисунок 4.4 – Багаторічна динаміка трофності і якості прибережних вод Одеського
регіону за показником E-TRIX.

На фоні значних коливань визначається слабкий тренд до зниження рівня трофності і підвищення якості вод за інтегральним показником E-

TRIX. Кутовий коефіцієнт лінійної апроксимації міжрічних змін значень індексу E-TRIX за період 2001-2012 рр. складає -0,068 од./рік. Якщо на початку сторіччя у 2001 р. значення індексу E-TRIX перевищували рівень 6,0 од. і стан вод відносився до категорії дуже високого рівня трофності (гіпертрофний рівень), то у останні два роки середні значення індексу E-TRIX складали 4,8 од. і стан вод характеризується категорією середнього рівня трофності (мезо - євтрофний рівень). В цілому слід відмітити, що загальна тенденція до зниження рівня трофності вод Одеського регіону визначається , як за показником відношення Nзаг./Pзаг. (було наведено на рисунку 3.9), так і за інтегральним показником рівня трофності вод - індексом E-TRIX.

У річному циклі, за даними середніх місячних значень розрахованих за період 2001-2012 рр., рівень трофності вод, за показником E-TRIX, поступово підвищується від зимового періоду до осіннього, відображено на рисунку 4.5.

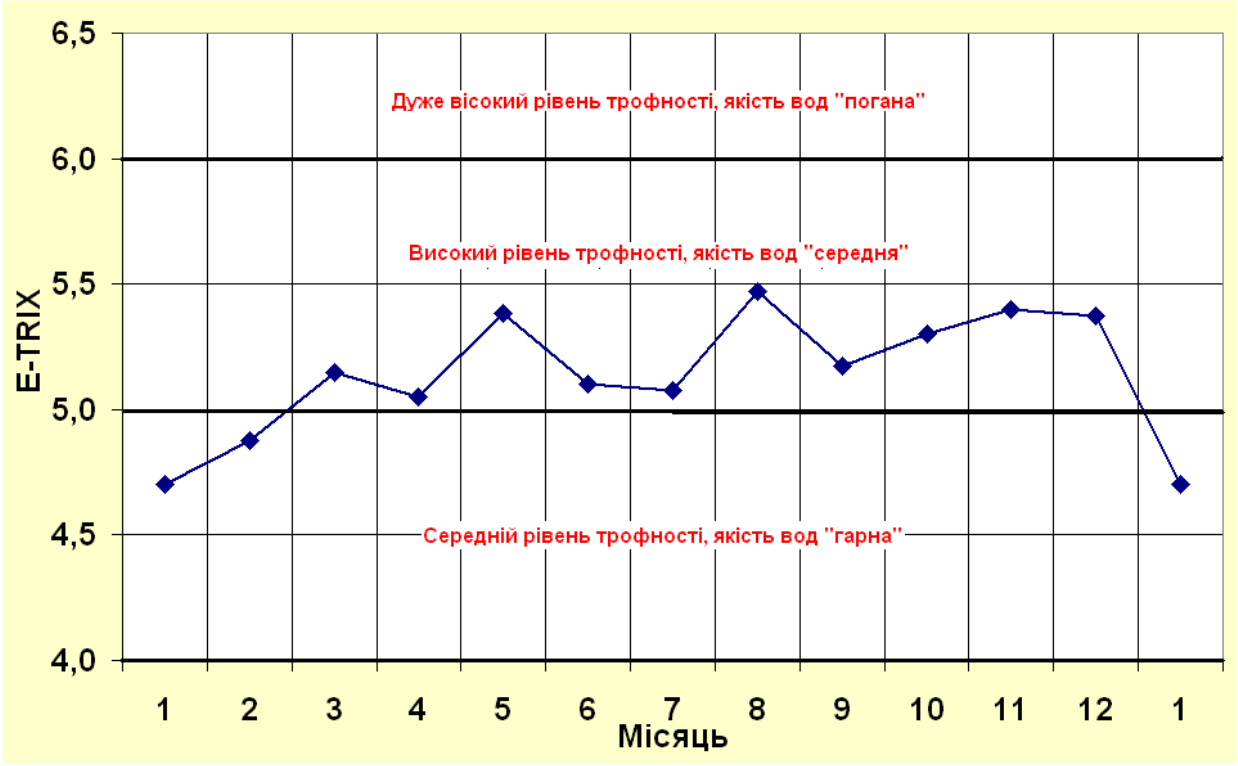


Рисунок 4.5 – Річна динаміка змін рівня трофності і якості вод Одеського

регіону за показником E-TRIX.

На фоні загальної тенденції визначаються чотири максимуми в березні, травні, серпні і листопаді, які пов’язані з циклами інтенсивного розвитку фітопланктону. За даними середніх значень за багаторічний період (2003-2011 рр.) максимуми чисельності фітопланктону спостерігаються в відповідні місяці року, відображено на рисунку 4.6.

Слід відмітити, що трофність і якість прибережних вод значно залежить від впливу точкових джерел біогенного забруднення з промислових

і господарських об’єктів, на що вказують результати оцінки рівня трофності вод за індексом E-TRIX, виконаних на підставі даних моніторингу морських вод Одеського узбережжя 2011 р., відображено на рисунку 4.7. Рівень трофності вод вздовж узбережжя Одеси змінювався від дуже високого рівня до середнього, залежно віддаленості від точкових джерел біогенного забруднення. Найбільш високий рівень трофності вод району пляжів „Дельфін”, санаторію „Чкалова” і району біостанції Одеського університету обумовлювався впливом стічних і дренажних вод з дуже високим вмістом нітратного азоту, які безпосередньо поступають в зону пляжів, з ослабленим водообміном, за рахунок присутності хвилеломів.

