

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет гідрометеорологічний інститут
Кафедра океанології та
морського природокористування

КОМПЛЕКСНА МАГІСТЕРСЬКА РОБОТА

на тему: Мінливість гідрологічних характеристик північно-західної частини Чорного моря в умовах глобального потепління.

СКЛАД:

1. Режимні характеристики стоку річок та рівня моря північно-західної частини Чорного моря

Виконавець: Под'яблонська Ганна Вікторівна
Керівник: к.ф. – м.н. доц. Рубан
Ігорь Георгійович

2. Режимні характеристики температури води та солоності північно-західної частини Чорного моря.

Виконавець: Солонцов Андрій Ігорович
Керівник: к.ф. – м.н. доц. Рубан
Ігорь Георгійович

Староста роботи: Под'яблонська Ганна Вікторівна

Провідний науковий керівник: : к.ф. – м.н. доц. Рубан Ігорь Георгійович

Рецензент: к.геогр. н., доц. Бояринцев Євген Львович

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Факультет гідрометеорологічний інститут
Кафедра океанології та
морського природокористування

КОМПЛЕКСНА МАГІСТЕРСЬКА РОБОТА

на тему: «Гідрологічні характеристики північно-західної частини
Чорного моря в умовах зміни клімату»

Виконала студентка 2 курсу групи
МЗО-18 спеціальності 103 «Науки про
Землю»

Под'яблонська Ганна Вікторівна

Керівник к.ф. – м.н. доц.

Рубан Ігорь Георгійович

Рецензент к.геогр. н., доц. Бояринцев
Євген Львович

Одеса 2019

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

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

ЗАТВЕРДЖУЮ

Завідувач кафедр _____

“ 28 ” 10 _____ 2019 року

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

_____ Под'яблонська Ганна Вікторівна _____
(прізвище, ім'я, по батькові)

1. Тема роботи «Гідрологічні характеристики північно-західної частини Чорного моря в умовах зміни клімату»
керівник роботи Рубан Ігорь Георгійович к.геогр. н., доц,
(прізвище, ім'я, по батькові, науковий ступінь, вчене звання)
- затверджені наказом вищого навчального закладу від “18.10”2019 року №235 «С» п.п -09
2. Строк подання студентом роботи “16.12.”2019
3. Вихідні дані до роботи: Літературні джерела з мінливості рівня моря та стоку річок в Чорному морі. Дані рівня моря на станції Одеса.
4. Зміст розрахунково-пояснювальної записки (перелік питань, які потрібно розробити) Аналіз за літературними джерелами та даними спостережень за рівнем моря на станції Одеса та витрата води на річках Півд.Буг, Дунай, Дністер, Дніпро за період 1960-2010 рр. Виявлення тенденцій в змінах рівня моря по відношенню до стоку річок.
5. Перелік графічного матеріалу (з точним зазначенням обов'язкових креслень)
Графіки, аналіз роботи

6. Консультанти розділів роботи

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

7. Дата видачі завдання «__»_____ 2019 року.

КАЛЕНДАРНИЙ ПЛАН

№ п/п	Назва етапів магістерської роботи	Термін виконання етапів роботи	Оцінка виконання етапу	
			у %	за 4-х бальною шкалою
1	Одержання завдання на роботу	28.10.19	100	відм
2	Огляд літератури	29.10-5.11	80	добре
3	Розрахунки характеристик мінливості грат та рівня моря	6.11-10.11	80	добре
4	Аналіз результатів розрахунків. Характеристики мінливостей.	11.11-17.11	80	добре
5	Підготовка тексту магістерської роботи	18.11-23.11	82	добре
6	Рубіжна атестація	23.11	85	добре
7	Оформлення магістерської роботи	24.11-2.12	85	добре
8	Попередній захист	9.12.19	90	відм
9	Перевірка на плагіат	13.12.19	90	відм
10	Рецензування	14.12.19	100	відм
11	Термін подання роботи	6.12.19		
	Інтегральна оцінка виконання етапів календарного плану (як середня по етапам)		86	добре

Студент

(підпис)

Под'яблонська Г.В.

(прізвище та ініціали)

Керівник роботи

(підпис)

Рубан І.Г.

(прізвище та ініціали)

ПОЯСНЮВАЛЬНА ЗАПИСКА

до комплексної кваліфікаційної магістерської роботи
Режимні характеристики стоку річок та рівня моря північно-західної частини Чорного моря

Теми індивідуальних проектів, виконавці і керівник:

1. Режимні характеристики стоку річок та рівня моря північно-західної частини Чорного моря

Виконавець: Под'яблонська Г.В.

