

УДК 551.464: 551.465
КП ХХХХХХ
№ держреєстрації 0113U007879
Інв. №

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
(ОДЕКУ)
65016 , м. Одеса, вул. Львівська 15;
тел. 69-91-95

ЗАТВЕРДЖУЮ
Проректор з НР
д.г.н, с.н.с.
Тучковенко Ю.С.

ЗВІТ
ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ

**„ДОСЛІДЖЕННЯ КЛІМАТИЧНОЇ МІНЛИВОСТІ
ГІДРОЛОГІЧНИХ, ГІДРОГРАФІЧНИХ ТА ЕКОЛОГІЧНИХ
ПРОЦЕСІВ В ПРИБЕРЕЖНИХ ТА ШЕЛЬФОВИХ ВОДАХ
ЧОРНОГО ТА АЗОВСЬКОГО МОРІВ”
(заключний)**

Науковий керівник НДР
Доцент кафедри океанології та
морського природокористування
К.геогр.н., с.н.с

Гаврилюк Р.В.

Рукопис закінчено 9 грудня 2016 р.

Результати цієї роботи розглянуто Науково-технічною радою ОДЕКУ
Протокол від 15.12.2016 р. №

СПИСОК АВТОРІВ

Науковий керівник теми, к.геогр.н., с.н.с.

Гаврилюк Р.В.

(вступ, реферат,
розділ 1, висновки)

9.12.2016р.

Д.геогр.н.

Берлінський М.А.

(розділ 2)

9.12.2016р.

Ст.викладач, к.геогр.н

Сахненко О.І.

(розділ 3)

9.12.2016р.

Ст. викладач

Даниленко О.О.

(розділ 4)

9.12.2016р.

Доцент, к.геогр.н.

Монюшко М.М.

(розділ 5)

9.12.2016р.

Перевірено:

Нормоконтролер

Малацковська С.В.

РЕФЕРАТ

Звіт про науково-дослідну роботу містить: 101 сторінка, 25 рисунків, 18 таблиць, 67 літературних джерел.

В заключному звіті представлено результати аналізу мінливості гідрологічних процесів в прибережних водах північно-західної частини Чорного моря за результатами досліджень на деяких станціях. Розглядаються міжрічні, сезонні та згінно-нагінні коливання рівня моря. Представлено кількісні оцінки мінливості рівня моря різного часового масштабу та оцінено тенденції їх змін в останній кліматичний період. Представлено кількісні оцінки кліматичної мінливості температури та солоності води на деяких станціях північно-західній частині Чорного моря. Представлено результати аналізу мінливості вітро-хвильового режиму в районі порту Іллічівськ за останні роки і визначенні тенденції цих змін в порівнянні з середніми багаторічними нормами.

Представлено результати аналізу мінливості гідрогенних факторів на гірловому узбережжі Дунаю.

За результатами чисельного моделювання вітрового хвилювання та вітро-хвильових течій отримано кількісні оцінки вітро-хвильових течій та концентрації зависі в прибережній акваторії моря в районах Тілігульського та Куяльницького лиману.

За результатами архівних даних спостережень представлено кількісні оцінки мінливості термohалінних характеристик вод південно-західного шельфу.

Представлено результати оцінки якості морських вод за гідрохімічними показниками, виявлено райони найбільшого забруднення та джерело нахождення забруднюючих речовин.

ТЕМПЕРАТУРА, СОЛОНІСТЬ, ТЕЧІЇ, РІВЕНЬ МОРЯ,
ХВИЛЮВАННЯ, ВІТЕР, КИСЕНЬ, ФОСФАТИ, НІТРАТИ, НІТРИТИ,
МАТЕМАТИЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ

ЗМІСТ

Вступ.....	5
1. Мінливість гідрологічних процесів в прибережних водах північно-західної частини Чорного моря ..	6
1.1 Мінливість рівня в північно-західній частині Чорного моря.....	6
1.2 Мінливість температури води в північно-західній частині Чорного моря.....	19
1.3 Мінливість солоності води в північно-західній частині Чорного моря	27
1.4 Мінливість вітро-хвильового режиму в північно-західній частині Чорного моря	32
2. Мінливість гідрогенних факторів на гирловому узбережжі Дунаю.....	38
3. Розрахунок вітро-хвильової динаміки вод та концентрації зваженого донного матеріалу в прибережних морських акваторіях Тилігульського та Куяльницького лиманів.....	51
3.1. Методи дослідження.....	51
3.2. Аналіз результатів моделювання вітро-хвильової динаміки вод на прибережній акваторії моря в районі Тилігульського лиману.....	54
3.3 Вітро-хвильові течії на акваторії Тилігульського лиману.....	61
3.4 Обвалення вітрових хвиль в прибережній акваторії м.Одеси.....	63
3.5 Результати моделювання вітрового хвилювання та концентрації зависі в прибережній акваторії моря в районі Куяльницького лиману.....	64
4. Комплексний аналіз характеристик кліматичної мінливості температури та солоності води в прибережних шельфових водах Чорного моря.....	72
4.1 Солоність води.....	72
4.2 Температура води.....	77
5. Аналіз діагностичних і прогностичних методів оцінювання екологічного стану акваторій.....	85
Висновки.....	91
Перелік посилань.....	97

ВСТУП

Згідно технічного завдання на кафедральну науково-дослідну роботу « Дослідження кліматичної мінливості гідрологічних, гідрографічних та екологічних процесів в прибережних та шельфових водах Чорного та Азовського морів » в заключному звіті викладені результати досліджень за період з лютого 2012р. по грудень 2016р.

Виконано аналіз між річної, сезонної та короткочасної мінливості рівня моря, температури та солоності води, а також вітро-хвильового режиму за даними спостережень на деяких станціях північно-західній частині Чорного моря. Представлено оцінки кліматичних змін характеру міжрічних, сезонних та згінно-нагінних коливань рівня моря за останній кліматичний період.

Представлено кількісні оцінки мінливості термохалінних характеристик вод південно-західного шельфу.

Представлено результати аналізу мінливості гідрогенних факторів на гирловому узбережжі Дунаю.

За результатами чисельного моделювання вітрового хвилювання та вітро-хвильових течій представлено кількісні оцінки вітро-хвильових течій та концентрації зависі в прибережній акваторії моря в районах Тілігульського та Куяльницького лиману.

Виконано порівняльний аналіз методів оцінювання екологічного стану морських вод акваторій Азово-Чорноморського регіону. Представлено результати оцінки якості морських вод за гідрохімічними показниками.

1 МІНЛИВІСТЬ ГІДРОЛОГІЧНИХ ПРОЦЕСІВ В ПРИБЕРЕЖНИХ ВОДАХ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНІЙ ЧАСТИНИ ЧОРНОГО МОРЯ

1.1 Мінливість рівня моря

Згідно з технічним завданням в звіті представлено результати аналізу мінливості рівня в північно-західній частині Чорного моря. Розглядаються характеристики мінливості для різних часових масштабів – багаторічних, сезонних та згінно-нагінних. Визначені особливості кліматичних змін характеру коливань рівня за даними спостережень на станції Одеса.

Для вирішення поставленої задачі використовувались спостереження за рівнем моря на станціях Одеса (1947-2012рр.), Іллічівськ (1986-2013рр.), Южний (1986-2011рр.), Цареградське гирло (1975-2010рр.). До 1990 року данні опубліковані в [1], а за останні роки ряди доповнювались спостереженнями з таблиць ТГМ. Для аналізу багаторічної та сезонної мінливості використовувались середньомісячні значення рівня, а мінливості згінно-нагінних коливань - екстремальні (максимальні та мінімальні) строкові значення рівня.

Найбільш тривалий ряд спостережень є для станції Одеса - довжина ряду складає 66 років. Ряд розбито на два періоди - 1947-79рр. та 1980-2012рр. тривалістю 33 роки. За рекомендаціями Всесвітньої Метеорологічної Організації для оцінки кліматичних змін гідрометеорологічних характеристик ряд спостережень повинен бути не менш 30 років. Таким чином, за даними спостережень на станції Одеса виконано аналіз кліматичної мінливості багаторічних, сезонних та згінно-нагінних коливань рівня. На інших станціях тривалість рядів спостережень є такою: станція Цареградське гирло – 36 років, станція Іллічівськ – 28 років, станція Южний – 26 років. Тривалість рядів спостережень є достатньою для оцінки мінливості рівня різного часового масштабу. Для отримання кількісних характеристик мінливості використовувались традиційні математичні методи обробки інформації – статистичний, кореляційний, регресійний.

За даними спостережень за середньомісячними значеннями рівня на різних станціях виконано розрахунки середнього багаторічного значення рівня моря за всі місяці року та за рік. Для станції Одеса статистичні характеристики розраховано за два періоди.

Згідно з досліджуваннями [2], середній багаторічний рівень Чорного моря за період 1976-2005рр. дорівнює 480см. На всіх станціях північно-західній частини моря рівень вище середнього рівня всього моря. Найбільші позитивні відхилення спостерігаються на станції Цареградське гирло -14 см, на інших станціях відхилення складають 7-9 см. Перевищення рівня моря на станціях північно-західної частини в порівнянні з усім

морем обумовлено природними факторами – річковим стоком, стерічними ефектами, характером згінно-нагінних коливань.

Середні багаторічні значення рівня моря на станціях Одеса, Іллічівськ та Южний приблизно співпадають, а на станції Цареградське гирло рівень моря приблизно на 15см вище, що можна пояснити стоком р. Дністер. Між річна мінливість середнього за рік рівня характеризується розмахом коливань. На станціях Южний, Іллічівськ та Цареградське гирло розмах коливань складає 36-37 см, а на станції Одеса – лише 23 см.

Мінімальні абсолютні річні значення рівня на різних станціях спостерігаються в різні роки. Максимальні абсолютні річні значення рівня на всіх станціях припадають на 2010 рік, що підтверджує висновок роботи [3], що рівень Чорного моря в цьому році досягнув свого абсолютного максимуму за всю 150-річну історію спостережень. Якщо порівняти розмах між річних коливань за різні кліматичні періоди на станції Одеса, то можна зазначити, що за останні 33 роки розмах коливань середнього річного рівня моря знизився з 33см до 23 см, тобто на 30%.

Взаємозв'язки між річних коливань середнього річного рівня на різних станціях оцінено коефіцієнтами кореляції, які є близькими до 0.9, а при осередненні ковзним середнім по 5-ти рокам зростають практично до 1, що свідчить про те, що коливання рівня моря за середніми річними даними на різних станціях практично синфазні. Мінливість середнього річного рівня моря та лінійні тренди на станціях Южний, Іллічівськ та Цареградське гирло показано на рис.1.1, 1.2, 1.3, а на рис.1.4 та 1.5 – на станції Одеса за два періоди- 1947-1979рр. та 1980-2012 рр.

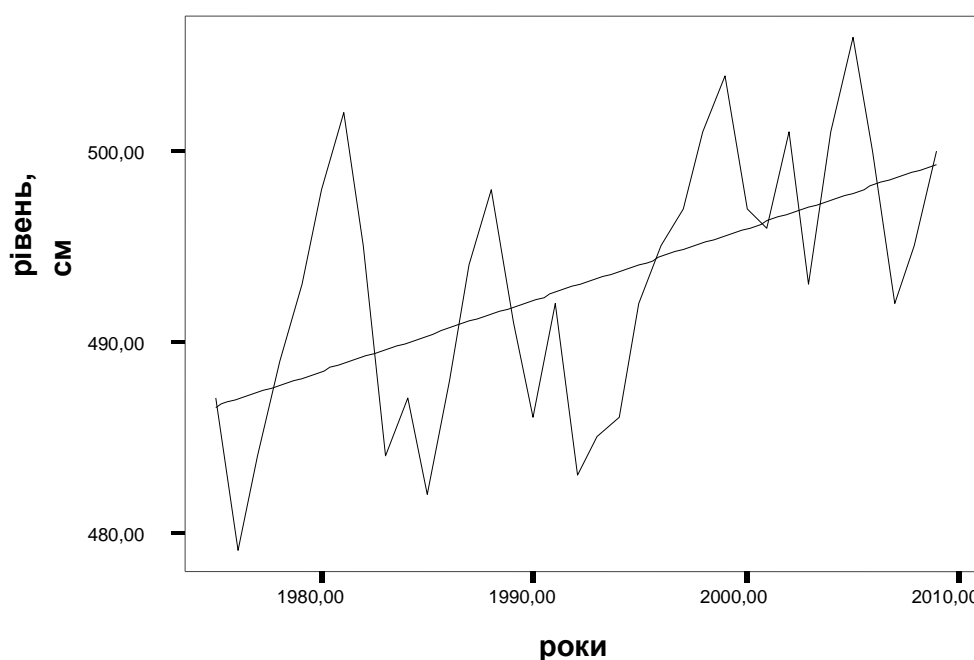


Рисунок 1.1 - Мінливість середнього річного рівня моря на ст. Цареградське гирло за 1975-2010рр. та лінійний тренд

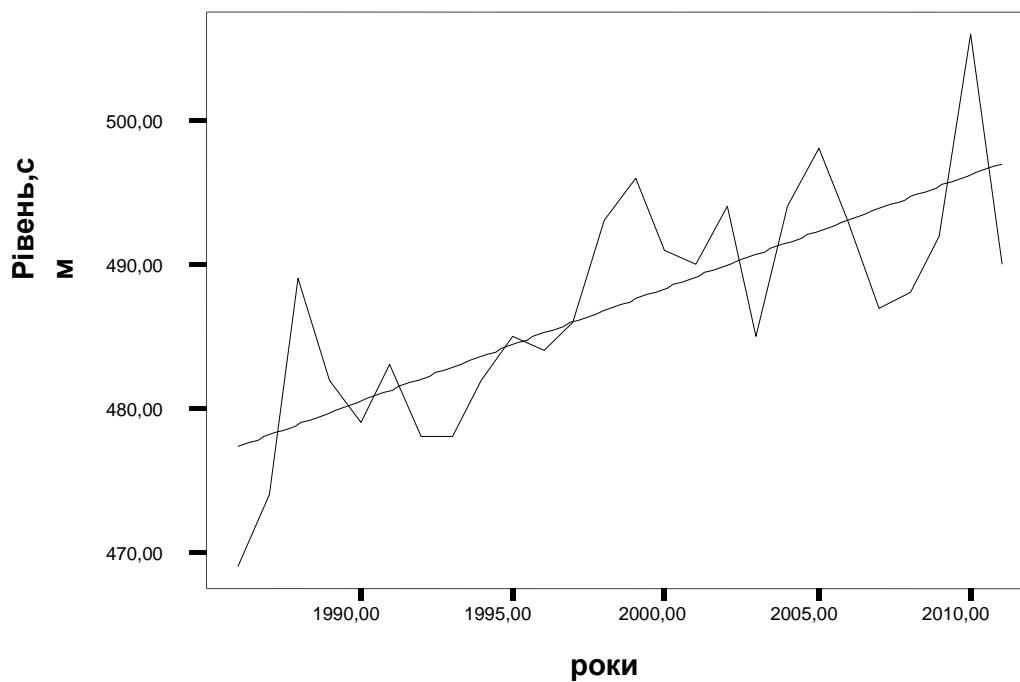


Рисунок 1.2 - Мінливість середнього річного рівня на ст. Южний за 1986-2011рр. та лінійний тренд.

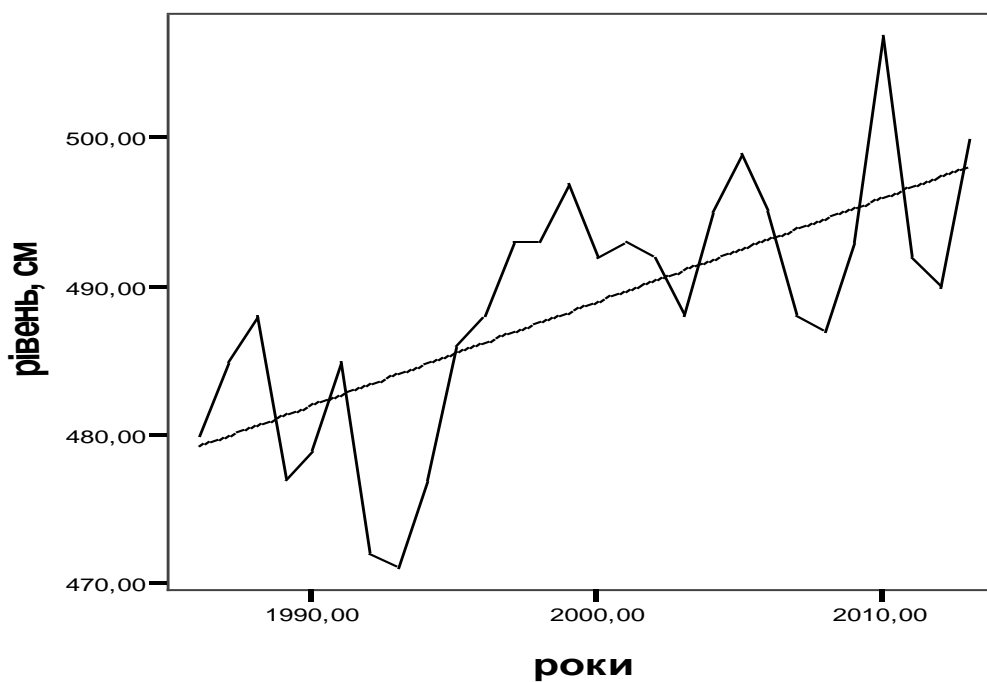


Рисунок 1.3 - Мінливість середнього річного рівня на ст. Іллічівськ за 1986-2013 рр. та лінійний тренд.

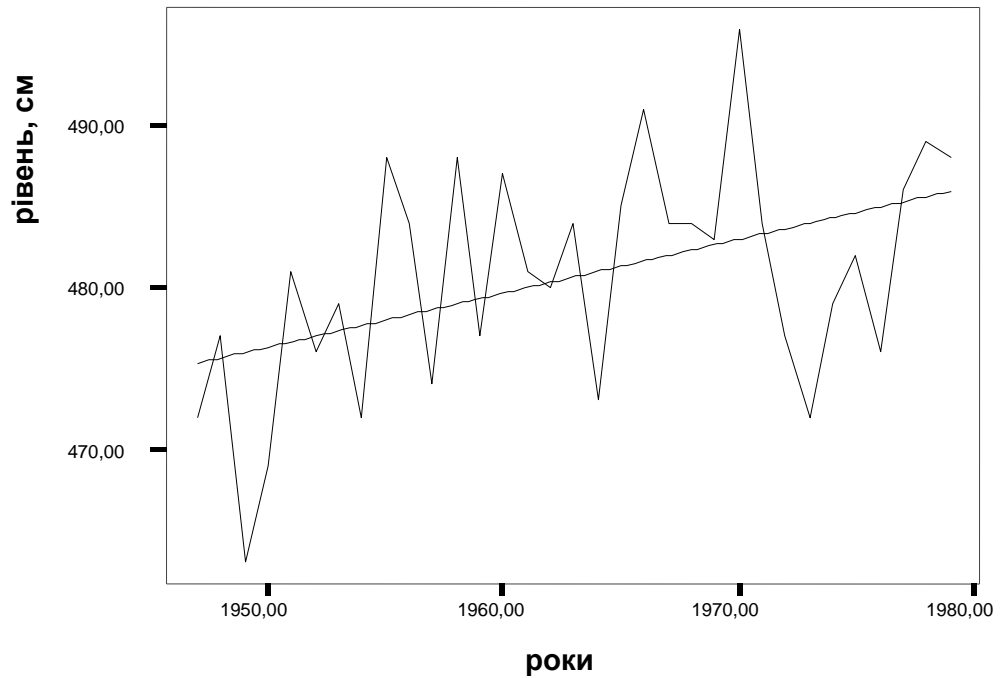


Рисунок 1.4 - Мінливість середнього річного рівня на ст. Одеса за 1947-1979 рр. та лінійній тренд.

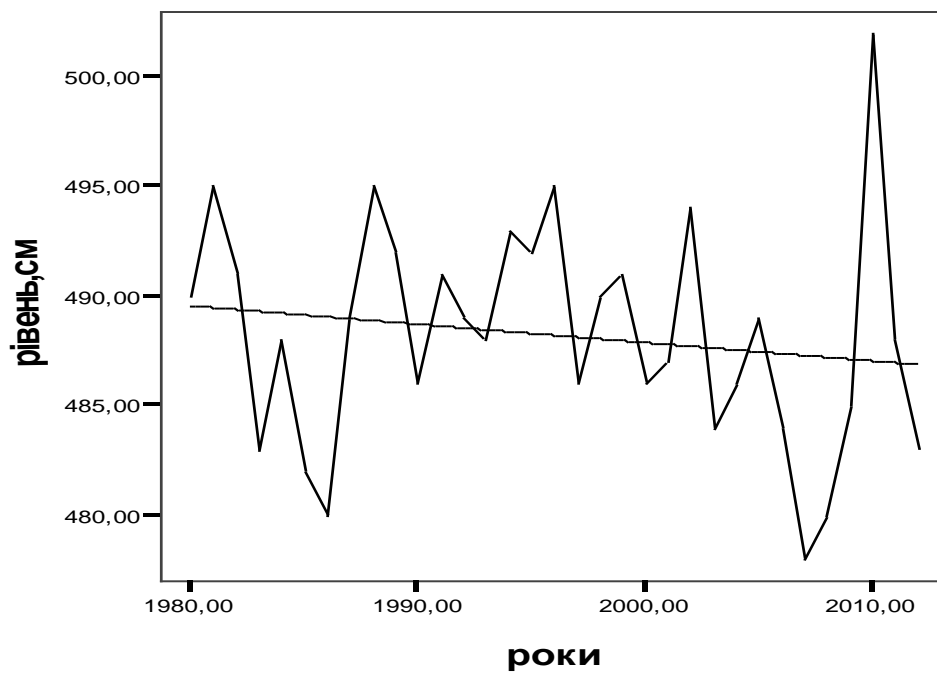


Рисунок 1.5 - Мінливість середнього річного рівня на ст. Одеса за 1980-2012 рр. та лінійний тренд.

Найбільш суттєві зростання середнього річного рівня спостерігаються на станціях Южний та Іллічівськ, і дорівнюють близько 20 см. На станції Цареградське гирло за той же період підвищення рівня склало 16 см. Внески лінійних трендів в загальну дисперсію рідів дорівнюють 23%-28%, що підтверджує значущість тренду. На станції Одеса найбільш суттєві зростання рівня спостерігались за період 1947-79рр., а за період 1980-2012рр. рівень моря відчував хвильові коливання зі слабким від'ємним трендом. Підвищення рівня за 66-річний період (1947-2012рр.) склало 14 см. Відмінність тенденцій зміни рівня моря на станції Одеса від інших станцій обумовлена, на наш погляд, вертикальними рухами суші [4].

Сезонна мінливість рівня в Чорному морі обумовлена співвідношенням складових водного балансу та стеричними ефектами. З аналізу середньомісячних значень рівня моря на різних станціях можна отримати характеристики сезонних коливань.

В таблиці 1.1 наведені значення розмаху сезонних коливань і місяці екстремумів на станціях північно-західній частини моря, та для порівняння аналогічні характеристики для всього моря з [2] .

Таблиця 1.1 – Характеристики сезонних коливань рівня, місяці екстремумів на станціях північно-західній частини та всього моря.

Станція, період Хар-ка	Одеса	Одеса	Южний	Іллічівськ	Цар.Гирло	Чорне море [2]	
	1980- 2012 рр.	1947- 1979 рр.	1986- 2011 рр.	1986- 2013 рр.	1975-2010 рр.	1976- 2005рр.	1946- 1975рр.
Розмах, (см)	15	21	14	14	19	15	20
Місяць максимуму	V	V	V	V,VI	IV	V, VI	VI
Місяць мінімуму	IX , X	X	IX, X	IX , X	X	X, XI	X ,XI

Розмах сезонних коливань рівня моря на станціях Одеса, Іллічівськ та Южний за середніми багаторічними даними складає 14-15 см, максимум спостерігається в травні-червні, мінімум – в вересні та жовтні. На станції Цареградське гирло розмах сезонних коливань вище приблизно на 25% в порівнянні з іншими станціями та складає 19 см, що обумовлено впливом стоку р. Дністер.

При порівнянні двох кліматичних періодів на станції Одеса можна зазначити, що за період 1980-2012рр. розмах сезонних коливань знизився з 21см до 15 см (на 25%), що співпадає з аналогічними оцінками по всьому Чорному морю [2]. Змінились також місяці досягнення мінімальних в сезонному ході значень рівня: за період 1980-2012рр. мінімальний середньомісячний рівень моря спостерігається в вересні та жовтні, а за період 1947-79рр. – лише в жовтні.

Якщо аналізувати, в які місяці року зміни середніх місячних значень рівня за два періоди є більш суттєвими, можна зазначити, що в жовтні та листопаді за період 1980-2012рр. рівень моря підвищився на 11-12см, а в травні – лише на 5-6 см. в порівнянні з періодом 1947-79рр. Таким чином, зменшення розмаху сезонних коливань рівня відбулось за рахунок підвищення мінімального в сезонному ході рівня моря.

Причиною таких змін в сезонних коливаннях рівня за оцінками [3] є кліматичні зміни складових водного балансу Чорного моря. Найбільший внесок атмосферних опадів в зміни рівня моря припадає на період з листопада по лютий. В багаторічних коливаннях внеску атмосферних опадів за останні 30 років спостерігається позитивний тренд, тобто кількість опадів в зимовий період збільшилась.

Іншою причиною змін в сезонних коливаннях також є зміни характеру стоку річок.

Підвищення рівня моря в осені обумовлено збільшенням стоку річок в Чорне море в півріччя, коли спостерігаються його мінімальні значення (вересень-лютий), та зменшенням стоку річок в півріччя максимального стоку (березень - липень). Мінімальні значення стоку річок спостерігаються в вересні, що є причиною мінімального рівня моря в вересні та в жовтні.

Складові водного балансу моря в кожному році суттєво відрізняються від середніх багаторічних значень, що обумовлює різноманітний характер кривих сезонного ходу рівня. Підтвердженням цього є повторювальності (%) по місяцях екстремальних в сезонних коливаннях значень рівня моря на станціях північно-західній частини Чорного моря. Розрахунки повторювальності показали, що максимальні в сезонному ході значення рівня моря на всіх станціях частіше всього спостерігаються в травні і ніколи не спостерігаються в вересні. Інтенсивні опади в осінні та зимові місяці можуть бути причиною максимуму в сезонному ході рівня в ці місяці. В деякі роки зимовий максимум рівня є однаковим з весняним максимумом, або навіть перевищує його.

Мінімальні в сезонних коливаннях середні місячні значення рівня спостерігаються в різні місяці року, за винятком періоду з квітня по липень. Найбільш частіше мінімальні рівні спостерігаються на станціях Одеса та Цареградське гирло в вересні та в листопаді, на станціях Южний та Іллічівськ - в вересні.

Порівняння двох кліматичних періодів (1947-1979 рр. та 1980-2012рр.) для станції Одеса показує, що сумарна повторювальність максимального в сезонному ході рівня моря з квітня по липень практично не змінилась, та складає 67%-69%. Повторювальність мінімального рівня в вересні за період 1980-2012рр. збільшилась більш ніж в 2 рази – з 11% до 25%, а в жовтні – навпаки зменшилась майже в три рази – з 35% до 12%. Таким чином, мінімальний в сезонному ході рівень моря на станції Одеса досягається на місяць раніше, в порівнянні з попереднім періодом.

Таки зміни в фазах екстремальних значень рівня моря на станціях північно-західній частини узгоджуються з аналогічними змінами для всього Чорного моря.

Основними факторами, які визначають режим коливань рівня в синоптичному діапазоні частот є вітер та атмосферний тиск. При цьому вітру належить вирішальна роль, а коливання рівня проявляються в вигляді згінно-нагінних коливань. Їх розвиток визначається співвідношеннями напрямів діючого вітру та конфігурації берегової смуги. З цієї причини розмах згінно-нагінних коливань рівня на різних станціях, навіть близько розташованих одна від одною, можуть суттєво відрізнятися.

Визначення показників штормової активності в останні роки привертає увагу багатьох вчених, зокрема в зв'язку зі змінами клімату в Чорному морі. Для північно-західній частини моря таки дослідження не виконувались. В той же час в цьому районі розташовані найважливіші морські порти, і вплив згінно-нагінних коливань рівня на їх роботу є суттєвим.

Для оцінки мінливості згінно-нагінних коливань використовувались дані про екстремальні (максимальні та мінімальні) строкові значення рівня на різних станціях за багаторічний період.

Слід зазначити, що екстремальні значення рівня не є величинами, які зафіксовані в ході конкретного згону, або нагону, тому що протягом місяцю може спостерігатися декілька таких явищ. Однак, при аналізі цих значень за багаторічними рядами можна отримати кількісні оцінки загальної граничної величини мінливості рівня. Таки знання є важливими з точки зору безпеки мореплавства, для оцінки можливості затоплення прибережної зони моря та проектування споруд для її захисту.

Для визначення того, як впливають екстремальні характеристики рівня на формування середніх величин, виконувався кореляційний аналіз між екстремальними за кожен місяць та середніми місячними значеннями рівня. Аналіз розрахунків показав, що на всіх станціях коефіцієнти кореляції є достатньо високими (0,6-0,8). При цьому середній рівень моря є більш тісніше пов'язаним з максимальними значеннями рівня, ніж з мінімальними, що свідчить про перевагу нагінних коливань над згінними.

Для більш детального аналізу інтенсивності згінно-нагінних коливань розраховувалась повторювальність відхилення екстремальних значень від середнього місячного значення. Для станції Одеса аналіз виконувався для

двох кліматичних періодів. Розрахунки виконувались для градацій відхилення в 10см (0-10, 11-20, 21-30), а потім підсумовувались за більш крупними градаціями: відхилення менш за 30 см – незначні коливання, відхилення більш за 30 см – значні коливання, відхилення більш за 50 см – дуже значні коливання, які є близькими до критичних позначок рівня для станцій північно-західній частини моря. Результати розрахунків показані в таблицях 1.2 та 1.3.

Таблиця 1.2 – Повторювальність (%) нагінних коливань рівня різної інтенсивності для станцій північно-західній частини моря

Станція Градація, см	Одеса		Іллічівськ,	Южний,	Цар.гирло
	1947- 1979рр.	1980- 2012рр.	1986- 2013рр.	1986- 2012рр.	1975- 2010рр.
< 30	64,90	65,90	72,0	76,28	81,63
≥30	35,10	34,10	28,0	23,72	18,37
≥50	5,30	5,05	2,10	0,96	1,86

Таблиця 1.3 – Повторювальність (%) згінних коливань рівня різної інтенсивності для станцій північно-західній частини Чорного моря.

Станція Градація, См	Одеса		Іллічівськ,	Южний,	Цар.гирло
	1947- 1979рр.	1980- 2012рр.	1986- 2013рр.	1986- 2012рр.	1975- 2010рр.
< 30	48,99	54,55	64,70	65,37	79,07
≥ 30	51,01	45,45	35,30	34,36	20,93
≥ 50	13,64	8,08	5,50	6,73	1,39

Як видно з таблиць, згінно-нагінні коливання рівня, які не перевищують 30 см від середньомісячного значення мають повторювальність від 50% до 80%. При цьому повторювальність нагонів є більшою за повторювальність згонів такої інтенсивності. Перевага повторювальності нагонів над згонами досягає 8%-10%, за виключенням станції Цареградське гирло, де перевищення складає лише 1.5%. Порівняння двох кліматичних періодів на станції Одеса показує, що повторювальності незначних нагонів (менш за 30 см) практично не змінились, а повторювальність незначних згонів за період 1980-2012рр. збільшилась з 48.99% до 54.55%.

Аналіз значних згінно-нагінних коливань рівня (відхилення більш за 30 см) показує, що повторювальність згонів на всіх станціях вища за повторювальність нагонів - перевищення складає 7%-10%, за виключенням станції Цареградське гирло, де воно досягає лише 1.5%. Повторювальність значних нагонів за два кліматичних періоди на станції Одеса практично не змінилась, а повторювальність аналогічних згонів знизилась з 51% до 45%. Зниження повторювальності значних згонів в останні роки добре узгоджується зі зниженням середньої швидкості вітру над Чорним морем [5]. Мінливість середньої за рік швидкості вітру на станції Одеса за період 1975-2011рр. та лінійний тренд показано на рис. 1.6.

Для дуже значних згінно-нагінних коливань рівня (відхилення більш за 50см) повторювальність згонів також є вищою за повторювальність нагонів, крім станції Цареградське гирло, де ці величини приблизно однакові. Перевищення повторювальності згонів над нагонами є найбільшим для станції Южний - 6.73% та 0.96% відповідно. Для станції Одеса за останній кліматичний період повторювальність дуже значних згонів зменшилась з 13.64% до 8.08%, але ж є найбільшою величиною для всіх станцій північно-західній частини Чорного моря, що підтверджує відомості з літературних джерел про найбільш інтенсивні згони на станції Одеса.

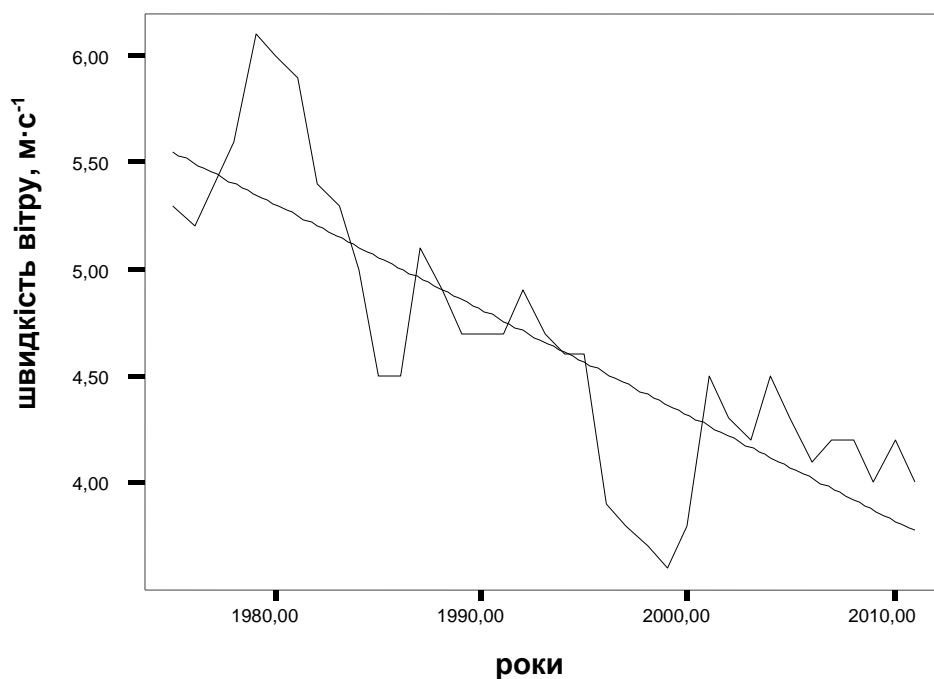


Рисунок 1.6 - Мінливість швидкості вітру на ст. Одеса за 1975-2011 рр. та лінійний тренд.