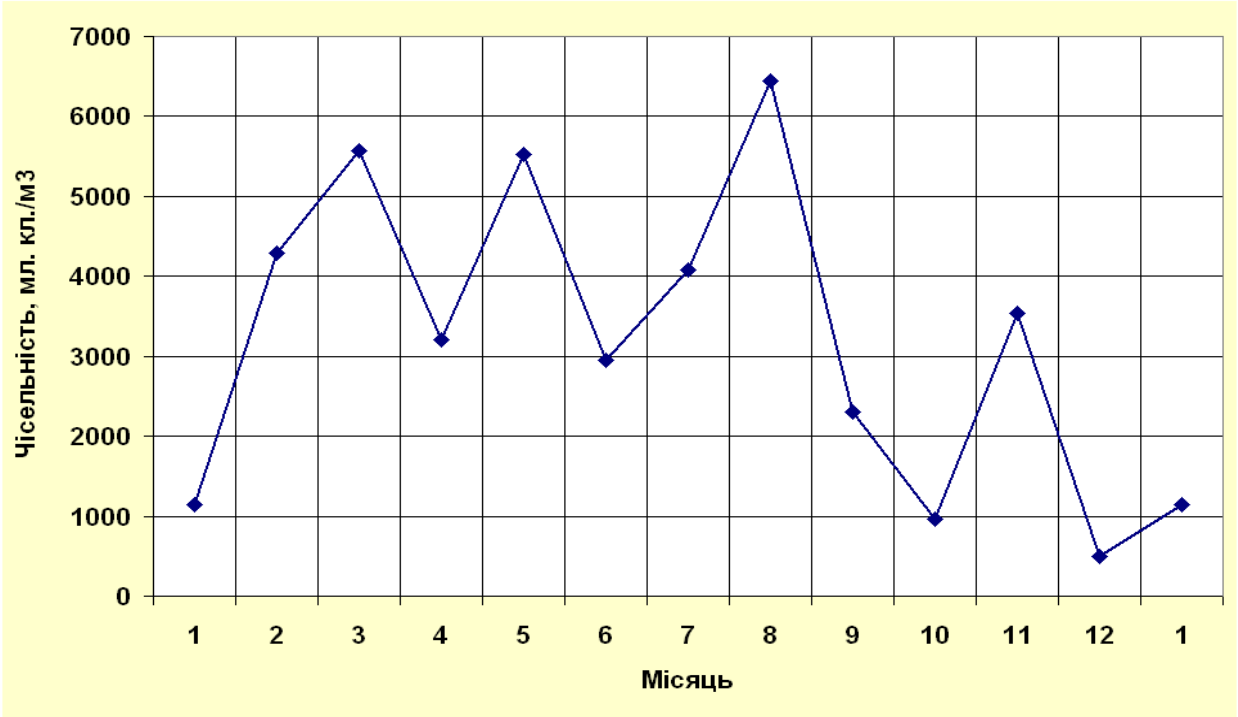


Рисунок 4.6 – Річна динаміка змін середньої чисельності фітопланктону в Одеському регіоні.

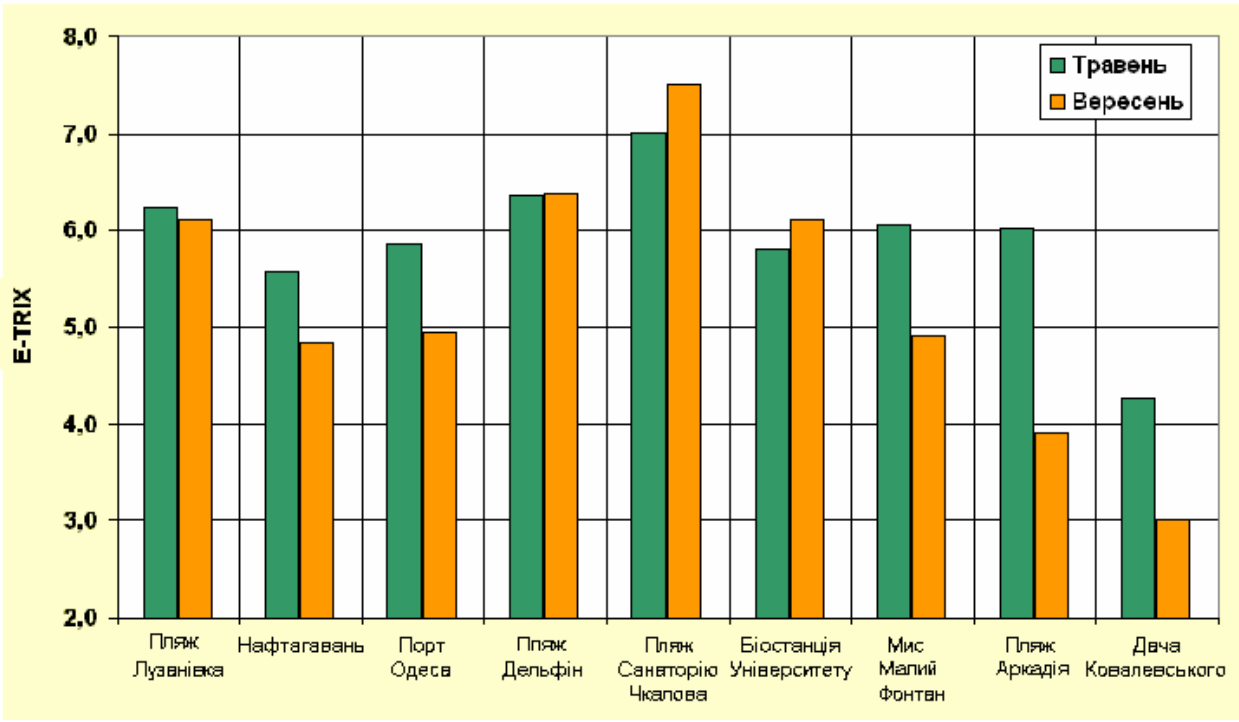


Рисунок 4.7 – Рівень трофності прибережних вод Одеського регіону за індексом E-TRIX в травні і вересні 2011 р.

За даними вимірювань концентрація нітратного азоту в стоці дренажних вод району пляжу санаторию „Чкалова” в цей період складала 24000 мкг/дм^3, що відповідає рівню 2,7 ГДК (ГДК вмісту нітратного азоту для внутрішніх морських вод України встановлено 9000 мкг/дм^3 [34]). Високий вміст нітратів в дренажних стоках вод Одеського регіону відмічався і раніше [33, 47]. В вересні відносно травня, в районах віддалених від впливу дренажного стоку, спостерігалось деяке зниження рівня трофності вод і поліпшення їх якості. У останні п’ять років підвищення рівня трофності вод на ПнЗШ ЧМ спостерігалось у 2010 р. Це обумовлювалось сукупністю цілого ряду факторів таких як: - відносно холодні умови зимового періоду 2010 р., після яких найчастіше відмічається підвищення вмісту фітопланктону [3]; - екстремальний високий температурний режим літнього періоду року, температура води на ПнЗШ ЧМ досягала екстремальних значень 31^{o}C ; підвищений стік річок Дніпро і Дунай ; - відносно низький вміст солоності поверхневих вод ПнЗШ ЧМ; - інтенсивне цвітіння в липні синєзеленої водорості *Nodularia spumigena*, біомаса якої складала 20-40 г/дм^3, а в окремих точках досягала 10 кг/м^3 [6,7]. Тобто природні фактори в значній мірі впливали на ступень евтрофікації і якості вод ПнЗШ ЧМ в цьому році.