Керівник: к.ф. – м.н. доц.Рубан І. Г

2. Режимні характеристики температури води та солоності північно-західної частини Чорного моря

Виконавець: Солонцов А.І

Керівник: к.ф. – м.н. доц.Рубан І. Г

Староста комплексної кваліфікаційної магістерської роботи:

Под'яблонська Г.В.

Керівник проекту: к.ф. – м.н. доц.

Рубан І. Г

Для виконання роботи використовувались дані середньомісячних та середньорічних спостережень за рівнем моря, температурою, солістією на станції Одеса-порт та витратами води на річках (Дніпро, Дністер, Південний Буг, Дунай) за період 1960-2018рр. Аналіз даних був виконаний за допомогою компонентів статичної обробки, а саме: кореляційного, регресійного і спектрального. В результаті були отримані статичні оцінки рядів спостережень, дані про переважаючі тренди протягом розглянутого періоду, а також періодичності процесів. На основі отриманих результатів були зроблені висновки про зміну гідрологічного режиму в наслідк кліматичної зміни. Також були отримані періодичності спостережувальних процесів, серед отриманих результатів слід виділити тенденцію до підвищення рівня за весь період спостережень, зростання і стабілізація температурного режиму і зниження рівня солоності. Також були отримані оцінки циклічності досліджуваних процесів, для міжрічної мінливості виділенні цикли з періодами 5-6 років (можливо відповідає

циклічності явища ЕНЮК (Ель-Ніньо - південне коливання) для всіх досліджуваних процесів, а також період 9-11 років для температури води

Загальна задача: Аналіз мінливості гідрологічних показників (температури, солоності води, рівня моря та стоку) Чорного моря за багаторічний період. Проведення порівняльного аналізу мінливості температури, солоності води і рівня моря та стоку на станції Одеса-порт з наведеними характеристиками мінливості літературних джерел. Виявлення тенденції змін температури, солоності води і рівня моря на станції Одеса-порт за останні роки.

Задача ч.1. Огляд літературних джерел з мінливості рівня води в Чорному морі. Статистична обробка матеріалів за період 1960-2010 рр. з метою отримання кількісних оцінок мінливості різного часового масштабу – багаторічної, сезонної і синоптичної. Аналіз отриманих результатів і їх порівняння з літературними даними.

Задача ч.2. Огляд літературних джерел з мінливості температури води в Чорному морі. Статистична обробка матеріалів спостережень за температурою води та солоністю на станції Одеса за період 1960-2015 рр. з метою отримання кількісних оцінок мінливості різного часового масштабу – багаторічної, сезонної і синоптичної.

АНОТАЦІЯ

Тема: Зміна рівню та стоку річок північно- західної частини Чорного моря в умовах зміни клімату.

Виконала: студентка Под'яблонська Ганна Вікторівна

Актуальність теми: Кліматичні зміни в останні десятиріччя призводять до виникнення перешкод у господарчій діяльності людства, а також до екологічних загроз в окремих районах земної кулі

Метою: Оцінка мінливості окремих параметрів гідрологічного режиму ПЗЧМ в умовах кліматичних змін

Завданням Визначення трендів у мінливості параметрів гідрологічного режиму ПЗЧМ на прикладі ГМС Одеса-порт

Результати, їх новизна, теоретичне та практичне значення:

Отримані кількісні характеристики міжрічної мінливості річного стоку та рівня в південно – західній частині Чорного моря на станції Одеса - порт. Новизна полягає в тому, що були використані матеріали даних спостережень за останні роки.

Рекомендації щодо використання результатів роботи:

Результати роботи можуть бути використані у плануванні господарської діяльності у прибережній зоні південно – західній частини Чорного моря.

Структура і обсяг роботи: кількість сторінок – 74, рисунків – 33, таблиць – 8, літературних джерел – 58.

КЛЮЧОВІ СЛОВА: ПІВНІЧНА-ЗАХІДНІ ЧАСТИНА ЧОРНОГО МОРЯ, СТІК РІЧОК, ЗМІНА РІВНЯ, ЕВСТАТИЧНІСТЬ, АТМОСФЕРНА ЦИРКУЛЯЦІЯ, МІНЛИВІСТЬ РІВНЯ, НАСЛІДКИ ЗМІНИ РІВНЯ, АНАЛІЗ, ЦИКЛ, ЗМІНА КЛІМАТУ, ГІДРОГРАФІЧНІ УМОВИ, МЕТЕОРОЛОГІЧНІ І ГІДРОЛОГІЧНІ ПРОЦЕСИ.

SUMMARY

Subject: The winter season and the drain the middle part of the Black Sea in the minds of the winter season.