Для морської господарської діяльності в прибережній зоні моря необхідно також знати повторювальності небезпечного підйому та спаду рівня, тобто такого, що є вищим або нижчим за критичні позначки. Саме такі коливання рівня створюють аварійні ситуації на флоті, викликають обміління або затоплення акваторій, господарських об'єктів та населених пунктів. В таблиці 1.4 наведені небезпечні позначки рівня моря для досліджуваних станцій північно-західній частини Чорного моря.

Відповідно з небезпечними позначками рівня для кожної станції розраховувались повторювальності небезпечного підйому та спаду рівня – для кожного місяця року та сумарно за рік. Результати розрахунків показали, що небезпечні нагони або згони мають найбільшу повторювальність з жовтня по травень, що обумовлено значною інтенсивністю вітру в цей період року. На станції Іллічівськ сумарно за рік імовірності небезпечних нагонів та згонів приблизно однакові, та складають 4%-4.5%. На станції Южний ці характеристики також приблизно співпадають - 3.7%-2.9%, а на станції Цареградське гирло небезпечні згони є мало імовірними (0.7%), та спостерігались лише в листопаді. Небезпечні нагони мають найбільшу повторювальність з листопада по березень, а сумарно за рік це явище спостерігалось в 4% випадків.

Таблиця 1.4 – Позначки небезпечного підйому та спаду рівня на станціях північно-західній частини Чорного моря

Станція	Тенденція зміни рівня	Небезпечна позначка, (см)
Одеса	Підйом	540
	Спад	430
Іллічівськ	Підйом	550
	Спад	427
Южний	Підйом	540
	Спад	421
Цар. гирло	Підйом	541
	Спад	426

Для станції Одеса сумарно за рік повторювальність небезпечних згонів є вищою за небезпечних нагонів. При порівнянні двох кліматичних періодів можна зазначити, що сумарно за рік за період 1980 -2012рр. повторювальність небезпечних нагонів зросла приблизно в два рази, а повторювальність небезпечних згонів, навпаки, знизилась приблизно в три рази.

Пояснити це можна кліматичними змінами напрямків вітру за останні роки. Небезпечні нагони на станції Одеса обумовлені діями вітру східного та південно-східного напрямів. В роботі [5] показано, що за останні 30 років сумарна повторювальність швидкості вітру східного напрямку відчувала слабкий від'ємний тренд, а вітру південно-східного напрямку – навпаки, значущий на рівні не нижче 95%, позитивний тренд. Зростанню повторювальності небезпечних нагонів сприяє також загальне підвищення рівня моря.

Небезпечні згони на станції Одеса обумовлені діями вітру північного, північно-західного та північно-східного напрямів. Згідно з роботою [5], за останні 30 років в багаторічній мінливості сумарної повторювальності швидкості вітру північного та північно-східного напрямів спостерігаються значущі на рівні не нижче 95% від'ємні тренди. Північно-західний вітер відчуває не значущий позитивний тренд. Таким чином, зниження повторювальності небезпечних згонів викликано зменшенням потужності північного та північно-східного вітрів за період 1980-2012рр.

Для з'ясування тенденцій в багаторічній мінливості інтенсивності згінно-нагінних коливань рівня моря виконано також аналіз мінливості

екстремальних за рік значень рівня та їх різниці за строковими даними. Розраховувались характеристики лінійних трендів рядів максимальних та мінімальних значень та їх різниці. Результати розрахунків наведено в таблиці 1.5. Як видно з таблиці, на станціях Цареградське гирло та Іллічівськ в рядах максимальних та мінімальних значень рівня спостерігаються позитивні тренди. Однак, кутові коефіцієнти тренду мінімального рівня є вищими, ніж кутові коефіцієнти тренду максимального рівня. Це свідчить про те, що мінімальний строковий рівень зростав за цей період більш інтенсивно, ніж максимальний. Так як швидкості зростання екстремальних значень рівня не є однаковими, різниця між ними має від'ємний тренд, що підтверджує зниження інтенсивності згонів-нагонів на станціях Цареградське гирло та Іллічівськ за період 1986-2012рр. На станції Южний за досліджуваний період екстремальні рівні зростали з однаковими кутовими коефіцієнтами. Тому в їх різниці тренд відсутній.

Таблиця 1.5 – Характеристики лінійних трендів рядів екстремальних значень рівня та їх різниці на станціях північно-західній Чорного моря.

Рівень	Характеристика	Станції, період				
		Цар.гирло 1975- 2010рр.	Іллічівськ 1986- 2013рр.	Южний 1986- 2011рр.	Одеса	
					1947- 1979рр	1980- 2012рр.
Максимальний	a	0,51	0,54	1,07	0,50	-0,19
	R ²	0,22	0,15	0,46*	0,05	0,02
	Δ	18,36	15,12	27,82	16,5	-6,27
Мінімальний	a	0,85	0,71	1,07	0,37	1,13
	R ²	0,39*	0,12	0,29*	0,02	0,38*
	Δ	30,6	19,88	27,82	12,21	37,29
Різниця рівня	a	-0,33	-0,17	0,00	0,13	-1,32
	R ²	0,06	0,01	0,00	0,01	0,28*
	Δ	-11,9	-4,67	0,00	4,30	-43,56

Примітка. a – кутовий коефіцієнт тренду, R² – коефіцієнт детермінації, Δ - загальна зміна величини (різниця між першим та останнім значенням тренду), *- значущі на рівні не нижче 95% тренди.

На станції Одеса за період 1980-2012рр. максимальний строковий рівень моря має слабкий від'ємний тренд, а мінімальний строковий – навпаки значущий позитивний тренд. Зростання мінімального строкового рівня свідчить про зниження значних згонів на станції Одеса за період 1980-2012рр. Від'ємний тренд в різниці між максимальним та мінімальними рівнем підтверджує зниження інтенсивності згінно-нагінних коливань за цей період.

Таким чином, в зниження інтенсивності згінно-нагінних коливань в північно-західній частині Чорного моря більш суттєвий вклад вносить зростання мінімального строкового рівня, тобто зменшення розмаху згонів. На станціях Цареградське гирло, Іллічівськ та Южний розмах згонів знизився на 20-30 см. На станції Одеса зниження розмаху згонів досягає 37см. Цей висновок необхідно використовувати при плануванні днопоглиблювальних робіт в акваторіях портів, так як саме мінімальні значення рівня становлять загрозу посадки суден на мілину.

1.2 Мінливість температури води в північно-західній частині Чорного моря

Температура води є найбільш важливим елементом режиму моря, а її зміни в прибережній зоні моря обумовлені кліматичними умовами, радіаційним балансом морської поверхні, конвективним теплообміном поверхневого шару води з атмосферою та глибинними шарами, адвекцією вод морськими течіями та згіно-нагіними явищами поблизу берегів.

Інформація про мінливість температури води в Чорному морі за попередні роки узагальнена за період до 1985 року та представлена в монографії [6]. Статистичні характеристики сезонної та між річної мінливості та оцінки кліматичних змін температури води для деяких станцій північно-західній частини Чорного моря за весь досліджуваний період наведено в [5].

В звіті розраховано та представлено статистичні характеристики мінливості температури води для двох станцій - Цареградське гирло (1986-2010рр.) та Южний (1984-2011рр.).

Станція Цареградське гирло знаходиться поблизу Дністровського лиману в мілководній зоні морського узбережжя, де середні глибини не перевищують 10м, а ізобата 20 м проходить від берега на відстані приблизно 50км. Мінливість всіх гідрологічних характеристик в цьому районі в значній мірі пов'язана з річковим стоком Дністра та мілководністю району. Станція Южний знаходиться в зоні морського узбережжя Аджалицького лиману. На морському узбережжі глибини складають 7 м-10 м, та займають вузьку смугу шириною приблизно 1,5 км вздовж берега. За межами цієї мілководної смуги розташована доволі поширена зона з глибинами від 10 м до 20м. Таким чином, на відміну від мілководної зони поблизу станції Цареградське гирло, відносно глибоководний район знаходиться поблизу станції Южний доволі близько.

Періоди спостережень на двох станціях приблизно однакові, що дозволяє порівнювати між собою характеристики мінливості. Ураховуючи те, що останні 25 років характеризуються глобальним потеплінням клімату, в звіті наведено також оцінки кліматичних змін температури води для цих станцій.

Впродовж року зміни температури води мають добре виражений сезонний характер. Мінімальні в сезонному ході температури води на станції Цареградське гирло спостерігаються в січні, а на станції Южний в лютому, максимальні - в липні та в серпні відповідно. Розмах сезонних коливань температури води на двох станціях не є однаковим - на станції Цареградське гирло досягає 23,6 °С, а на станції Южний – 19,5 °С. Така значна (близько 4 °С) відмінність розмаху на двох станціях відносно близько розташованих одна від одною обумовлена різницями середньомісячних температур впродовж року. В зимові місяці – з жовтня по лютий – температура води на станції Цареградське гирло нижча за

температуру води на станції Южний за цей же період. Максимальна різниця припадає на грудень і досягає $2,2^{\circ}\text{C}$. В весняні та літні місяці – з березня по вересень - температура води на станції Цареградське гирло – навпаки, вища за температуру води на станції Южний. В червні та липні перевищення досягає $3,7^{\circ}\text{C}$. Пояснити це можна тим, що станція Цареградське гирло знаходиться в мілководній зоні поблизу Дністровського лиману, де на сезонні коливання впливає, крім значного прогрівання влітку та охолодження зимою, стік р. Дністер. Зимою річковий стік охолоджує морську воду, а літом підігріває. Середні річні температури на двох станціях також відрізняються – на станції Южний температура води складає $11,3^{\circ}\text{C}$, а на станції Цареградське гирло – $12,3^{\circ}\text{C}$. Якщо аналізувати відмінність між станціями за максимальними та мінімальними середньомісячними значеннями, то можна помітити таке: за максимальними значеннями розмах сезонних коливань на станції Южний складає $22,3^{\circ}\text{C}$, а на станції Цареградське гирло – $23,6^{\circ}\text{C}$, тобто різниця невелика. Але ж за мінімальними значеннями розмах сезонних коливань на станції Южний становить $17,8^{\circ}\text{C}$, а на станції Цареградське гирло – $21,7^{\circ}\text{C}$, різниця між ними досягає близько 4°C , що свідчить про більш значну між річну мінливість мінімальних температур води. Можна також припустити, що значна відмінність розмаху сезонних коливань на двох станціях досягається за рахунок більшої різниці мінімальних температур, ніж максимальних.

Як вказано вище, в [5] наведено статистичні характеристики мінливості температури води на деяких станціях Чорного моря. На станції Южний період спостережень охоплює 1981-2011рр., тобто практично співпадає з тим, що використано нами. На станції Цареградське гирло оцінки виконано з 1958 по 2011 роки, тому представляє інтерес виконати порівняння оцінок мінливості за останні 25 років на цій станції з багаторічними нормами з [5]. Результати порівняння представлено в таблиці 1.6.

Таблиця 1.6 - Порівняльний аналіз середньомісячних, максимальних та мінімальних значень температури води на ст. Цареградське гирло за 1986-2010рр. з багаторічним нормами [5].

Місяць Хар-ка	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За рік
Різниця середніх місячних значень	-0,5	0,1	1,2	1,7	2,1	2,1	2,3	1,9	0,5	-0,6	-1,7	-1,7	0,6
Різниця максимальн. значень	-0,1	0,3	-0,2	0,6	1,5	1,4	0,5	2,0	1,6	-2,3	-3,8	3,1	-0,1
Різниця мінімальн. значень	0,3	0,8	0,5	1,6	3,3	3,7	3,0	1,7	1,1	0,6	0,2	-0,5	1,4

Порівняння за середніми місячними значеннями показує, що за останні 25 років на станції Цареградське гирло в середньому за рік температура води вища на $0,6^{\circ}\text{C}$, ніж за весь період спостережень. Перевищення норми спостерігається з лютого по вересень, а найбільше - в липні, і досягає $2,3^{\circ}\text{C}$. За період з жовтня по січень - навпаки, температура води за досліджуваний період нижча за норму, найбільші відмінності спостерігаються в листопаді та грудні та становлять $-1,7^{\circ}\text{C}$. Таким чином перевищення норми досягається за рахунок весняних та літніх місяців.

Різниця між мінімальними значеннями за період 1986-2010рр. та багаторічними нормами свідчить про те, що у всі місяці року, крім грудня, температура вища за норму. Найбільше перевищення припадає на червень та травень - $3,7^{\circ}\text{C}$ та $3,3^{\circ}\text{C}$ відповідно. Аналізуючи максимальні середні місячні значення в порівнянні з нормами, можна відмітити, що з квітня по жовтень, а також в грудні за останні 25 років спостерігається перевищення норми, а в жовтні, листопаді, січні та березні максимальна температура нижче норми. В цілому за рік мінімальна температура зросла на $1,4^{\circ}\text{C}$, а максимальна майже не змінилась. Таким чином, підвищення температури води на станції Цареградське гирло відбулось за рахунок зростання мінімальної температури. Для виявлення причин кліматичних змін температури води на станції Цареградське гирло розраховувались також статистичні характеристики температури повітря (табл. 1.7), виконувалось

порівняння їх з багаторічними нормами з [5] (табл.1.8) та сумісний аналіз обох характеристик.

Сумісний аналіз кліматичних змін температури води та повітря показує, що за середніми місячними значеннями впродовж року спостерігаються практично однакові зміни обох характеристик. Перевищення температури води в порівнянні з нормами спостерігається з лютого по вересень, а температури повітря – з січня по серпень, тобто на місяць раниш. З жовтня по січень температура води за досліджуваний період нижча за норму, а температура повітря також нижча за норму з вересня по грудень, тобто також на місяць раниш. В цілому за рік температура води вище норми на $0,6^{\circ}\text{C}$, а температура повітря – на $0,2^{\circ}\text{C}$. За максимальними значеннями можна відмітити, що температури повітря та води за рік знизились на $0,8^{\circ}\text{C}$ та $0,1^{\circ}\text{C}$ відповідно, а мінімальні значення, навпаки, підвищились – для температури повітря на $0,6^{\circ}\text{C}$, а температури води на $1,4^{\circ}\text{C}$. Таким чином, можна зробити висновок про те, що за останні 25 років підвищення температури води на станції Цареградське гирло відбулась за рахунок підвищення температури повітря.

Для оцінки між річної мінливості температури води на двох станціях для кожного місяця року за середніми місячними значеннями та за рік розраховувались характеристики лінійних трендів – кутові коефіцієнти тренду, коефіцієнти детермінації та величини загальної зміни температури за трендом. Результати розрахунків представлено в таблиці 1.9.

Як видно з таблиці 1.9., на станціях Цареградське гирло та Южний в багаторічних змінах температури води у всі місяці року спостерігаються позитивні тренди. Статистично значущими (на рівні не менш 90 %) на станції Цареградське гирло є тренди в серпні та за середніми річними даними, а на станції Южний – в липні, листопаді, грудні та за середніми річними даними. За досліджуваний період за середніми річними даними температура води зросла за трендом на станції Цареградське гирло на $2,08^{\circ}\text{C}$, а на станції Южний – на $2,24^{\circ}\text{C}$. Зростання температури води на двох станціях відбулося за рахунок як літніх, так і зимових місяців. Ці оцінки узгоджуються з оцінками по інших станціях північно-західної частини Чорного моря [5].

Таблиця 1.7 - Середні місячні, максимальні та мінімальні значення температури повітря на станції Цареградське гирло за 1986-2011рр.

Місяць	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За рік
Хар-ка													
Середня Температура	-0,7	0,3	4,2	10,5	16,7	21,1	23,7	23,1	17,5	11,9	5,8	0,9	11,3
Максимальна Температура	4,7	4,7	8,4	12,5	19,4	23,7	26,6	26,5	21,2	13,5	10,5	4,6	14,7
Мінімальна Температура	-6,8	-4,5	-3,3	6,6	13,7	19,0	20,8	19,9	14,8	9,8	-0,2	-4,3	7,1

Таблиця 1.8 - Порівняльний аналіз середніх місячних, максимальних та мінімальних значень температури повітря за 1986-2011рр. з багаторічними нормами [5].

Місяць	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За рік
Хар-ка													
Різниця середніх значень	0,1	0,5	0,9	0,9	0,5	0,3	0,7	0,8	-0,1	-0,1	-1,0	-1,2	0,2
Різниця максимальних значень	0,6	-1,5	-0,4	-0,3	-2,7	-0,3	-0,2	0,5	0,9	-2,7	-1,1	-2,7	-0,8
Різниця мінімальних значень	2,5	4,7	-2,2	1,2	0,5	0,8	0,4	0,4	0,6	0,3	-3,0	-0,1	0,6

Таблиця 1.9 - Характеристики лінійних трендів середньомісячній та середньої за рік температури води на станціях Цареградське гирло та Южний.

Станція	Місяць	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За рік
	Хар-ка													
Царегр. гирло 1986-2010р.р	T	0,02	0,02	0,07	0,07	0,09	0,08	0,08	0,10	0,02	0,05	0,09	0,10	0,08
	R ²	0,02	0,01	0,06	0,09	0,20	0,17	0,20	0,38	0,02	0,13	0,11	0,23	0,51
	Δ	0,4	0,3	1,7	1,9	2,1	2,0	1,8	2,2	0,5	1,1	2,0	2,1	2,08
Южний 1984-2011р.р	T	0,03	0,05	0,06	0,06	0,06	0,03	0,13	0,12	0,07	0,07	0,11	0,13	0,08
	R ²	0,02	0,10	0,09	0,10	0,14	0,01	0,28	0,25	0,09	0,17	0,28	0,42	0,39
	Δ	0,84	1,4	1,68	1,68	1,68	0,84	3,64	3,36	1,96	1,96	3,08	3,64	2,24

Примітка. T – кутовий коефіцієнт тренду, R² - коефіцієнт детермінації, Δ – загальна зміна температури по тренду (°C · рік⁻¹). Виділено значущі на рівні не нижче 90% тренди.

Короткочасні зміни температури води характеризуються тривалістю від декількох годин до декількох діб. Практично в кожен літній сезон в прибережній зоні північно-західній частини Чорного моря можливі різкі зниження температури води. Ці явища більше пов'язані з прибережними апвелінгами, ніж з атмосферними похолоданнями. Прибережні апвелінги обумовлені вздовж береговими вітрами, які супроводжують згін поверхневої води від берега та вихід холодної води з більшої глибини. Згони та нагони спостерігаються також в зимовий період року, їх інтенсивність та повторюваність значно більше, ніж влітку [7,8]. Але ж внаслідок конвективного перемішування та вирівнювання температури води по глибині, зміни температури води зимою менш, ніж літом. Згідно з [5], короткочасна мінливість температури води в північно-західній частині Чорного моря підчас згонів та апвелінгів досягає 5°C - 10°C.

Для аналізу короткочасної мінливості температури води на станціях Цареградське гирло та Южний використовувались максимальні та мінімальні значення в кожному місяці року за даними строкових спостережень. Слід відмітити, що впродовж місяця може відбуватися

декілька випадків різких змін температури, але ж аналізуючи екстремальні значення за місяць, можна отримати оцінки розмаху короткочасної мінливості. Для кожної станції, окремо для кожного місяця року за досліджуваний період розраховувались позитивні (вище середнього місячного значення) та негативні (нижче середнього місячного значення) відхилення температури води та розмах коливань. Результати розрахунків наведено в таблиці 1.10.

З таблиці видно, що в літні місяці розмах короткочасної мінливості температури води на станції Южний значно більше, ніж на станції Цареградське гирло, та складає 14°C - 17°C та 8°C - 10°C відповідно. Однією з причин відмінності є мілководність району станції Цареградське гирло, що обумовлює добре прогрівання практично до дна в літні місяці року, та відносно більші глибини поблизу станції Южний, де перепади температури між поверхневими та глибинними шарами води більш суттєві. Другою причиною відмінності є різна повторюваність згонів на цих станціях, в результаті яких виникають зміни в температурі. Як показано в [7,8], повторюваність помірних та значних згонів на станції Южний більша, ніж на станції Цареградське гирло.

З жовтня по грудень розмах короткочасної мінливості на станції Цареградське гирло складає 5°C - 11°C , що більше, ніж на станції Южний, де він знаходиться в межах - 4°C - 8°C . Пояснити це можна впливом стоку р. Дністер, води якого мають в ці місяці температуру значно нижчу, ніж морські води. Вплив річкового стоку на станції Южний в ці місяці на зміни температури значно менше. В середньому за рік розмах короткочасної мінливості температури води на станції Цареградське гирло дорівнює $8,3^{\circ}\text{C}$, а на станції Южний – $9,6^{\circ}\text{C}$, а переваження досягається за рахунок літніх місяців.

Таблиця 1.10 - Характеристики короткочасної мінливості температури води на станціях Цареградське гирло та Южний.

Станція	Місяць Хар-ка	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За рік
Цар. гирло	П.В.	2,0	2,3	4,7	5,2	5,4	4,8	4,2	4,3	4,8	5,3	4,9	3,7	4,3
	Н.В.	0,9	1,1	3,6	5,2	5,1	5,2	4,4	5,2	4,5	6,1	4,3	2,0	4,0
	Розмах	2,9	3,4	8,3	10,4	10,5	10,0	8,6	9,5	9,3	11,4	9,2	5,7	8,3
Южний	П.В.	0,9	1,9	5,8	7,8	8,7	8,5	7,9	7,2	5,8	4,4	2,7	1,3	5,2
	Н.В.	2,0	1,6	2,3	4,0	5,9	8,6	7,4	7,4	4,1	3,9	3,3	2,9	4,4
	Розмах	2,9	3,5	8,1	11,8	14,6	17,1	15,3	14,6	9,9	8,3	6,0	4,2	9,6

Примітка. П.В. – позитивне відхилення температури води, Н.В. – негативне відхилення температури води.

1.3 Мінливість солоності води в північно-західній частині Чорного моря

Одним з важливих показників гідрологічного режиму моря є солоність води, так як її розподіл впливає не тільки на поле густини та вертикальну стратифікацію вод, але і є трасером прісної води, особливо в районах гирлових областей. Солоність води розглядається як один з індикаторів кліматичних змін, так як визначається співвідношенням складових прісного балансу моря - річкового стоку, опадів і випарування, які, в свою чергу, залежать від глобальних та регіональних гідрометеорологічних змін. Знання про зміни солоності води мають також прикладне значення, так як впливають на осадку судна, що необхідно ураховувати при завантаженні в портах.

Характеристики мінливості води в прибережних водах Чорного моря наведено в [5], але ж для таких станцій як Цареградське гирло, та Южний такі данні відсутні. В звіті наведено характеристики сезонної, між річної та короткочасної мінливості води на цих двох станціях, які знаходяться в різних за гідрологічними умовами районах.

Впродовж року солоність води відчуває сезонні коливання, які обумовлені сезонними змінами складових водного балансу моря. Мінімальні за рік значення солоності на станції Цареградське гирло спостерігаються в травні, а на станції Южний – в квітні та травні. Максимальна за рік солоність на станції Цареградське гирло припадає на листопад-грудень, а на станції Южний спостерігаються два максимуми - первинний в серпні-вересні, вторинний – в січні - лютому, при цьому первинний максимум більше вторинного.

Очевидно, що первинний максимум солоності обумовлено значним випаруванням в ці місяці року, а вторинний – впливом більш солоних вод відкритого моря в результаті нагонів.

Розмах сезонних коливань солоності води на станції Цареградське гирло складає лише 1,03 ‰, а на станції Южний 3,01‰, тобто в три рази більше. За досліджуваний період середньо річна солоність води на станції Цареградське гирло дорівнює 1,56‰, а на станції Южний – 13,84‰.

Якщо аналізувати розмах між річних коливань солоності в різні місяці року, можна відмітити, що максимумами припадають на обох станціях на квітень та жовтень-листопад. Це свідчить про значний вплив річкового стоку в весняні місяці, а в осені – про зростання ролі згінно-нагінних коливань рівня моря.

Слід також відмітити, що розмах між річних коливань солоності води на станції Цареградське гирло у всі місяці року значно менше (приблизно в три рази), ніж на станції Южний. Найбільша різниця спостерігається в травні і складає 1,6‰ та 8,32‰ відповідно.

Для оцінки між річної мінливості солоності води на двох станціях для кожного місяця року та за середніми річними даними розраховувались

характеристики лінійних трендів – кутові коефіцієнти тренду, коефіцієнти детермінації та величини загальної зміни за трендом. Результати розрахунків представлено в таблиці 1.11.

На станції Цареградське гирло в усі місяці року та за рік в між річних змінах спостерігаються негативні тренди, але ж ці тренди не всі статистично значущі. Значущий на рівні не нижче 95% тренд спостерігається лише в травні. Найбільше зниження солоності за трендом припадає на квітень (- 1,67‰) та жовтень (- 1,23‰). Зниження солоності за середніми річними даними дорівнює 0,04‰. В багато річних змінах солоності води на станції Южний у всі місяці року (крім січня) спостерігаються слабкі позитивні тренди, які не є статистично значущими. Можна також відмітити наявність в багаторічних змінах хвильових коливань з періодами від 2-х до 5-ти років.

Якщо порівнювати ці результати з аналогічними розрахунками на інших станціях північно-західній частини Чорного моря [5], можна відмітити таке. Для станції Приморське, що знаходиться в прибережній зоні річки Дунай та для станції Очаків - Дніпро-Бузька гирлова область, в між річних змінах солоності води спостерігаються негативні тренди. На станції Одеса статистично значущими є негативні тренди в липні, вересні та жовтні. Зниження солоності води в середньому за рік на цих станціях знаходиться в межах 0,02‰- 0,03‰. Тобто, оцінки, отримані для станції Цареградське гирло співпадають з оцінками на інших станціях північно-західній частини Чорного моря. Відмінність тенденцій багато річних змін солоності води на станції Южний від інших станцій можливо обумовлена недостатньою довжиною ряду для оцінки кліматичних змін. Причинами зниження солоності води в північно-західній частині за останні 25 років на думку [5] є зміни компонент водного балансу моря.

Для аналізу короткочасної мінливості солоності води використовувались максимальні та мінімальні її значення за місяць за даними строкових спостережень. Аналогічно аналізу температури води, за досліджуваній період розраховувались середні значення цих характеристик та визначались позитивні та негативні відхилення від середнього місячного значення, а також розмах коливань. Результати представлено в таблиці 1.12.

На станції Цареградське гирло у всі місяці року середні позитивні відхилення солоності води від середнього місячного значення більше, ніж негативні. Найбільші позитивні відхилення спостерігаються з листопада по березень, а максимум припадає на грудень. Це можна пояснити переваженням нагоних процесів в холодне півріччя року, які притискають до берега більш солоні води відкритого моря. Найменші позитивні відхилення спостерігаються в квітні-червні, тобто в місяці максимуму річкового стоку Дністра. Найбільші негативні відхилення в березні обумовлені максимумом річкового стоку, а в листопаді-грудні є наслідками зростання опадів. Розмах короткочасних змін солоності води також має сезонний хід з максимумом в зимові місяці, та мінімумом

Таблиця 1.11 - Характеристики лінійних трендів солоності води на станціях Цареградське гирло (1986-2010 рр.) та Южний (1982-2011 рр.)

Станція	Місяць	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За рік
	Хар-ка													
Царегр. гирло	T	0,00	-0,02	-0,03	-0,06	-0,04	-0,03	-0,02	-0,04	-0,05	-0,05	-0,03	-0,03	-0,04
	R ²	0,00	0,02	0,05	0,15	0,38	0,09	0,03	0,12	0,09	0,10	0,04	0,06	0,15
	Δ	0,0	-0,37	-0,42	-1,67	-0,95	-0,67	-0,49	-1,04	-1,07	-1,23	-0,70	-0,80	-0,71
Южний	T	-0,02	0,04	0,06	0,00	0,02	0,01	0,00	0,04	0,03	0,04	0,03	0,04	0,02
	R ²	0,01	0,03	0,06	0,00	0,01	0,01	0,00	0,05	0,05	0,04	0,02	0,06	0,04
	Δ	-0,60	1,2	1,8	0,0	0,6	0,3	0,0	1,2	0,9	1,2	0,9	1,2	0,6

Примітка. T – кутовий коефіцієнт тренду, R² - коефіцієнт детермінації ,
 Δ – загальна зміна солоності по тренду (‰ · рік⁻¹).
 Виділено значущі на рівне не нижче 95% тренди.

Таблиця 1.12 - Характеристики короткочасної мінливості солоності води на станціях Цареградське гирло та Южний.

Станція	Місяць	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За рік
	Хар-ка													
Царегр. гирло	П.В.	2,64	2,48	2,44	1,99	1,84	1,96	2,15	1,75	2,92	3,16	3,51	3,63	2,54
	Н.В.	0,92	0,83	1,19	0,81	0,49	0,68	0,81	0,68	1,0	1,07	1,40	1,15	0,92
	Розмах	3,56	3,31	3,63	2,80	2,23	2,64	2,77	2,43	3,92	4,23	4,91	4,78	3,46
Южний	П.В.	3,73	3,95	4,66	4,61	4,47	3,78	2,57	2,48	2,18	3,04	3,70	3,95	3,59
	Н.В.	4,75	5,13	5,34	4,15	4,18	4,15	3,49	2,68	3,33	3,73	4,62	5,02	4,21
	Розмах	8,48	9,08	10,00	8,67	8,65	7,93	6,06	5,16	5,51	6,77	8,32	8,97	7,80

Примітка. П.В. – позитивне відхилення, Н.В. – негативне відхилення.

весною. Впродовж року розмах короткочасної мінливості солоності води на станції Цареградське гирло знаходиться в межах 2,5‰-4,6‰.

На станції Южний, на відміну від станції Цареградське гирло, впродовж року негативні відхилення від середнього місячного значення солоності декілька перевищують позитивні, особливо осінню та зимою. Найбільші негативні відхилення припадають на період з грудня по березень, що можна пояснити впливом стоку Дніпра, та наслідками зимових опадів. Найбільші позитивні відхилення спостерігаються в весінні місяці (березень- квітень), що можна пояснити нагоними процесами в ці місяці року. Розмах короткочасних змін також має сезонний хід з максимумом з грудня по березень, а мінімумом – в серпні-вересні та знаходиться в межах 5,2‰-10,0 ‰.

Якщо порівнювати розмах короткочасної мінливості солоності води на двох станціях, то можна відмітити, що на станції Южний ця величина більш ніж в два рази перевищує величину на станції Цареградське гирло. Як показано в [7] помірні та значні згони на станції Южний мають повторюваність 34%, а на станції Цареградське гирло – лише 21%. Повторюваність нагонів такої інтенсивності на станції Южний також більше, ніж на станції Цареградське гирло – 24% та 18% відповідно.

Таким чином, можна припустити, що більш значна короткочасна мінливість солоності води на станції Южний в порівнянні зі станцією Цареградське гирло обумовлена більшою інтенсивністю згонів та нагонів.

1.4 Мінливість вітро - хвильового режиму в півно-західній частині Чорного моря

Дослідження мінливості хвилювання моря і характеристик вітру є одними з актуальних завдань сучасної географічної науки. На сьогоднішній день дослідження вітро - хвильового режиму в прибережній зоні вкрай важливо для запобігання економічних втрат, зумовлених екстремальними штормами. У свою чергу, успішність прогнозування таких штормів базується на розробках сучасних прогностичних моделей та знанні режимних характеристик гідрометеорологічних параметрів.

В розділі звіту представлено результати аналізу мінливості вітро-хвильового режиму в районі порту Іллічівськ за останні роки [8] і визначенні тенденції цих змін в порівнянні з середніми багаторічними нормами [5]. Для аналізу використанні данні спостережень на станції Іллічівськ за швидкістю вітру та хвилюванням моря за період 2006-2013 роки.

Порт Іллічівськ розташовано в північно-західній частині Чорного моря та є одним із великих морських портів України. В основі безпеки виробничих операцій в порту та експлуатації береговій інфраструктури необхідні знання про виникнення екстремальних погодних умов, зокрема, сильних штормів, здатних привести до значних економічних втрат. Враховуючи вищесказане, можна відмітити, що вітер і хвилювання є одними з найбільш важливих елементів, що визначають безпеку мореплавства і берегової інфраструктури.

Для аналізу вітрового режиму на станції Іллічівськ за досліджуваний період за середньомісячними даними розраховувались середні значення вітру, які порівнювались з багаторічними нормами з [5]. Розрахунки показали, що в усі місяці року за досліджуваний період швидкості вітру нижче, ніж за багаторічний період. Середньорічна швидкість вітру склала $3.2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, що нижче норми на $0,8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (на 20%), а найбільші зниження спостерігаються в листопаді - $1,3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ та вересні - $1,0 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (на 28%). Цей висновок добре узгоджується з аналогічними висновками по інших станціях, часова мінливість на яких показує загальне зниження швидкості вітру над Чорним морем за останні 30 років [5].

За спостереженнями за чотири строки за добу розраховувались повторюваності вітру різних градацій за період 2006-2013 рр. і порівнювались з аналогічними характеристиками за багаторічний період. Результати розрахунків наведено в таблиці 1.13.

Як видно з таблиці, в середньому за рік повторюваність штилів і слабких вітрів зросла на 1,8% і на 8,3% відповідно, а сумарно - на 10,1%. Особливо помітне зростання повторюваності слабких вітрів спостерігається з жовтня по грудень - від 9% до 16%, а також у лютому та квітні - 10% - 11%.