Води Дунайського узмор’я знаходяться під впливом найбільшого на ПнЗШ ЧМ джерела біогенного забруднення в результаті чого води цього району класифікуються як дуже високого рівня трофності (гипертрофний рівень). Значення індексу E-TRIX по окремим спостереженням змінювались в діапазоні 8,0-4,9 од., а середнє значення по всім зйомкам складало 6,8 од. В цілому рівень трофності вод Дунайського узмор’я виявляє деякий зв’язок зі стоком Дунаю. Але чіткої однозначної залежності зі стоком за даними

спостережень не виявляється. Середні значення індексу E-TRIX по зйомках змінювались від 6,2 од. до 7,1 од., тобто відповідно категоріям, трофність вод Дунайського узмор'я не знижувалась навіть до рівня високої трофності, відображено на рисунку 5.8.

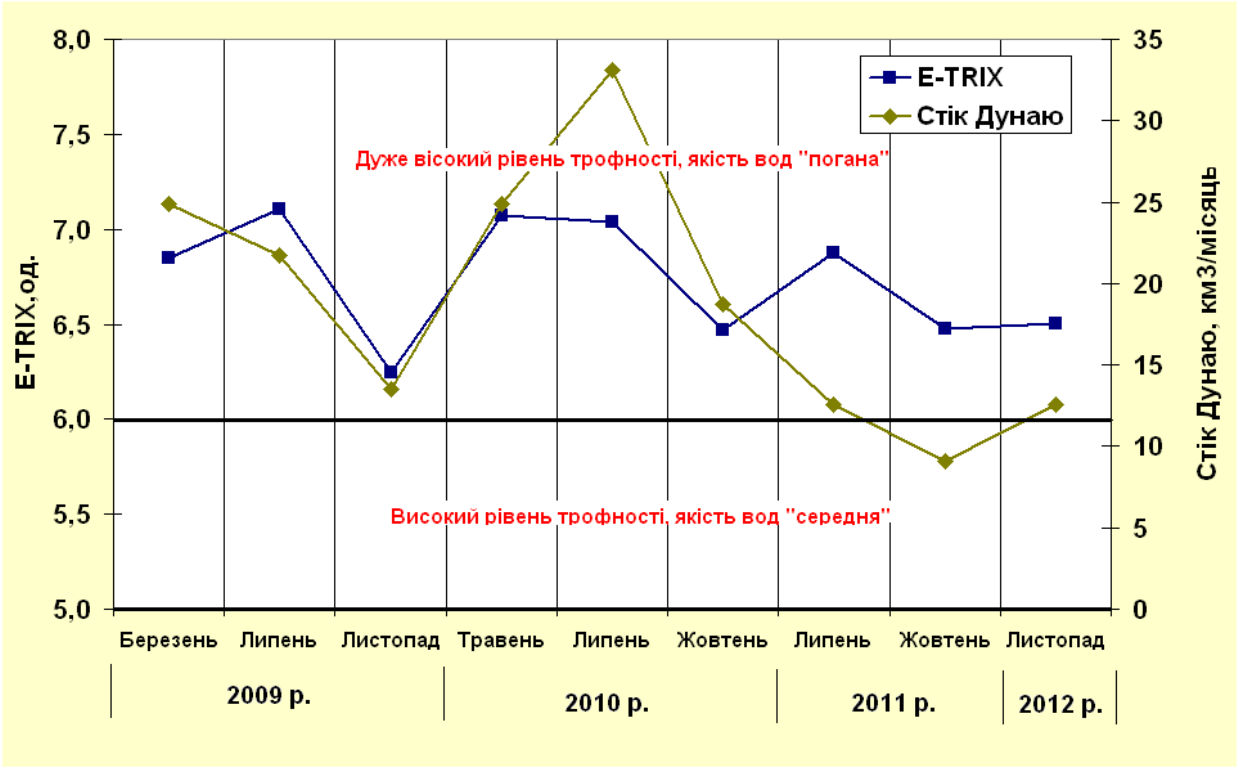
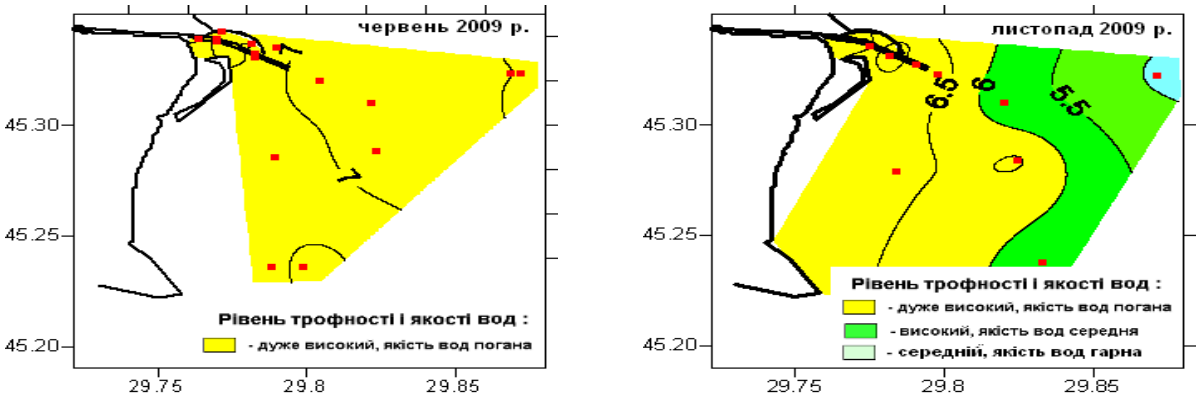


Рисунок 4.8 – Динаміка змін стоку р. Дунай, а також трофності і якості поверхневих вод на Дунайському узмор'ї.

В просторовому розподілі, за індексом E-TRIX, рівень трофності вод знижується з віддаленням від гирл Дунаю, відображено на рисунку 4.9.