Vikonala: student Pod'yablonska Ganna Viktorivna

Relevance by those: Klimaticheskie zmni in the remaining ten years to lead to the re-opening of the code at the state gift of humanity, as well as to environmental threats in the okrug of the regions of the earth

By the method: Estimation of the effectiveness of the parameters for the hydrological regime of the MES in the minds of climate change

Zavdanniam Viznenchennya trends in the economy of the parameters in the hydrological mode of the PZChM on the application of the HMS Odessa-port

The results, their novelty, are theoretically and practically meaningful:

Otrimani kilkistni characteristics of the minority of the secondary drainage of the trivia in the pivdenno-zhidniy parts of the Black Sea at the station Odessa - port. The novelty lies in the fact that they won't be born again for the rest of the rock.

Recommendations for the results of robot work:

The results of the work can be seen in the near future in the state plan of the city near the coastal zone and in the middle of the Black Sea.

The structure and the oath of robots: the number of sides - 74, the figures - 33, the table - 8, the literary dzherel - 58.

KLYUCHOVI WORDS: PIVNICHNA-ZAHIDNI Chastain nintendo SEA STIK RICHOK, ZMINA RIVNYA, EVSTATICHNIST, atmospheric TSIRKULYATSIYA, MINLIVIST RIVNYA, NASLIDKI ZMINI RIVNYA, ANALIZ, CYCLE, ZMINA KLIMATU, GIDROGRAFICHNI minds of I METEOROLOGICHNI

HYDROLOGIC PROCESSES.

ПЕРЕЛІК СКОРОЧЕНЬ

ПЗЧМ –північна західна частина Чорного моря;

ЧМ– Чорне море;

ОЧТ – основна течія Чорного моря

ПЗШ – південно – західний шельф;

ПАК – південноатлантичне коливання;

ЕНПК – Ель – Ніньо південне коливання;

СКВ – середньоквадратичне відхилення

ЗМІСТ

ВСТУП.....	8
1. ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНІ, КЛІМАТИЧНІ, МЕТЕОРОЛОГІЧНІ І ОКЕАНОГРАФІЧНІ УМОВИ ЧОРНОГО МОРЯ І ШЕЛЬФУ ЙОГО ПІВДЕННО-ЗАХІДНО ЧАСТИНИ.....	9
1.1 Кліматоутворюючі чинники.....	9
1.2 Метеорологічний режим.....	13
1.3 Довгоперіодна мінливість метеорологічних характеристик.....	20
1.4 Термохалінна структура вод.....	31
1.4.1 Водні маси.....	31
1.4.2 Структура гідрофізичних полів Чорного моря.....	32
1.4.3 Особливості гідрофізичних полів південно-західної частині Чорного моря.....	35
1.5 Річковий стік на ПЗШ Чорного моря.....	36
1.5.1 Тимчасова мінливість річкового стоку.....	36
2. ФАКТОРИ ЯКІ ВПЛИВАЮТЬ НА ЗМІНУ РІВНЯ ЧОРНОГО МОРЯ.....	45
3. НАСЛІДКИ ЗМІНИ РІВНЯ ЧОРНОГО МОРЯ.....	48
4. ВИКОРИСТАННІ ДАНІ ТА МЕТОД ОБРОБКИ.....	50
4.1 Аналіз даних спостережень на станції Одесса-порт.....	50
ВИСНОВКИ.....	69
СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ.....	58

ВСТУП

Актуальність проблеми, пов'язаної з мінливістю режиму рівня Чорного моря, обумовлена завданнями господарського освоєння берегової зони і пов'язана з низкою запитань економічного та екологічного характеру. Більшість дослідників, що займаються заявленою проблемою (вивчення режиму рівня і факторів, що його визначають), висловлює точку зору про евстатичний характер зміни рівня моря за період інструментальних спостережень. Значна роль при цьому відводиться прісному припливу вод у Чорне море. Провідне місце займає приплив стіку річок, розташованих в північно-західній частині моря - Дунаю, Дніпра, Дністра.

Рівень Світового океану залишився практично незмінним упродовж тривалого часу, протягом останніх 3000 років його незначні коливання не перевищували 0,2 мм на рік. Однак за даними міжурядової групи експертів зміни клімату за період 1901-2010рр. середній глобальний рівень моря вже підвищився майже на 20см і темпи зростання лише прискорюються. Підняття рівня Світового океану, першою чергою, несе загрозу прибережним територіям багатьох країн світу.

Україна має 2500км берегової лінії, тож негативні наслідки зростання рівня моря так само будуть відображатись і на нашому узбережжі.