Повторюваність помірних вітрів (6-10 м·с⁻¹) за досліджуваний період навпаки знизилась - в середньому за рік на 9,4% в порівнянні з нормою. Найбільше зниження відзначається в листопаді і становить 15,4%.

Для сильних вітрів (11-15 м·с⁻¹) за досліджуваний період також спостерігається зниження повторюваності у всі місяці року, за виключенням літніх (червень-серпень). В середньому за рік зниження повторюваності досягає 0,6%, а максимально - в листопаді на - 2,7%, в лютому - на 2% і в квітні - на 1,6%. Повторюваність штормового вітру (більш 15 м·с⁻¹) також нижче за норму у всі місяці, крім березня. Таким чином, за досліджуваний період на станції Іллічівськ спостерігалось збільшення повторюваності штилів і слабких вітрів і зниження повторюваності помірних і сильних вітрів. Ці зміни досягають 10%. Цей висновок добре узгоджується з результатами спостережень на інших станціях Чорного моря. На всіх станціях у другій половині ХХ століття і початку ХХІ століття спостерігається зменшення повторюваності помірних і сильних вітрів і збільшення повторюваності слабких вітрів [5]. В той же час, в літні місяці сильний, а березні штормовий вітер спостерігалися за досліджуваний період (вісім років) частіш, ніж за період з 1961 по 2011 роки (сорок років).

Таблиця 1.13 - Повторюваність (%) по місяцях різних градацій швидкості вітру (м·с⁻¹) на ст. Іллічівськ за період 2006-2013 рр.(чисельник) та її мінливість у порівнянні з багаторічною нормою (знаменник).

Град./ Місяць	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Штиль	2.8	4.4	3.3	5.7	7.3	6.7	6.2	8.1	5.8	4.4	4.1	3.0	5.15
	0.4	1.4	-0.3	1.7	3.0	2.4	2.8	4.0	2.4	1.8	1.5	0.8	1.8
1-5	74.3	76.6	75.8	86.0	85.1	89.2	86.5	85.0	83.7	83.6	82.7	77.4	82.5
	7.4	10.5	8.5	11.3	5.9	7.7	3.2	2.4	4.0	8.9	16.4	9.4	8.3
6-10	17.7	16.4	17.4	7.5	6.9	3.2	6.3	6.2	9.8	10.3	11.2	15.6	10.5
	-7.9	-10.0	-0.8	-11.7	-8.7	-10.3	-6.3	-6.5	-5.8	-9.8	-15.4	-10.3	-9.4
11-15	4.2	2.3	2.8	0.6	0.7	0.8	1.0	0.7	0.6	1.6	1.8	3.5	1.67
	-0.1	-1.6	-0.3	-1.5	-0.2	0.2	0.3	0.2	-0.5	-0.7	-2.2	0.2	-0.5
16- 20	0.7	0.2	0.6	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.3	0.17
	-0.2	-0.4	0.1	-0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	-0.2	-0.2	-0.5	-0.2	-0.1
>20	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	0.08	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Примітка. Темним кольором показано від'ємне відхилення.

Для визначення того, які напрямки вітру в найбільшій мірі є відповідальними за зменшення швидкості вітру на ст. Іллічівськ за досліджуваний період, виконувалися розрахунки повторюваності різних градацій вітру по основних напрямках та порівнювалися з нормами. Результати розрахунків наведено в таблиці 1.14.

Таблиця 1.14 - Повторюваність (%) різних градацій швидкості вітру ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) по основних напрямках за досліджуваний період (чисельник) та її зміни у порівнянні з середньою багаторічною нормою (знаменник).

Напрямок/ градація швидкості вітру, ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$)	Пн	ПнСх	Сх	ПдСх	Пд	ПдЗ	З	ПнЗ	Повтор. (%)
Штиль	-	-	-	-	-	-	-	-	5.15
									1.8
1 – 5	11.83	4.10	9.28	3.28	21.43	3.0	16.20	13.4	82.52
	-0.1	0.7	2.4	0.0	3.5	-0.4	0.5	2.5	8.3
6 – 10	2.73	0.91	1.43	0.31	1.75	0.19	0.98	2.22	10.52
	-2.8	-0.9	-1.4	-0.5	-2.0	-0.1	-1.0	-0.9	-9.4
11 – 15	0.49	0.32	0.13	0.04	0.09	0.01	0.14	0.45	1.67
	-0.2	0	-0.3	-0.1	-0.1	0.0	0.0	0.1	-0.5
16 – 20	0.04	0.01	0.04	0.0	0.0	0.0	0.03	0.05	0.17
	-0.06	-0.03	-0.02	-0.01	-0.02	0.0	0.01	-0.01	-0.14
>20	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.0	0.01
	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.01	0.0	0.0
Повтор. (%)	15.09	5.34	10.88	3.63	23.27	3.20	17.36	16.12	100
	-4.1	-0.2	0.7	-0.6	1.4	-0.5	-0.5	1.7	0.0

Примітка. Темним кольором показано від'ємне відхилення.

Як видно з таблиці, збільшення повторюваності слабких вітрів відбулося більшою мірою за рахунок збільшення повторюваності південного вітру (40% від змін в усіх напрямках), східного і північно-західного вітру (по 30% від зміни в усіх напрямках). Повторюваність слабого північного вітру навпаки знизилася (на 12%).

Повторюваність помірних вітрів (6-10 м·с⁻¹) показує зниження по всіх напрямках у порівнянні з нормою. Найбільші зниження відзначаються для північного вітру (на 30%) і південного вітру (на 20%).

Повторюваність сильних вітрів (11-15 м·с⁻¹) по всіх напрямках також знизилася. Найбільші зниження спостерігаються для північного (на 40%) і східного вітрів (на 60%).

Повторюваність штормового вітру (більш 15 м·с⁻¹) знизилась по всіх напрямках, крім західного. Таким чином, штормові вітри в літні місяці та в березні були за досліджуваній період західного напрямку.

Якщо аналізувати повторюваність вітру по всіх градаціях швидкостей то можна зробити висновок: повторюваність північного вітру знизилася на 21%, а повторюваності південного і північно-західного вітрів зросли на 7% і 12% відповідно. Повторюваність по решті напрямів змінилося мало.

Зміни вітру повинні викликати зміни й хвильового режиму моря. За даними строкових спостережень за кожен місяць року за весь досліджуваній період розраховувались повторюваності висот хвиль різних градацій (дм) та виконувалось порівняння їх з багаторічними нормами. Результати розрахунків наведено в таблиці 1.15.

Таблиця 1.15 - Повторюваність (%) по місяцях різних градацій висот хвиль (м) на ст.Іллічівськ за досліджуваній період (чисельник) та їх зміни у порівнянні з багаторічною нормою (знаменник).

Місяць./ градації, (м)	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Штиль	2,01	2,7	1,05	5,2	5,4	5,3	5,7	7,8	5,56	1,9	3,2	2,1	3,99
	1,31	1,8	-0,55	3,4	3,9	3,6	3,8	5,1	3,56	1	2,3	1,1	2,39
0,01- 0,25	39,72	39,8	41,5	55	56,8	57,3	61,6	56,7	58,12	47,2	50,5	45,7	50,8
	-9,98	-10,6	-3,7	2,5	0,4	-5,4	-2,07	-3,9	1,32	-0,3	6,6	-3,3	-2,37
0,26- 0,74	34,8	42,7	45,7	35,5	35,0	36,54	32,2	34,54	33,54	43,6	36,5	36,8	37,3
	2,7	12,2	10,9	-1,4	0,18	5,44	0,7	2,14	1,44	6,8	2,2	4,7	4
0,75- 1,25	10,81	13,5	9,8	3,9	3,7	0,83	1,5	0,94	2,5	6,4	8,7	9,7	6,02
	0,71	2,7	-2,8	-3,1	-2,2	-3,27	-1	-2,86	-4,6	-3,1	-4,2	2,3	-2,18
1,26- 2,00	6,6	2,2	1,8	0,42	0,13	0	0	0	0,3	1,88	1,9	6,5	1,8
	0	-4,3	-3,6	-1,28	0,67	-0,5	-0,4	-0,5	-1,5	2,72	-5,3	1	-1,6
2,1 -3,5	0,66	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,06
	-0,21	-0,88	0,41	-0,16	0,08	0	-0,03	-0,03	-0,16	0,67	-0,72	0,32	-0,34

Примітка. Темним кольором показано від'ємні відхилення.

Повторюваність хвилювання при штилі в середньому за рік становить 4%, в літні місяці - 6%-8%, а в зимові - тільки 1%-3%.

Найбільшу повторюваність за досліджуваній період має слабе хвилювання (0.01-0.25 м). В середньому за рік вона досягає 50,8%, в літні місяці зростає до 57% - 61%, а в зимові знижується до 39% -41%. Повторюваність штилів та слабого хвилювання сумарно сягає 55%.

Помірне хвилювання (0.26-0,74 м) має найбільшу повторюваність в зимні та осінні місяці і становить 36% -45%. З травня по листопад вона знижується до 35% -33%. В середньому за рік помірне хвилювання спостерігаються в 37% випадків.

Сильне (0.75-1.25 м) та штормове хвилювання (1.2.6-2.00 дм) спостерігається за досліджуваний період в середньому за рік в 6,0% та 1,8% випадків відповідно. Найбільш ймовірне таке хвилювання в холодний період року, на січень та лютий в сумі припадає 15% -17%. В теплий сезон ймовірність такого хвилювання не перевищує 3%.

Якщо порівнювати зміни повторюваності різних градацій за період 2006-2013гг. по відношенню до середніх багаторічних норм, то можна побачити, що в середньому за рік повторюваність хвилювання при штилі зросла на 2,5%. Повторюваність слабого хвилювання, навпаки знизилася - в середньому за рік на 2,37%. Найбільше зниження відзначається в лютому і становить 10,4%. Повторюваність помірного хвилювання в порівнянні з багаторічною нормою зросла на 4%. Для сильного і штормового хвилювання спостерігається зниження повторюваності. В середньому за рік зниження досягає 4%, а максимально - в листопаді на - 10,22%, і в березні - на 6,81%.

Таким чином, за досліджуваний період на станції Іллічівськ спостерігалось підвищення повторюваності хвилювання при штилі та помірного хвилювання, і зниження повторюваності слабого та штормового хвилювання.

В таблиці 1.16 наведено повторюваності різних градацій висот хвиль по основних напрямках та їх порівняння з нормами.

За період 2006-2013 рр. у порівнянні з багаторічною нормою найбільше зниження повторюваності (в сумі) припадає на південно-східний (- 4,35%) та північно-східний (-3,8%) напрямки, а збільшення повторюваності відбулося для східного (2,12%) , південного (2,34%) та західного напрямків (2,71%).

Таблиця 1.16 – Повторюваність (%) різних градацій висот хвиль по напрямках на ст. Іллічівськ за період 2006 – 2013 рр. (чисельник) та її мінливість у порівнянні з середньою багаторічною нормою (знаменник).

Напрямок/ Швидкість	Пн	ПнСх	Сх	ПдСх	Пд	ПдЗ	З	ПнЗ	Сума
Штиль	-	-	-	-	-	-	-	-	4
									2,4
0,01-0,25 (1 бал)	5,71	2,05	5,25	2,31	12,4	2,5	11,3	9,5	51,02
	-0,89	-1,05	1,65	-1,49	2,1	-1	1,4	-4,2	-3,48
0,26-0,74 (2бал)	7,2	2,9	4	1,6	11,8	0,97	2,3	6,2	36,97
	0	-1,6	0,6	-2	1,2	0,47	1,3	3,5	3,47
0,75-1,25 (3бал)	1,6	1,2	1,73	0,3	0,9	0,17	0,02	0,14	6,06
	0,4	-0,6	0,26	-0,7	-0,8	0,12	0	0,04	-1,28
1,26-2,00 (4бал)	0,4	0,6	0,51	0,16	0,16	0,04	0,02	0,01	1,9
	0,1	-0,5	-0,29	-0,14	-0,14	0,04	0,01	0,01	-0,91
2,1-3,5 (5бал)	0	0,05	0	0	0	0	0	0	0,05
	-0,01	-0,05	-0,1	-0,02	-0,02	0	0	0	-0,2
Сума	14,91	6,8	11,49	4,37	25,26	3,68	13,64	15,85	100
	-0,4	-3,8	2,12	-4,35	2,34	-0,37	2,71	-0,65	0

Примітка. Темним кольором показано від'ємні відхилення.

2 МІНЛИВІСТЬ ГІДРО ГЕННИХ ФАКТОРІВ НА ГИРЛОВОМУ УЗБЕРЕЖЖІ ДУНАЮ

Головною особливістю режиму гирлового узмор'я є залежність солоності і площ з опрісненими морськими водами від стоку Дунаю і вітрових умов. Тому зовнішня межа гирлового узмор'я - межа умовна.

Найбільш загальна картина розподілу солоності - це клини опріснених вод в море навпроти великих рукавів. За характером розподілу солоності виділяються три зони: зона транзиту прісних річкових вод, зона змішування річкових і морських вод і зона морських вод. Перша і третя зони характеризуються відносною однорідністю гідролого-гідрохімічних показників, а друга зона - великим їх розмаїттям і мінливістю. Межі та площі цих зон змінюються в залежності від величини річкового стоку і напрямку вітру на узбережжі.

Найбільший інтерес представляє зона змішування річкових і морських вод. Її внутрішній кордон (ізоголіна 2 ‰) знаходиться в середньому на відстані 0-4 км від гирла дельтових водотоків. Зовнішня межа зони змішування розташована в різні сезони на 3-10 км від гирла видатків. Максимальні горизонтальні градієнти солоності знаходяться, як правило, на відстані 2-8 км від гирла рукавів. При вітрах східних румбів зона змішування річкових і морських вод звужується, а при вітрах західних румбів розширюється [9]. Дунайська вода на узбережжі розтікається по поверхні клинами шаром товщиною 1-3 м, рідше до 5 м, в той час як нижні шари заповнені однорідними більш солоними (до 17-18 ‰) водними масами. На кордонах річкових вод формуються області значних градієнтів солоності і температури, що утрудняють перемішування річкових і морських вод. Градієнт солоності, величина якого визначається ступенем опріснення, існує протягом усього року, а вертикальний градієнт температури спостерігається лише в теплий період року [9]. Під час повені в залежності від згінного (північний, північно-західний), або нагінного (північно-східний, східний і південно-східний) напрямку вітру солоність на узбережжі може змінюватися від 4 до 17 ‰ і умовна межа узмор'я може віддалятися від гирла великих рукавів на 20 і більше кілометрів. Під час межені, при дуже низьких витратах, солоність на узбережжі змінюється в межах 15-17 ‰ [9]. Вертикальну структуру поля солоності на узбережжі характеризують коливання в поверхневому шарі від 4 до 16 ‰ і майже постійна солоність 18 - 19 ‰ в придонному шарі на глибині 10-15м. Коливання температури поверхневого шару на узбережжі носять чітко виражений сезонний характер - від 2° С в січні до 22°С в серпні. При цьому мінімальні значення взимку можуть бути негативними - 0,4°С, а максимальні в липні перевищують 27°С. Добовий хід температури на узбережжі при помірному вітрі і штилі може досягати 6°С. Вертикальна структура поля температури закономірно змінюється протягом року. Перед весняним прогріванням вся товща має ту ж температуру, що і поверхня. До

травня формується прогрітий шар і добре виражений термо- клін на глибині до 5 м з градієнтом до 1°C m^{-1} . До серпня в результаті прогріву і вітрового перемішування термоклін опускається до 15-20 м, а максимальні градієнти можуть досягати $3-5^{\circ}\text{C m}^{-1}$. На менших глибинах прогріта водна маса захоплює всю товщу. До листопада тепловитрати з поверхні і зимова вертикальна циркуляція вирівнюють температуру від поверхні до дна. В цей час вона становить близько 10°C , а протягом зими до початку весняного прогріву поступово знижується до $2-4^{\circ}\text{C}$ в усій товщі [10]. У літній період в придонному шарі морського узбережжя відзначена закономірність утворення дефіциту кисню в міру заглиблення сезонного термокліну. Процес починається на малих (8-15 м) глибинах в червні і закінчується в липні, коли термоклін досягає дна і за рахунок вертикальної однорідності поліпшується аерація придонного шару. На глибинах понад 15 м нижня межа термокліну слід топографії морського дна. Придонний шар формується ізольованою водною масою, де в результаті окислення і відсутності джерел надходження кисню виникає придонна гіпоксія. Рідкісні адвективні струми можуть тимчасово поліпшити кисневий режим, але в цілому розвиток придонного гіпоксії стійко і триває до середини осіннього періоду. Повне скидання відбувається взимку, в результаті осінньо-зимової вертикальної конвекції [10].

Протягом останніх десятиліть основна проблема північно-західного шельфу Чорного моря пов'язана з постійним недоліком розчиненого кисню в придонних шарах в теплий період року. Вперше, це було відзначено в публікаціях [11 - 13]. Надалі, багатьма дослідниками відзначалася природа цього явища як результат антропогенного евтрофування північно-західній частині Чорного моря (ПЗЧМ). Великомасштабна придонна гіпоксія, коли площа ураження ділянок дна займає, найчастіше до $1/3$ всієї акваторії ПЗЧМ і тривалість кисневої недостатності - від 1 до 3 місяців, пов'язана з евтрофуванням, якістю річкового стоку і стічних вод. Глобалізація антропогенного евтрофування відзначена в [14-16].

При цьому північно-західний шельф Чорного моря не є винятком, а займає особливо важливе місце серед акваторій внутрішніх морів Світового океану, що знаходяться в кризовому стані. За минулі 40 років області формування придонного гіпоксії на шельфі в літньо-осінній період поширювалися нерівномірно з максимальним проявом цього феномена в 80-і роки. На початку 90-х років, в період економічної кризи в придунайських країнах, було відзначене деяке скорочення надходжень забруднюючих і біогенних речовин з річковим стоком. Однак припущення про відновлення морської шельфової екосистеми зазнали краху. Значний пробіл в моніторингових дослідженнях з 1993 по 2000 рр. не дозволив адекватно оцінити сучасні умови, зокрема на відносно глибокі воді між ізобатами 20-50 м, де розвиток гіпоксії є найбільш стійким та тривалим. Численні прибережні експедиції давали можливість оцінити тільки стан мілководдя (до 15-20 м), де розвиток гіпоксії обмежено травнем - червнем. Проте, окремими прямими спостереженнями в пригирловій області Дунаю

були відзначені умови гіпоксії і значні запаси біогенних речовин в донних відкладеннях, які за певних умов провокують розвиток гіпоксії.

Проблеми збільшення біогенного стоку Дунаю, які позначилися на гідрохімічному режимі узмор'я і гідробіологічних умовах морського узбережжя і дельти, скорочення концентрацій зваженої речовини в річці після будівництва каскаду гідротехнічних споруд на середньому Дунаї (гідроелектростанції Джердап - 1, 2) детально висвітлені в роботах [17-29]. Проаналізувавши географію зон гіпоксії в ПЗЧМ [10], виділимо три, найбільш характерні зони, які часто зустрічаються : одеську, центральну і дунайську. Безумовно, зустрічаються їх модифікації - трансформація, злиття в одну велику, або наявність тільки однієї з трьох названих. Сполучення можуть бути найрізноманітнішими як за простором, так і в часі. Однак механізм розвитку придонної гіпоксії досить складний і пов'язаний не тільки з величиною прісного стоку, а й з його сезонним розподілом. Суть процесу пояснюється наступним. Рання повінь - з березня по травень - виносить в море основну масу біогенних речовин (кормову базу фітопланктону) тоді, коли активність фотосинтезу ще не досягла максимуму і низька температура води не сприяє інтенсивному розвитку водоростей. Відповідно до зміни піку водопілля на більш пізній термін зовнішні умови для розвитку фітопланктону стають все більш сприятливими - збільшується тривалість світлого часу доби, прогрівається поверхнева водна маса, заглиблюється сезонний термоклін. Активність розвитку фітопланктону при потужному надходженні поживних речовин різко зростає, що часто призводить до «цвітіння» води. Надалі, після закінчення життєвого циклу, відмерла маса планктону разом з детритом осідає на дно. У процесі мінералізації органічної речовини відбувається значне споживання розчиненого у воді кисню, що до серпня - вересня призводить до придонної гіпоксії. Статистичними розрахунками [30] встановлено чисельні залежності стану ступеня евтрофування від величини стоку Дунаю. За умови проходження 1/3 величини весняного паводку до початку квітня, основна частина річкових вод за рахунок інтенсивних динамічних процесів переноситься на південь вздовж шельфу і широкомасштабного процесу гіпоксії не відзначається. При зміщенні піку паводкових вод до травня, в умовах подальшої динамічної стагнації, основна маса евтрофних вод локалізується в гирлової області Дунаю і надалі провокує розвиток широкомасштабної гіпоксії, що займає всю гирлову область. Гідрологічна структура і динаміка водних мас в значній мірі формують розподіл біогенних речовин, планктону і кисню в ПЗЧМ. Аналіз даних багаторічних спостережень (рис.2.1) за температурою (Т), солоністю (S) і розчиненим киснем (O₂) - дозволяє по-новому інтерпретувати можливі тенденції розвитку гіпоксії.

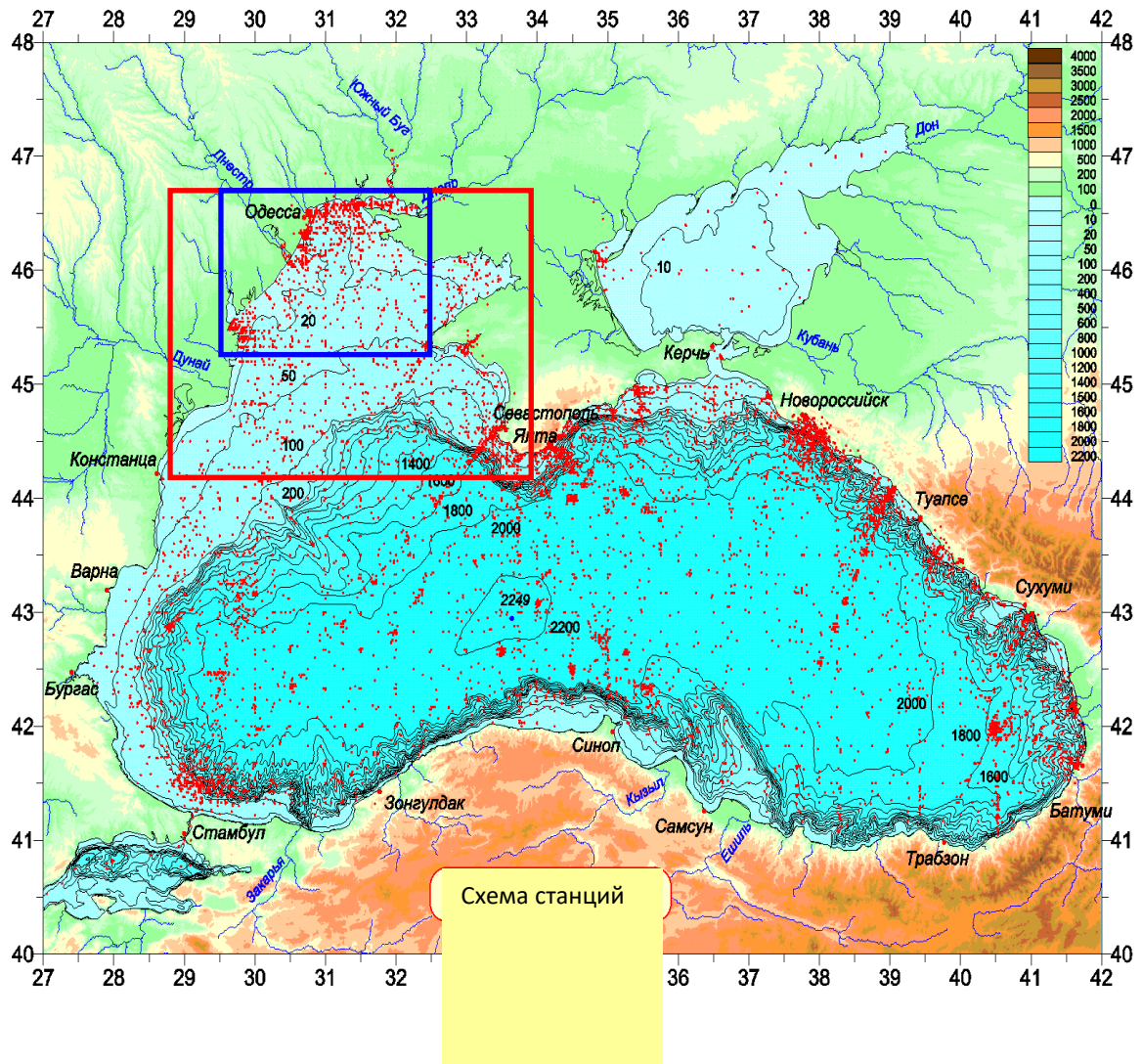


Рисунок 2.1 - Масив даних суднових станцій в північно-західній частині Чорного моря

Для аналізу отриманих результатів використовувалася наступна інформаційна основа досліджень, що складається з архівних банків даних суднових спостережень вертикальних профілів значень (на двох і більше горизонтах): а) температури і солоності [32], що включає в поточній версії більше 106 тисяч пар відредагованих T, S- профілів по всій акваторії Чорного моря; б) розчиненого кисню, що включає більше 24 тисяч тріад T, S, O₂ -профілів по всій акваторії, в) понад 1100 тріад T, S, O₂-профілів, отриманих під час експедицій Одеського відділення Інституту Біології Південних Морів в північно-західній частині моря в 1977- 1992 роках. Фрагменти цих банків, що відносяться до ПЗЧМ, містять більше 34 тисяч пар T, S-профілів (на північ від 44.2 ° п.ш. і на захід від 34.0 ° сх.д.) і близько 5 тисяч тріад T, S, O₂-профілів (на північ від 45.2 ° п.ш. і на захід від 32.5 ° сх.д.). На обраний 30-річний інтервал (1963-1992 рр.) припадає 70-75% всіх наявних даних. Зокрема, з травня по вересень 1963-1977 рр. він забезпечений даними про 8,3 тисячах пар T, S-профілів і 1,9 тисячах тріад T, S, O₂-профілів. З кожного профілю для подальшої обробки та

аналізу відбиралися значення на верхньому (0 м) і нижньому горизонтах за умови, що останній становив не менше 0,70 локальної глибини місця в межах ізобати 20 м. Зі збільшенням глибини місця до 50 м цей критерій зростав до 0,85. За межами ізобати 50 м замість придонних відбиралися значення на горизонті 50 ± 5 м.

У разі невиконання названих вище критеріїв профіль виключався з розгляду. Загальна кількість таких випадків становило близько 40%. Для кожної відібраної пари T, S-профілів визначалася величина середнього вертикального градієнта щільності (G) за формулою $G = \Delta\rho / \Delta z$, а також запасу плавучості (B) у вигляді $B = \Delta\rho * \Delta z$, де $\Delta\rho$ - різниця потенційної щільності в шарі між нижнім і верхнім горизонтом товщиною Δz . Всі відібрані дані піддавалися кліматолого-статистичному аналізу для послідовного отримання середніх місячних значень за конкретні роки, 5- і 15-річні інтервали в сферичних трапеції зі сторонами 6 хвилин за широтою і 8 хвилин за довготою для T і S, і 12×16 хвилин для O_2 . Потім проводилося відновлення відповідних полів характеристик в вузли регулярних сіток.

Об'єкт даного аналізу - придонні концентрації O_2 . Найближчий до них фактор в зворотному ланцюжку зв'язків (від слідства до причини) - вертикальні градієнти щільності, далі - значення температури і солоності на поверхні і у дна. Найбільш помітна особливість - досить різке зниження середнього рівня значень O_2 в 1976-1979 рр. Про це свідчать не тільки середні за 15 років, але і середньорічні значення O_2 , які в 1963-1977 рр. жодного разу не опускалися нижче багаторічної норми наступного періоду, а в 1978-1992 рр. також жодного разу не перевищували багаторічної норми попереднього періоду. Це стало головною підставою для поділу на такі ж 15-річні інтервали і інших розглянутих характеристик. Багаторічні зміни O_2 характерні для всіх місяців теплого півріччя в ПЗЧМ (таблиця 2.1).

П'ятнадцятирічні середні значення O_2 статистично помітні (тобто перевищують середньоквадратичну суму стандартних похибок 5% -го рівня значущості) у всі розглянуті місяці крім травня (коли різниці середніх і похибки приблизно є рівними). Найбільші відмінності досягаються в серпні, який і був обраний для подальшого аналізу. Для інших розглянутих характеристик також виявлені достовірні відмінності між двома багаторічними періодами, хоча в порівнянні з O_2 вони проявляються менш чітко і мають деякі фазові зрушення. Середній градієнт щільності з травня по серпень в 1978-1992 рр. був на 20-25% більше, ніж в 1963-1977 рр., а у вересні і жовтні багаторічні відмінності виявилися статистично незначущими. Таке істотне підвищення статичної стійкості вод в 1978-1992 рр. було обумовлено одразу декількома причинами. Перш за все, це більш суттєве зменшення поверхневої солоності в порівнянні з придонною, а також одночасне підвищення поверхневої і зниження придонної температури води.

Таблиця 2.1 - Середні значення, середньоквадратичні відхилення (СКО) і стандартні похибки (СП) концентрацій розчиненого кисню (мл л⁻¹) в придонному шарі, а також середнього вертикального градієнту щільності (кг·м⁻⁴) товщі вод від поверхні до дна в північно-західній частині Чорного моря в теплу половину року в 1963-1977 рр. і 1978-1992 рр.

Роки	1963–1977 рр.				1978–1992 рр.			
Місяц	N	середнє	СКО	СП	N	середнє	СКО	СП
Розчинений кисень у придонному шарі, мл л ⁻¹								
Травень	214	6,882	±1,324	±0,180	107	6,413	±1,693	±0,328
Червень	90	5,961	±1,642	±0,346	54	4,939	±1,431	±0,386
Липень	158	5,450	±1,593	±0,252	157	3,890	±1,909	±0,304
Серпень	147	5,449	±1,728	±0,286	176	3,606	±1,915	±0,288
Вересень	102	4,919	±1,746	±0,346	52	3,777	±1,986	±0,552
Жовтень	127	5,652	±1,421	±0,252	192	4,766	±1,745	±0,250
Середній вертикальний градієнт щільності, кг · м ⁻⁴								
Травень	814	0,164	±0,276	±0,019	869	0,214	±0,170	±0,013
Червень	727	0,249	±0,232	±0,022	767	0,301	±0,311	±0,022
Липень	621	0,214	±0,135	±0,012	638	0,243	±0,201	±0,016
Серпень	836	0,174	±0,112	±0,008	869	0,228	±0,166	±0,012
Вересень	610	0,134	±0,153	±0,017	625	0,153	±0,162	±0,013
Жовтень	797	0,111	±0,211	±0,018	856	0,104	±0,378	±0,028

Дані табл. 2.1 свідчать, що всі названі багаторічні відмінності розглянутих характеристик в серпні в ПЗЧМ були статистично значущими. Внесок соленосних та термічних ефектів в збільшення середніх багаторічних градієнтів щільності вод ПЗЧМ в 1978-1992 рр. склав 65% та 35% відповідно.

Вельми значне зменшення придонних концентрацій розчиненого кисню в 50-80 км смузі уздовж західного і північного берегів ПЗЧМ в 1978-1992 рр. має цілком логічний зв'язок з одночасним збільшенням статичної стійкості вод, яке, в свою чергу, було обумовлено всіма термогалінними компонентами, що формують щільнісну стратифікацію (тобто відповідними змінами T і S на поверхні і у дна) [31,32].

Разом з підвищенням надходженням органічної речовини і іншими біохімічними факторами це створило сприятливі умови для розвитку в 1978-1992 рр. придонної гіпоксії на значній частині акваторії ПЗЧМ [34,35]. Разом з тим, подальше простежування ланцюжка зв'язків від слідства до причини показує, що поведінка головного чинника, що визначає статичну стійкість вод - солоності, не відповідало багаторічним змінам річкового стоку в ПЗЧМ в розглянутому інтервалі років (рис. 2.2).

На наведених діаграмах (рис.2.3) абсолютно чітко виражено зменшення придонних концентрацій розчиненого кисню в період 1978-1992 рр. в порівнянні з періодом за 1963-1977 рр., причому більше це проявляється в липні - серпні і в якійсь мірі в жовтні, ніж в травні. Представлений процес сезонної еволюції придонних концентрацій кисню на базі середніх багаторічних даних в повній мірі відповідає і підтверджує запропоновану концепцію про розвиток гіпоксії в залежності від еволюції сезонного термокліну в ПЗЧМ за епізодичним спостереженнями [10].