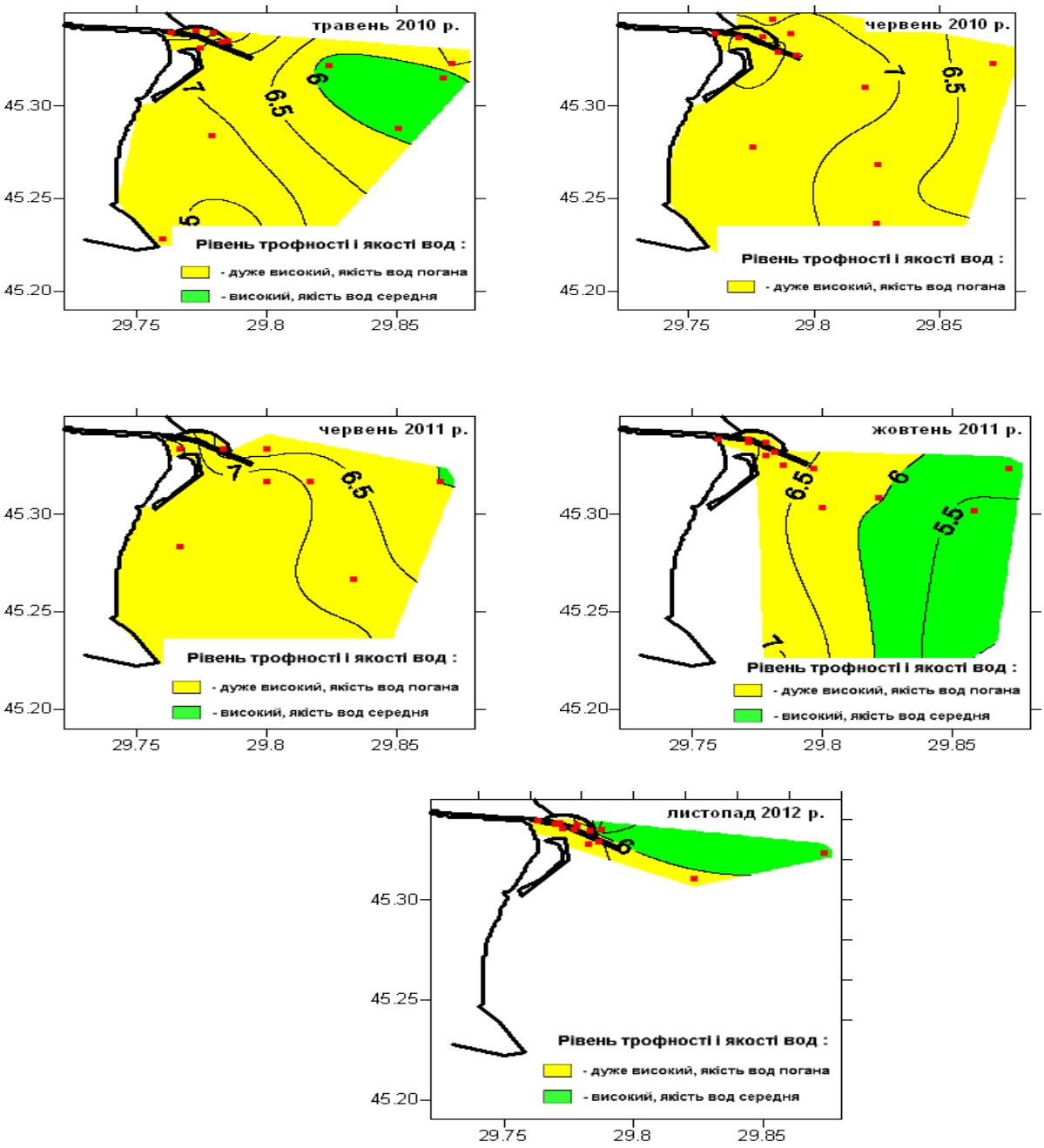
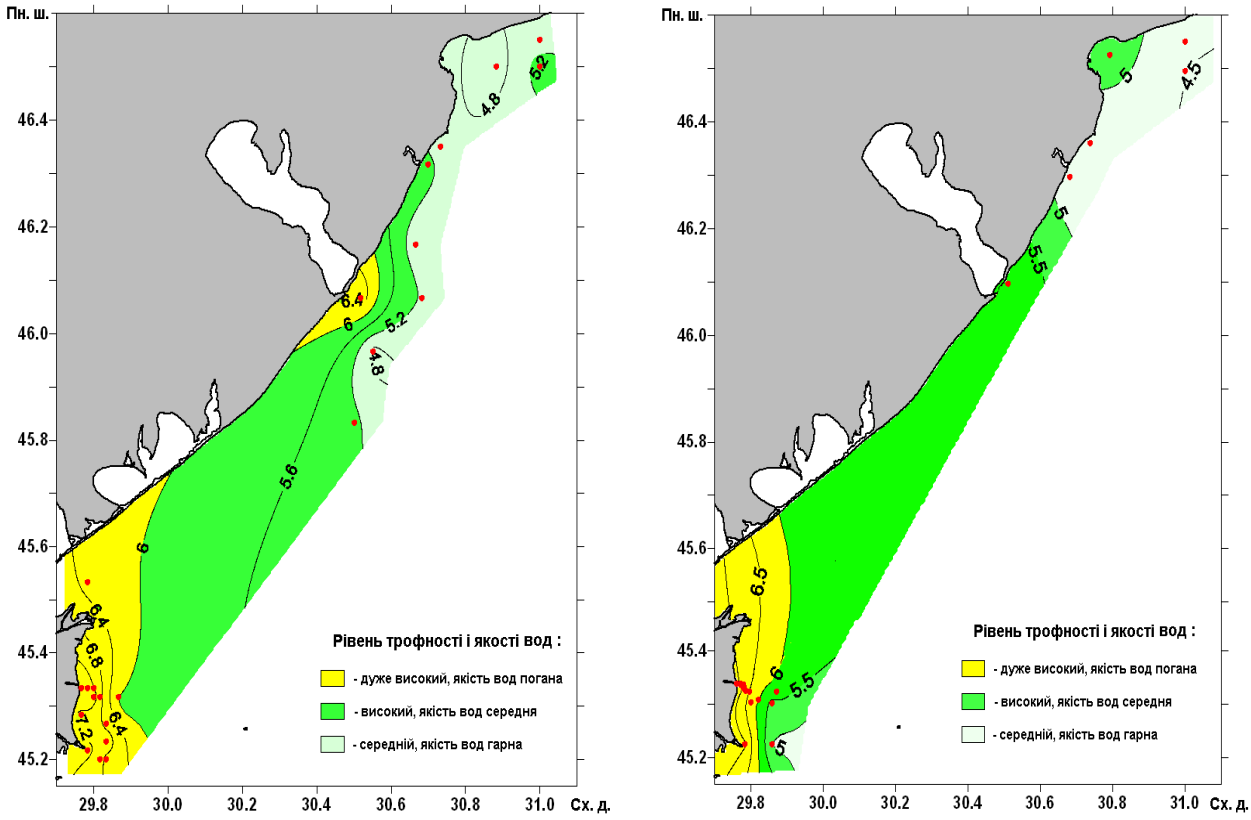


Рисунок 4.9 – Просторовий розподіл індексу E-TRIX на Дунайському узмор'ї в 2009-2012 рр.