1 ФІЗИКА-ГЕОГРАФІЧНИЙ ОПИС ПІВНІЧНО-ЗАПАДНОЇ ЧАСТИНИ ЧОРНОГО МОРЯ

1.1 Основні фізико-географічні параметри

Чорне море належить до середземноморських або внутрішніх морів. Оцінки площі і обсягу моря, розрізняються в межах точності обчислень: площа 413 490 423000 км², загальний обсяг вод - 534000 - 538124 км³ [1-4]. Максимальна протяжність моря в напрямку схід-захід становить близько 1175 км, а з півночі на південь від 260 км (між південним берегом Криму і мисом Керемпе на турецькому узбережжі) до 580 км і вважається глибокою водоймою [1]. Оцінки середньої глибини в діапазоні 1272 [4] - 1315 [3] м, а максимальна - 2210 м (43°17' пн.ш., 33°28' с.д.). На півночі море з'єднується Керченською протокою з мілководним Азовським морем, на півдні - з Егейським і Середземним морями через протокову систему Босфор - Мармурове море – Дарданелли.

Чорне море займає глибоководну улоговину з крутими схилами, витягнуту зі сходу на захід. Уздовж берегів проходить вузька материкова мілина - шельф. Материкова мілина переходить в материковий схил переважно на глибинах 100-150 м. Лише в північно-західній частині Чорного моря (ПЗЧМ), розташованої на північ від лінії Севастополь - мис Каліакра, існує відносно широке мілководді. Тут 100 метрова ізобата відходить від берега самого віддаленого кута шельфу - району міст Одеса-Південний на відстань до 200 км. По суті, основна північно-західна частина моря представляє великий мілководний шельф з глибинами від 10 до 30м і зі збільшенням їх до 50-100 м при наближенні до звалити глибин. Повна площа північно-західного шельфу (СЗШ) від мису Херсонес до крайньої південної його частини біля мису Каліакра, а в море - аж до ізобати 100 метрів, становить 61800 км². Площа СЗШ на північ від 44,5 °с.ш. дорівнює 48333,7 км² [4], а на північ від 45°с.ш. - 31550 км² (рис.1.1). У всіх випадках площа лиманів не враховувалася.. Від Кавказького узбережжя до району Ялта-Алушта (п-ів Крим) він спрямований майже зонально і розташований на широті 44,7 ° с.ш. Далі материковий схил огинає з півдня, яка виступає в море південний край Кримського півострова, з максимальним прогином на південь на 34 ° В.Д. (Ділять море на східну і західну половину). У західній

половині моря схил досить різко повертає на СЗ, створює підводний амфітеатр з відносно пологим кутом нахилу і, досягнувши меридіана 31° східної довготи, йде в Пд напрямку до мису Еміне. Далі схил проходить в безпосередній близькості до Анатолійського (Туреччина) і Кавказького (Грузія і Росія) узбережжю, розташовується на відстані 10-25 км і в загальних рисах повторює обриси берегової лінії.



Рисунок 1.1 Супутниковий знімок Чорного моря

Загальна площа річкового водозбору Чорного моря становить 2,5 млн. Км² [1], а північно-західній частині - 1,5 млн. км² [1,4]. Річний річковий стік в Чорне море - близько 310 км³, причому трохи більше 80% цих вод виноситься в акваторію північно-західній шельфовій частині - в основному Дунаєм і Дніпром. Кількісні морфометричні характеристики акваторії СЗШ наведені в табл.1.1.

Таблиця 1.1 Морфометричні характеристики головних річок північно-західної частини Чорного моря; в скобках – період осереднення

Река	Длина , км	Площ адь водосбора, км ²	Сток, км ³ /год	Сток взвешенных наносов, Мт/год
Дунай	2860	81700 0	190,7 194- 208[7]	51,70** 45,4[7](192 1-2002)
Днестр	1360	72100	9,8	2,50*
Днепр	2285	50300 0	52,6 42,3[8)	2,12* 0,85[8](196 1-2009)
Южный Буг	806	63700	2,6 3,01[8) (1961 -2009)	0,53* 0,69[8](196 1-2009) 0,1 [8](1989-2009)

* - дані до 1990 року

** - середньорічні стоки до побудови плотини на Дунає.

Стік річкових вод з цієї величезної водозбірної площі дуже впливає на структуру морських вод. Річки виносять значну кількість зважених наносів, поживних і забруднюючих речовин. Біогенне забруднення розглядається як основна причина евтрофікації і більшої частини екосистеми СЗШ з початку 1970-х років [5,6].