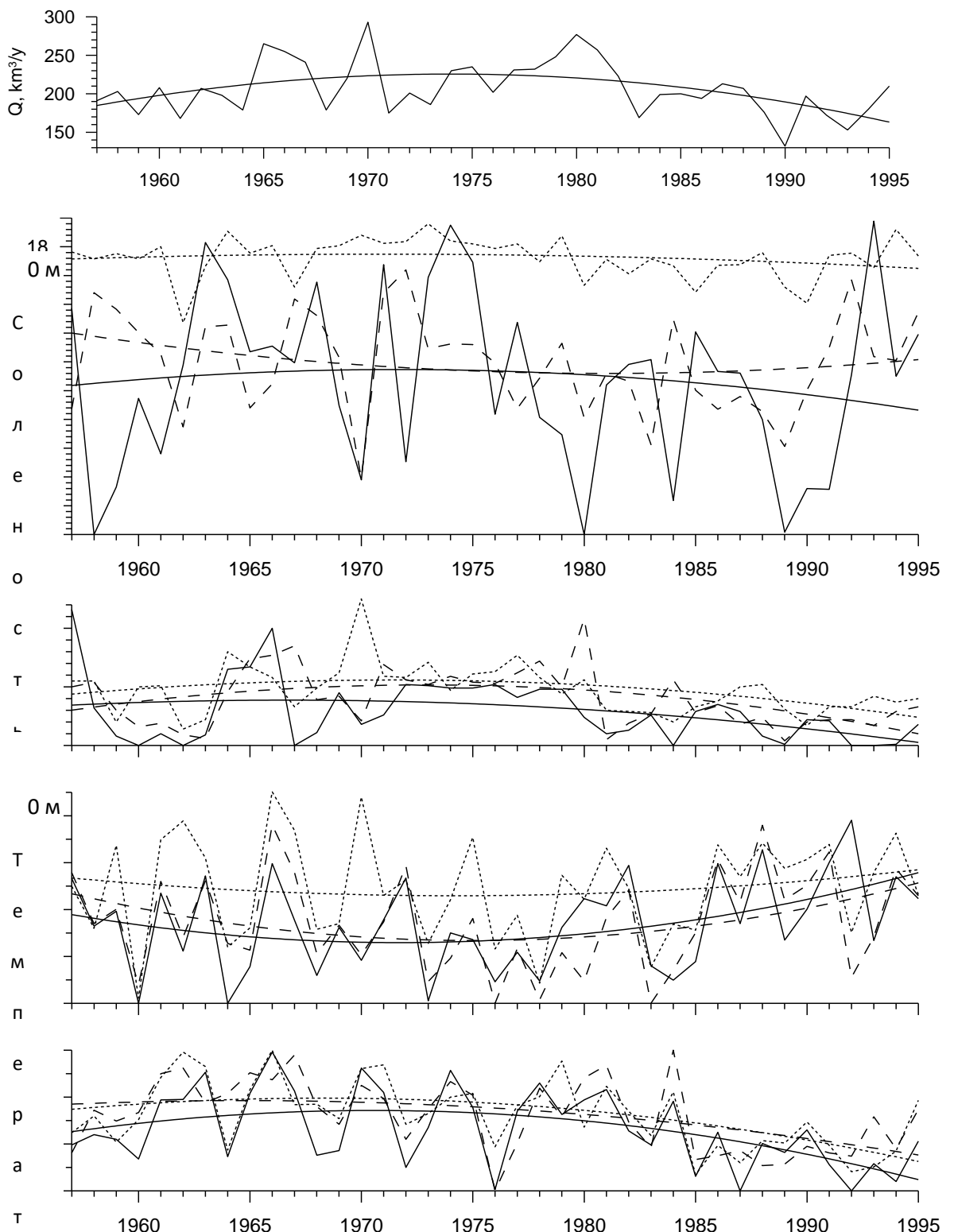
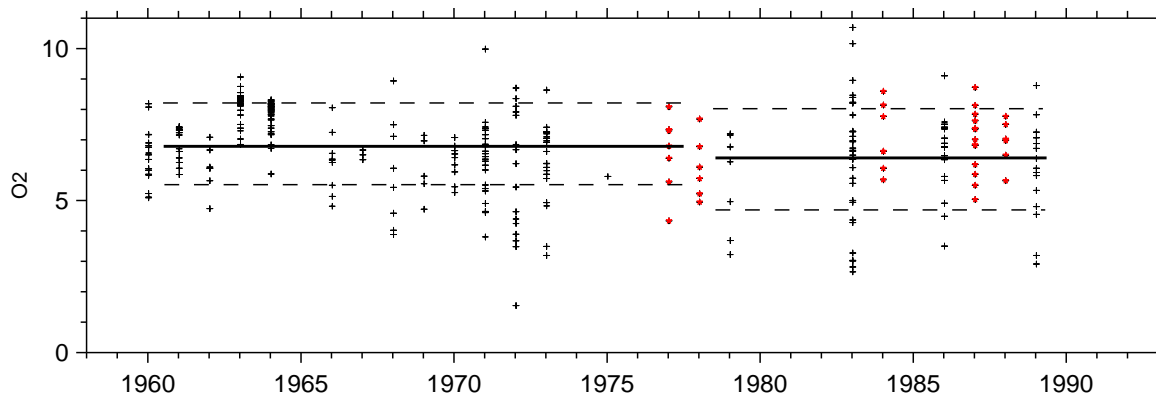
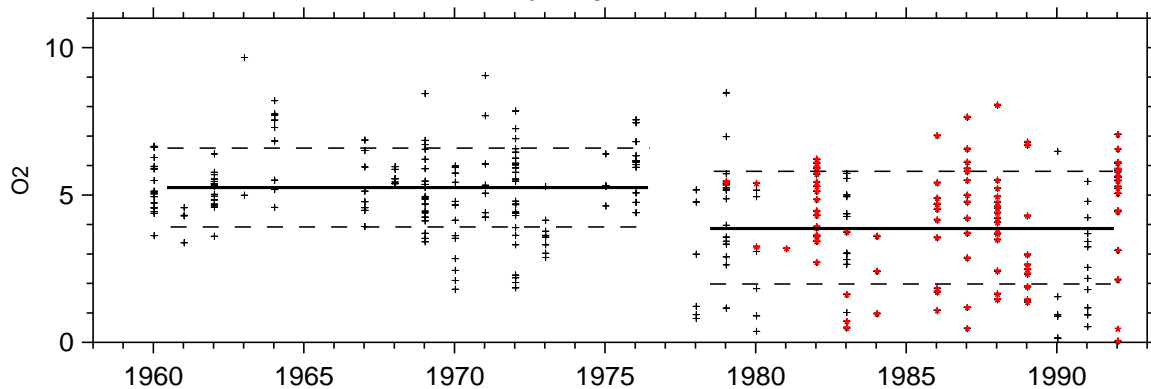


Рисунок 2.2 - Багаторічні ряди і квадратичні тренди стоку р. Дунай (а, $\text{км}^3 \cdot \text{р}^{-1}$), солоності (‰, б, в) і температури, ($^{\circ}\text{C}$ г, д) води на горизонтах 0 (б, г) і 30 (в, д) м, середніх по різним районам північно-західній частині Чорного моря: західному (суцільні лінії), східному (штрихові лінії) і на зваленні глибин (пунктирні лінії) в серпні.

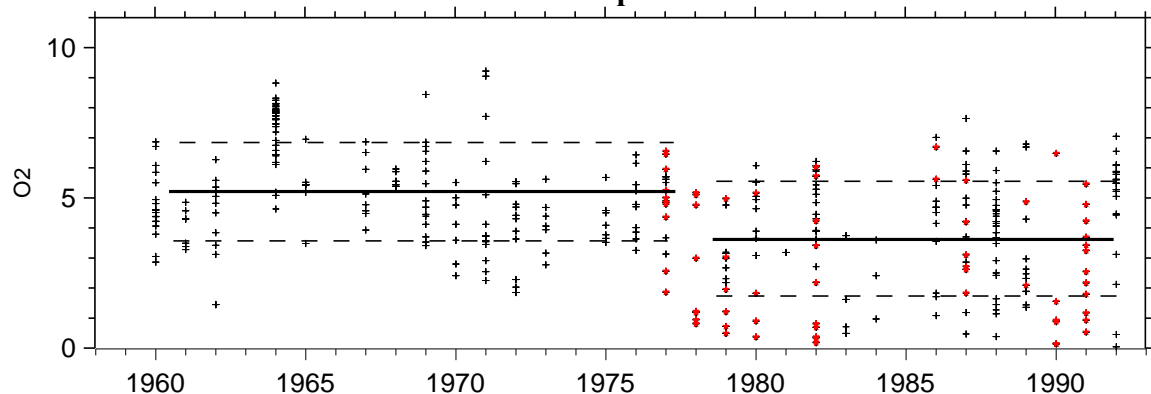
Травень



Липень



Серпень



Жовтень

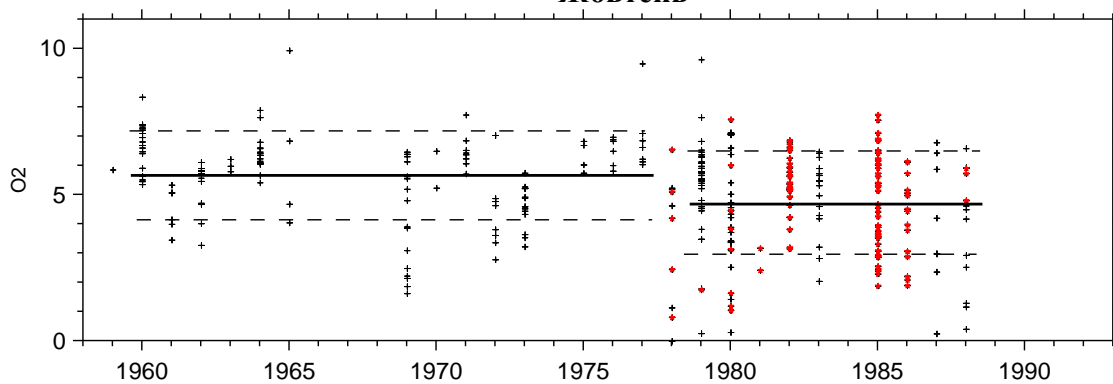


Рисунок 2.3 - Діаграми багаторічної мінливості придонних концентрацій розчиненого кисню (мл л⁻¹) за даними суднових спостережень.

Отримані середні багаторічні поля температури, солоності [31] і розчиненого кисню для придонного шару дозволяють проаналізувати стан режимних характеристик до початку періоду гіпоксії (1962-1977 рр.) і після (1978-1992 рр.). Представлені поля режимних термохалінних характеристик самі по собі становлять значний інтерес не тільки для фахівців в галузі фізичної океанографії, а й для представників інших спеціальностей - гідрохіміків, гідробіологів, морських геологів. Сумарний внесок соленосної і термічної складової відображає запас плавучості ($\text{кг}\cdot\text{м}^{-2}$) шару від поверхні до дна. У тимчасовому масштабі (теплу пору року - період розвитку придонному гіпоксії) від травня до вересня помітно значне збільшення запасу плавучості - від мінусових (-20) в районі Дунайсько-Дністровського межиріччя до 20 в серпні і 40 $\text{кг}/\text{м}^2$ в тому ж районі у вересні. Це, фактично, додатковий природний фактор, що лімітує вертикальне переміщення і збільшує тривалість гіпоксії на сучасному етапі протягом періоду її розвитку. Сумарний внесок соленосної і термічної складової відображає запас плавучості ($\text{кг}\cdot\text{м}^{-2}$) шару від поверхні до дна.

Вище було відзначено, що основний внесок в посилення вертикальної стратифікації стався за рахунок соленосної складової. Є припущення, що єдиною причиною зменшення солоності поверхневого шару в 1978-92 рр. могло бути зміна циркуляції вод ПЗЧМ, що викликало підвищену концентрацію річкових вод в її західному і центральному районах. Модельні розрахунки [35] показують, що такі режими можливі при вітрах із західного складової. У свою чергу, в [36,37] показано, що атмосферна макро-циркуляційна ситуація над південною половиною Європи в 1978-92 рр. сприяла збільшенню саме західних компонент перенесення повітряних мас в зв'язку з ростом західної форми циркуляції по Вангенгейму і індексу Східно-Атлантичного коливання. Характер зміни конфігурацій ізохалін від 1963-77 рр. до 1978-92 рр. (зміщення від гирла Дунаю на схід і північ) досить близький до отриманого в [38] при переході від північно-східних вітрів до північно-західних.

При аналізі полів розчиненого кисню в ПЗЧМ чітко проявилася характерна особливість розподілу у вигляді центрального мінімуму значень ($3,0 \text{ мл} \cdot \text{л}^{-1}$) в осінній сезон як для до «гіпоксійного» (1962-1977 рр.) періоду, так і під час «гіпоксійного» періоду (1978-1992 рр.). Очевидно, що цей мінімум зовсім іншої природи, тобто не антропогенного евтрофування в результаті надлишкового надходження біогенних речовин зі стоком річок або берегових джерел. Мінімум розташований на значній відстані як від Дунаю, так і Дніпра, де при цьому в жовтні вже починаються відновні умови газового режиму в придонному шарі - зимова вертикальна циркуляція.

У пригирлової області Дунаю в період гіпоксії (1962-1977 рр.) жовтневі значення розчиненого кисню досягають $3-3,5 \text{ мл л}^{-1}$, проти мінімальних в серпні - $2,0 \text{ мл}\cdot\text{л}^{-1}$. Вересневі значення різниці запасу плавучості в цьому районі дорівнюють нулю, отже, гідрологічні умови не зазнали істотних змін. Тому факт формування осіннього мінімуму кисню в центральній

області шельфу має під собою природну і характерну для даного періоду основу.

Фізична суть явища пов'язана з посиленням активності атмосферних процесів і сезонною мінливістю (підняттям) куполоподібної структури західного циклонічного кругообігу, в результаті чого відбувається заток по центральному жолобу шельфу вод зі 100 м горизонту до ізобати 50 м. Окремими гідрологічними зйомками в холодну пору року в ПЗЧМ фіксувалися подібні мінімуми придонних значень кисню, що дозволило 30 років тому, однією з гіпотез формування річної масштабної гіпоксії, запропонувати в якості причини саме активізацію західного циклонічного кругообігу, замість антропогенного евтрофування.

Подібне явище не спостерігається в теплий період року. Мінімальні значення розчиненого кисню розташовані в пригирлової області Дунаю в серпні, що характерно для реального розподілу і відповідає концепції антропогенного евтрофування. Зниження концентрацій кисню відзначається для всіх місяців теплого періоду року в усіх районах ПЗЧМ - від Дніпра до Дунаю. При цьому важливо, що для того ж періоду запас плавучості практично залишився незмінним в межах ПЗЧМ (на північ від умовної лінії українська частина гирла Дунаю - м. Тарханкут).

Таким чином, на шельфовому мілководді до ізобати 50 м відзначається пріоритет біохімічних факторів в впливу при формуванні придонного гіпоксії, мористіше, гіпоксія в більшій мірі обумовлена гідрологічними факторами в результаті багаторічного збільшення запасу плавучості в цій області моря.

Режим течій і хвилювань на узбережжі визначає режим вітрів, тому що стічне протягом, хоча і має під час повені швидкість до $1,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ на виході з великих рукавів, але в море не простежується далі 3-4 км [9]. Для режиму вітрів на узбережжі Дунаю характерне переважання вітрів північних румбів над вітрами південних румбів (40-50%, проти 30-38%). Сильні вітри (понад $12 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) північно-східного напрямку панують над вітрами південних румбів: 60-75% проти 10-12%. З цієї причини на узбережжі переважають течії з південної складової. При зміні північних вітрів на південні перебудова течій на північне не завжди встигає завершитися. Часто процес перебудови обмежується тільки зменшенням швидкості південного течії [38,39,40]. Відповідно до режиму вітрів на узбережжі переважає вітрове хвилювання від північних румбів.

Таким чином, результати досліджень показали збільшення статичної стійкості морських вод в сучасний період. Основний внесок в посилення вертикальної стратифікації стався за рахунок соленосної складової. Єдиною причиною зменшення солоності могло бути зміна циркуляції вод ПЗЧМ, що викликало підвищену концентрацію річкових вод в її західному і центральному районах. Фізична суть явища пов'язана з посиленням активності атмосферних процесів і сезонною мінливістю (підняттям) куполоподібної структури західного циклонічного кругообігу.

При аналізі полів розчиненого кисню в ПЗЧМ чітко проявилася характерна особливість розподілу у вигляді центрального мінімуму значень ($3,0 \text{ мл л}^{-1}$) в осінній сезон як для до «гіпоксійного» (1962-1977 рр.) періоду, так і під час «гіпоксійного» періоду (1978-1992 рр.). Очевидно, що цей мінімум зовсім іншої природи, тобто не антропогенного евтрофування в результаті надлишкового надходження біогенних речовин зі стоком річок або берегових джерел. Мінімум розташований на значній відстані як від Дунаю, так і Дніпра, де при цьому в жовтні вже починаються відновні умови газового режиму в придонному шарі - зимова вертикальна циркуляція.

У пригирлової області Дунаю в період гіпоксії (1962-1977 рр.) жовтневі значення розчиненого кисню досягають $3-3,5 \text{ мл л}^{-1}$, проти мінімальних в серпні - $2,0 \text{ мл л}^{-1}$. Вересневі значення різниці запасу плавучості в цьому районі дорівнюють нулю, отже, гідрологічні умови не зазнали істотних змін. Тому факт формування осіннього мінімуму кисню в центральній області шельфу має під собою природну і характерну для даного періоду основу.

Фізична суть явища пов'язана з посиленням активності атмосферних процесів і сезонною мінливістю (підняттям) куполоподібної структури західного циклонічного кругообігу, в результаті чого відбувається заток по центральному жолобу шельфу вод зі 100 м горизонту до ізобати 50 м . Окремими гідрологічними зйомками в холодну пору року в ПЗЧМ фіксувалися подібні мінімуми придонних значень кисню, що дозволило 30 років тому, однією з гіпотез формування річної масштабної гіпоксії, запропонувати в якості причини саме активізацію західного циклонічного кругообігу, замість антропогенного евтрофування.

Подібне явище не спостерігається в теплий період року. Мінімальні значення розчиненого кисню розташовані в пригирлової області Дунаю в серпні, що характерно для реального розподілу і відповідає концепції антропогенного евтрофування. Зниження концентрацій кисню відзначається для всіх місяців теплого періоду року в усіх районах ПЗЧМ - від Дніпра до Дунаю. При цьому важливо, що для того ж періоду запас плавучості практично залишився незмінним в межах ПЗЧМ (на північ від умовної лінії українська частина гирла Дунаю - м. Тарханкут).

Таким чином, на шельфовому мілководді до ізобати 50 м відзначається пріоритет біохімічних факторів впливу при формуванні придонному гіпоксії, мористіше, гіпоксія в більшій мірі обумовлена гідрологічними факторами в результаті багаторічного збільшення запасу плавучості в цій області моря.

Режим течій і хвилювань на узбережжі визначає режим вітрів, тому що стічна течія хоча і має під час повені швидкість до $1,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ на виході з великих рукавів, але в море не простежується далі $3-4 \text{ км}$ [9]. Для режиму вітрів на узбережжі Дунаю характерне переважання вітрів північних румбів над вітрами південних румбів ($40-50\%$, проти $30-38\%$). Сильні вітри (понад $12 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) північно-східного напрямку панують над вітрами

південних румбів: 60-75% проти 10-12%. З цієї причини на узбережжі переважають течії з південної складової. При зміні північних вітрів на південні перебудова течій на північне не завжди встигає завершитися. Часто процес перебудови обмежується тільки зменшенням швидкості південного течії [38, 39, 40]. Відповідно до режиму вітрів на узбережжі переважає вітрове хвилювання від північних румбів.

Таким чином, результати досліджень показали збільшення статичної стійкості морських вод в сучасний період. Основний внесок в посилення вертикальної стратифікації стався за рахунок соленої складової. Єдиною причиною зменшення солоності могло бути зміна циркуляції вод ПЗЧМ, що викликало підвищену концентрацію річкових вод в її західному і центральному районах. Фізична суть явища пов'язана з посиленням активності атмосферних процесів і сезонною мінливістю (підняттям) куполоподібної структури західного циклонічного кругообігу.

З РОЗРАХУНОК ВІТРО-ХВИЛЬОВОЇ ДИНАМІКИ ВОД ТА КОНЦЕНТРАЦІЇ ЗВАЖЕНОГО ДОННОГО МАТЕРІАЛУ В ПРИБЕРЕЖНИХ МОРСЬКИХ АКВАТОРІЯХ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ТА КУЯЛЬНИЦЬКОГО ЛИМАНІВ

Прибережна акваторія моря в районі Тилігульського лиману схильна до істотних змін, що позначається на характері її господарського використання та морфології. На природні процеси накладається антропогенний вплив, особливо помітний в зонах максимальної концентрації господарської діяльності, що призводить до великих змін в гідродинаміці.

Тилігульський лиман відділений від моря пересипом, в якому проритий штучний канал, з'єднуючий лиман с морем. Однак канал функціонує періодично, оскільки інтенсивно замулюється піском з боку моря. На даний час, приймаючи до уваги тенденцію до зниження водних ресурсів р.Тилігул, забезпечення водооновлення Тилігульського лиману за рахунок водообміну з морем є найбільш реальним механізмом стабілізації та регулювання екологічного стану лиману [41]. На сьогодні проводяться інтенсивні проектно-пошукові роботи, спрямовані на запобігання пересихання лиману шляхом забезпечення ефективного функціонування штучного каналу. В зв'язку з необхідністю вирішення цих прикладних завдань потрібна детальна інформація про параметри вітрового хвилювання та вітро-хвильові течії на прибережній морській акваторії в районі розташування каналу. Питання аналізу динаміки вод прибережної морської акваторії вимагає детального вивчення, що і є метою даної роботи.

3.1 Методи дослідження.

У разі, якщо індукованою хвилями циркуляцією вод в прибережній зоні не можна нехтувати, для опису динаміки вод вона повинна бути адекватно описана та врахована в гідродинамічній моделі. Тому при моделюванні вищевказаних процесів, включаючи нелінійні взаємодії між хвилями, використовувався комплекс математичних моделей [42]. Комплекс включає блок розрахунку вітрового хвилювання в якості спектральної моделі SWAN [43], заснованої на рішенні рівняння балансу хвильової енергії, та блок розрахунку вітро-хвильових течій у прибережній зоні моря [42, 44].

Просторові поля середньої висоти, довжини, періоду вітрових хвиль, розраховані з урахуванням трансформації та обвалення хвиль, використовуються як вхідні дані до гідродинамічного блоку. Гідродинамічний блок розроблений таким чином, що в ньому проводиться

розрахунок хвильових радіаційних напруг, що визначають характер хвильової циркуляції на акваторії. Вітро-хвильова циркуляція вод в прибережній зоні моря описується осередненими за глибиною та періодом вітрових хвиль рівняннями Рейнольдса:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + V \frac{\partial U}{\partial y} + g \frac{\partial \xi}{\partial x} + \frac{1}{\rho h} \left(\frac{\partial S_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial y} \right) - \frac{1}{\rho h} (\tau_{wx} - \tau_{0x}) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} - f_0 V = 0, \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + U \frac{\partial V}{\partial x} + V \frac{\partial V}{\partial y} + g \frac{\partial \xi}{\partial y} + \frac{1}{\rho h} \left(\frac{\partial S_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial S_{xy}}{\partial x} \right) - \frac{1}{\rho h} (\tau_{wy} - \tau_{0y}) - \frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + f_0 U = 0, \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial(Uh)}{\partial x} + \frac{\partial(Vh)}{\partial y} = 0, \quad (3.3)$$

де вісі x та y спрямовані відповідно у вздовжбереговому та поперечному напрямках;

t - час;

U та V - осереднені за глибиною компоненти вектора швидкості течії по осях x та y , відповідно;

ξ - відхилення рівня вільної поверхні від незбуреного рівня;

$h = h_0 + \xi$ - локальна глибина;

h_0 - відстань від дна до деякої поверхні відліку, що характеризує незбурений рівень водойми;

ρ - середня щільність води;

f_0 - параметр Коріоліса;

g - прискорення вільного падіння;

τ_{wx} та τ_{wy} - компоненти тангенціальних напружень вітру на вільній поверхні;

τ_{xy} , τ_{yx} - турбулентні напруги потоку;

τ_{0x} і τ_{0y} - компоненти тангенціальних напружень потоку біля дна.

Потік імпульсу, що виникає при обваленні вітрових хвиль, враховують компоненти хвильових радіаційних напружень. Просторові та часові флуктуації хвильових радіаційних напружень створюють сили, які викликають хвильові течії. Компоненти хвильових радіаційних напружень визначаються наступним чином:

$$S_{xx} = \frac{1}{8} \rho g h_b^2 (n \cos^2 \alpha + n - 1/2),$$

$$S_{xy} = \frac{1}{8} \rho g h_b^2 (n \sin \alpha \cos \alpha),$$

$$S_{yy} = \frac{1}{8} \rho g h_b^2 (n \sin^2 \alpha + n - 1/2),$$

$$n = \frac{1}{2} + \frac{K_w h}{sh 2K_w h}, \quad K_w = \frac{2\pi}{\lambda}, \quad (3.4)$$

де λ - довжина вітрових хвиль;

h_b, α - висота та кут підходу вітрових хвиль до берега відповідно.

Кожна модель застосовувалася для вирішення свого приватного завдання, але, в цілому, ці моделі дозволяють досягти кінцевий результат – отримати поля вітро-хвильових течій, за рахунок того, що гідродинамічна модель використовує в якості вихідної інформації результати, отримані за допомогою моделі хвилювання.

Розрахунок трансформації та обвалення вітрових хвиль проводився для прибережної акваторії Чорного моря в районі Тилігульського лиману за різних вітро-хвильових умов. Поле глибин акваторії розміром 5000×2800 м апроксимовано розрахунковою сіткою з просторовим кроком 100 м по осях x та y , спрямованих на схід і північ, відповідно (рис.3.1). Максимальні глибини на досліджуваній ділянці прибережної акваторії, відносно до нуля Балтійської системи, склали 14 м. Розташування каналу, що з'єднує Тилігульський лиман з морем та забезпечує його водообмін, в обраній системі координат знаходиться в точці $x = 1800$ м, $y = 2700$ м. Розрахунки трансформації параметрів хвиль проводилися для двох випадків: підходу хвильових гребенів у напрямку, майже нормальному до берега під впливом південного вітру та під кутом до берега при південно-східному вітрі.

Вважалося, що хвилювання генерується вітром швидкістю 5, 8, 11 та $14 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ південного та південно-східного напрямків. На відкритій морській границі розрахункової області задавалися середній період та висота значної хвилі. Середні характеристики хвилювання визначалися з емпіричних співвідношень, що зв'язують їх зі швидкістю вітру, довжиною розгону та глибиною моря [46]. Висота значної хвилі h_s визначалася зі співвідношення, що пов'язує її із середньою висотою хвилі \bar{h}_b [47]:

$$\bar{h}_b = 0.6 h_s$$

При південному вітрі швидкістю $11 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ усталене хвилювання на південній морській границі розрахункової області характеризувалося

наступними параметрами: висота значної хвилі - 2.6 м, середній хвильовий період - 5.7 с. На західній границі задавалася змінні параметри вітрових хвиль, що зменшуються в напрямку до берега від значень на південній границі.

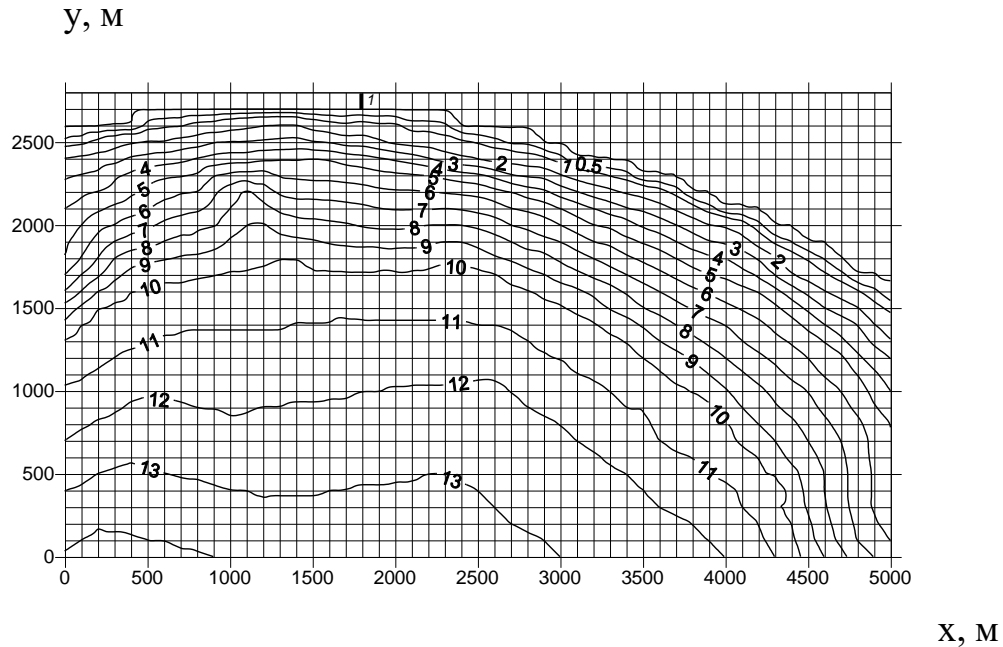


Рисунок 3.1 - Просторовий розподіл глибин (м) на прибережній акваторії Чорного моря в районі Тилігульського лиману.
Примітка. 1 - розташування каналу, що з'єднує Тилігульський лиман з морем

Хвильовий спектр визначався за параметризацією JONSWAP (Joint North Sea Wave Project) [43] з дискретністю 4^0 по кутовій координаті. Для частотної координати використовувалася нерівномірна сітка з 25 вузлами. Мінімальна частота 0,01 Гц. Максимальне значення висоти хвилі в зоні обвалення визначалося співвідношенням $h_{\max} = \gamma h$, де $\gamma = 0.78$ - параметр обвалення.

3.2 Аналіз результатів моделювання вітро-хвильової динаміки вод на прибережній акваторії моря в районі Тилігульського лиману.

Результати моделювання трансформації та просторового розподілу зон обвалення вітрових хвиль на прибережній акваторії моря в районі Тилігульського лиману наведені на рисунках 2-4 [47]. Вітрові хвилі сприяють перемішуванню прибережних вод і зважуванню донних відкладень на мілководді, що, в кінцевому підсумку, підвищує

транспортну здатність потоків зависі. Просторовий розподіл зон обвалення вітрових хвиль має важливе значення при описі ерозійно-аккумуляційних процесів, транспортуванні та перерозподілі наносів.

Розглянемо результати моделювання трансформації вітрових хвиль на прибережній акваторії моря в районі Тилігульського лиману при південному вітрі. По мірі розповсюдження хвиль від морської границі розрахункової області до ізобати 6-7м їх висота змінюється несуттєво. Руйнування хвиль спостерігається в прибережній зоні, про що свідчить згущення у берега ізоліній висот хвиль. При слабкому вітрі швидкістю $5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ південного напрямку висоти значних хвиль на прибережній акваторії Тилігульського лиману не перевищують 0.65 м, і складають 1.3-1.5 м на більшій частині акваторії при вітрі швидкістю $8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. При штормових вітрах південного напрямку швидкістю $14 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ висоти значних хвиль досягають значення 2.4 м.

На рис.3.2,а наведено отримане за модельним розрахунками поле висот значних хвиль, що поширювалися під кутом до берега під дією південно-східного вітру.

По мірі поширення по мілководній прибережній акваторії моря в районі Тилігульського лиману фронт хвилі розгортається і прагне зайняти паралельне береговій смужі положення. Тим самим виявляються ефекти рефракції вітрових хвиль на мілководді, зумовлені неоднорідністю глибин.

При вітрі швидкістю $8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ висоти значних хвиль не перевищують 1.5м. При штормовому південно-східному вітрі швидкістю $14 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ хвилі досягають найбільшого розвитку в південній частині акваторії. Висоти хвиль в прибережній смужі становлять близько 1.0 м, на південній границі розрахункової області - до 3.1м.

При південно-східному вітрі східна частина узбережжя є підвітряною, тому висоти хвиль тут менші, ніж у західній частині акваторії.

Середній по спектру період хвиль на розглянутій акваторії змінюється несуттєво (рис.3.2-3.4,б). При вітрі швидкістю $5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ період вітрових хвиль практично не змінюється по мірі поширення хвиль до берега, залишаючись рівним близько 3с. При південному вітрі швидкістю $11 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ середній період хвиль зменшується від морської границі до берега та становить 5-6с.

Причиною зміни середнього періоду хвиль в розрахунках є нелінійні взаємодії між хвилями, які враховуються при моделюванні.

При посиленні південного вітру до $14 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ очікується зростання середніх за спектром періодів хвиль у досліджуваній акваторії. По мірі поширення до берега середній за спектром період зменшується від 7с до 3с.

В умовах південно-східного вітру швидкістю $14 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ максимальні значення періоду мають місце у північно-західного навітряного берега. На південній границі розрахункової області середній за спектром період хвиль становить 6.5с. При південно-східному вітрі швидкістю $8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ середній період складає 3.0- 4.8с. Середня довжина хвиль зменшується в міру наближення хвильових гребенів до берега від 12м до 4м при слабкому

південному вітрі ($5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$) та з 40 - 45м до 10м – при штормовому південному вітрі ($11 - 14 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$). При південно - східному вітрі силою $8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ до північно-західних берегів підходять хвилі середньою довжиною до 16 м. По мірі поширення хвиль над мілководним дном орбітальний рух частинок води сягає дна, внаслідок чого відбувається скаламучення матеріалу, що його складає. Фактором, що визначає втрати хвильової енергії за рахунок тертя о дно, є орбітальна швидкість хвильового руху поблизу дна. Орбітальна швидкість хвильового руху поблизу дна є також показником інтенсивності зважування донного матеріалу хвилями.