Просторові зміни рівня трофності вод західної частини ПнЗШ ЧМ, відповідно положенню джерел найбільшого біогенного навантаження (річкового стоку), гарно визначаються за розподілом індексу E-TRIX в 2011 р., відображено на рисунку 4.10.



а) липень; б) жовтень.

Рисунок 5.10 – Просторовий розподіл індексу E-TRIX у західній частині ПнЗШ ЧМ в 2011 р.

Залежно від району, трофність морських вод в західній частини ПнЗШ ЧМ змінюється від середнього до дуже високого рівня. Найбільш евтрофовані води Дунайського узмор'я, які знаходяться під постійним пресом великого біогенного навантаження. Значення індексу E-TRIX тут перевищували рівень 7,2 од., як в липні, так і в жовтні, і відповідали дуже високому рівню трофності і поганому стану якості вод. Відповідно зменшенню стоку Дунаю в жовтні, відносно липня, трохи зменшувалась і площа вод, з характеристикою високої трофності (E-TRIX >6). Дуже високий рівень трофності морських вод спостерігався в липні і на узмор'ї Дністровського лиману, що обумовлювалось підвищеним стоком р. Дністер і відповідно більшим виносом вод з Дністровського лиману в море. В Одеському регіоні, за індексом E-TRIX, води відповідали середньому і високому рівню трофності.

В центральному районі ПнЗШ ЧМ, віддаленому від прибережжя і джерел біогенного навантаження рівень евтрофікації вод значно нижчій і за індексом E-TRIX води центральної частини шельфу відповідають середньому і низькому рівню трофності. Значення індексу E-TRIX змінювались в діапазоні 2,7-4,4 од., відображено на рисунку 4.11.

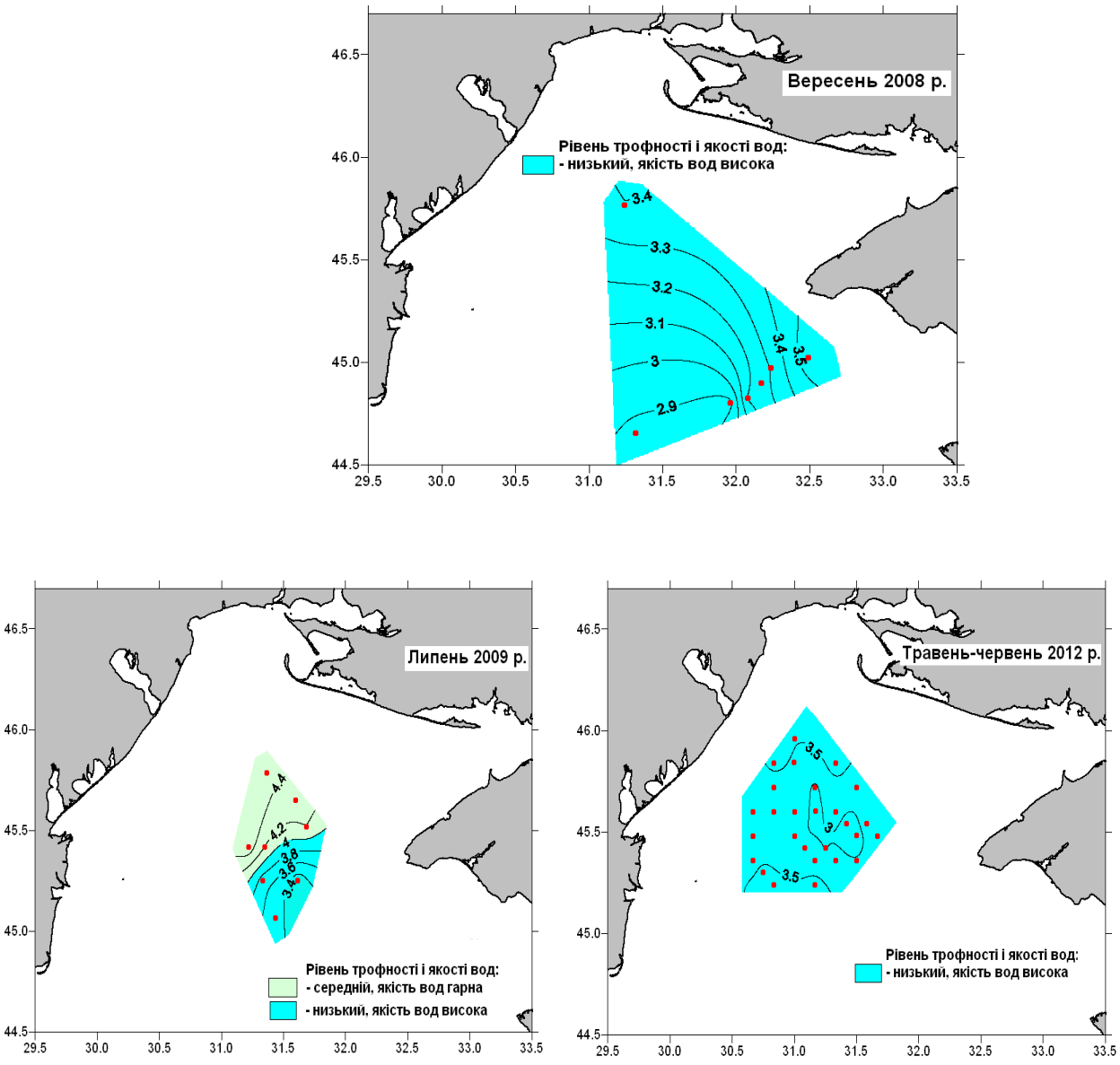


Рисунок 4.11 – Просторовий розподіл індексу E-TRIX у центральній частині ПнЗШ
ЧМ в 2008, 2009 і 2012 рр.

Відповідно по окремим зйомкам середнє значення індексу E-TRIX складало 3,2 од. (2008 р.), 4,0 од. (2009 р.) і 3,3 од. (2012 р.), що відповідає низькому рівню трофності і високої якості вод.

На стан якості вод центрального району ПнЗШ ЧМ і формування рівня їх трофності значно впливають природні процеси, особливо режим вітру, який обумовлює циркуляцію вод і відповідно винос і розповсюдження трансформованих вод річного стоку на ПнЗШ ЧМ. Гарним показником ступеню впливу річкового стоку, і відповідно ступеню евтрофованості, є солоність вод, що відмічалось в роботах [48, 49, 50] за аналізом наслідків евтрофікації – розвитку придонної гіпоксії вод на ПнЗШ ЧМ. Так відповідно значенням індексу E-TRIX, середня солоність вод по районах досліджень складала 17,3 ‰ в 2008 р., 16,1 ‰ в 2009 р. і 17,0 ‰ в 2012 р. Тобто, чім

нижче солоність вод, тім більше вплив вод річкового стоку, в зв’язку з чим і підвищується рівень трофності вод у даному районі.