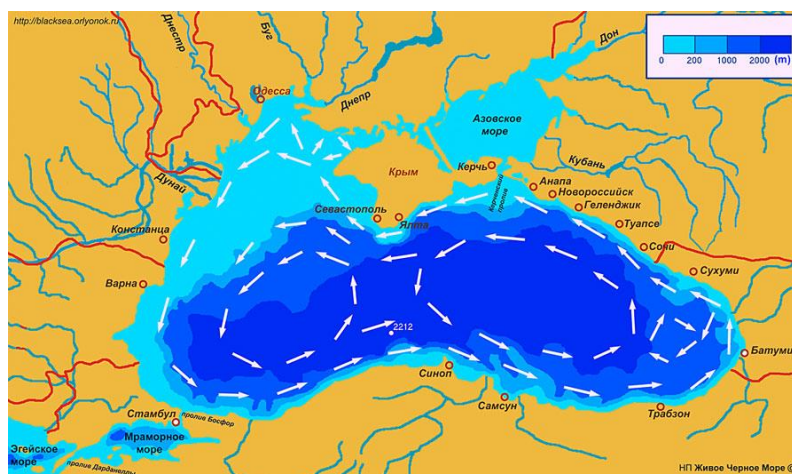


Рисунок 1.2 Карта Чорного моря з її притоками та ОЧТ

Островів в північно-західній частині моря (ПЗЧМ) мало: о. Зміїний, розташований в 40 км на схід від гирла Дунаю і о. Березань - біля входу до Березанського та Дніпро-Бузький лимани. Часто островами називають Тендру і Джарилгач. Фактично це наминають піщані коси. У місці приєднання кіс до материка часто утворюються глибокі вимоїни, що відокремлюють їх від суші, що і дало привід називати ці коси островам.

Лиманів в ПЗЧМ багато, однак, лише три з них - Дніпро-Бузький, Березанський та Дністровський відносяться до постійно відкритих. Решта лимани перекриваються косами і лише періодично (при паводках) з'єднуються з морем (Тилігульський, Григорівський (проритий штучний фарватер), Дофінівського, Хаджибейський, Сухий (проритий штучний фарватер), Будацький, Сасик, Шагани). На півночі і сході північно-західного шельфу моря знаходяться найбільші затоки: Егорлицькій, Тендрівська, Каркинитський і Каламитський.



Рисунок 1.3 Супутниковий знімок гирла Дніпра та лиманів

Вертикальні розподілу температури і солоності води в ПЗЧМ в літній період року характеризуються вираженими температурними і солоностними стрибками щільності, а в зимовий період - повної гомотермія і значною солоностною однорідністю на більшій частині акваторії.

Річний обсяг річкового стоку 270 км³ [4] разом з опадами (302 мм або 18,66 км³ [9]) становить близько однієї третини загального обсягу вод шельфу 854,2 км³ [4], тому значення прісної компоненти водного бюджету в СЗШ настільки велике, що дозволяє визначати його як естуарно-шельфовий басейн.

Тривимірна (вертикальна і горизонтальна) стратифікація вод протягом всього року формується при явно домінуючій ролі солоності. Існування верхнього і нижнього (придонного) квазіоднородних шарів, розділених єдиним термохалокліном, передбачає, що по вертикалі структура вод близька до двошарової. Термоклин щільності присутній протягом року, за винятком 2-3 місяців (січень-березень), коли майже вся товща вод шельфу в результаті зимового охолодження і конвективного перемішування стає квазіоднородною.

1.2 Метеорологічний режим

Регулярні гідрометеорологічні спостереження на узбережжі Чорного моря ведуться з середини дев'ятнадцятого століття. Але крім цих "стаціонарних" спостережень поповнення даними на акваторії Чорного моря раніше відбувалося і за рахунок попутних спостережень, що виконувалися на комерційних і на науково-дослідних судах. У міру накопичення даних і виконання відповідного статистичного аналізу публікувалися довідкові видання [4,9,14,18,19], які були використані разом з іншими публікаціями.

Атмосферний тиск. Так як поверхня Чорного моря порівняно невелика, то річний хід атмосферного тиску мало відрізняється від того, який має місце на навколишній суші: максимальний середньомісячний тиск становить 1019-1021 гПа (листопад-січень), мінімальний - 1010-1012 гПа (липень) [4, 9]. Річна амплітуда коливань атмосферного тиску на узбережжі і в відкритому морі приблизно однакова: 7-9 гПа. Неперіодичні зміни тиску пов'язані з проходженням окремих баричних утворень, часом досить інтенсивних, але короточасних. Тому основний внесок в річний хід і в просторові зміни тиску вносять флуктуації тиску в постійному Азорському максимумі і сезонних баричних утвореннях.