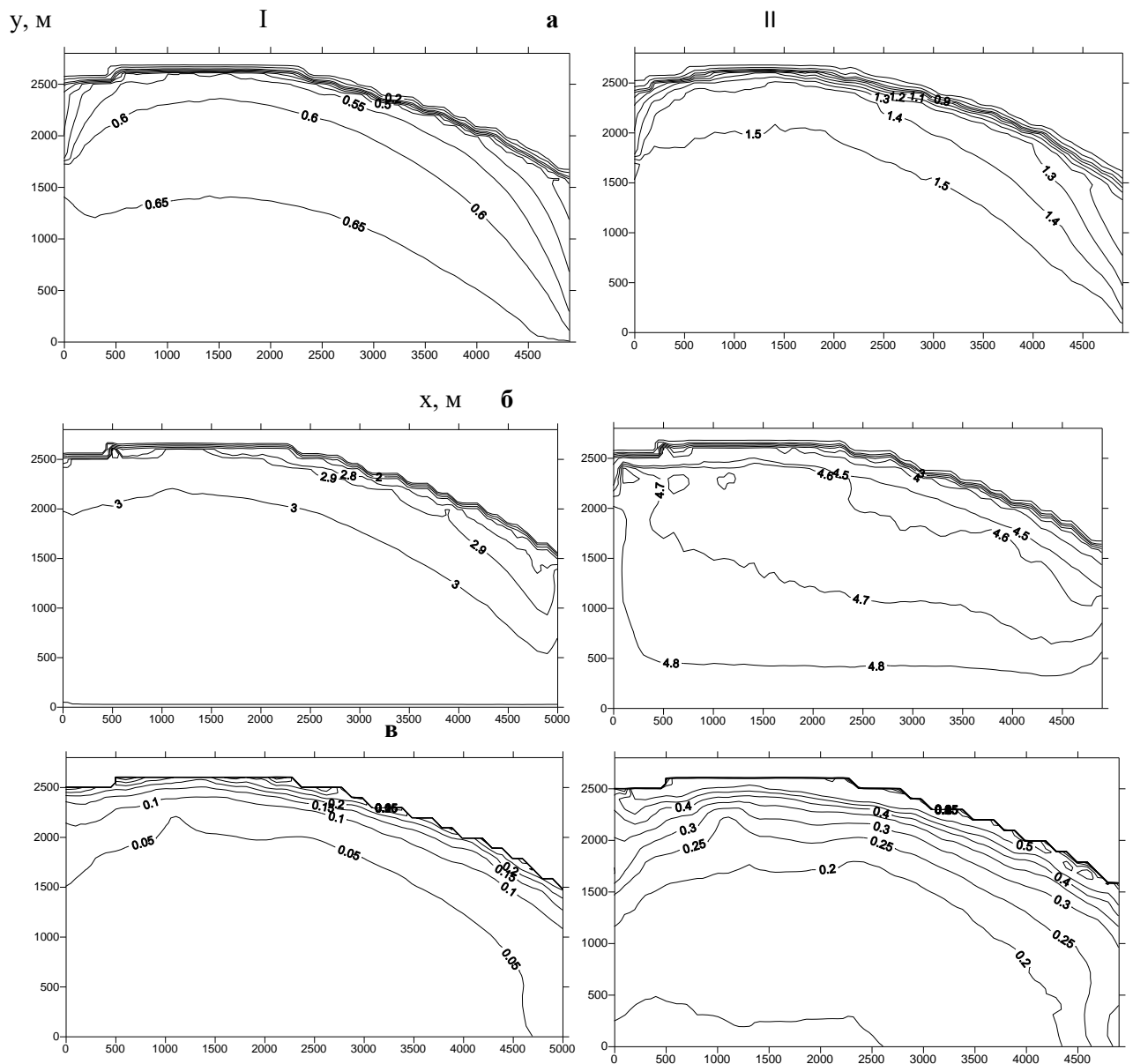


Рисунок 3.2 - Просторовий розподіл висот (а) значних хвиль, м, середніх періодів хвиль, в секундах (б), та орбітальної швидкості хвильового руху біля дна (в), в $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$, на прибережній акваторії моря в районі Тилігульського лиману при південному вітрі швидкістю $5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (I) і $8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (II).

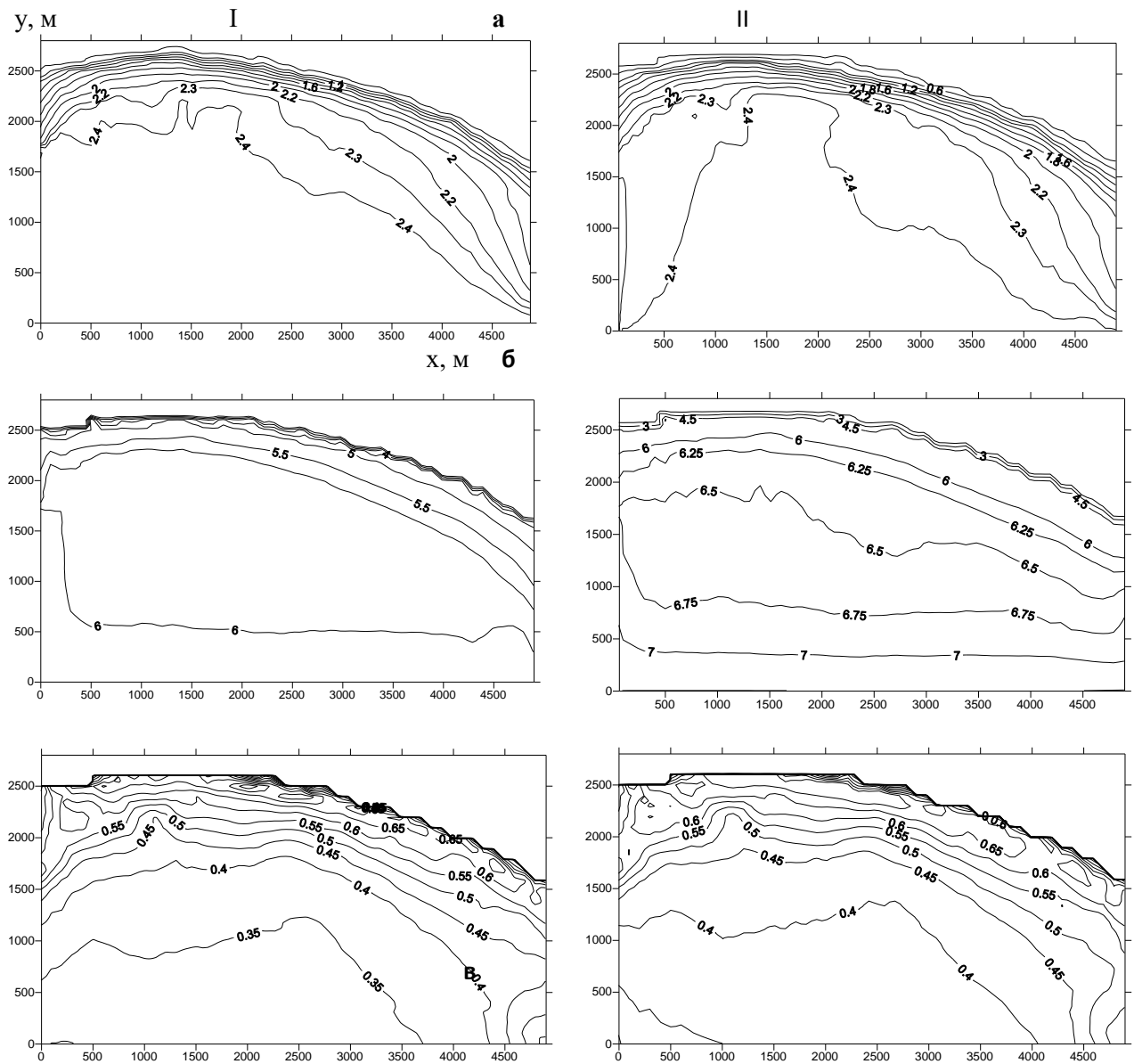


Рисунок 3.3 - Просторовий розподіл висот (а) значних хвиль, м, середніх періодів хвиль (б), в секундах, та орбітальної швидкості хвильового руху біля дна (в), в $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$, на прибережній акваторії моря в районі Тилігульського лиману при південному вітрі швидкістю $11 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (I) і $14 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (II).

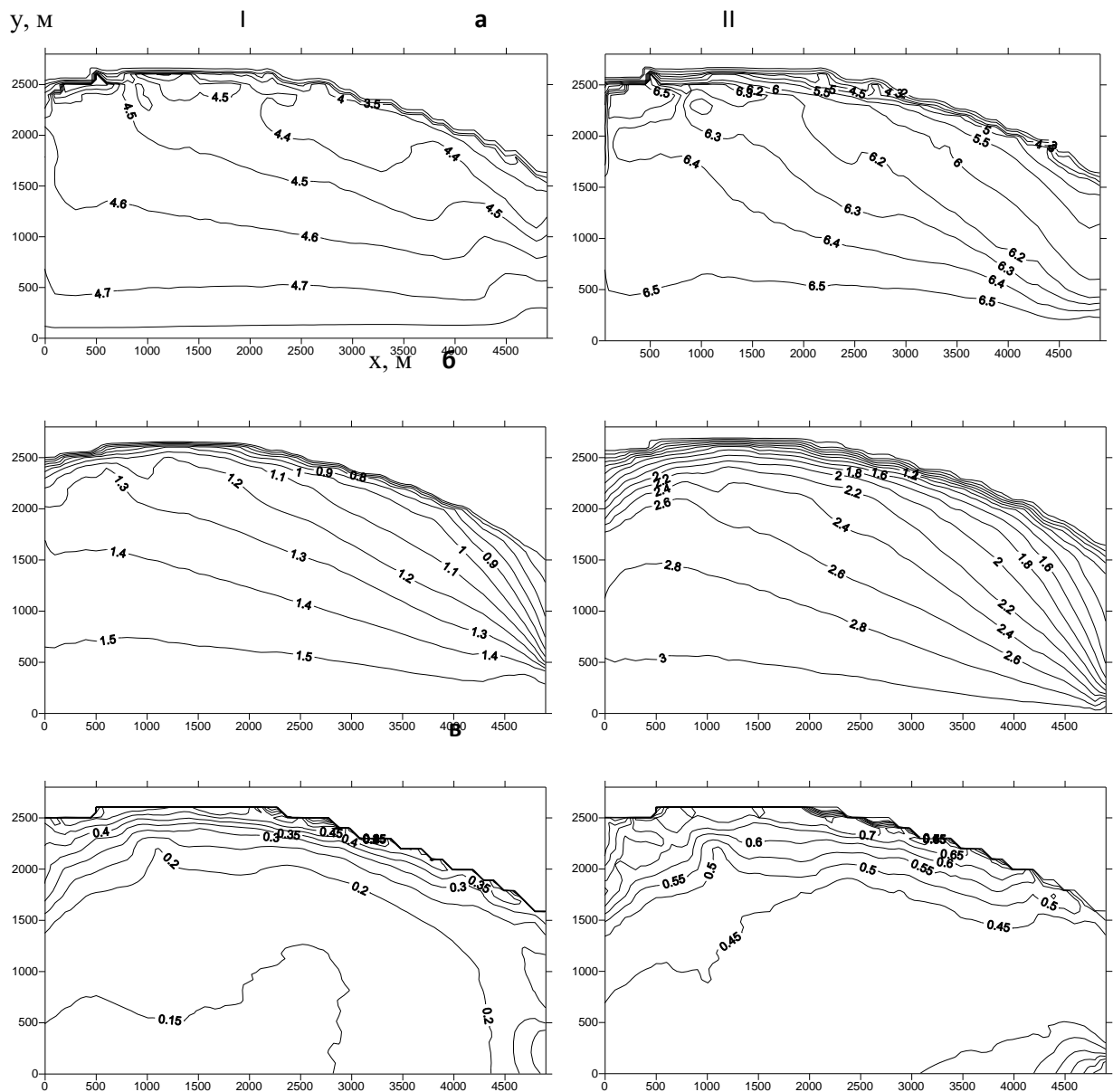


Рисунок 3.4 - Просторовий розподіл висот (а) значних хвиль, м, середніх періодів хвиль (б), в секундах, та орбітальної швидкості хвильового руху біля дна (в), в $\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$, на прибережній акваторії моря в районі Тилігульського лиману при південно-східному вітрі швидкістю $8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (I) і $14 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (II).

Розглянемо орбітальну швидкість хвильового руху у дна, яка дозволяє судити про турбулентні процеси скаламучення донного матеріалу на прибережній акваторії моря в районі Тилігульського лиману. Просторовий розподіл орбітальної швидкості хвильового руху у дна наведений на рис. 3.2-3.4, в. У просторовому розподілі орбітальної швидкості хвильового руху простежується зона інтенсифікації, орієнтована вздовж берегової

смуги. Максимальні значення орбітальної швидкості біля берега складають $0.65-0.7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ при південному і південно-східному вітрах в районі ізобат 2 та 3м.

При штормовому південному вітрі швидкістю $14 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ орбітальна швидкість збільшується від морської границі розрахункової області в напрямку до берега.

У вузькій прибережній смузі максимальні значення досягають $0.7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ в східній частині акваторії та $0.60-0.65 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ - у західній частині. Поблизу каналу, що з'єднує Тилігульський лиман з морем, орбітальна швидкість різко падає до $0.15-0.05 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ з руйнуванням хвиль.

При штормових вітрах швидкість орбітального руху у дна в прибережній зоні характеризується у своєму просторовому розподілі наявністю максимуму, зорієнтованого вздовж узбережжя.

При слабкому вітрі швидкістю $8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ орбітальна швидкість збільшується від морської границі розрахункової області в бік берега від $0.15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ до $0.5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, а потім зменшується з повним руйнуванням вітрових хвиль на береговій мілині. Біля каналу, що з'єднує Тилігульський лиман з морем, орбітальна швидкість становить $0.2 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

В умовах слабого вітру $5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ орбітальні швидкості хвильового руху поблизу дна відносно малі на південній морській границі розрахункової області, де вони не перевищують значень $0.05 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ на більшій частині акваторії, а біля берега зростають до $0.25-0.30 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$, після чого зменшуються з повним руйнуванням вітрових хвиль на мілині.

При південно-східному вітрі орбітальні швидкості хвильового руху у дна не перевищують значень $0.7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ – при швидкості вітру $14 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і складають $0.15-0.45 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ – при вітрі швидкістю $8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Відзначається поступове збільшення орбітальної швидкості у дна в міру просування вітрових хвиль до берега. Її величина поблизу дна залежить від стадії розвитку хвилювання та глибини місця.

Вітро-хвильові течії на прибережній акваторії Чорного моря в районі Тилігульського лиману. При слабкому південному вітрі швидкістю $5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (рис.3.5,а) максимальні швидкості течій відзначаються у західних берегів у східній частині досліджуваної ділянки прибережної акваторії. Хвилі підходять до нього під кутом, тому тут формується вздовжбереговий вітро-хвильовий потік зі швидкостями $0.02-0.10 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Течії спрямовані на захід. На південній ділянці узбережжя, до якої хвилі підходять по нормалі, течії слабкі і спрямовані як до берега так і у бік моря.

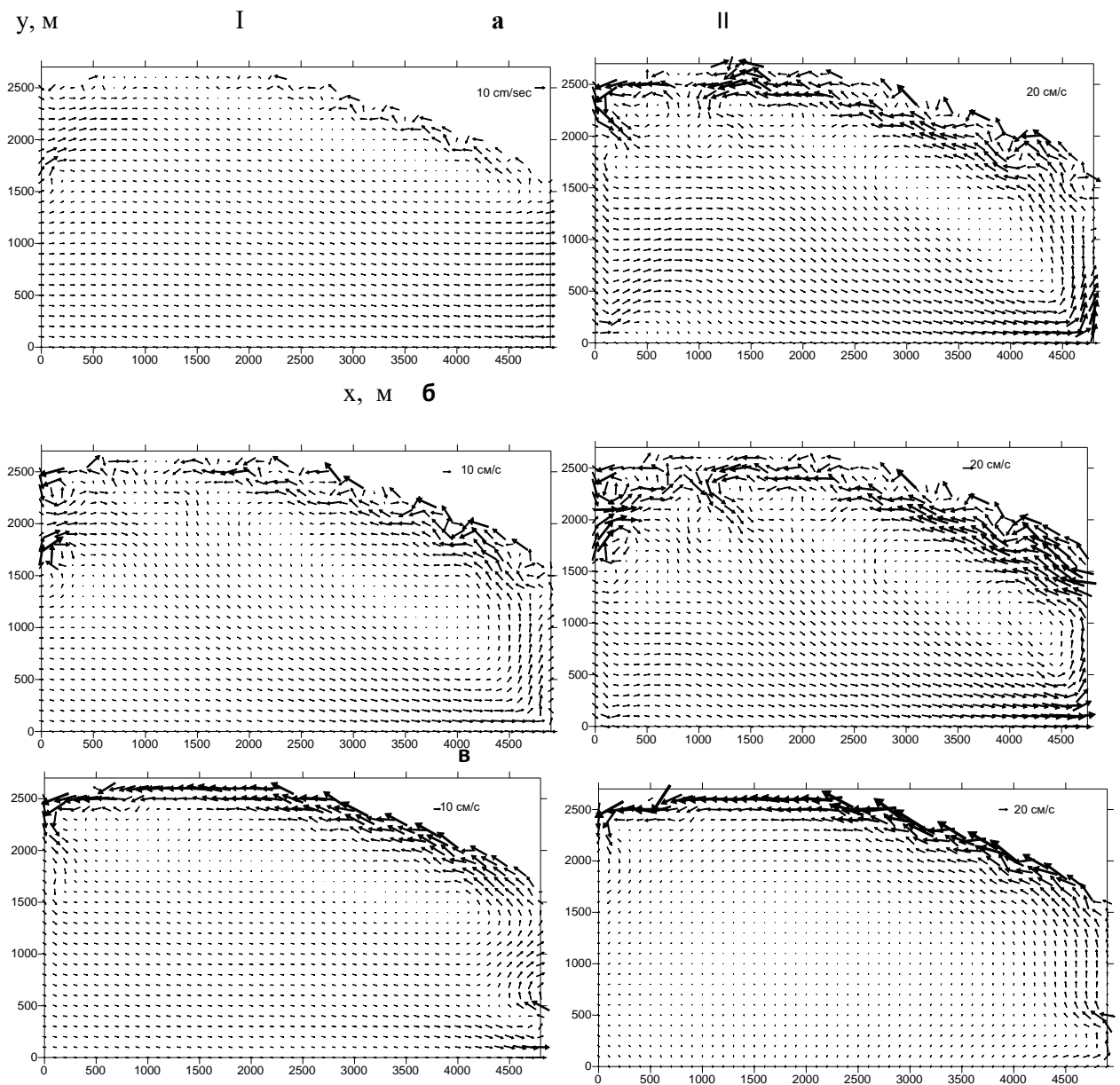


Рисунок 3.5 - Поля векторів вітро-хвильових течій на прибережній акваторії Тилігульського лиману при південному вітрі $5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (I.a) та $8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (I.б), південно-східному вітрі $8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (I.в), південному вітрі швидкістю $11 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (II.a) та $14 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (II.б), південно-східному вітрі швидкістю $14 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (II.в).

При південному помірному та штормовому вітрах вздовжбереговий потік, спрямований на захід, посилюється та збільшується його ширина. Максимальні швидкості течій у прибережній смузі мають місце у східній частині прибережної акваторії. З посиленням вітру максимумами швидкостей течій зміщуються у бік моря на відстань 100-300м від берегової смуги, де досягають при вітрі швидкістю $8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ $0.15-0.20 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (рис.3.5.I.б), при штормових вітрах – до $0.25-0.30 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ (рис.3. 5.II.a-в).

При посиленні південного вітру в розрахунках фіксується формування струменевої течії. Вузька спрямована струмись прориває водну товщу в напрямку від берега, західніше каналу, що з'єднує Тилігульський лиман з морем. Струменева течія зі швидкостями до $0.2-0.3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ починає формуватися вже при вітрі силою $11 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ і найбільш чітко проявляється при штормовому вітрі швидкістю $14 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (рис.3.5, П,а,б). Формування тут струменевої течії пояснюється нагіном води до берега при нормальному підході хвиль в умовах південного вітру.

У самої берегової мілини також простежується збільшення швидкостей течії, але вже за рахунок обвалення вітрових хвиль. Інтенсивна циркуляція вод на прибережній акваторії в районі берегової смуги обумовлена вивільненням енергії вітрових хвиль при їх руйнуванні по мірі підходу до берега. Течії тут виникають як результат процесів дисипації енергії і втрати імпульсу в хвилях. Розраховані з урахуванням хвильової складової, швидкості вітро-хвильових течій досягають біля берега досить великих значень, більших, ніж на решті акваторії, місцями біля берегової мілини - до $0.5-0.6 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ при штормовому вітрі.

При південно-східному вітрі формуються чітко виражені течії вздовж берегової смуги. Течія спрямована на захід, біля входу до каналу, що з'єднує Тилігульський лиман з морем, її швидкість складає $0.15-0.20 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ при вітрі $8 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. У західній частині узбережжя швидкості течії складають до $0.3 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. При поширенні хвиль під кутом до узбережжя відзначається збільшення вздовжберегової складової швидкості течії в порівнянні з ситуацією, яка складається в умовах південного вітру. Основний потік води в прибережній акваторії Чорного моря в районі Тилігульського лиману спрямований з південного сходу і сходу на північний захід, захід.

3.3 Вітро-хвильові течії на акваторії Тилігульського лиману

Розраховані з використанням комплексу чисельних моделей вітровогохвилювання та вітро-хвильових течій [42,43] поля течій наведено на рис.3.6 [47]. При слабкому південному вітрі силою $7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ максимальні швидкості течій відзначаються згідно з модельним розрахунками біля західних берегів формується досить інтенсивні течії вздовж берега, обумовлені вздовжбереговою складовою вітру. Біля північних берегів воно спрямоване на схід, зі швидкістю до $0,15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. У західних і східних берегів швидкості течії максимальні, вони досягають $0,21 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$.

Основний потік води - в північно-східній частині акваторії Тилігульського лиману. Хвилі підходять до північно-східних берегів лиману під кутом, тому тут формується вздовжберегова вітро-хвильова течія зі швидкостями до $0,17 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. Загальний напрямок течії - на північ і північний захід. У західній і центральній частинах акваторії течія спрямована на

південь. Середні за глибиною швидкості течії в центральній частині - не більше $0,03-0,05 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. При південному штормовому вітрі вздовжбереговий потік, спрямований з південного сходу на північний захід, посилюється. Максимальні швидкості течій у прибережній смузі відзначаються в східній частині акваторії лиману, де складають до $0,34 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$. У центральній частині акваторії протягом протилежно спрямована, південне. У самої берегової мілини простежується збільшення швидкостей течій, за рахунок обвалення вітрових хвиль. Інтенсивна циркуляція вод на прибережній акваторії в районі берега обумовлена вивільненням енергії хвиль при їх руйнуванні по мірі підходу до берега. Течії виникають як результат процесів дисипації енергії і втрати імпульсу в хвилях і проявляються на тлі орбітальних рухів частинок води. Швидкості вітро-хвильових течій, розраховані з урахуванням хвильової складової, показують біля берега більші значення, ніж на решті частини акваторії (рис.3.6).

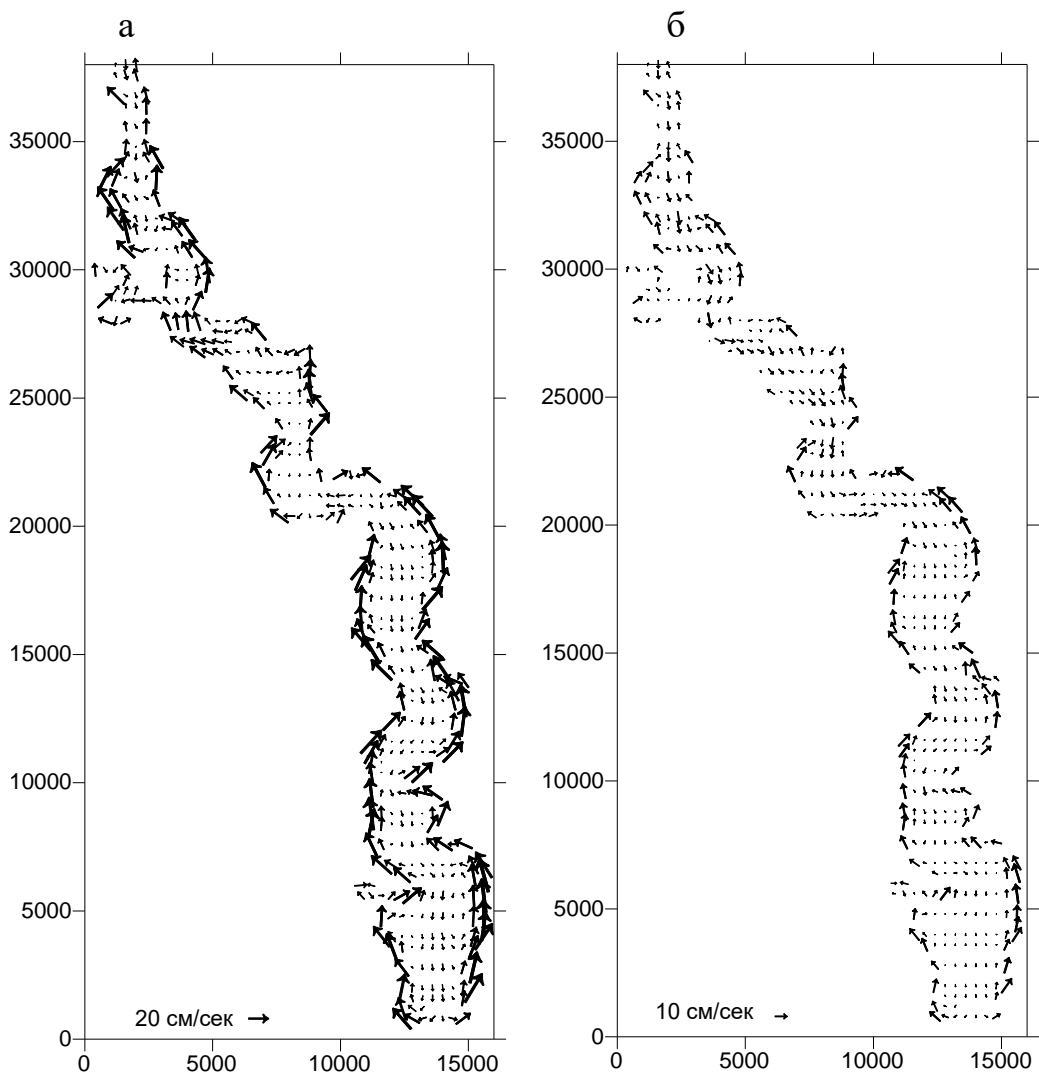


Рисунок 3.6- Поля векторів вітро-хвильових течій на акваторії Тилігульського лиману при південному вітрі швидкістю $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (а) та $7 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (б).

3.4 Обвалення вітрових хвиль в прибережній акваторії м.Одеси

Наведемо результати моделювання трансформації і просторового розподілу зон обвалення вітрових хвиль в контактній зоні море - суша (узбережжя м.Одеси). Вітрові хвилі сприяють перемішуванню прибережних вод і зважуванню донних відкладень на мілководді, що, в остаточному підсумку, підвищує транспортуючу здатність потоків.

Просторовий розподіл зон обвалення вітрових хвиль має немаловажне значення при протіканні ерозійно-аккумуляційних процесів, транспортуванні та перерозподілі наносів. Розрахунок трансформації і обвалення вітрових хвиль проводився на акваторії при вітро-хвильових умовах малої забезпеченості. При моделюванні вищевказаних процесів, включаючи нелінійні взаємодії між хвилями, використовувався спектральний підхід, описаний в [41].

Поле глибин акваторії (рис.3.7) розміром 750×1194 м, апроксимовано розрахунковою сіткою з кроком 27 м по осях x і y , які спрямовані на схід і північ, відповідно. Вважалося, що хвилювання генерується вітром $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ південного напрямку. На відкритій морській, тобто східній, границі розрахункової області задавалися період і висота значної хвилі h_s . Середні характеристики хвилювання знаходилися з емпіричних співвідношень, що зв'язують їх зі швидкістю вітру, довжиною розгону і глибиною моря [45]. Висота значної хвилі визначалася із співвідношення, що пов'язує її з середньою висотою хвилі [46]:

$$\bar{h} = 0.6 h_s$$

При південному вітрі швидкістю $15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ усталене хвилювання на глибокій морській границі розрахункової області характеризується наступними значеннями параметрів: висота значної хвилі – 2,1м, середній хвильовий період – 4,4с. Розраховані характеристики вітрового хвилювання при заданих вітрових умовах узгоджуються з даними спостережень над хвилюванням, отриманими Геофізичною обсерваторією Одеського державного екологічного університету.

Хвильовий спектр визначався з дискретністю 4° по кутовій координаті. Для частотної координати використовувалася нерівномірна сітка з 25 вузлами. Мінімальна частота 0,01 Гц. Інші частоти визначалися за рекурентною формулою. Максимальне значення висоти хвилі в зоні обвалення визначалося співвідношенням $h_{max} = \gamma \cdot H$, де $\gamma = 0.78$ - параметр обвалення.

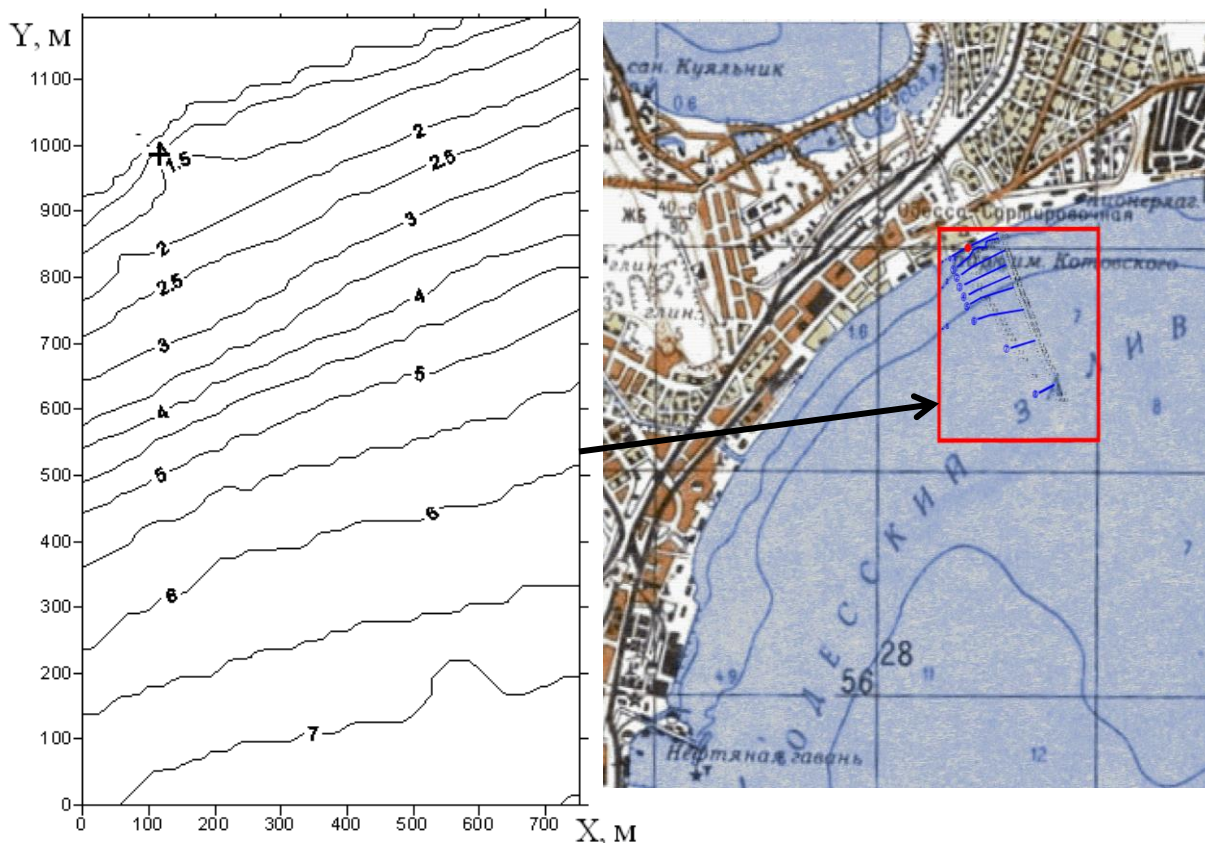


Рисунок 3.7 – Просторовий розподіл глибин (м) в районі передбачуваного будівництва морської частини з'єднувальних споруд (позначено символом X на рисунку).

3.5 Результати моделювання вітрового хвилювання та концентрації завесі в прибережній акваторії моря в районі Куяльницького лиману

Моделювалася трансформація вітрових хвиль при реально існуючій конфігурації берегової лінії і промірах глибин, виконаних у 2012 р. Розраховане поле мінливості висот вітрових хвиль на прибережній акваторії наведено на рис. 3.8. При південному вітрі висота значної хвилі в південній частині акваторії може досягати 2,0 – 2,4 м, а на решті її частини – менш 2,0м. По мірі подальшого просування хвиль по мілководдю до берега їх висота змінюється несуттєво: на окремих ділянках акваторії збільшується не більш ніж на 5 см, але в цілому – зменшується. Остаточне руйнування хвиль спостерігається в прибережній мілководній зоні, про що свідчить згущення у берегової лінії ізолій висот значних хвиль.

На рис.3.8 наведено одержане за модельними розрахунками поле висот значних хвиль, які спочатку поширювалися по нормалі до південної

морської границі розрахункової області. Найбільш інтенсивне зменшення висот значних хвиль починається з ізобати 3,5м.