ВИСНОВКИ

На основі виконаних досліджень впливу кліматичних та антропогенних факторів на процеси евтрофікації вод ПнЗШ ЧМ були отримані наступні висновки:

- крупномасштабні циркуляційні процеси, гарним показником мінливості яких, відповідно до Європейського сектору, є ПнАК, значно впливають на формування клімату ПнЗШ ЧМ, а також на гідрофізичний, гідрохімічний, біологічний і екологічний стан вод;

- з середини 80-х років на ПнЗШ ЧМ відмічається фаза інтенсивного підвищення середньої температури як повітря, так і поверхневого шару вод, зниження повторюваності і інтенсивності холодних зим і підвищення температури літнього періоду року, а також ослаблення інтенсивності вітрового режиму і переважання в 2005-2010 рр., в зональній складовій, переносу повітря на захід;

- в багаторічному ході температури повітря літнього періоду року виявляється довгоперіодний цикл в її мінливості з періодом біля 66 років (1912-1978 рр.), тобто сучасний літній період відповідає вершині довгоперіодної хвилі, яка визначається в режимі температури повітря, що дозволяє очікувати в подальшому можливого поступового зниження до 2040-х років середньої літньої температури повітря і води на шельфі ПнЗШ ЧМ;

- в режимі солоності ПнЗШ ЧМ сучасного періоду спостерігається зниження солевмісту вод поверхневого шару, відповідно фазі підвищеного стоку Дунаю, за винятком двох останніх років, коли стік був значно нижче норми, а солоність в поверхневому шарі вод в центральному районі шельфу вище середніх багаторічних значень. В придонному шарі і під поверхневим галоклином зберігалась декілька понижена солоність вод відносно середнього, за даними багаторічних спостережень. Стік Дніпра з початку сторіччя знаходився на фазі незначного зниження;

- на формування режиму солоності поверхневого шару вод і рівня їх трофності, в районах віддалених від основних джерел біогенного навантаження, значний вплив оказує режим вітру і відповідно поверхневих течій;

- за даними дисперсійного аналізу мінливості середнього вмісту кисню в західній частині ПнЗШ ЧМ в шарі 15-30 м під пікноклином в теплий період року (травень-вересень 1955-2000 рр.) і виділення складової тренду, який обумовлювався поступовим зростанням антропогенного навантаження в період 60-х – 80-х років минулого сторіччя, відповідно і євтрофікації вод, по співвідношенню дисперсій складової тренду і дисперсії залишку встановлено, що в цей період вклад антропогенних і природних чинників був рівнозначний на долю яких приходилось по 50 % загальної дисперсії мінливості. В сучасний період при стабілізації антропогенного навантаження і деяких тенденцій до його зниження (визначених за вмістом мінеральних

форм азоту і фосфору), слід очікувати підвищення вкладу природних факторів (за рахунок мінливості температури повітря і води, вітру і режиму течій, атмосферних опадів і пов'язаних з ними стоку річок), що і спостерігається в останні роки;

- з початку сторіччя за даними регулярних спостережень в Одеському регіоні визначається тенденція до зниження вмісту розчиненого мінерального і загального фосфору в морських водах і стабілізація його середніх річних значень на рівні 10 мкг/дм^3 мінеральної форми і на рівні 26 мкг/дм^3 загального фосфору. Тенденція до зниження визначається і за вмістом розчинених мінеральних форм азоту від 183 мкг/дм^3 в 2001р. до 67 мкг/дм^3 в 2012 р.;

- на Дунайському узмор'ї мінливість в поверхневому шарі практично всіх біогенних речовин, за винятком органічної форми азоту, виявляє на якісному рівні пряму залежність від стоку вод Дунаю, з підвищенням стоку вод підвищується і на узмор'ї вміст мінерального і загального фосфору, кремнію і мінеральних форм азоту, а вміст органічної форми азоту навпаки зменшується. Основна доля в забрудненні вод азотом припадає тут на його мінеральні форми 72 % з яких 68 % - на вміст нітратного азоту, середня концентрація якого в сучасний період складає біля 950 мкг/дм^3. Зниження середнього вмісту біогенних речовин відносно 90-х років минулого сторіччя приблизно в 2 рази спостерігається тільки за вмістом амонійного азоту і загального фосфору за рахунок його органічної форми;

- з початку сторіччя, як за даними відношення Nзаг./Pзаг., так і за даними інтегрального показника E-TRIX в Одеському регіоні спостерігається тенденція до зниження рівня трофності вод з „дуже високого" у 2001 р. (E-TRIX > 6) до „високого" і стабілізації у останні два роки на рівні „середнього" при значенні E-TRIX = 4,8. Деяке зниження рівня трофності вод за показником E-TRIX відносно 2005-2009 рр. з „середнього" рівня до „низького" у 2012 р. спостерігається і в центральних районах ПнЗШ ЧМ. Тобто на ПнЗШ ЧМ у районах віддалених від основних джерел біогенного навантаження на морське середовище (річкового стоку) визначається деяке поліпшення якості вод і зниження їх трофності. Відмічається мезо-евтрофний стан вод Дністровсько-Одеського регіону ПнЗШ ЧМ;

- на Дунайському узмор'ї у період 2009-2012 р. середня трофність вод за даними спостережень не знижувалась навіть до „високого" рівня і води цього району в цілому мали характеристику „дуже високого" рівня трофності, з середнім багаторічним значенням E-TRIX = 6,8. Коливання рівня трофності вод в цьому районі в значній мірі обумовлюються мінливістю стоку Дунаю, а за показником відношення Nзаг./Pзаг. змінюються практично синхронно. З підвищенням стоку вод підвищується і рівень трофності вод узморья, як за показником Nзаг./Pзаг., так і за індексом E-TRIX . Тобто природні фактори , які обумовлюють коливання стоку Дунаю і в першу чергу атмосферні опади на водозбірної площі басейну, є переважаючими в формуванні режиму трофності і якості вод Дунайського узмор'я, на фоні відносно постійного високого біогенного навантаження, і значно впливають

на формування режиму трофності вод всього шельфу.