Вітер. Тільки на берегових станціях, розташованих на відкритих і рівнинних ділянках узбережжя, переважають ті ж напрямку вітру, що і над відкритим морем. Поширення місцевих вітрів в сторону моря невелика: до 40 км для бризів, і не більше 10 кілометрів для бору [4,9]. Протягом року середня швидкість вітру у відкритому морі більше, ніж на узбережжі. Однак через епізодичність спостережень над морем найбільша з виміряних швидкостей виявилася зареєстрованою на узбережжі (60 м, Чорноморське) [19, 20]. Незважаючи на згадані вище сезонні зміни в полях приземного тиску, зберігається сталість в розташуванні областей з підвищеними і

зниженими значеннями швидкостей: максимумами розташовуються на захід від Кримського півострова і в північно-східному районі, мінімумами - в південній частині моря [19].

В умовах глобального потепління клімату в останні три десятиліття досить яскраво проявилися зміни вітрового режиму морських регіонів. У науковій літературі чітко виділена тенденція зменшення швидкості приземного вітру в XX столітті для різних регіонів, зокрема, на півночі Євразійського континенту [21], на південному узбережжі Криму та на акваторії ПЗЧМ [20,22].

Із залученням сучасних даних в довідкових виданнях [19,20] наведені найбільш повні оцінки параметрів вітрового режиму північно-західній частині Чорного моря. Вони розраховані за даними 10 берегових станцій на основі термінових натурних спостережень (1905 - 2011 рр.), Середніх річних і місячних величин (1887 - 2011 рр.), а також для морської акваторії за даними полів тиску і вітру (1960 - 1998 рр.). Значні негативні лінійні тренди 80 - 100-літніх рядів вказують на загальне зменшення середньої швидкості вітру і повторюваності штормів в прибережній зоні північно-західного регіону Чорного моря в XX столітті.

Швидкість вітру. Північно-західна частина Чорного моря характеризується інтенсивною штормовою діяльністю. Середні річні і місячні швидкості вітру, їх середньоквадратичні відхилення, а також екстремальні значення щодо запропонованих станціям ПЗЧМ представлені в табл.1.2. У ПЗЧМ виділяються зони підвищеної вітрової активності, де середньобаторічне значення швидкості вітру перевищують 5 м / с (Усть-Дунайськ, Одеса, Хорли, табл. 1.2). Найсильніші вітри спостерігаються над відкритою частиною моря, в районах о. Зміїний (6,7 м / с) і гирла Дунаю (Суліна) - тут середньорічна швидкість досягає 7,4 м / с [4,19]. Середні значення швидкостей вітру, обчислені по рядах за 30-річний кліматичний період 1970 - 2000 рр. істотно нижче, ніж за періоди 1936 - 1966 рр. і 1971 - 1980 рр. [19,20]. На станціях північно-західного регіону норми зменшилися на 0,5 - 1,3 м / с, в середньому для представленого ряду станцій на 0,9 м / с.

Швидкість вітру має добре виражений річний хід з максимумом в холодний період і мінімумом в теплий. Взимку в прибережній зоні ПЗЧМ діапазон значень середньої швидкості вітру складає 5,0 - 6,4 м / с, влітку, відповідно, 3,3 - 4,6 м / с. Тому на «відкритих» станціях таких як Хорли, Євпаторія і Тарханкутський маяк в найбільш вітряні роки середньомісячні швидкості вітру взимку досягають 9,0 - 11,4 м / с, тобто в холодний період вітри штормової сили можуть діяти протягом усього місяця (табл.1.2).

Максимальні середньомісячні швидкості найчастіше спостерігаються в листопаді - березні.

Штормові вітри (≥ 20 м / с) спостерігаються в будь-який час року і в усіх районах узбережжя. Максимальні швидкості взимку і навесні можуть досягати 25 - 30 м / с. Отримані за терміновими спостереженнями максимальні швидкості вітру в районах Одеси і м. Тарханкут досягали значень 37 - 40 м / с. До вітрових умов відкритих районів Чорного моря, найбільш близькі умови станцій, розташованих на далеко видатних в море мисах (Тарханкут) або на відкритих рівнинних узбережжях (Євпаторія).

Напрямки вітру. У холодну пору року під впливом циклонічних утворень над Середземним і Чорним морями переважає перенос континентального полярного повітря, що супроводжується північно-східними, північними і північно-західними вітрами. Влітку переважний вплив Азорського максимуму викликає західні, південно-західні і південні вітри [9,19].