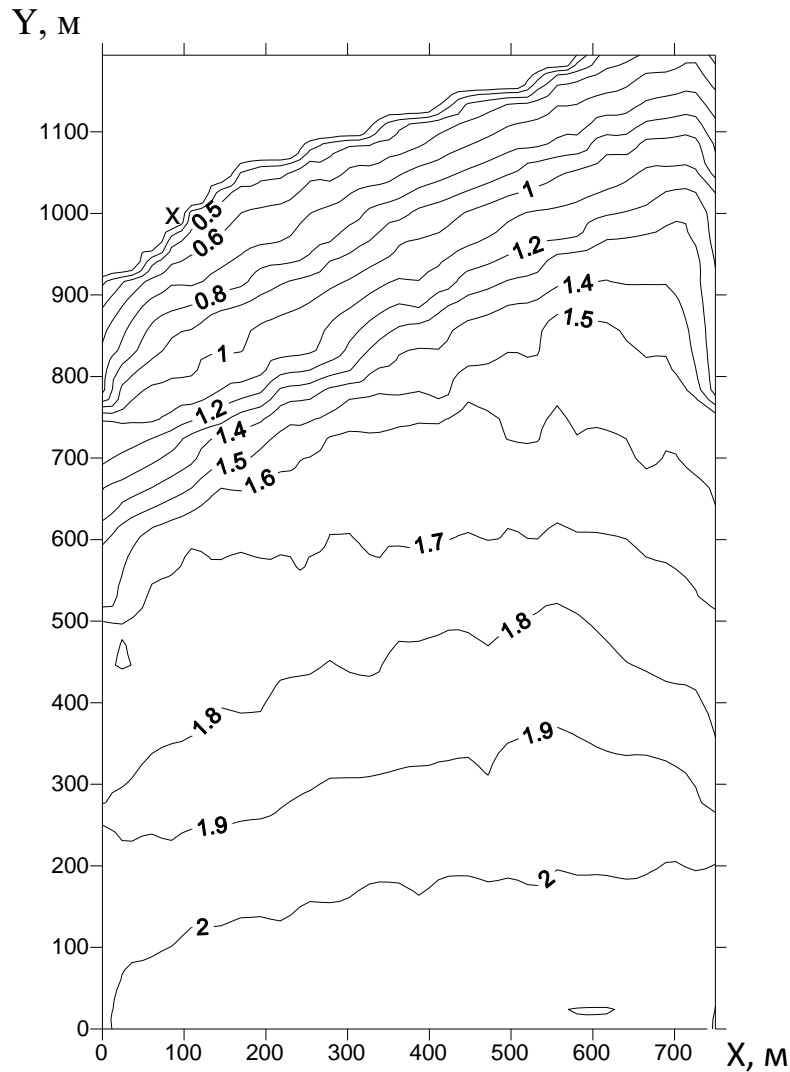


Рисунок 3.8 – Просторовий розподіл висот значних хвиль (м) в районі передбачуваного будівництва морської частини з'єднувальних споруд (позначено символом X на рисунку)

Чинником, що визначає втрати хвильової енергії за рахунок тертя об дно, є орбітальна швидкість хвильового руху у дна U_{rms} . Згідно [42],

$$S_{ds,b}(\sigma, \theta) = -C_{bottom} \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2(kd)} E(\sigma, \theta),$$

де $S_{ds,b}(\sigma, \theta)$ - дисипація хвильової енергії за рахунок тертя об дно,

$E(\sigma, \theta)$ - хвильова енергія,

C_{bottom} - коефіцієнт придонного тертя, пропорційний орбітальній швидкості хвильових рухів поблизу дна U_{rms} ,

d - локальна глибина,

k - хвильове число.

Орбітальна швидкість хвильового руху у дна є також показником інтенсивності зважування донного матеріалу хвилями.

У просторовому розподілі орбітальної швидкості хвильового руху простежується зона інтенсифікації в районі ізобати 3-3,5м. (рис.3.9) Збільшення придонної орбітальної швидкості хвильового руху в даному районі призведе до більш інтенсивного зкаламучування донних відкладень на цих ділянках і підвищенню концентрації зависі у водній товщі (рис.3.10- 3.11). Максимуми придонних орбітальних швидкостей при штормовому вітрі $15 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ досягають $0,5 \text{ м}\cdot\text{с}^{-1}$ (рис. 3.9). Аналіз просторового розподілу концентрації зависі у дна (рис.3.10) і на рівні 1 м від поверхні дна (рис.3.11) свідчить, що за штормових умов в досліджуваній прибережній мілководній морській акваторії, максимальні концентрації зависі спостерігаються в придонному шарі до 1 м завтовшки, на відстані 230м від берега. В решті вертикальної товщі води, поза межами придонного пограничного шару, концентрації різко падають. Про це свідчать також вертикальні профілі концентрації зависі.

Y, м

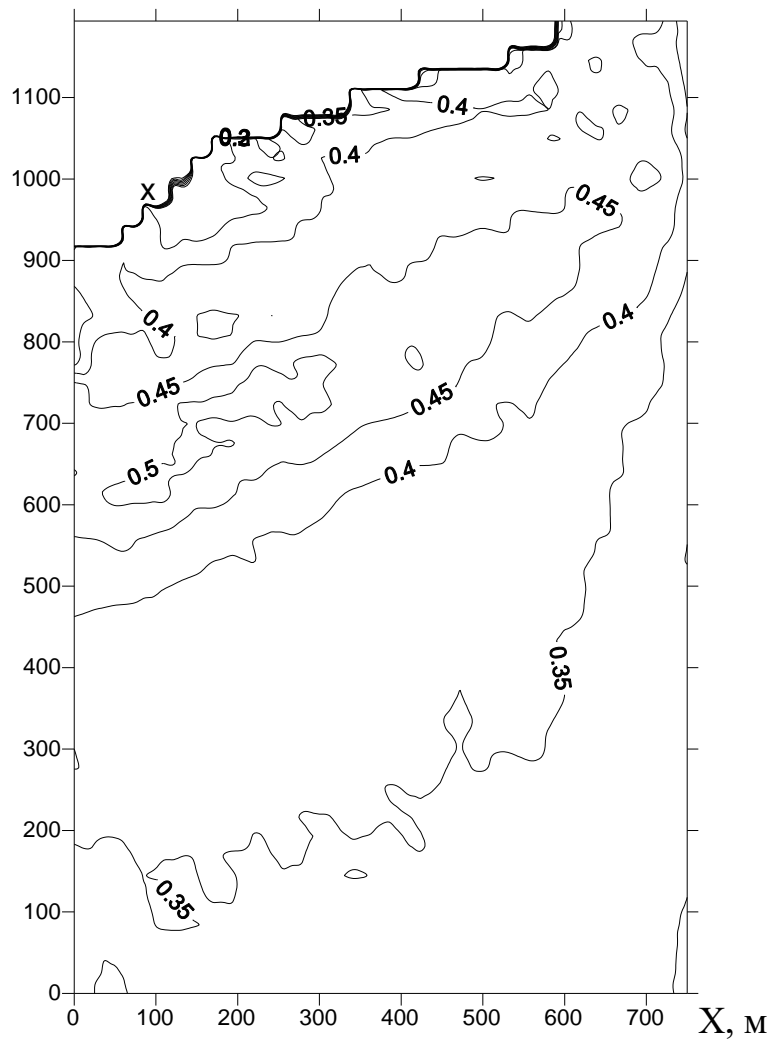


Рисунок 3.9 – Просторовий розподіл орбітальної швидкості хвильового руху у дна ($\text{м}\cdot\text{с}^{-1}$) в районі передбачуваного будівництва морської частини з'єднувальних споруд

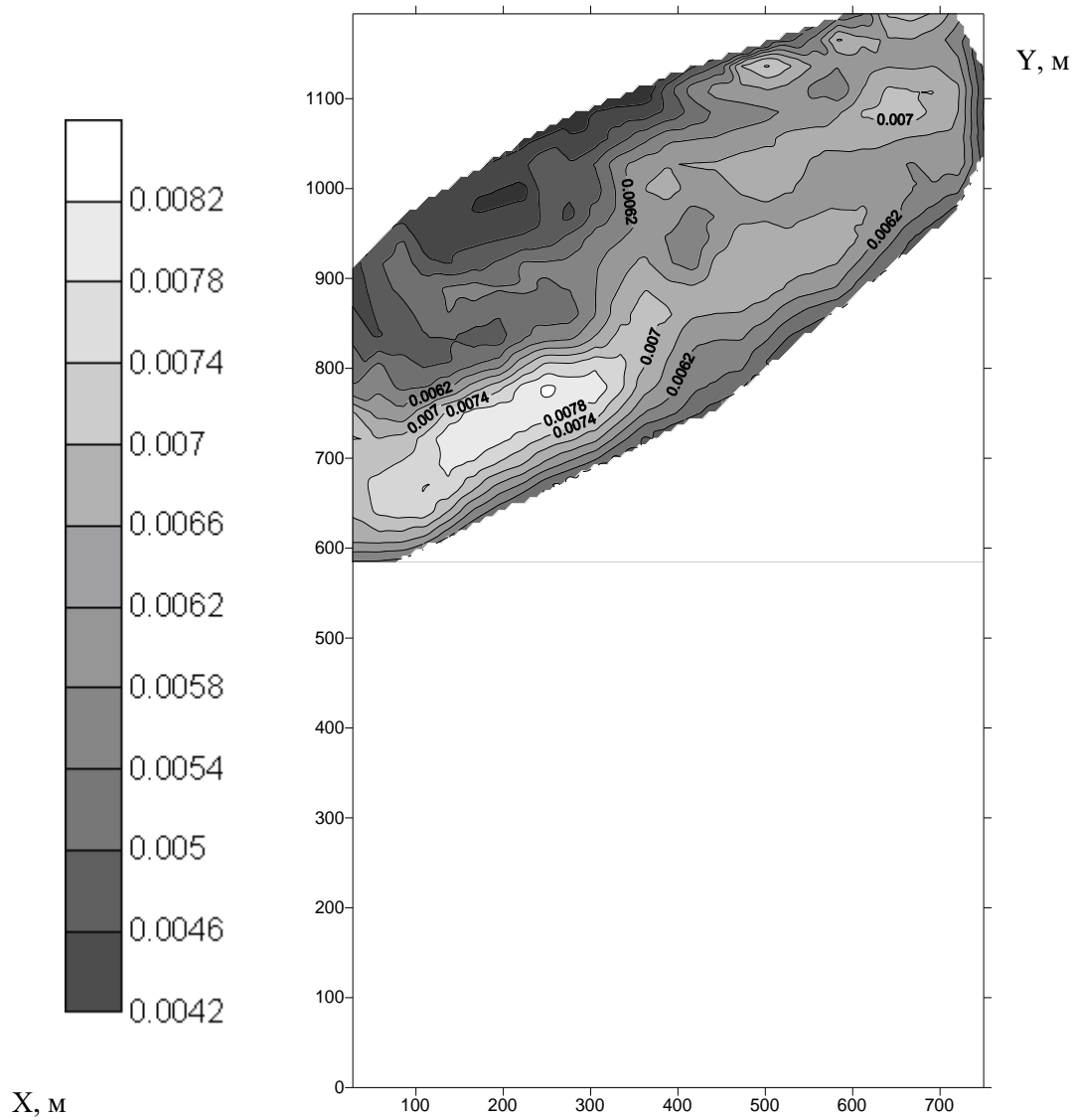


Рисунок 3.10 – Просторовий розподіл відносної концентрації зависі у дна.
 Y, м

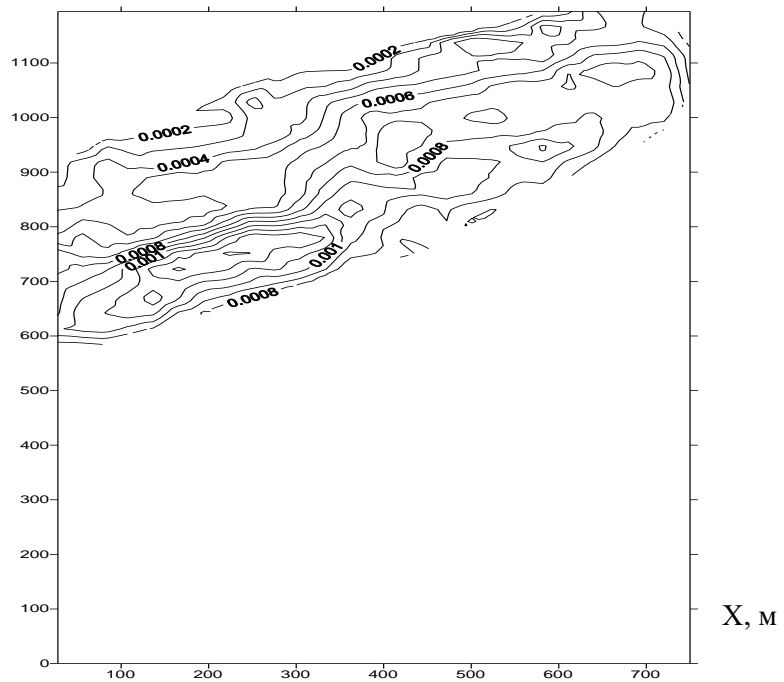
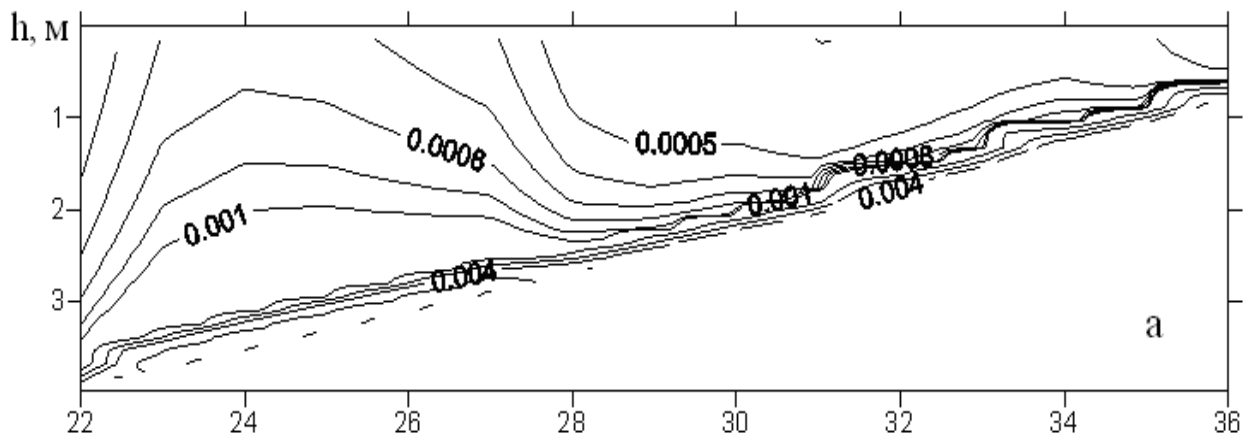


Рисунок 3.11 – Просторовий розподіл відносної концентрації зависі на рівні 1 м від поверхні дна.

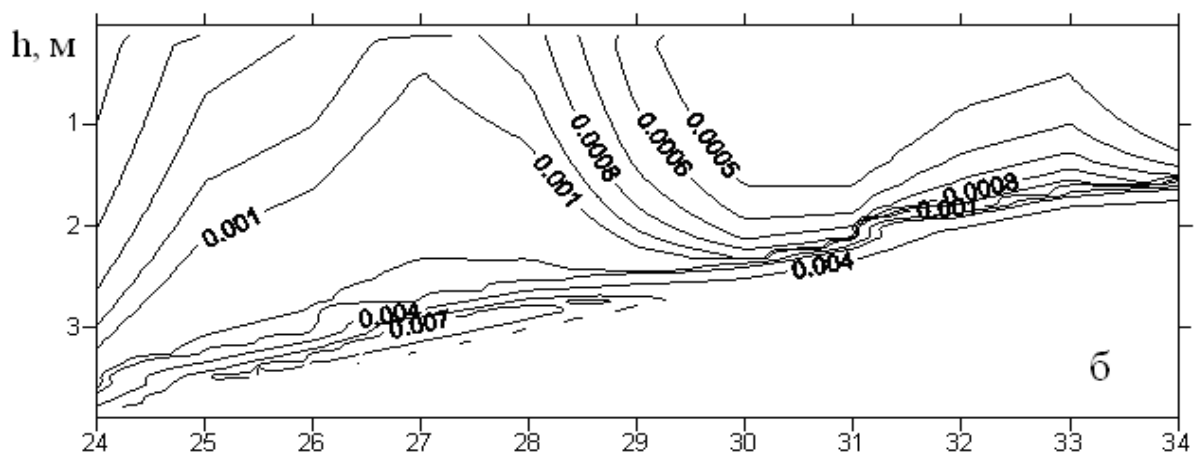
При розрахунку концентрацій домішки перевірялася умова перевищення хвильовими придонними напруженнями критичних значень, за якими відбувається відрив частинок від дна. Як показали розрахунки, ця умова починає виконуватися при переході хвиль через ізобату 3,5 м на відстані 300-335м від берега.

На рис.3.12 наведені вертикальні розрізи концентрації зависі у водній товщі вздовж Y-координати для $x = 108$ м та $x = 189$ м від початку обраної системи координат (рис.3.7). Максимальні концентрації спостерігаються в досить тонкому придонному шарі. В решті водного стовпчика, поза межами придонного пограничного шару, концентрації зависі майже на порядок нижчі.

Характер просторового розподілу розрахованої концентрації зависі в прибережній зоні стикується з розрахунками виконаними на експериментальному полігоні «Камчія» (Чорне море) в період шторму 10.10.1977р., а також з результатами натурних спостережень [50].



номера вузлів розрахункової сітки на осі Y



номера вузлів розрахункової сітки на осі Y

Рисунок 3.12 – Вертикальний розріз розподілу відносної концентрації зависі у водній товщі в напрямку координати Y: а) при $x = 108\text{м}$ (4 вузол розрахункової сітки вздовж координати X); б) при $x = 189\text{м}$ (7 вузол розрахункової сітки вздовж координати X, рис.3.10). Горизонтальний просторовий крок розрахункової сітки 27м

На рис.3.13 наведено вертикальний профіль концентрації зависі у вузлі (7, 29) розрахункової області (рис.3.10), який відображає різке експоненційне зростання концентрації в придонному шарі товщиною приблизно 1м.

Розрахований профіль концентрації зависі за своїми особливостями відповідає прикладу, наведеному у [50].

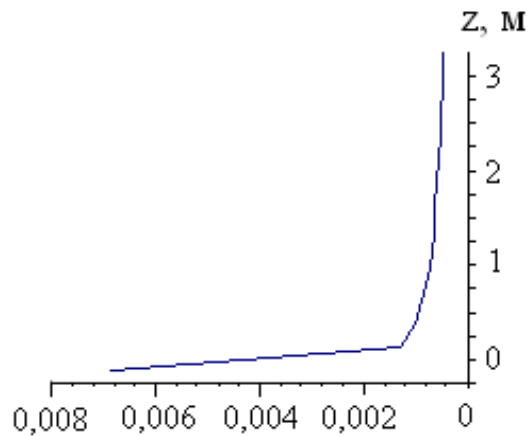


Рисунок 3.13 – Вертикальний розподіл відносної концентрації зважених наносів в штормовий період, розрахований згідно з методикою [43] у вузлі (7, 29) розрахункової області.

Примітка. z - вертикальна координата, на дні $z = 0$

Алгоритм розрахунків концентрації зависі в водах прибережної зони пляжа Лузанівка (м.Одеси), використаний у звіті, був запропонований в роботі [51] і верифікований з використанням даних детальних досліджень просторово-часової мінливості поля концентрацій зважених наносів на болгарському узбережжі Чорного моря в районі полігону «Камчія».

З урахуванням того, що активне обвалення вітрових хвиль та зкаламучування донного матеріалу відбувається на мілководному узбережжі, починаючи з глибин 3,0-3,5 м, оголовок гідротехнічної споруди (труби) слід виводити за межі цієї мілководної зони на відстань 300-335м від берега.

У разі неможливості виводу оголовку труби на вказану відстань, слід враховувати просторовий розподіл концентрації зависі в водах акваторії (рис. 3.10 – 3.11). Зокрема, як видно з рис. 3.11, оголовок труби може бути виведений на відстань 80-110м від берега, але нижня його частина повинна бути піднята над дном на відстань 0,5 -1,0 м. Однак цей варіант потребує додаткового дослідження, оскільки при меншій швидкості вітру і, відповідно, висоті хвиль, зона їх руйнування буде зміщатися до берега, а разом з нею і зона максимальних концентрацій зависі у воді. Необхідно провести порівняльний аналіз очікуваних концентрацій зависі на відстані 80-110 м від берега при вітрах різної сили.

4 КОМПЛЕКСНИЙ АНАЛІЗ ХАРАКТЕРИСТИК КЛІМАТИЧНОЇ МІНЛИВОСТІ ТЕМПЕРАТУРИ ТА СОЛОНОСТІ ВОДИ В ПРИБЕРЕЖНИХ ШЕЛЬФОВИХ ВОДАХ ЧОРНОГО МОРЯ

На фоні глобального потепління клімату, що супроводжується найбільшим за минуле століття темпом зростання глобальної температури і рекордними значеннями її позитивної аномалії, відбулася зміна кліматичних умов в Європейському регіоні за рахунок зміни великомасштабної циркуляції атмосфери, що, в свою чергу, викликало зміну регіональної циркуляції [52].

У відповідності з дослідженнями Міжурядової групи експертів щодо змін клімату, яка була заснована в 1988 році Всесвітньою метеорологічною організацією (ВМО) та Програмою Організації Об'єднаних Націй з навколишнього середовища, глобальна середня приземна температура підвищилась на протязі ХХ століття приблизно на $0,6 \pm 0,2$ °С [53].

Глобальна середня приземна температура в період після 1861 р. безперервно підвищувалася. Зареєстровані дані демонструють наявність значної мінливості. Потепління у ХХ столітті відбувалося більшою частиною на протязі двох періодів: з 1940 по 1945 рр. і з 1976 по 2000 рр.

Глобальні зміни клімату виявляються не тільки в зростанні середньої температури, але, перш за все, в зростанні числа і потужності окремих явищ і як наслідок, коливання клімату – погоди в межах усіх часових і просторових масштабів, які варіюють від коротких жорстких штормів до явищ типу Ель-Ніньо, посух, вікових коливань температури поверхні океану, площі льодового покриву, рівня океану а також поступової зміни гідрометеорологічних (гідрологічних) умов в цілому [54].

Зрозуміло, що прояв кліматичних змін для кожного регіону має свій характер і тенденції, які пов'язані з його особливостями. Як відмічалось у висновках Середземноморської наукової комісії (CIESM), найбільш помітні зміни режимних характеристик скоріш за все будуть відбуватися в «чутливих» системах – напівзамкнених мілководних акваторіях і специфічних морських екосистемах, наприклад, таких морів як Середземне і Чорне.

Обмежений водообмін Чорного моря з відкритими морями і невелика товщина (100-150 м) діяльного шару (насиченого киснем), пов'язана з існуванням різкого пікнокліну, який блокує вертикальне перемішування і надходження кисню в глибинний шар, все це робить екосистему Чорного моря надзвичайно чутливою до кліматичних змін та антропогенному впливу.

В процесі регіональних змін клімату змінюються умови і характеристики вертикального обміну, горизонтального циркуляційного режиму, структури проміжних вод, змінюється просторово-часова структура полів температури і солоності, режим стоку річок і прісний баланс в цілому а також і рівень моря.

Термохалінний режим Чорного моря в цілому формується в результаті складної взаємодії безперервно змінюваних великомасштабних та дрібномасштабних гідрометеорологічних процесів, що протікають за межами і всередині самого моря. Суттєву роль відіграють географічне положення і особливості морфометрії моря. Зовнішній та внутрішній волого -, тепло -, і сольовий обіги, що визначаються співвідношенням складових водного, теплового і сольового балансу, циркуляція повітряних і водних мас створюють характерні особливості значної просторово – часової мінливості солоності і температури вод, і, в першу чергу, це стосується північно-західної частини Чорного моря (ПЗЧМ). Цей район моря являє собою велику мілководну шельфову зону, гідрологічний і гідрохімічний режими якої формується, в основному, під впливом річкового стоку Дунаю, Дніпра, Дністра та Південного Бугу. Головною особливістю усієї ПЗЧМ є значна короткоперіодна і сезонна мінливість гідрологічного режиму, пов'язана з географічним положенням, морфометрією, кліматичними умовами, значним надходженням річкових вод та систематичним розвитком процесів згону та нагону.

Нижче наведені кліматичні характеристики полів солоності і температури отримані за даними гідрологічних спостережень за період 1903-1982 рр. і представлених в роботі [55]. Їх можна вважати за порівняльну базу, так як вже відмічалось вище, період інтенсивного підвищення температури приземної температури і відповідних кліматичних змін, почався з кінця 80-х років ХХ століття. Зміни режимних характеристик термохалінних полів, що відбулися за останні три десятиліття [56,57,58], дозволяють оцінити масштаби і тенденції кліматичних збурень в полях температури і солоності в шельфовій зоні ПЗЧМ.

4.1 Солоність води

Чорне море є морською водоймою з відносно низькою солоністю. Середня солоність товщі вод 21,8 ‰.

Поле солоності формується під впливом трьох основних факторів:

- опріснення поверхневих шарів через переважання річкового стоку і опадів над випаровуванням;
- водообміну через протоку Босфор;
- перерозподілу солоності в результаті динамічних процесів.

Найменша солоність (менше 17 ‰) на протязі всього року спостерігається в північно – західному районі Чорного моря, куди впадають великі річки: Дунай, Дніпро, Дністер. Другий район опріснення знаходиться в південно – східній частині моря і обумовлений стоком кавказьких річок.

Найбільша солоність в Чорному морі, що була зареєстрована в придонному шарі біля протоки Босфор, дорівнює 36,49 ‰ [59]. Води з Мармурового моря, після Босфору, на шельфі розповсюджуються звичайно на північний захід тонким (1 – 3 м) шаром біля дна. На звалі глибин вони перемішуються з водами холодного проміжного шару (ХПШ) (з солоністю 18,5 – 19,5 ‰) і у процесі спускання приймають участь у формуванні глибинної водної маси Чорного моря (21,0 – 22,3 ‰).

Квазістаціонарна циклонічна циркуляція вод Чорного моря у значній мірі визначає положення ізохалін в поверхневому шарі і на глибинах. Практично у всій товщі вод спостерігається підвищені величини солоності в центральних районах моря.

Характерною особливістю структури вод Чорного моря є верхній (сезонний) і постійний максимум вертикального градієнту солоності (більше $200 \cdot 10^{-4} \text{‰} \cdot \text{м}^{-1}$).

За умовами формування поля солоності море можливо умовно поділити на три шари:

- верхній (від поверхні до глибини сезонного галокліну), де зміни солоності відбуваються в основному під впливом стоку річок, випаровування, атмосферних опадів і надходження азовських вод;

- середній (між сезонним і постійним галокліном), де зміни солоності обумовлені осінньо-зимовою конвекцією і адвективним горизонтальним переносом вод;

- нижній (від постійного галокліну до дна), де формування поля солоності відбувається в результаті надходження солоних мармуровоморських вод і турбулентного перемішування з менш солоними водами середнього шару.

Границі між шарами на протязі року зазнають значних коливань за глибиною в різних районах моря.

Верхній шар достатньо добре означений по всьому морю. Тільки взимку в центральних районах вертикальна конвекція послаблює верхній максимум градієнта солоності ($0,01 - 0,05 \text{‰} \cdot \text{м}^{-1}$), який можна прийняти за нижню границю шару (приблизно 18,6 ‰). Товщина верхнього шару зростає у мірі віддалення від центрів циклонічних кругообігів загальної циркуляції моря. Сезонні коливання солоності у верхньому шарі повністю визначаються стоком річок. Максимальний розмах сезонних коливань (1-3 ‰) спостерігається у прибережних районах. До центру моря розмах сезонних коливань зменшується до 0,2 – 0,5 ‰.

Сезонні коливання солоності на різних глибинах відрізняються за амплітудами і фазами досягнення екстремумів. Мінімальний солевміст у поверхневому шарі спостерігається в середньому по морю у червні, на місяць пізніше весняного водопілля, що пояснюється інерційністю горизонтальної адвекції солі і не стаціонарністю процесів вертикального перемішування в верхніх шарах моря. Опріснення охоплює квазіоднорідний шар, глибина якого навесні не перевищує 5-10 м. Посилення вітрового перемішування призводить до постійного

заглиблення нижньої границі квазіоднорідного шару. В шарі 0-10 м солоність зростає, а нижче (20-30 м) спостерігається її зменшення. Сумарний ефект цих процесів виявляється у пропорційному запізненні термінів появи мінімуму солоності і зменшенні амплітуди її сезонних коливань із зростанням глибини. На горизонті 20 м локальний вплив річкового стоку на розподіл солоності вже незначний. Максимум опріснення на цьому горизонті досягається восени.

Середній шар знаходиться між першим і другим максимумами градієнта солоності. В результаті загальної циклонічної циркуляції вод він піднятий в центральних районах і заглиблений у прибережних. За нижню границю шару приймається ізохалінна поверхня 19,5 ‰. Взимку, в особливості в центральній частині моря, верхній і середній шари перемішуються і відбувається оновлення вод середнього шару.

Характерною особливістю розподілу солоності на глибинах є проти фазність її коливань з грудня по червень вище і нижче верхнього горизонту постійного галокліну. До березня верхні шари осолонюються за рахунок розмиву постійного галокліну, а нижні опріснюються. Шар між сезонним і постійним галоклінами характеризується мінімумом горизонтальної неоднорідності в розподілі солоності по морю на протязі всього року. Найбільші значення розмаху річних коливань солоності на горизонті 50 м спостерігаються в центрах західного і східного циклонічних кругообігів (0,40 – 0,44 ‰).

Глибина залягання нижньої границі середнього шару в центральній частині 50 – 80 м, в прибережних районах 120 – 140 м. Поле солоності на горизонті 100 м характеризує середні умови у нижній області постійного галокліну. Сезонні коливання солоності на цьому горизонті обумовлюються характером змін куполоподібності форми ізохалінних поверхонь, пов'язаних із загальними умовами циркуляції вод. Взимку і навесні відбувається загострення вигину куполів, влітку і восени – згладжування. В середньому по всьому шарі максимум солоності спостерігається влітку, мінімум – взимку.

Нижче другого максимуму вертикального градієнту солоності (приблизно $0,03 \text{ ‰} \cdot \text{м}^{-1}$) розташована найбільш потужна чорноморська водна маса, яка характеризується значною однорідністю величин солоності у просторі і у часі. Вертикальний градієнт солоності суттєво зменшується від верхньої границі ($0,005 \text{ ‰} \cdot \text{м}^{-1}$) до глибини 1000 м ($0,0005 \text{ ‰} \cdot \text{м}^{-1}$), нижче якої солоність зростає вже незначно і досягає максимуму біля дна (22,4 ‰). Сезонні коливання в цьому шарі визначаються інтенсивністю циклонічної циркуляції. В товщі води до глибини 500 м відстежується деяке зростання солоності в зимовий період. Розмах річного ходу поля солоності на горизонті 500 м становить 0,17 ‰.

Нижче 500 м величини горизонтальних градієнтів солоності на протязі року не перевищують точності вимірювання і розрахунку солоності сучасними методами.

Аналіз поля солоності в північно-західній частині Чорного моря в останні три десятиліття показав, що багаторічні зміни середньої зимової солоності вод ПЗШ мають достатньо означені тренди, які вказують на її зниження в кліматичному плані. В якійсь мірі це обумовлено значним зростанням кількості пізніх осінніх і, особливо, зимових водопіль. В 1990 – 2011 рр. спостерігалось вісім (2 пізніх осінніх і 6 зимових) водопіль, в той час як за 1947 -1989 рр. їх було тільки чотири.

Кліматична норма середньої річної солоності за період 1948 – 2002 рр. за даними ГМС «Одеса-порт» дорівнює 14,67 ‰ [56] із мінімумом навесні (12,96 ‰) і максимумом 15,74 ‰ (у літній гідрологічний сезон) табл. 4.1.

Таблиця 4.1 - Середня місячна солоність поверхневих вод за даними ГМС «Одеса-порт», ‰ за період 1948 – 2002 рр.

Місяць											
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
15,05	14,43	13,90	13,09	12,96	14,25	15,74	15,74	15,72	15,27	14,80	15,07

У період 1990 – 2005 років середня річна солоність поверхневого шару води ПЗШ трохи знизилася і склала 14,63 ‰, (13,66 ‰ у весняний гідрологічний період і 15,39 ‰ – у літній).

На режим солоності поверхневого шару вод ПЗШ значно впливає прісний стік річок. Механізм взаємозв'язку поля солоності Чорного моря з річковим стоком досліджувався у багатьох роботах і між стоком р. Дніпро і середньою річною солоністю на ГМС «Одеса-порт» за даними спостережень за період 1948 – 1982 рр. виявлено зв'язок з коефіцієнтом кореляції – 0,75. Аналогічна оцінка кореляції, яка була отримана за даними спостережень у 1950 – 2005 роках, показала, що значення коефіцієнту кореляції не змінилося і склало – 0,75. За період 1990 – 2005 рр. коефіцієнт кореляції склав - 0,86 при 95 % довірчому рівні значущості 0,5 [5].

У між річному ході середньорічних витрат за період 1990 – 2005 рр. відзначається тенденція збільшення витрат води з 1196,8 м³·с⁻¹ (1990 р.) до 1411,3 м³·с⁻¹ (2005 р.). Однак характеристика тренда не перевищує 95 % рівня значущості, оціненого за F-критерієм Фішера. Вірогідно значущих трендів не спостерігається й у багаторічній мінливості середніх сезонних витрат Дніпра. В осінній гідрологічний сезон, на відміну від зимово-літнього періоду з тенденцією до підвищення витрат, відзначається слабка не значуща тенденція до їхнього зменшення.

У ході середньої річної солоності води за період 1990 -2005 рр. виділяються коливання з періодом 3, 5 і 6 років. Найбільш високий солеміст поверхневих вод спостерігався в 1993, 1997 і 2003 роках, із середньою річною солоністю води відповідно 16,05; 16,08 і 15,41 ‰.

Низькі значення солоності води (14,37; 13,73; 12,67 і 13,51 ‰) припадають відповідно на 1991, 1994, 1999 і 2005 роки Середній багаторічний розмах внутрішньорічних коливань солоності води склав 4,82 ‰, при відзначеному максимумі 9,11 ‰ у 1998 році і мінімумі 2,95 ‰ у 1990 р.

В цілому по гідрологічних сезонах найбільший розмах у змінах солоності води спостерігався навесні (2,72 ‰) при повеневому стоці річки Дніпро. Екстремальні значення середньої місячної солоності води спостерігався в квітні 1999 року – 8,04 ‰ (мінімум) і в березні 1997 року – 18,75 ‰ (максимум).

За період 1990 – 2005 рр. у між річному ході середньої солоності води спостерігався значущий тренд зниження солевмісту. В цілому за розглянутий період середня річна солоність води знизилася на 1,36 ‰ – від 15,34‰ у 1990 р. до 13,98 ‰ – у 2005 р.

Достовірні тренди середніх сезонних значень солоності спостерігалися в зимовий і літній гідрологічні сезони року. Зміни весняних і осінніх значень солоності води не перевищували 95 % рівня значущості. Однак багаторічна тенденція до зниження солоності відзначалася й у ці сезони.

Особливістю багаторічного ходу солоності в літні сезони є кліматичне підвищення її в західній частині. Слід відзначити, що в період 1986 – 1995 рр. мінімум солоності поверхневих в районі острова Зміїний спостерігався на рівні 4 ‰, що пояснюється надходженням слабо трансформованих дунайських вод. За період 1996 – 2005 рр. мінімальна солоність мала величину 11,50 ‰, але за декаду 1986 – 1995 рр. 25 разів спостерігалася солоність нижче 11,40 ‰.