СПИСОК ВИКОРИСТАНОЇ ЛІТЕРАТУРИ

1. Зайцев Ю. П. Экологическое состояние шельфовой зоны Черного моря у побережья Украины / Ю. П Зайцев // Гидробиологический журнал. – 1992. – Т. 28, № 4. – С. 3–19.

2. Зайцев Ю. П. Самое синее в мире / Ю. П Зайцев. – Нью-Йорк : ООН, 1998. – 142 с.

3. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР / ред. Т. А. Иванова. – Санкт-Петербург : Гидрометеоиздат, 1992. – Т. IV, Вып. 2. – 220 с.

4. Лоєва І. Д. Сучасний екологічний стан Чорного та Азовського морів / І. Д. Лоєва, І. Г. Орлова, М. Ю. Павленко, В. В. Український, Ю. І. Попов, Ю. М. Деньга // Причорноморський екологічний бюлетень. – 2008. – № 4 (30). – С. 26–36.

5. Украинский В. В. Межгодовые изменения и тенденции в эвтрофикации вод Одесского региона северо-западной части Черного моря / В. В. Украинский, Н. Н. Гончаренко // Український гідрометеорологічний журнал. – 2010. – № 7. – С. 211–219.

6. Украинский В. В. Цветение синезеленых водорослей в Одесском прибрежье (июль. 2010 г.) / В. В. Украинский, С.П. Ковалишина, В. Н. Сытов, И. П. Неверовский, М. А. Грандова, Н. С. Калошина // Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей. – Одесса, 2010. – №.1(11). – С. 109–115.

7. Грандова М. А. К вопросу о цветении Nodularia spumigena в прибрежных водах одесского региона / М. А. Грандова, С. П. Ковалишина, В. В. Украинский, Н. С. Калошина // зб. матеріалів конференції «Екологічні проблеми Чорного моря». – Одеса, 2010. – С. 317–320.

8. Закон України від 22 березня 2001 року № 2333–III. Про затвердження загальнодержавної програми охорони та відтворення довкілля Азовського і Чорного морів : [Електронний ресурс]. – Режим доступу : http://zakon4.rada.gov.ua/laws/show/2333-14

9. Vollenveider R. A. Characterization of the trophic conditions of marine coastal waters with special reference to the NW Adriatic Sea: proposal for a trophic scale turbidity and generalized water quality index / F. Giovanardi, G. Montanari, A. Rinaldi // Enviromentrics. – 1998. – № 9. – P. 329–357.

10. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР / ред. Т. А. Иванова. – Санкт-Петербург : Гидометеоиздат, 1991. – Т. IV. – Вып. 1. – 429 с.

11. Ефимов В. В. Теплобалансовые исследования Черного и Азовского морей / В. В. Ефимов, Н. А. Тимофеев. – Обнинск : ВНИГМИ-МЦД, 1990. – 237 с.

12. Режимообразующие факторы, гидрометеорологические и гидрохимические процессы в морях СССР / ред А. И. Смирнова, М. А.

Борисовский. – Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 262 с.

13. Справочник по климату Черного моря / ред А. И Соркина. – М.: Гидрометеоиздат, 1974. – 40 с.

14. Гідрологічні та гідрохімічні показники стану північно-західного шельфу Чорного моря / ред. І. Д. Лоєва. – Київ : КНТ, 2008. – 616 с.

15. Белокопытов В.Н. Сезонная изменчивость термохалинной и гидролого-акустической структуры вод Черного моря / В.Н. Белокопытов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь, 2003. – Вып. 8. – С. 12–22.

16. Демышев С. Г. Сезонная изменчивость и трансформация с глубиной климатических горизонтальных течений Черного моря по результатам ассимиляции в модели новых климатических данных температуры и солености / С. Г. Демышев, В. В. Кныш, Н. В. Инюшина // Севастополь : Морской гидрофизический журнал. – 2005. – №6. – С. 28–45.

17. Гаркавая Г. П. Современные тенденции изменения гидрохимических условий северо-западной части Черного моря / Г. П. Гаркавая, Ю. И. Богатова, З. Т. Буланая // Изменчивость экосистемы Черного моря. Естественные и антропогенные факторы. – М., 1991. – С. 299–306.

18. Орлова И. Г. Причины и последствия эвтрофикации в северо-западной части Черного моря / И. Г. Орлова, В. И. Михайлов, Ю. И. Попов, В. В. Украинский // Труды УкрНИГМИ. – 2000. – Вып. 248. – С. 209–220.

19. Зайцев Ю. П. Экосистема северо-западной части Черного моря в условиях антропогенного воздействия / Ю.П. Зайцев, Г. П. Гаркавая [и др.] // Антропогенное эвтрофирование природных вод : материалы III всесоюзного симпозиума, сентябрь 1983 г. Москва. – 1983. – С. 49–61.

20. Заика В. Е. О трофическом статусе пелагических экосистем в разных регионах Черного моря / В. Е. Заика // Морський екологічний журнал. – 2003. – Т. II, № 1. – С. 32–37.

21. Бруевич С. В. Нитриты и нитрификация в море: сб. статей АН СССР. ИОАН. / С. В. Бруевич // Проблемы химии моря. – М.: Наука, 1978. – С. 156–175.

22. Виноградов М. Е. Экосистема Черного моря / М. Е. Виноградов, В. В. Сапожников, Э.А. Шушкина. – М. : Наук,. 1992. – 233 с.

23. Полонский А. Б. Глобальное потепление, крупномасштабные процессы в системе океан-атмосфера, термохалинная катастрофа и их влияние на климат Атлантико-Европейского региона / А. Б. Полонский // Современные проблемы океанологии. Серия научная. – Севастополь : МГИ, 2008. – Вып. 5. – 44 с.

24. Полонский А. Б. Роль океана в изменениях климата / А. Б.

Полонский. – К. : Наукова Думка. НАН Украины, 2008. – 184 с.

25. Репетин Л. Н. Режим ветра северо-западной части Черного моря и его климатические изменения / Л. Н. Репетин, В. Н. Белокопытов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь, 2008.- Вып. 17. – С. 225–243.

26. Блатов А. С. Гидрология и гидродинамика шельфовой зоны Черного моря / А. С. Блатов, В. А. Иванов. – Киев : Наук. думка, 1992. – 242 с.

27. Loyeva I. Influence of Climate Change to the Northwestern Black Sea Region / I. Loyeva, V. Komorin, V. Ukrainskiy, Y. Popov, A. Matygin, I. Orlova, S. Kovalyshyna // Project joint Conference : abstracts of 3rd Bi-annual BS Scientific Conference and UP-GRADE BS-SCENE. – Odessa, 2011. – 177 p.