Особливості вітрового режиму ПЗЧМ пов'язані не тільки з загальноциркуляційними синоптичними процесами, але і з рельєфом, орієнтацією і конфігурацією берегів окремих регіонів прибережної зони

На рис.1.2 представлені середні річні рози повторюваності вітру за напрямками, на яких зображені контури ліній сумарною повторюваності для всіх градацій і ліній, відповідних повторюваності вітрів <10 м / с. Заштриховані між ними області відповідають значенням повторюваності сильних вітрів (≥ 10 м / с). У рівнинних районах півдня України і західного узбережжя Криму переважають північні (16 - 33%), північно-східні (10 - 20%), східні (10 - 20%) і південні (10 - 22%) напрямку вітру.

На всьому узбережжі ПЗЧМ сильні вітри спостерігаються щорічно і в усі сезони. Однак найбільш інтенсивні і тривалі посилення вітру відзначаються в холодну частину року з жовтня по березень. Найрідше сильні вітри спостерігаються в літні місяці. Для оцінки сезонної мінливості вітрів, що не перекручені умовами берегової зони, повторюваність штормових вітрів (10 - 30 м / с) за напрямками в різні місяці року була розрахована для центру ПЗЧМ на підставі 40-річного цифрового масиву атмосферного тиску і розрахункового вітру над морем [20]. З жовтня по березень в цій частині моря переважають північно-східні шторми, повторюваність яких досягає 4 - 6% всіх розглянутих випадків. До травня вітри швидкістю понад 10 м / с можуть діяти від будь-якого напрямку і тільки в літній період вітри такої сили можливі, в основному, від північної чверті горизонту. У кожному з районів узбережжя виявляються свої

переважні напрямки. Для переважної більшості станцій повторюваність сильних і штормових вітрів (10 - 30 м / с) відзначається для північних напрямків. В Одесі максимальна повторюваність сильних вітрів доводиться на вітри північно-західних напрямків, для Євпаторії, Хорли і Очакова - східних.

Місяць		I	II	V		I	II	III	X		I	II	од
Усть-Дунайск, 1984 – 2005 гг.													
среднее	,7	,8	,9	,3	,8	,8	,6	,6	,1	,6	,8	,0	,3
минимум	,5	,3	,8	,1	,5	,6	,3	,9	,8	,4	,1	,3	,6
максимум	,7	,1	,5	,7	,8	,8	,4	,1	,8	,2	,7	,4	,8
Белгород-Днестровский, 1945 – 2005 гг.													
среднее	,2	,4	,4	,3	,0	,9	,8	,7	,8	,9	,3	,2	,1
минимум	,2	,1	,6	,9	,2	,0	,5	,8	,8	,9	,0	,6	,4
максимум	,2	,8	,9	,1	,0	,0	,9	,9	,7	,3	,5	,8	,1
Ильичевск, 1961 – 2005 гг.													
среднее	,8	,7	,5	,9	,5	,3	,3	,3	,6	,6	,7	,7	,0
минимум	,6	,9	,4	,4	,8	,7	,6	,4	,3	,3	,7	,7	,9
максимум	,0	,2	,5	,6	,2	,7	,9	,8	,4	,4	,4	,3	,5
Одесса, 1915 – 2005 гг.													
среднее	,2	,2	,9	,2	,9	,9	,7	,6	,0	,7	,4	,3	,5
минимум	,1	,8	,6	,2	,3	,5	,0	,3	,4	,9	,0	,5	,2
максимум	,7	,7	,8	,6	,9	,7	,3	,6	,9	,8	,1	,8	,7
Южный, 1981 – 2005 гг.													
среднее	,1	,2	,0	,5	,3	,4	,2	,2	,6	,8	,4	,3	,7
минимум	,4	,5	,1	,1	,5	,5	,2	,8	,2	,6	,1	,8	,7
максимум	,7	,0	,0	,9	,9	,6	,1	,9	,3	,8	,5	,6	,0
Очаков, 1926 – 2005 гг.													
среднее	,0	,2	,2	,5	,3	,0	,9	,8	,0	,4	,9	,9	,5
минимум	,9	,8	,8	,9	,5	,4	,2	,4	,5	,7	,0	,1	,0