У цілому можна констатувати, що в період 1990 – 2005 рр. спостерігалася тенденція до збільшення стоку Дніпра і зниження солоності в Дніпро-Бузькому районі (переважно в зимові і літні сезони року).

4.2 Температура води

Чорне море має ряд характерних особливостей термічного режиму, обумовлених своєрідністю взаємовпливу сонячної радіації, ефективного випромінювання, випаровування і теплообміну з атмосферою, адвентивного переносу тепла течіями і річковими водами, водообміну з Мармуровим і Азовським морями через протоки.

Водну товщу Чорного моря, за характером сталих у багаторічному плані просторових неоднорідностей і наявності сезонних коливань в полі температури, можливо умовно поділити на три шари. Найбільш мінливим є діяльний шар, в якому спостерігаються сталі вертикальні, горизонтальні і сезонні зміни поля температури. За його нижню границю орієнтовно приймають горизонт 200 м, де розмах сезонних коливань, пов'язаних з річним циклом потоків тепла через поверхню, зменшується більше, чим у сто разів у зрівнянні з розмахом на горизонті 0 м. В межах шару 200 – 500

м спостерігаються сталі вертикальні і горизонтальні зміни. Сезонні зміни тут практично не виділяються на фоні мінливості з меншими і більшими часовими масштабами. У товщі вод глибше 500 м відсутні сталі горизонтальні зміни. В кліматичному плані тут достовірно виділяється тільки підвищення температури з глибиною, пов'язане з адіабатичним нагрівом.

Діяльний шар Чорного моря за механізмом зміни тепловмісту вод, в свою чергу, можна поділити на два шари. Перший – з переважно вертикальним обміном тепла, включає в себе верхній квазіоднорідний шар (ВКШ) і шар сезонного термокліну. Другий – холодний проміжний шар (ХПШ), зміна тепловмісту якого (у крайній мірі в зимовий сезон) відбувається, головним чином, за рахунок горизонтальної адвекції вод, що ізопікнічно розповсюджуються у верхніх шарах постійного халокліну.

В цілому Чорне море відносно тепле. Середня річна температура верхнього десятиметрового шару близько 14,7 °С. Однак північні райони моря в зимовий сезон зазнають значного охолодження, що призводить до замерзання вод.

Характерною особливістю поля температури в верхніх шарах моря є сезонна сталість мінімуму температури в північно – західній частині моря і максимуму в південно – східній. На нульовому горизонті найменша температура води відмічається в середньому в лютому (відповідно від 2-4 °С до 8,5-9,5 °С), а найбільша – в серпні (від 21-22 °С до 24-25 °С). Поблизу Сухумі в серпні спостерігалася температура води близько 26 °С. Сталість цієї неоднорідності в розподілі температури пов'язано з кліматичними відмінностями районів. Перший характеризується помірним кліматом, другий – субтропічним. Для прибережних районів моря характерні різкі внутрішньодобові коливання температури води, викликані згінно-нагінними явищами. Найбільш помітні ці явища в теплі періоди року, коли вертикальні градієнти температури води максимальні і термоклін розташований на невеликій глибині. Згінно – нагінна циркуляція не обмежується вузькою прибережною смугою, вона є невід'ємною частиною переважаючих в Чорному морі дрейфових течій і приймає участь в перерозподілі водних мас по глибині і акваторії моря, обумовлюючи обмін поверхневих і глибинних прибережних вод з водами центральних частини моря [60].

У діяльному шарі Чорного моря чітко відстежується закономірності внутрішньорічної мінливості. В кінці зими в шарі 0-50 м встановлюється відносна гомо термія, причому, в східній частині моря, де ХПШ має переважно адвентивне походження, температура поверхневих шарів перевищує температуру ХПШ.

Весняне підвищення температури в західній частині моря спостерігається вже в березні. До середини квітня процеси формування сезонного термокліну охоплюють усе море, і до травня вертикальні градієнти температури в поверхневих шарах перевищують 0,5 °С·м⁻¹. Максимум травневої температури води (15-16 °С) співпадає з основними

осередками опріснення. Весняний термоклін, що примикає до поверхні моря, легко руйнується вітровим перемішуванням, що обумовлює велику мінливість весняного поля температури, яке може суттєво відрізнятись від кліматичного.

У мірі прогріву вод просторова мінливість температури поверхневого шару зменшується. Вже в червні вона становить 2°C . Положення мінімумів температури влітку відповідає районам з найбільшою повторюваністю змінних синоптичних ситуацій, які викликають прибережні апвелінги.

Осіннє вихолодження вод моря починається у вересні. До листопада температура поверхневого шару падає у зрівнянні з серпнем в середньому на 10°C . Глибина осінньо-зимового перемішування обмежується сталою халінною структурою вод. Термічне згущення при зимовому охолодженні невелике. Влітку внесок термічної компоненти в густинну стратифікацію верхньої чорноморської водної маси значно перевищує внесок сольової.

Сезонний термоклін стає визначаючим елементом структури вод на глибинах 20-30 м. В зимовий період середнє багаторічне поле температури води на горизонті 20 м однотипне з поверхневим. У мірі прогріву сформований термоклін починає заглиблюватися. Добре просліджується фазове запізнення досягнення річного максимуму температури, пропорційне глибині горизонту. Значні вертикальні градієнти солоності і відносно мала інтенсивність вітрового перемішування влітку в східній частині моря обумовлює менше заглиблення термокліну (на 5-7 м) у зрівнянні із західною. Поблизу берегів шар стрибка температури має більшу товщину і заглиблення, чим у відкритому морі. В кліматичному плані осереднені найбільші градієнти в термокліні відмічаються в середньому по морю на глибині 20 м і становлять $-0,25^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$. Однак нестабільність положення сезонного термокліну створює значні горизонтальні градієнти температури води на горизонті 20 м і суттєві відмінності конкретних розподілів від середнього багаторічного.

Інтенсивність вертикального турбулентного обміну теплом швидко зменшується з глибиною. У весняно – літній період цей процес блокується в сезонному термокліні. В осінньо – зимовий – розповсюджується до глибин приблизно 50 м. Тому в холодний період року розподіл температури на горизонті 50 м подібний тому, який є у верхніх шарах. В теплий період року неоднорідність поля температури на цьому горизонті зменшується, і значення температури води в серпні становлять в основному $7,5-8^{\circ}\text{C}$. Суттєва перестройка поля температури починається восени, коли сезонний термоклін поглиблюється в результаті вітрового перемішування. Інтенсивність вертикального турбулентного обміну значно вище на периферії моря і тому на горизонті 50 м прибережні води прогриваються до 10°C . В центрі моря температура практично не змінюється. Максимальний розмах сезонних коливань температури приходить на західну частину моря і становить $3,4^{\circ}\text{C}$.

Розподіл температури води на горизонті 75 м характеризує тепловий режим в області ядра ХПШ, за границі якого звичайно приймають ізотермічні поверхні $8\text{ }^{\circ}\text{C}$ [61].

Нижче ХПШ починається незначне зростання температури води з глибиною. На горизонті 100м вертикальний градієнт температури в середньому становить $0,008\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$. Тут же спостерігається проміжний максимум горизонтальної неоднорідності поля температури, пов'язаний з куполоподібністю залягання ізотермічних поверхонь. Повний контраст середньорічного поля температури становить $0,74\text{ }^{\circ}\text{C}$. Розмах сезонних коливань на горизонтах 150 і 200 м становить $0,2\text{-}0,15\text{ }^{\circ}\text{C}$. Кліматичні поля температури на глибинах більше 200 м з точністю до $0,05\text{ }^{\circ}\text{C}$ можливо вважати стаціонарними в межах річного циклу. В шарі 200-500 м середньорічний розподіл температури на горизонтах ще виявляє деяку куполоподібність залягання ізотермічних поверхонь. На глибині 500 м температура води на протязі року змінюється в межах $8,86\text{-}8,90\text{ }^{\circ}\text{C}$. Нижче 500 м розподіл температури носить чарунковий характер із змінами температури на акваторії моря не більше $0,04\text{ }^{\circ}\text{C}$, тобто кліматичні поля температури на цих глибинах можна вважати горизонтально однорідними. Вертикальний градієнт температури на великих глибинах приблизно відповідає адіабатичному $1,4\cdot 10^{-4}\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{m}^{-1}$. На горизонті 2000 м абсолютні значення температури води в Чорному морі близько $9,10\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Розглянемо характер змін температури поверхні води після 1982 р. На рис. 4.1 приведено графік змін температури для періоду 1957 – 2006 рр. і відповідна оцінка тренду. Як видно, тренд вказує на зниження температури ($\text{SST} = -0,0016634\cdot \text{Year} + 18,2366$ (в $^{\circ}\text{C}$), зниження температури: $-0,08\text{ }^{\circ}\text{C}$ з 1957 р.), однак, якщо розглядати процес з 1982 по 2005 рр., тоді Чорне море вже буде відноситися до районів з швидким нагрівом (величина потепління дорівнює $0,96\text{ }^{\circ}\text{C}$) [62].

Аналіз тенденцій кліматичних змін температури вод північно-західного шельфу (ПЗШ), показує, що в основному вони стосуються зимового сезону. В західній частині ПЗШ у поверхневому шарі середня температура підвищилася в зимовий період на два градуси, а в придонному – більше ніж на $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ [58].

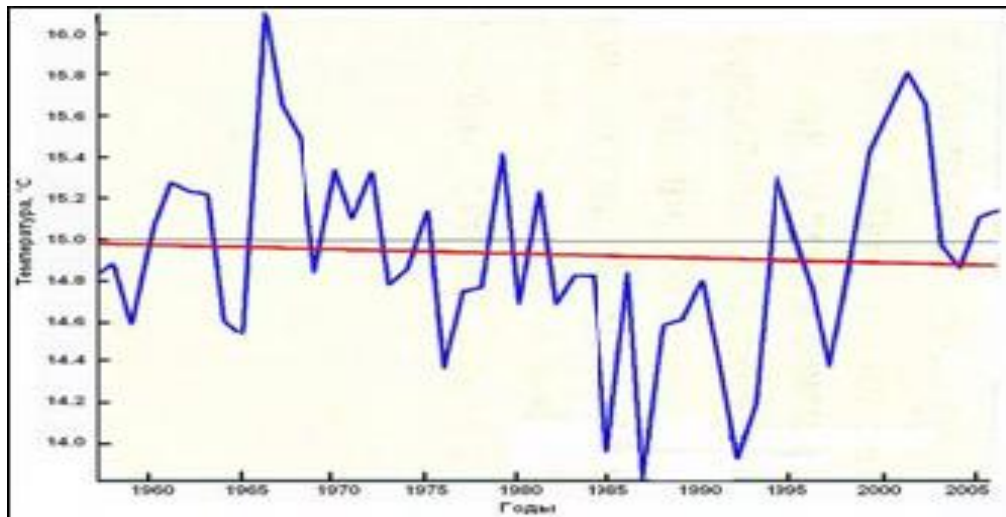


Рисунок 4.1 - Середньорічні зміни поверхневої температури води Чорного моря, зниження температури – 0,08 °С з 1957 по 2006 рр. [62].

Важливим інтегральним параметром стану вод Чорного моря є температура в ядрі ХПШ для району материкового схилу з глибинами більше 200 м в межах ПЗШ. В процесі регіональної зміни клімату умови формування і самі характеристики ХПШ змінюються. Міжрічні коливання температури вод ядра ХПШ показують, що в останні роки відбувається їх аномальне різке зростання, рис.4.2.

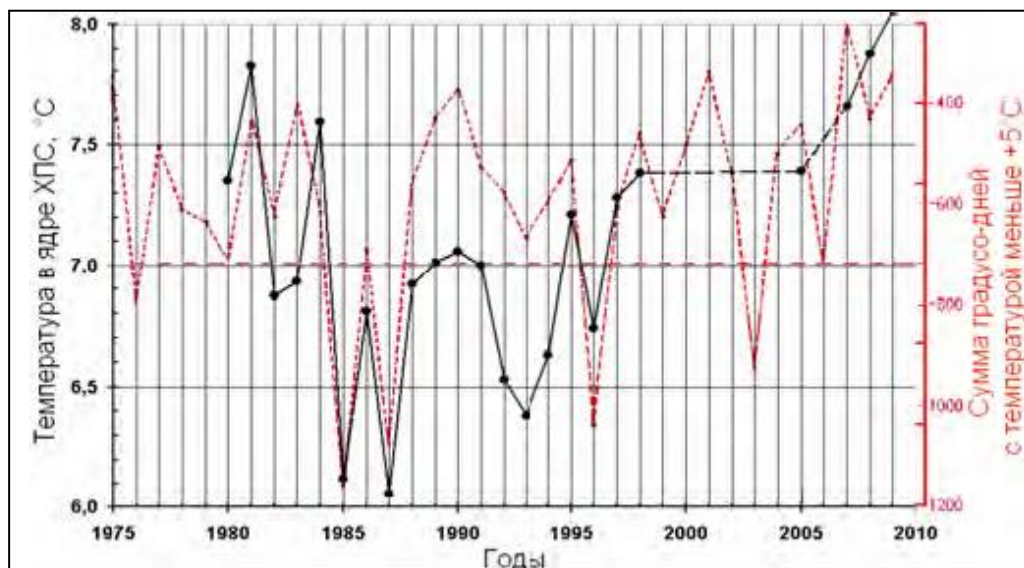


Рисунок 4.2 - Часовий хід зміни температури води в ядрі ХПШ материкового схилу північно-західного шельфу (в межах трапеції з границями 44 - 45° пн. ш., 31 - 33° сх. д. (-)) та суми градусо-днів з температурами нижче значення +5 °С (- - -) [58].

В 2009 р. спостерігається абсолютний максимум температури за весь період спостереження: 8,07 °С. Сумісний аналіз графіків рядів суми

зимових температур повітря і температур вод ядра ХПШ підтверджує визначний вплив міжрічної мінливості термічних умов над поверхнею вод ПЗШ на формування характеристик холодного проміжного шару адвективного походження.

Що стосується товщини ХПШ, то вона має низькочастотну мінливість, обумовлену кліматичними змінами. За критерієм виділення границь ХПШ за ізотермою $8\text{ }^{\circ}\text{C}$ можна відмітити потрійне зростання товщини холодного проміжного шару з середини 90-х рр. ХХ століття (від 20 до 60 м), а потім її зменшення. Зрозуміло, що при підвищенні температури води в ядрі ХПШ більше $8\text{ }^{\circ}\text{C}$ цю ізотерму вже неможливо використовувати в якості індикатора верхньої і нижньої границь шару. Ядро холодного проміжного шару і його границі можна виділяти тепер тільки за мінімумом температури в проміжному шарі, тобто за градієнтним критерієм.

Осереднені по десятиліттям вертикальні профілі температури води теплих періодів року (V – IX місяці) в районі схилу ПЗШ представлені на рис.4.3.

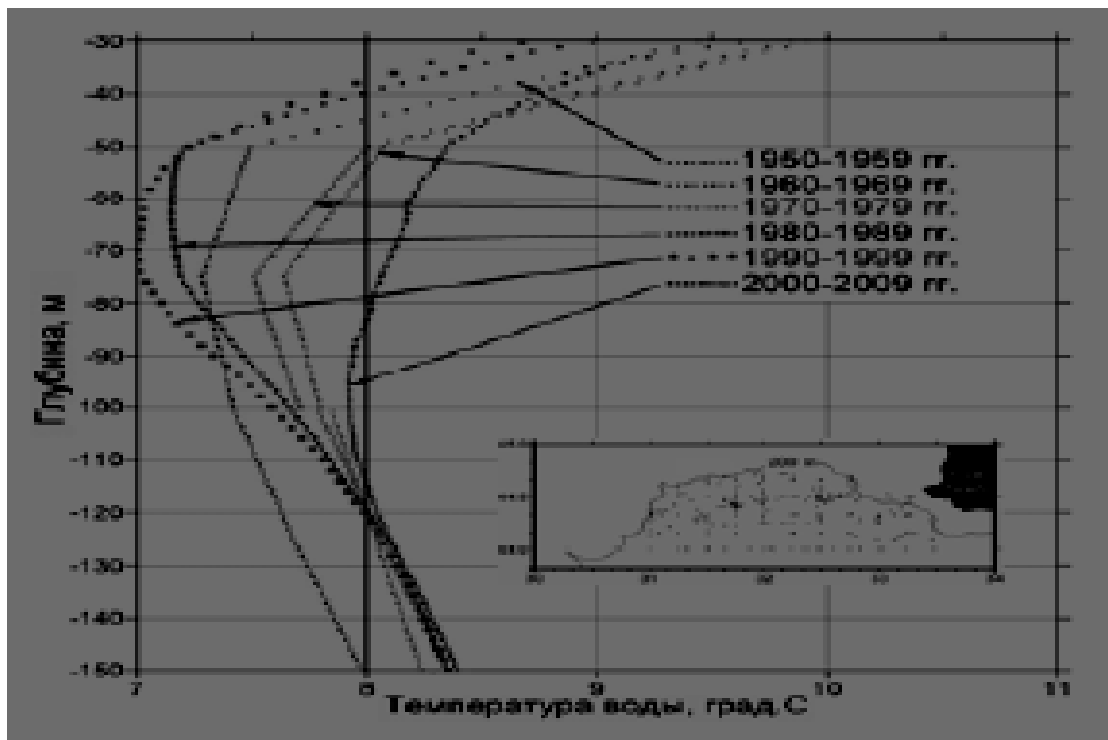


Рисунок 4.3 - Середні декадні профілі температури води ХПШ зони конвергенції північно-західної ділянки материкового схилу Чорного моря за період з 1950 по 2010 рр. (періоди осереднення, а також район дослідження вказані на врізках) [58].

В період 1950 -1959 рр. температура вод в області ядра холодного проміжного шару була відносно низькою ($\sim 7,3\text{ }^{\circ}\text{C}$), в наступні дві декади

(1960 -1979 рр.) вона знаходилася в межах $\sim 7,5 - 7,6$ °С. У 80-х роках минулого століття спостерігалось зниження температури ХПШ (7,1 – 7,2 °С), яке обумовлено холодними зимами 1985 і 1987 рр. Найбільш низька середня температура в ядрі холодного проміжного шару спостерігалася у 90-і роки ХХ століття (близько 7 °С). Причина такого зниження пояснюється відносно холодними зимами 1992-1994 і 1996 рр. З 2000 року теплі зими сприяли підвищенню температури води в шарі 45 – 100 м до величин більше 8,0 °С.

Багаторічна мінливість температури води в Одеському районі за даними ГМС «Одеса-порт» в період 1962 – 2002 рр. розглянута в роботі [12]. Кліматична норма середньої річної температури води в поверхневому шарі складала 11,0 °С, при зимовій нормі 1,9 °С і літній 19,8 °С. За період 1990 – 2005 років середня річна температура поверхневого шару води становила 11,5 °С, температура зимового сезону 2,7 °С, літнього 20,2 °С.

Найбільш холодними були 1993, 1997 і 2003 роки, із середньорічною температурою води відповідно 9,4; 10,0 і 10,4 °С. Високі значення температури води (12,0; 12,8; 12,7; і 12,9 °С) припадають відповідно на 1994, 1999, 2001 і 2002 роки.

Середній багаторічний розмах внутрішньорічних коливань температури води склав 20,4 °С, при відзначеному максимумі 22,7 °С у 1999 році і мінімумі 16,1 °С у 1990 році. За період 1990 – 2005 рр. у міжрічному ході спостерігається значущий тренд зростання температури води. У цілому за цей період середня річна температура води підвищилася на 1,2 °С, від 10,8 °С на початку періоду до 12,0 °С наприкінці.

У багаторічному ході температури води зимового гідрологічного сезону виділяється одна явно виражена хвиля з періодом 7 років. Мінімуми температури води (0,1 °С і 0,5 °С) відзначалися в 1996 і 2003 роках відповідно. Найбільш теплими в ряді міжрічної мінливості температури води зимового гідрологічного сезону були 1990 і 2001 роки (4,1 °С і 4,2 °С) відповідно. Розмах коливань середньої місячної температури води в зимовий сезон у середньому склав 2,3 °С, при максимумі 5,2 °С (2002 рік) і мінімумі 0,2 °С (1993 рік). Статистично значущого тренда в ході зимової температури води за розглянутий період не спостерігалось.

Найбільш виражений і статистично значущий тренд підвищення температури води спостерігався в літній гідрологічний сезон. Середня літня температура води за цей період підвищилася на 2,7 °С (від 18,8 до 21,5 °С).

У міжрічному ході літньої температури води виявляються цикли з періодом 3 і 5 років. Максимуми припадають на 1992, 1994, 1999 і 2001 роки з температурою води відповідно 20,5; 21,9; 22,0; і 23,5 °С. Найбільш холодними в ряді міжрічної мінливості температури води літнього гідрологічного сезону були 1993, 1998 і 2003 роки (16,7; 18,6; і 18,4 °С відповідно). Розмах коливань середньої місячної температури води влітку в середньому складав 3,6 °С, при максимумі 6,2 °С (1991 рік) і мінімумі 0,8 °С (1994 рік).

У перехідні сезони (навесні і восени) також відзначена тенденція підвищення температури води, однак статистично значущий тренд відповідає тільки осінньому періоду.

У середньому розмах змін середньої місячної температури води весняного гідрологічного сезону складає $8,9\text{ }^{\circ}\text{C}$, а осіннього $10,0\text{ }^{\circ}\text{C}$. Інтенсивне прогрівання поверхневих вод навесні спостерігалось в 1999 році ($11,9\text{ }^{\circ}\text{C}$), а інтенсивне вихолоджування – восени 2001 року ($13,6\text{ }^{\circ}\text{C}$). Найбільш стабільні умови весняного гідрологічного періоду в режимі температури води відзначені в 2000 році (розмах $5,5\text{ }^{\circ}\text{C}$), а осіннього – у 1996 році (розмах $6,6\text{ }^{\circ}\text{C}$). У багаторічному ході температури води весняного сезону виявляються коливання з періодом 4 роки. В осінньому сезоні виділяються два дворічних і один п'ятирічний цикли.

Слід зазначити, що підвищення температури води весняно-осіннього сезонів обумовлено як умовами радіаційного режиму, так і іншими факторами. Поряд з радіаційним режимом, значно впливає на температуру поверхні моря режим вітру, а також прісний стік річок. При підвищеному стоці річок за рахунок великих вертикальних градієнтів солоності підвищується стійкість поверхневого шару води, в результаті чого вертикальний обмін ослаблений, і тепло накопичення відбувається у більш тонкому шарі. Це спричиняє зростання температури поверхневого шару води. В умовах зниженого стоку річок стійкість поверхневого шару вод зменшується, і тепло в результаті турбулентного обміну поширюється в більш глибокі шари. При цьому температура поверхні води за рівних умов радіаційного і вітрового режимів знижується. Це підтверджується наявністю від'ємної кореляції між середніми річними значеннями температури і солоності води. В період 1990 – 2005 років коефіцієнт кореляції температури і солоності води склав $-0,67$, при 95 % довірчому рівні значущості $0,5$. За більш тривалий період 1950 – 2005 роки коефіцієнт кореляції склав $-0,34$, при 95 % довірчому рівні значущості $0,25$ [56].

Таким чином, можна констатувати, що у період 1990 – 2005 років спостерігалася тенденція до підвищення температури поверхневого шару води (статистично значуща в літньо-осінній період). У цілому ж за весь період наявних даних спостережень на ГМС «Одеса-порт» (1950 – 2005 рр.) температура поверхні води підвищилася на $0,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ [63].

5. АНАЛІЗ ДІАГНОСТИЧНИХ І ПРОГНОСТИЧНИХ МЕТОДІВ ОЦІНЮВАННЯ ЕКОЛОГІЧНОГО СТАНУ АКВАТОРІЙ

Постановка проблеми. Чорне море є об'єктом міжнародного природокористування. Ефективне управління його станом потребує гармонізації екологічного законодавства. Необхідно узгодити екологічні критерії оцінки якості морського середовища, задекларовані Концепції охорони та відтворення навколишнього природного середовища Азовського і Чорного морів (затв. пост. КМ України від 10.07.1998 р. № 1057), спрямованої на реалізацію положень "Стратегічного плану дій для захисту та відновлення Чорного моря" (Стамбул, 1996). Оцінка екологічного стану океанів і морів завжди була пов'язана з більш високими витратами, у порівнянні з вартістю аналогічних моніторингових робіт на суші. В даний час у зв'язку з динамікою розвитку супутникових технологій за рахунок підвищення просторового дозволу скануючих систем, збільшення частоти зйомок контрольованої зони акваторій, з'явилися реальні можливості застосування даних дистанційного зондування Землі в природоохоронних цілях. У комплексі з підсупутниковими системами, у тому числі з використанням безпілотних роботизованих комплексів, що дозволяють істотно підвищити роздільну здатність сканування акваторій з повітря і виконувати гідрохімічні вимірювання та відбір проб, працюючи в надводному і підводному режимах, сучасні системи моніторингу здатні виконувати дослідження акваторій на новому технологічному діагностичному рівні. В цій ситуації на перший план виходять проблеми методичного забезпечення морських екологічних досліджень.

В даному розділі звіту проведена оцінка якості та достовірності, застосовуваних в Україні методів оцінювання екологічного стану акваторій. Досягнення поставленої мети можливе шляхом вирішення наступних задач: порівняння використовуваних в Україні методів екологічного контролю навколишнього середовища з зарубіжними аналогами; оцінки перспектив адаптації в Азово-Чорноморському регіоні альтернативних методів оцінки екологічного стану морського середовища; вивчення можливостей застосування багатокомпонентних методів аналізу проб, що відбираються, вивчення перспектив застосування моделювання морських екологічних процесів для визначення асиміляційної ємності контрольованих районів акваторій, гранично допустимих скидів і викидів.

Відомо, що у даний час синтезовано понад 7 млн. хімічних речовин, з яких 70 тис. мають масове поширення. Щорічно додається до тисячі нових хімічних речовин. За даними ВОЗ, у даний час вода може містити 13 тисяч токсичних речовин.

Вміст забруднюючих речовин в Україні регламентується "Узагальненим переліком гранично допустимих концентрацій (ГДК) і орієнтовно безпечних рівнів впливу шкідливих речовин у воді водних об'єктів, що використовуються для рибогосподарських цілей". Цей перелік

включає гранично - допустимі концентрації (ГДК) 912 речовин і містить орієнтовано безпечні рівні впливу 40 отрутохімікатів.

Найбільш важливо відзначити, що хіміко - аналітичні комплекси, що застосовуються на практиці, як правило, можуть виявити ГДК не більше 10% загального числа нормованих речовин. Необхідно враховувати, що вартість аналізів деяких токсичних сполук може складати тисячі доларів. З багатьох токсичних речовин, в результаті тривалості виконання аналізу, оперативність прийняття управлінських рішень може перевищувати розумні терміни. У зв'язку з цими причинами, на відміну від України, де досі діють норми ГДК 1990 р, у РФ пішли шляхом скорочення числа нормованих токсичних речовин. Згідно з «Нормативами якості води водних об'єктів рибогосподарського значення, в тому числі нормативами гранично допустимих концентрацій шкідливих речовин у воді водних об'єктів рибогосподарського значення», нормується 63 речовини, що істотно знижує якість оцінки екологічної ситуації. У Білорусії нормується 25 забруднюючих речовин. Ситуація, що склалася по скороченню контролю більшості токсичних речовин, відбулась з цілком об'єктивних причин, однак не може вважатися прийнятною. У цій ситуації виникає доцільність пошуку альтернативи контролю якості екологічної обстановки, яка в даний час виконується на основі ГДК. Спочатку ГДК встановлювалися з розрахунку, що існує деяке граничне значення шкідливого фактора, нижче якого перебування в даній зоні (або, наприклад, використання продукту) абсолютно безпечно. У зв'язку з цим, значення ГДК встановлювалися на підставі експериментальних даних про токсичність речовин. Теоретичне обґрунтування експериментальної бази ГДК досі не є досконалим. Тому оцінки ГДК в різних країнах відрізняються між собою, періодично переглядаються, а значить, не є об'єктивними. Наприклад, значення ГДК токсичних речовин в атмосферному повітрі санітарно-курортної зони приймається на 25 % менше нормованого значення. Додатково слід враховувати, що шкідливими можуть бути не тільки високі, але й низькі концентрації речовин. Важливо розуміти, що навіть якщо повний перелік шкідливих речовин визначено, однозначно гарантувати високу якість води неможливо. Це пов'язано з невизначеністю групового впливу токсичних речовин.

Недосконалість концепції ГДК найбільш невизначенно проявилось на прикладі гідросфери. Вимоги до якості води, які, наприклад, використовуються для рибогосподарської діяльності, входять у суперечність з потребами до питної води. Або для води, яка використовується для технічних потреб, вимоги ГДК входять у суперечність з потребами для рекреації. Порівняно з водою для потреб рекреації, вода для рибогосподарського використання повинна бути насиченою біогенними речовинами, які сприяють розвитку фітопланктону, як первинної ланки трофічного ланцюга. На відміну від вимог ГДК для потреб рекреації, які визначають показник солоності як лікувальний

фактор, питна вода з незначними концентраціями солоності вже втрачає свій ресурс. Також і технічна вода, в якій використовується властивість розчиняти забруднення, при наявності солоності вода стає гіршим розчинником, тобто втрачає свій ресурс. Виходячи з викладеного, гідросфера Землі, володіючи різними, часто конкуруючими між собою ресурсами, вимагає досить складної і суперечливої системи норм ГДК. Недосконалість концепції ГДК підтверджується необхідністю введення доповнень у вигляді ГДК-сд – середня добова, ГДК-мр – максимальна-разова.

Слід зазначити, що шкідливими для людини є геофізичні поля, які за формальною ознакою не можуть бути визначені як ГДК. Це стосується необхідності окремого нормування випромінювання, акустичних хвиль, і т. д.

Окремо виділяються так звані комплексні оцінки екологічного стану навколишнього середовища, такі як індекс забрудненості води, комбінаторний індекс забруднення, показник хімічного забруднення води (ПХЗ-10) та ін. [64,65]. В даному випадку слід зазначити, що впровадження в практику аналізу, як узагальнених, так і комплексних показників забруднення навколишнього середовища, по суті необґрунтовано зменшує кількість нормативно затверджених токсичних компонентів, що суперечить чинному законодавству і не може бути використане екологічною інспекцією.

Альтернативою концепції ГДК є «імовірнісний» підхід до визначення екологічних ризиків. У концепції «оцінки ризику» враховано можливість спільної дії шкідливих факторів. Важливо відзначити, що вагові коефіцієнти токсичних речовин можуть змінюватися, залежно від симпатності та адитивності. На жаль, такий підхід виключає використання фіксованих ГДК, замінюючи їх розмитими оцінками ризику, які можуть мати лише рекомендаційний характер і не мають юридичної сили у разі виникнення спірних ситуацій.

Принципово відрізняється концептуальний підхід до оцінки екологічної ситуації, що міститься в методичному вирішенні, заснованому на біоіндикації. Біоіндикація ґрунтується на вивченні структури гідробіоценозів і їх окремих компонентів. У найбільш загальному вигляді, слід визначити головний критерій біологічних методів - «біорізноманіття», а також співвідношення «біорізноманіття» і «біомаси». Відомо, що в системі біоіндикативного моніторингу визначаються такі показники, як: таксономічний склад, включаючи види-індикатори, чисельність і біомасу спільнот, домінуючі групи і масові види гідробіонтів. В якості оціночного критерію функціональної якості води використовуються виживання, швидкість розмноження, життєва активність.

В екологічних дослідженнях, однією з фундаментальних проблем є виділення природного екологічного фону. Для природних компонентів середовища, найбільш прийнятним є метод кларкових концентрацій.

Визначення фонових концентрацій синтетичних речовин є найбільш складною проблемою.

Пропонується використовувати багатокомпонентні методи аналізу для оцінки природного фону природних і синтетичних речовин. На нашу думку [66,67], одночасне визначення в відібраній пробі всіх компонентів - є однією з найбільш актуальних завдань. Проблему багатокомпонентного аналізу намагаються розв'язати кількома методами. Найбільш загальним підходом є дослідження спектрів випускання і поглинання атомів або молекул. Спектральний аналіз включає елементний, ізотопний і молекулярний методи аналізів. Виділяють і лазерні методи багатокомпонентного аналізу складних сумішей, у тому числі абсорбційний і оптико-акустичний методи.

Для багатокомпонентного аналізу газів та рідин використовується хроматографія – процес, заснований на багаторазовому повторенні актів сорбції і десорбції речовини при переміщенні його в потоці рухомої фази вздовж нерухомого сорбенту. Поділ сумішей хроматографічним засобом засновано на різній сорбованості компонентів, на розходженні міграційної здатності компонентів [65].

Для оцінки фонових концентрацій органічних речовин використовують багатокомпонентний мас-спектрометричний аналіз, різновидом якого є хромато-мас-спектрометрія. Газова хроматографія в поєднанні з мас-спектрометричним детектором успішно використовується для багатокомпонентного аналізу органічних речовин. Застосування мас-спектрометрії забезпечує впевнену ідентифікацію, як щодо простих, так і складних молекул.

Пропонується [66,67] розширити можливості застосування перерахованих багатокомпонентних методів аналізу для оцінки фонових концентрацій. В даний час використання зазначених методів лімітується реальними можливостями калібрування по конкретних компонентах. Багато компонентів з різних причин не можуть бути надійно відкалібровані. Це вважається одним з недоліків багатокомпонентних методів аналізу, коли частина піків на спектрограмі, хроматограмі, мас-спектрограмі не може бути ідентифікована. Для оцінки фонових концентрацій пропонується [66,67] використовувати як надійно ідентифіковані, так і не ідентифіковані піки спектрограм і хроматограм. Пропонується по всіх піках, частотах для спектрограм визначати фоновий довірчий інтервал. Це і буде багатокомпонентна хроматограма - спектрограма фонових концентрацій. Базовим положенням запропонованого технічного рішення є те, що всі хімічні елементи і молекули мають власні індивідуальні спектри випромінювання і поглинання, тобто надійно ідентифікуються спектральними методами, однак каліброваними є лише незначна кількість компонентів. Нами пропонується використовувати для аналізу фонових концентрацій весь спектр частот, як тих що ідентифікуються, так і не ідентифікованих. Перевищення по кожній з аналізованих частот спектрограми

встановленого рівня спектральної активності, розглядається як перевищення фону, що передбачає необхідність подальшого аналізу проб, відповідно з існуючими ГДК токсичних речовин.