28. Полонский А. Б. Условия формирования вод холодного промежуточного слоя Черного моря / А. Б. Полонский, Ю. И. Попов. – Севастополь, – 2011. – Вып. 8. – 52 с.

29. Водяницкий В. А. Основной водообмен и история формирования солености Черного моря / В. А. Водяницкий // Труды СБС. – 1948. – Т. 6. – С. 386–432.

30. Попов Ю. И. Распространение шельфовых вод в северо-западной части Черного моря и их обмен с водами открытого моря / Ю. И. Попов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа : Севастополь МГИ. – Севастополь, 2010. – Вып. 26. – С. 117–126.

31. Коморін В. М. Оцінка мінливості гідродинамічних характеристик північно-західного шельфу Чорного моря / В. М. Коморін, Ю. І. Попов, В. В. Український // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Одесса, 2008. – № 5. – С. 188–201.

32. Орлова И. Г. Динамика гипоксийных процессов в придонных водах северо-западного шельфа Черного моря / И. Г. Орлова, Р. Р. Белевич, Ю. И. Попов, В. В. Украинский, С. Б. Бондарь // Океанология. – 1999. – № 39(4). – С. 548–554.

33. Тучковенко Ю. С. Оценка вклада речного стока и совокупности антропогенных источников в загрязнение морской среды Одесского региона / Ю. С. Тучковенко, О. Ю. Сапко // Екологічні проблеми Чорного моря : зб. матеріалів до 5-го Міжнар. Симпозіуму. – Одеса, 2003. – С. 360–365.

34. Постанова Кабінету Міністрів України. Про затвердження Правил охорони внутрішніх морських вод і територіального моря від забруднення та засмічення : постанова КМУ від 29 лютого 1996 р. № 269. – Режим доступу: : http://zakon4.rada.gov.ua/laws/show/269-96-%D0%BF.

35. Loyeva I. Estimation of the ecological state of the north-western part of the Black Sea / I. Loyeva, I. Orlova, N. Pavlenko, Yu. Popov, V. Ukrainskiy, Yu. Denga, V. Komorin, V. Lepeskin, E. Kostylev // The

Abstracts 1st Biannual Scientific Conference «Black Sea Ecosystem 2005 and Beyond», 8-10 of May 2006, Istanbul, Turkey : Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution, 2006. – P. 169–173.

36. Даценко Ю. С. Эвтрофирование водохранилищ. Гидрологические аспекты / Ю. С. Даценко. – М. : ГЕОС, 2007. – 252 с.

37. Миньковская Р. Я. Вынос растворенных биогенных веществ в Черное море со стоком Килийского рукова р. Дунай / Р. Я. Миньковская, Ю. П. Ильин // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа : сб. науч. тр. / НАН Украины ; МГИ ; ИГН ; ОФ ИнБЮМ. – Севастополь, 2005. – Вып. 12. – С. 155–166.

38. Оксиюк О. П. Количественные и продукционные показатели фитопланктона как характеристики состояния водных екосистем / О. П. Оксиюк, О. А. Давыдов, О.А Меленчук // Альгология. 1994. Т. 3, № 3. – С. 39–47.

39. Heip C. Benthic studies of the Southen Bight of the North Sea and its adjacent continental estuaries / C. Heip, R. Herman, G. Bisschop, J.C.R. Govaere, M. Holvoet, D. Van Damme, C. Vanosmael, K. R. Willens // Progress. Report I. Internatinal Council for the Exploration of the Sea. – C.M. : 1979. L. 9. – P. 1–30.

40. Todorova V. Benthic metrics and their suitability for the assessment of the ecological status of coastal and transitional water / V. Todorova // Macrozoobenthos Workshop in Varna. – 2005. – 17 p.

41. Сніжко С. І. Оцінка та прогнозування якості природних вод / С. І. Сніжко. – К. : Ніка-Центр, 2001. – 264 с.

42. Vollenveider R. A. Eutrophication of waters: monitoring assessment and control / R. A. Vollenveider, J. J. Kerekes. – Paris, 1982. – 154 p.

43.Тучковенко Ю. С. Оценка эвтрофикации вод Одесского региона северо-западной части Черного моря / Ю. С. Тучковенко, О. Ю. Сапко // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2006. – Вип. 2. – С. 224–227.

44.Moncheva S. Eutrophication index ((E) TRIX) – an operational tool for the Black Sea costal water ecological quality assessment and monitoring / S. Moncheva, V. Doncheva // International symposium : The Black Sea ecological problems SCSEO. – Odessa, 2000. – P. 178–185.

45.Ковригина Н. П. Комплексный мониторинг вод Балаклавской бухты (Черное море) в период 2000-2007 гг. / Н. П. Ковригина, М. А. Попов, Е. В. Лисицкая, Е. А. Куфтаркова, В. И. Губанов // Морской экологический журнал. – 2010. – Т. IX, № 4. – С. 62–75.

46.Губанов В. И. Диагноз качества вод Чорного моря в районе г. Севастополя / В. И. Губанов, Е. А. Куфтаркова, Н. П. Ковригина, Н. Ю. Родионова // Современные проблемы экологии Азово-Черноморского региона : материалы III Международной конференции, 10-11 октября 2007 г. Керчь. – Керчь : ЮгНИРО, 2008. – С. 90–97.

47. Берлинский Н. А. Факторы формирования качества морской среды в прибрежной зоне Одесского региона в современных условиях / Н. А. Берлинский, Ю. И. Богатова, В. Н. Большаков, Г. П. Гаркавшая, Н. Г. Теплинская // Екологічні проблеми Чорного моря : зб. матеріалів до 4-го міжнар. Симпозіуму, 31 жовтня-1 листопада 2002 р. Одеса. – Одеса : ОЦНТЕІ, 2002. – С. 36–40.

48. Украинский В. В. Климатические и гидрофизические условия развития гипоксии вод на северо-западном шельфе Черного моря / В. В. Украинский, Ю. И. Попов // Морской гидрофизический журнал. – 2009. – № 3. С. 19–29.

49. Попов Ю. И. Гипоксийно-аноксийные условия в северо-западной части Черного моря / Ю. И. Попов, В. В. Украинский // Современные проблемы экологии Азово-Черноморского региона : IV Международная конференция, 8-9 октября 2008 г. Керчь. – Керчь, 2008. – С. 24–29.

50. Орлова И. Г. Состояние эвтрофированности вод северо-западной части Черного моря по результатам многолетнего комплексного мониторинга / И. Г. Орлова, Н. Е. Павленко, В. В. Украинский, Ю. И. Попов // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь : МГИ, 2007. Вып. 15. – С. 32–43.