У свою чергу, вдосконалення існуючої системи діагнозу екологічної обстановки передбачає подальший розвиток методів математичного моделювання, що є базовим для визначення асиміляційної ємності басейну і встановлення гранично допустимих скидів і викидів. Існуючі нормативно закріплені методики розрахунку асиміляційної ємності басейну та гранично допустимі скиди і викиди базуються на детермінованих і стохастичних методах математичного моделювання. Відомо, що детермінований метод дослідження постулює існуючий вплив факторів, зв'язок яких з результативним показником носить явно виражений функціональний характер. Стохастичний підхід враховує імовірнісний характер досліджуваних явищ, при цьому їх сутність не розкривається, а відображає спостережувані результати шляхом обробки великих масивів даних.

Нормативно закріплена методика розрахунку асиміляційної ємності морської системи передбачає: побудову узагальненої моделі шляхом розрахунку балансів маси і часу "життя" забруднюючих речовин в екосистемі, аналізу біотичного балансу та оцінки "критичних" концентрацій впливу забруднюючих речовин на функціонування біотичної складової; оцінку важливих біологічних процесів (біоседиментація та біодеградація), які формують потік забруднюючих речовин у водній товщі і їх видалення за межі екосистеми; вивчення біогенної седиментації в продуктивних районах океану для експрес-оцінки виносу і депонування забруднюючих речовин. Узагальнена модель вивчення асиміляційної ємності морської екосистеми розглядає три критичні області, або підсистеми: поверхня розділу вода-повітря, вода-суша, вода-дно, а також водна товща[64].

Розрахунки гранично допустимих скидів і викидів, для акваторій повинні враховувати ефект розбавлення забрудненої морської води, що вимагає невизначених фонових концентрацій. Ефект розбавлення залежить від співвідношення щільності морської та забрудненої води. Також треба враховувати весь комплекс морських течій, які, як правило, не досліджуються. Розрахунки кратності основного розбавлення засновані на рішенні рівняння турбулентної дифузії. Але слід пам'ятати, що коефіцієнти турбулентної дифузії не є надійно визначеними. Крім розведення слід враховувати і ефект самоочищення. Важливо відзначити, що сучасний рівень програмних продуктів поки не в змозі вирішувати такі завдання на рівні, відповідному для отримання певного сертифікату.

Нами пропонується для оцінки асиміляційної ємності і визначення гранично допустимих викидів і скидів додатково використовувати інформаційне моделювання. Інформаційне моделювання є різновидом математичного моделювання і включає створення інформаційно-пошукових систем, ГІС, систем збору, зберігання і обробки інформації.

Нами пропонується, для досліджуваної водойми створити лінійку сценаріїв динаміки розвитку екологічної обстановки, заснованої на результатах аналізу інформації з існуючої бази даних по об'єкту. В даному випадку в зв'язку з найбільш підходящим для поточної обстановки сценарієм розвитку екологічної обстановки визначаються показники асиміляційної ємності. Зазначені показники отримують динамічну характеристику, що залежить від зміни сценарію розвитку екологічної ситуації.

ВИСНОВКИ

1. Дослідження показало, що на всіх станціях північно-західній частини рівень моря продовжує зростати. На станціях Іллічівськ, Южний та Цареградське гирло за досліджуваний період (1986-2013рр.) підвищення рівня моря склало 23-29 см. На станції Одеса за період 1947-1979рр. підвищення рівня склало 11 см, а за період 1980-2012рр. рівень моря відчував хвильові коливання зі слабким від'ємним трендом. За весь досліджуваний період (1947-2012рр) рівень моря в Одесі підвищився на 14см, що узгоджується з аналогічними оцінками для всього Чорного моря. Відмінність між річних коливань рівня на станції Одеса від інших станцій пояснюється вертикальними рухами суші.

2. Розмах сезонних коливань рівня моря на станціях Южний, Іллічівськ та Одеса складає 14-15 см, а на станції Цареградське гирло – 19 см. Максимум досягається в травні, а мінімум – в вересні та в жовтні. На станції Одеса за період 1980-2012рр. розмах сезонних коливань знизився на 25% - з 21см до 15 см в порівнянні з періодом 1947-1979 рр. Зменшення розмаху сезонних коливань відбулось за рахунок більш суттєвого підвищення мінімального в сезонному ході рівня моря.

3. На підвищення рівня моря впливають згінно-нагінні коливання. Кореляційний аналіз показав, що зв'язки між середніми місячними значеннями рівня та екстремальними строковими значеннями є достатньо тісними. При цьому середній рівень моря тісніше пов'язан з максимальними значеннями, ніж з мінімальними, що свідчить про переважний вплив нагінних коливань в формування середнього рівня моря.

4. Аналіз згінно-нагінних коливань рівня моря різної інтенсивності показав, що незначні коливання (які не перевищують 30 см від середнього рівня) мають на всіх станціях повторювальність від 50% до 80% . При цьому повторювальність нагонів є більшою, ніж повторювальність згонів. Повторювальність значних (більш за 30 см), та дуже значних (більш за 50 см) згонів – навпаки є вищою за повторювальність нагонів такої інтенсивності.

5. Аналіз кліматичних змін характеру згінно-нагінних коливань рівня на станції Одеса показав, що повторювальність нагонів різної інтенсивності практично не змінилась, а в повторювальності згонів відбулись суттєві зміни. За період 1980-2012рр. в порівнянні з періодом 1947-1979 рр. повторювальність незначних згонів збільшилась, а значних і дуже значних згонів - навпаки знизилась – приблизно на 5%-6%. На інших станціях за період 1975-2013рр. також спостерігається зниження інтенсивності згінно-нагінних коливань рівня моря, що узгоджується зі зниженням середньої швидкості вітру за останній кліматичний період.

6. Дослідження мінливості температури води показало, що внутрішньорічні зміни температури води на станціях Цареградське гирло та Южний мають добре виражений сезонний хід – мінімальні значення спостерігаються в січні, а максимальні – в липні-серпні. Розмах сезонних коливань не є однаковим, та складає на станції Цареградське гирло $23,6^{\circ}\text{C}$, а на станції Южний – $19,5^{\circ}\text{C}$., що обумовлено різними гідрологічними умовами – глибинами в прилеглих районах та різним ступеням впливу річкового стоку. В багаторічних змінах температури води спостерігаються позитивні тренди. На станції Цареградське гирло статистично значущими є тренди в серпні та за середніми річними даними, а на станції Южний – в липні, листопаді, грудні та за середніми річними даними. Зростання температури води на станції Цареградське гирло за середніми річними даними склало $2,08^{\circ}\text{C}$, а на станції Южний $-2,24^{\circ}\text{C}$. Порівняльний аналіз багаторічних змін температури води та повітря на станції Цареградське гирло показав, що зростання температури води відбулось за рахунок підвищення температури повітря. Аналіз показав, що розмах короткочасної мінливості температури води на обох станціях в зимові місяці є приблизно однаковим та становить $3^{\circ}\text{C} - 6^{\circ}\text{C}$. В літні місяці розмах короткочасної мінливості на станції Цареградське гирло становить $8^{\circ}\text{C} - 10^{\circ}\text{C}$, а на станції Южний - $11^{\circ}\text{C} - 17^{\circ}\text{C}$. Така відмінність в короткочасної мінливості обумовлена не тільки різними гідрологічними умовами, але ж її різною повторюваністю згонів та нагонів на цих станціях.

7. Дослідження солоності води показало, що розмах сезонних коливань солоності води на станції Цареградське гирло складає $1,03\%$, а на станції Южний – $3,01\%$. Мінімальні в сезонному ході значення солоності води на обох станціях припадають на травень-квітень, що обумовлено впливом річкового стоку. Максимальні в сезонному ході значення солоності на станції Цареградське гирло спостерігаються в листопаді-грудні, а на станції Южний є два максимуми – перший в серпні – вересні, який обумовлено значним випаруванням, а вторинний – в січні-лютому, та викликано впливом більш солоних вод відкритого моря в результаті нагонів. За досліджуваний період середня річна солоність води на станції Цареградське гирло склала $1,56\%$, а на станції Южний – $13,84\%$. В багаторічних коливаннях солоності води на станції Цареградське гирло у всі місяці року спостерігаються негативні тренди, але ж статистично значущим є тренд в квітні, а зниження солоності води за весь період склало $0,95\%$. В багаторічних коливаннях солоності води на станції Южний статистично значущих трендів не виявлено. Розмах короткочасної мінливості солоності води на станції Цареградське гирло становить $2,5\% - 4,6\%$, а на станції Южний - $5,2\% - 10,0\%$. Більш значна (майже в два рази) короткочасна мінливість солоності води на станції Южний обумовлена більшою інтенсивністю згонів та нагонів.

8. Результати досліджень гідрогенних факторів на гирловому узбережжі Дунаю показали збільшення статичної стійкості морських вод в сучасний період. Основний внесок в посилення вертикальної стратифікації

стався за рахунок соленосної складової. Єдиною причиною зменшення солоності могло бути зміна циркуляції вод ПЗЧМ, що викликало підвищену концентрацію річкових вод в її західному і центральному районах. Фізична суть явища пов'язана з посиленням активності атмосферних процесів і сезонною мінливістю (підняттям) куполоподібної структури західного циклонічного кругообігу.

9. Моделювання просторового розподілу концентрації зважених наносів на ділянці прибережної зони моря в районі пляжа Лузанівка, де планується будівництво гідротехнічних споруд морської частини з'єднувального трубопроводу або каналу, показало, що при сталому південному вітрі швидкістю $0,15 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ обвалення вітрових хвиль та зкаламучування донного матеріалу відбувається на мілководному узбережжі, починаючи з глибин 3,0-3,5 м на відстані 300-335 м від берега. Тому морський оголовок гідротехнічної споруди (труби) рекомендується виводити за межі цієї мілководної зони. Відповідно у просторовому розподілі орбітальної швидкості хвильового руху при штормовому вітрі простежується зона інтенсифікації в районі ізобати 3-3,5 м. Збільшення придонної орбітальної швидкості хвильового руху в даному районі до $0,5 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ призведе до більш інтенсивного скаламучення донних відкладень на цих ділянках і підвищенню концентрації зависі у водній товщі. Максимальні концентрації спостерігаються в досить тонкому придонному шарі 0,5-1,0 м завтовшки. В решті водного стовпчика, поза межами придонного пограничного шару, концентрації зависі майже на порядок нижчі. У разі неможливості оголовку труби на вказану відстань, одним із варіантів є його розміщення виводу (оголовку труби) на відстані 80-110 м від берега за умови, що нижня його частина повинна бути піднята над дном на відстань не менш ніж 1,0 м. Такий варіант потребує додаткового дослідження шляхом виконання розрахунків при сталих вітрах меншої швидкості, що мають більшу повторюваність.

10. В результаті адаптації комплексу моделей вітрового хвилювання і вітро-хвильової циркуляції вод до умов морської прибережної акваторії в районі Тилігульського лиману визначені особливості хвильової динаміки і вітро-хвильових течій за різних напрямків і швидкостей вітру. Виконано чисельне моделювання вітрового хвилювання та вітро-хвильових течій на прибережній акваторії, в межах якої знаходиться штучний канал, що з'єднує Тилігульський лиман з морем. Використано комплекс чисельних моделей, що об'єднує спектральну хвильову модель та чисельну гідродинамічну модель прибережних вітро-хвильових течій. Проаналізовано особливості трансформації параметрів вітрового хвилювання на прибережній акваторії моря в районі Тилігульського лиману в умовах, коли на їх поширення впливає мілководне дно. Виконано моделювання вітрового хвилювання при різних швидкостях вітру ($5, 8, 11, 14 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$) південного і південно-східного напрямків з використанням спектральної моделі. Поля хвилювання в прибережній зоні характеризуються значною просторовою неоднорідністю, зумовленою

впливом рельєфу дна, ефектами рефракції. У просторовому розподілі орбітальної швидкості хвильового руху простежується зона інтенсифікації, орієнтована уздовж берегової смуги. При південному і південно-східному вітрах максимальні значення орбітальної швидкості хвильових рухів біля дна складають $0.65-0.7 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ в районі ізобат 2 та 3 м. Основний потік води в прибережній частині акваторії Чорного моря в районі Тилігульського лиману при південному і південно - східному вітрах спрямований з південного сходу і сходу на північний захід і захід. З посиленням вітру максимумами швидкості течій зміщуються у бік моря на відстань 100-300 м від берегової смуги, де сягають при вітрі $8 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$ $0.15-0.20 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, при штормових вітрах - до $0.25-0.30 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$. При поширенні хвиль під кутом до узбережжя відзначається збільшення вздовжберегової складової швидкості течії в порівнянні з ситуацією, яка формується в умовах майже нормального підходу хвиль при південному вітрі. У берегової мілини простежується збільшення швидкості течій завдяки обваленню вітрових хвиль. При посиленні південного вітру до $11-14 \text{ м} \cdot \text{с}^{-1}$, згідно розрахункам, зафіксовано формування струменевої течії. Вузька спрямована струмись прориває водну товщу в напрямку від берега, західніше каналу, що з'єднує Тилігульський лиман з морем. При південному вітрі вздовжбереговий потік в Тилігульському лимані спрямований з південного сходу на північний захід. Максимальні швидкості течій у прибережній смузі Тилігульського лиману відзначаються в східній частині його акваторії. У центральній частині акваторії лиману течія протилежно спрямована, південного напрямку.

11. Дослідження змін середньої зимової солоності вод Північно-західного шельфу показало, що в багаторічних коливаннях проявляються достатньо означені тренди, які вказують на її зниження в кліматичному плані. На режим солоності поверхневого шару вод Північно-західного Шельфу значно впливає прісний стік річок. За даними спостережень за період 1948 – 1982 рр. виявлено зв'язок між стоком р. Дніпро і середньою річною солоністю на ГМС «Одеса-порт» з коефіцієнтом кореляції – 0,75. Аналогічна оцінка кореляції, яка була отримана за даними спостережень у 1950 – 2005 роках, показала, що значення коефіцієнту кореляції не змінилося і склало – 0,75. За період 1990 – 2005 рр. коефіцієнт кореляції склав - 0,86 при 95 % довірчому рівні значущості 0,5. За період 1990 – 2005 рр. у між річному ході середньої солоності води спостерігався значущий тренд зниження солевмісту. В цілому за розглянутий період середня річна солоність води знизилася на 1,36 ‰ – від 15,34‰ у 1990 р. до 13,98 ‰ – у 2005 р. Достовірні тренди середніх сезонних значень солоності спостерігалися в зимовий і літній гідрологічні сезони року. Зміни весняних і осінніх значень солоності води не перевищували 95 % рівня значущості. Однак багаторічна тенденція до зниження солоності відзначалася й у ці сезони. Особливістю багаторічного ходу солоності в літні сезони є кліматичне підвищення її в західній частині Північно-західного шельфу. В період 1990 – 2005 рр. в цілому спостерігалася

тенденція до збільшення стоку Дніпра і зниження солоності в Дніпро-Бузькому (Одеському) районі (переважно в зимові і літні сезони року).

12. Дослідження змін температури води Північно-західного шельфу показало, що в період з 1982 по 2005 рр., в Чорному морі спостерігається відносно швидкий нагрів поверхневого шару (величина потепління дорівнює 0,96 °С). В західній частині ПЗШ у поверхневому шарі середня температура підвищилася в зимовий період на два градуси, а в придонному – більше ніж на 3 °С. В останні роки спостерігається зростання температура ядра вод холодного проміжного шару до 8 °С, а також аномальне різке зростання міжрічних коливань температури вод ядра. За період 1990 – 2005 рр. у міжрічному ході в Одеському районі спостерігається значущий тренд зростання температури води. У цілому за цей період середня річна температура води підвищилася на 1,2 °С, від 10,8 °С на початку періоду до 12,0 °С наприкінці. Найбільш виражений і статистично значущий тренд підвищення температури води в Одеському районі спостерігався в літній гідрологічний сезон. Середня літня температура води за цей період підвищилася на 2,7 °С (від 18,8 до 21,5 °С). У перехідні сезони (навесні і восени) також відзначена тенденція підвищення температури води, однак статистично значущий тренд відповідає тільки осінньому періоду. В цілому в період 1990 – 2005 роки в Одеському районі спостерігалася тенденція до підвищення температури поверхневого шару води (статистично значуща в літньо-осінній період).

13. Екологічний фон морського середовища являє собою інтегральну функцію її стану, що відображає активність протікання фізичних, хімічних і біологічних процесів видалення забруднюючих речовин. Для кількісної оцінки перерахованих процесів потрібно застосовувати розроблений науковий підхід, який може бути використаний на регіональній основі у вигляді лінійки сценаріїв для визначення асиміляційної ємності морських екосистем. Детальна схема екологічного нормування впливу повинна розроблятися для кожної ділянки моря з урахуванням особливостей функціонування його екосистеми, інвентаризації джерел впливу, а також вивчення характеру забруднення. Розроблені на основі аналізу асиміляційної ємності норми скидання забруднюючих речовин будуть відображати, науково обґрунтовані умови, необхідні для збереження екологічного благополуччя конкретного морського басейну.

14. Проведена оцінка якості вод за гідрохімічними показниками показала, що акваторія північно-західної частини Чорного моря характеризується наступними класами якості води: у 70% спостерігається III клас- «помірно забруднені води»; у 20% - V клас «брудні води»; у 8,5% випадків спостерігається II клас – «чисті води»; у 1,4 % - IV клас «забруднені води». Виявлено, що найбільше забруднення спостерігається у Дунайському та Дністровському районах. Найбільший внесок з усіх досліджуваних гідрохімічних показників забруднення північно-західної частини Чорного моря вносять іони нітритів, що становить 60% від усіх показників забруднення.

15. Виявлений взаємозв'язок між синтетично поверхнево-активними речовинами(СПАР) і нафтовими вуглеводнями ($r_{xy}=0,68$), де чітко простежується спочатку збільшення СПАР, потім нафтових вуглеводнів. Показаний високий рівень забруднення нафтовими вуглеводнями акваторії дельти р. Дунай, порту Одеса, гирло р. Південний Буг, де концентрації нафти досягають 0,7-1,1 мг·дм³. Найбільш забрудненими районами нафтовими вуглеводнями є акваторії дельти р. Дунай, порту Одеса, гирло р. Південний Буг, де концентрації досягають 0,7-1,1 мг· дм⁻³, що складає 14 – 22 ГДК. Найбільш забрудненими районами СПАР є акваторії порту Одеса, де концентрації досягають 0,5 мг· дм⁻³, що становить 5 ГДК; Сухого лиману (до 0,45 мг· дм⁻³ – 4,5 ГДК); вхідного каналу і очисних споруд м. Іллічівськ (0,05-0,39 мг· дм⁻³).

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

1. Каталог наблюдений над уровнем Черного и Азовского морей. Государственный комитет по гидрометеорологии / Государственный океанографический институт. Севастопольское отделение. – Севастополь. 1990. – 269с.
2. Горячкин Ю.Н., Иванов В.А. Уровень Черного моря: прошлое, настоящее и будущее / Под ред. акад. НАН Украины В.Н.Еремеева.- Севастополь: МГИ НАН Украины, 2006 – 210с.
3. Горячкин Ю.Н. Изменчивость уровня Черного моря – Автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора географических наук. – Севастополь: МГИ НАН Украины. - 2012, -38с.
4. Андрианова О.Р., Буров А.М., Скипа М.И. Особенности декадной изменчивости среднемесячных и экстремальных высот уровня в западной части Черного моря. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. – Севастополь: 2010, вып.23, с.40-46.
5. Ильин Ю.П., Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н., Горячкин Ю.Н., Дьяков Н.Н., Кубряков А.А., Станичный С.В. Гидрометеорологические условия морей Украины.- т.2. Черное море. – Севастополь: 2012, - 420с.
6. Гидрометеорология и гидрохимия морей СССР. Т.1У. Черное море. Вып. 1. Гидрометеорологические условия. – Л.: Гидрометеиздат, 1991.- 430 с.
7. Гаврилюк Р.В., Корнилов С.В. Изменчивость уровня в северо-западной части Черного моря. – Вестник Гидрометцентра Черного и Азовского морей . №2 (17), 2014, с. 142-164.
8. Гаврилюк Р.В., Корнилов С.В. Сгонно-нагонные колебания уровня в акваториях портов северо-западной части Черного моря и их изменчивость в современный климатический период. – Судовождение. Сборник научных трудов. Одесская национальная морская академия. Вып. 25, 2015, с.48-57.
9. Большаков В. С. Трансформация речных вод в Черное море / В.С. Большаков. – К. :Наукова думка, 1970. – 328с.
10. Берлинский Н. А. Механизм формирования придонной гипоксии в шельфовых экосистемах / Н. А. Берлинский // Водные ресурсы. – Москва, 1989. – №4. – С. 112–121.
11. Зайцев Ю. П. Северо-западная часть Черного моря, как объект современных гидробиологических исследований / Ю. П. Зайцев // Биология моря. – 1977. – Вып. 43. – С. 3–6.
12. Толмазин Д. М. Анализ гидрологических и гидрохимических факторов формирования гипоксии в междуречье Дунай – Днестр / Д.М. Толмазин, А. С. Острогин, А. П. Кудрянь, А. И. Балашов, З. Т. Буланая // Биология моря. – 1977. – Вып. 43. – С. 7–11.

13. Толмазин Д. М. Гидролого-гидрохимическая структура вод в районах гипоксии и заморозов в северо-западной части Черного моря // Биология моря. – 1977. – Вып. 43. – С. 12–17.
14. Гаркавая Г. П. Биогенное вещество и кислород в придунайских водах Черного моря / Г. П. Гаркавая, З. Т. Буланая, Ю. И. Богатова // XX международная конференция по изучению Дуная: материалы. – Киев:Наукова думка, 1982. – С. 81–84.
15. Гаркавая Г.П. Современные источники эвтрофирования северо-западной части Черного моря. / Г.П. Гаркавая, Ю.И. Богатова // Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету ім. В. Гнатюка. Серія: Біологія. – Спеціальний випуск: Гідроекологія. – 2001. – № 3(14) – С. 188–189.
16. Берлинский Н. А. Придонная гипоксия на северных шельфах Черного и Каспийского морей как фактор эвтрофирования / Н.А. Берлинский, А. Н. Косарев, А. В. Кураев, Ю. И. Богатова // «4-я конф. Динамика и термика водохранилищ и прибрежной зоны морей»: тез. докл. – Москва, 2004. – С. 196–199.
17. Окснюк О. П. Характеристики качества водной среды украинской части Дуная (основные параметры) / О. П. Окснюк, Л. А. Журавлева, А. В. Ляшенко и др. // Гидробиологический журнал. – 1992. – Т. 28, №6. – С. 3–11.
18. Alexandrov B. The Danube role in the Black Sea contamination. Problems of regional seas 2001 / B. Alexandrov, N. Berlinsky, J. Bogatova at all // The International Symposium on the Problems of Regional Seas, 12 – 14 May 2001, Istanbul, Turkey: proceeding. – Istanbul, 2001. – P. 64–75.
19. Харченко Т. А. Екологічні проблеми пониззя Дунаю, біорізноманіття та біоресурсив озерно-болотного ландшафту дельти /Т. А. Харченко, В. М. Тимченко, О.І. Івановтаін. – К.: Вид-во Інтерекоцентру, 1998. – 92 с.
20. Харченко Т. А. Биоразнообразие водных ценозов и качество воды низовьев Дуная в пределах Украины /Т. А. Харченко, А. В. Ляшенко, И.Х. Башмакова // Гидробиол. журн. – 1998. – Т. 34, № 6. – С. 45–65.
21. Харченко Т. А. Ретроспективный анализ качества воды низовьев Дуная /Т. А. Харченко, А. В. Ляшенко, И. Х. Башмакова // Гидробиол. журн. – 1999. – Т. 35, № 6. – С. 3–16.
22. Тимченко В. М. Взвешенное вещество Дуная и придунайских водоемов / В. М. Тимченко // Гидробиологические исследования придунайских водоемов: Сб. науч. трудов. – К. : Наукова думка, 1987. – С. 3–14.
23. Гаркавая Г. П. Многолетняя динамика биогенных веществ Килийского гирла Дуная / Г. П. Гаркавая, Ю. И. Богатова, З. Т. Буланая // Другий з'їзд гідроекологічного товариства України, 27–31 жовтня 1997: тези доповідей. – Киев, 1997. – Т. I. – С. 23–24.
24. Труды IV Всесоюзного гидрологического съезда. Гидрология озер, водохранилищ и устьев рек. Л. : Гидрометеиздат, 1975. – 5. – 422 с.
25. Труды V Всесоюзного гидрологического съезда. Устья рек. Л. : Гидрометеиздат, 1990. – 9. – 235 с.

26. Рясинцева Н. И. Особенности распределения загрязняющих веществ и продукции органического вещества фитопланктона в приустьевой зоне реки Дунай / Н. И. Рясинцева, С. А. Саркисова, П. Т. Савин и др. // Экосистема взморья украинской части дельты Дуная / [отв. ред. Л. В. Воробьева]. – Одесса: Астропринт, 1998. – С. 63–111.
27. Garkavaya G. P. Dynamics of nutrient substances in the Kiliya delta of the Danube in conditions of reduced and regulated runoff / G. P. Garkavaya, J. I. Bogatova, Z. T. Bulanaya // 32. Konferenz der L.A.D. Limnologische Berichte Donau: proceeding. – Wien, 1997. – P. 37–42.
28. Романенко В. Д. Лимнологические проблемы Дуная и их международное решение / В. Д. Романенко, И. Даубнер // Гидробиологический журнал. – 1989. – Т. 25, № 2. – С. 3–8.
29. Біорізноманітність Дунайського біосферного заповідника, збереження та управління. – Київ: Наукова думка, 1999. – 704 с.
30. Берлинский Н. А. К проблеме формирования придонной гипоксии в северо-западной части Черного моря / Н. А. Берлинский, Ю. М. Дыханов // Экология моря. – 1991. – Вып. 38. – С. 11–15.
31. Берлинский Н. А., Тужилкин В. С., Косарева А. Н., Налбандов Ю. Р. Изменчивость гидрофизических полей и придонной гипоксии / // Северо-западная часть Черного моря: биология и экология / [отв. ред. Ю. П. Зайцев, Б. Г. Александров, Г. Г. Миничева]. – К.: Наукова думка, 2006. – Раздел I, гл. 2 (2.1.1). – С. 32–52.
32. Тужилкин В. С., Берлинский Н. А., Косарев А. Н., Налбандов Ю. П. Многолетняя изменчивость летних термохалинной и кислородной структур вод в северо-западной части Черного моря / В. С. // Экология моря. – 2004. – Вып. 65. – С. 75–86.
33. Толмазин Д. М. Анализ гидрологических и гидрохимических факторов формирования гипоксии в междуречье Дунай – Днестр / Д. М. Толмазин, А. С. Острогин, А. П. Кудрянь, А. И. Балашов, З. Т. Буланая // Биология моря. – 1977. – Вып. 43. – С. 7–11.
34. Белевич Р. Р. Особенности межгодовой изменчивости гидролого-гидрохимических характеристик вод на северо-западном шельфе Черного моря в последние десятилетия (60-90-е годы) / Р. Р. Белевич, И. Г. Орлова // Морской гидрофизический журнал. – 1996. – № 2. – С. 62–73.
35. Мещерская А. В. Колебания уровня Каспийского моря в связи с особенностями общей циркуляции атмосферы в XX веке / А. В. Мещерская, М. П. Голод, И. Г. Белянкина // Изменения климата и их последствия. – СПб.: Гидрометеиздат, 2000. – С. 180–194.
36. Нестеров Е. С. Низкочастотная изменчивость циркуляции атмосферы и уровень Каспийского моря во второй половине XX века / Е. С. Нестеров // Метеорология, климатология и гидрология. – Одесса, 2001. – № 11. – С. 27–36.
37. Михайлова Э. Н. Моделирование распространения и трансформации речных вод на северо-западном шельфе и в глубоководной части Черного

- моря / Э. Н. Михайлова, Н. Б. Шапиро // Морской гидрофизический журнал. – 1996. – № 3. – С. 30–40.
38. Тимченко В. М. Взвешенное вещество Дуная и придунайских водоемов / В. М. Тимченко // Гидробиологические исследования придунайских водоемов: Сб. науч. трудов. – К. : Наукова думка, 1987. – С. 3–14.
39. Михайлов В.Н. Основные закономерности гидрологического режима дельты Дуная и его антропогенных изменений / В. Н. Михайлов, Н. Ф. Вагин, В. Н. Морозов // Водные ресурсы. – Москва, 1981. – № 6. – С. 22–44.
40. Книпович Н. М. Гидрологические исследования в Черном море / Н. М. Книпович // Труды Азово-Черноморской Экспедиции. – Москва: ЦНИИРХ, 1932. – Т. 10. – 274 с.
41. Адобовский В.В. Современные процессы высыхания и осолонения лиманов с ограниченным водообменом // Екологічні проблеми Чорного моря. - Одеса.- 2002.- С. 3-8.
42. Тучковенко Ю.С., Сахненко О.И. Комплексное моделирование динамики вод в прибрежной зоне моря при различных ветро-волновых условиях // Український гідрометеорологічний журнал. –2008. - №3 – С.202-213.
43. SWAN Cycle IV, Version 40.31: user manual. - Delft University of Technology, Department of Civil Engineering, Netherlands, 2004. – 110 p.
44. Сахненко О.И., Тучковенко Ю.С. Численная модель литодинамики прибрежных морских акваторий с учетом берегозащитных сооружений // Экология городов и рекреационных зон. – Одесса. –2009. – С.129-133.
45. Океанографические таблицы/ [ред. Мироненко З.И.] – С.-П.: Гидрометеоиздат, 1975. – С.234-236
46. Абузьяров З.К. Морское волнение и его прогнозирование. – Гидрометеоиздат, 1981. – 165 с.
47. Сахненко О.И., Тучковенко Ю.С. Моделювання вітро-хвильової динаміки вод акваторії в районі Тилигульського лиману./ Вісник Одеського прибережної морської державного екологічного університету, 2014, вип.17, С.214-223.
48. Сахненко О.И. Результаты расчета ветро-волновой динамики вод в Тилигульском лимане /Український гідрометеорологічний журнал, Одеса, ОДЕКУ, 2016, №18.
49. Сахненко О.И. Моделювання просторової мінливості концентрації зависі та хвильових параметрів у прибережній зоні Чорного моря в районі Лузанівки, поблизу Куяльницького лиману./ Український гідрометеорологічний журнал, Одеса, ОДЕКУ, 2014, вип.15.
50. Иванов В.А. Проблемы и перспективы оценок воздействия на окружающую среду при освоении ресурсов шельфа / Иванов В.А. – Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ - Гидрофизика», 2004. – с.114-125.
51. Сахненко О.И. «Расчет ветро-волновой динамики вод на морской акватории в районе Тилигульского лимана» / Екологічні проблеми Чорного

- моря.- зб. доп. та статей за мат. міжнар. наук.-практ. конф.– Одеса, 2012.- С. 179- 181.
52. EASAC. Extreme Weather Events in Europe: preparing for climate Change adaptation. // Report, 2013. P. 137.
53. <http://www.grida.no/climate/ipcc tar/vol14/russian/Footnote>
54. Изменение климата, 2001 г. Обобщенный доклад МГЭИК // [http:// www.grida.no/climate/ipcc tar/vol14/russian/019.htm](http://www.grida.no/climate/ipcc tar/vol14/russian/019.htm)
- 55.Альтман Э.Н., Гертман И.Ф., Голубева З.А. Климатические поля солености и температуры воды Черного моря. – Севастополь: СО ГОИН, 1987. – 109 с.
56. Гідрологічні та гідрохімічні проказники стану північно-західного шельфу Чорного моря: довідковий посібник / [відповід. ред. І.Д. Лоева]; І.Г. Орлова, М.Ю. Павленко, В.В. Український та ін. – Київ: КНТ, 2008. – 616 с.
57. Поля солоності північно-західної частини Чорного моря (1955 – 2005 рр.): Довідковий посібник / Ю.І. Попов, І.Г. Рубан – Одеса: ТЕС, 2015. – 116 с.
58. Матыгин А.С., Сытов В.Н., Попов Ю.И., Ковалишина С.П. Изменчивость климатических характеристик морских вод в северо – западной части Черного моря. // Вестник ГМЦ ЧАМ - 2013. – № 2(16). - С. 97- 105.
59. Водообмен через Босфор и его влияние на гидрологию и биологию Черного моря. – К.: «Наукова думка», 1969. -295 с.
60. Богданова А.К. Сгонно-нагонная циркуляция и термический режим Черного моря. – Тр СБС, 1959. Т. XI. С. 262-283.
61. Владимирцев Ю.А. К вопросу о глубинной циркуляции в Черном море. – Океанология, 1964. Т. 4, вып. 6. С. 1013-1019.
62. Belkin I.M. Rapid warming of Large Marine Ecosystems // Progr. In Oceanogr. <http://www.lme.noaa.gov>
- 63.Андреанова О.Р., Белевич Р.Р., Скипа М.И. Об особенностях изменчивости основных климатических характеристик Одессы в XX столетии. // Морской гидрофизический журнал, 2005. №4. – С. 19-29.
64. Айзатулин Т.А. Кинетика трансформации биогенных элементов и потребление кислорода в морской воде / Т.А. Айзатулин, А.В. Леонов // Океанология. – 1975. – Т. 15, Вып. 4. – С. 622-632.
65. Израэль Ю.А. Антропогенная экология океана / Ю.А. Израэль, А.В. Цыбань. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 528 с.
66. Монюшко М.М. Влияние гидрологических условий на распределение различных форм нефти в Северной части Атлантического океана: Монография / М.М. Монюшко // Одеса: ТЭС, 2012. – 178 с.
67. <http://zakon.7law.info/legal2/se3/pravo3478/page5.htm>).