максимум	,5	,8	,8	,5	,4	,5	,8	,0	,6	,8	,8	,2	,4
Месяц		I	II	V		I	II	III	X		I	II	од
Хорлы, 1905 – 2005 гг.													
среднее	,4	,7	,7	,6	,2	,1	,7	,5	,7	,9	,3	,3	,2
минимум	,4	,3	,3	,5	,2	,2	,9	,5	,9	,8	,1	,6	,6
максимум	,6	1,0	,8	,0	,0	,0	,2	,8	,1	,3	,0	,0	,2
Черноморское, 1928 – 2005 гг.													
среднее	,9	,2	,0	,8	,2	,2	,2	,2	,4	,0	,6	,9	,0
минимум	,3	,9	,7	,1	,4	,6	,6	,0	,0	,1	,4	,0	,8
максимум	,7	,8	,9	,2	,7	,3	,1	,6	,8	,9	,3	,9	,0
Тарханкутский маяк, 1887 – 1995 гг.													
среднее	,0	,7	,3	,5	,7	,7	,5	,8	,2	,0	,5	,8	,6
минимум	,6	,6	,3	,4	,8	,8	,8	,2	,2	,7	,9	,0	,5
максимум	0,5	,4	,9	,1	,4	,4	,5	,1	,0	,8	0,3	,2	,5
Евпатория, 1915 – 2005 гг.													
среднее	,5	,6	,2	,5	,0	,7	,6	,6	,8	,4	,1	,4	,5
минимум	,4	,3	,7	,8	,4	,5	,1	,3	,9	,4	,6	,4	,1
максимум	,1	1,4	,6	,4	,2	,4	,0	,6	,6	,6	,91	,8	,7

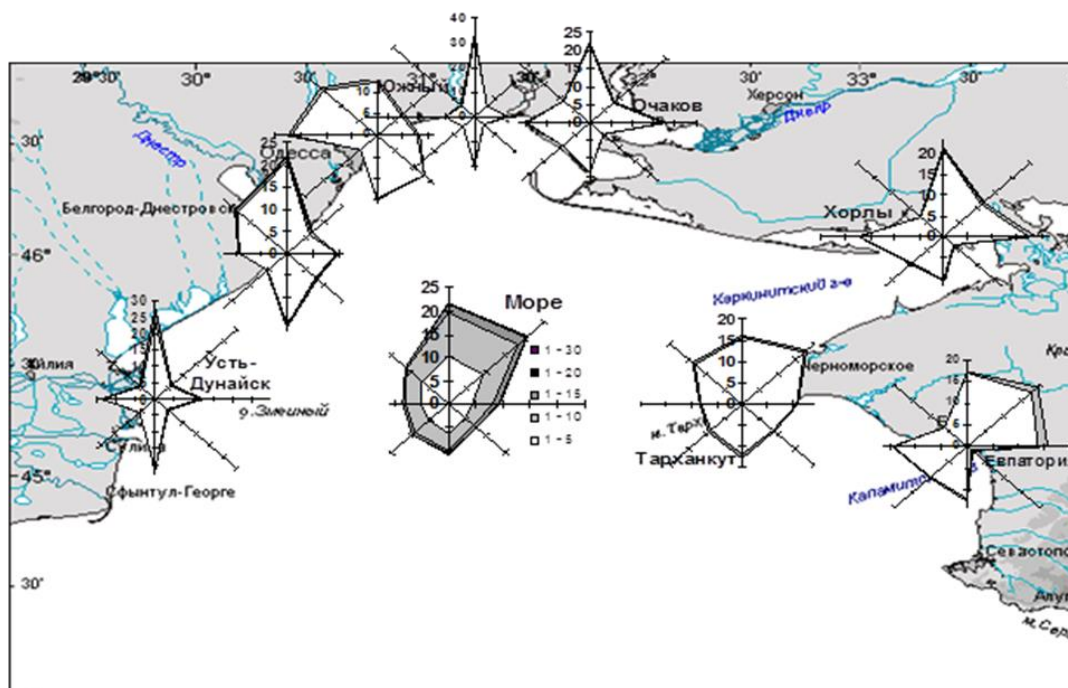


Рис. 1.2 - Рози повторюваності (%) вітру за напрямками на берегових станціях і в центрі північно-західної частини Чорного моря

Температура повітря. Кількість спостережень над температурою повітря у відкритому морі, також як і над вітром, відрізняються нерівномірністю розподілу по акваторії, і їх набагато менше, ніж на узбережжі. Найбільш висвітлені даними спостережень ділянки моря, прилеглі до південної частини Криму, північно-східному узбережжю Кавказу і в ПЗЧМ поблизу Одеси [19].

Розглянемо, слідуючи [4,18,19], деякі особливості температурного режиму приводного повітря над морем. Більшу частину року (з вересня по березень) середня температура повітря над відкритим морем вище, ніж на узбережжі, а навесні і влітку це співвідношення змінюється на протилежне. Відповідно до цієї особливості відбуваються і сезонні зміни різниці температур вода-повітря. Взимку ця різниця позитивна: на заході моря вона перевищує 4° , а в інших районах - не перевищує 2° C. Навесні адвекція теплого повітря з навколишнього суші призводить до того, що повсюдно ці різниці стають негативними, але значення їх менше, ніж взимку. Влітку області з негативними значеннями різниці температур води і повітря скорочуються по площі і в липні вже відзначаються тільки на крайньому північному заході. На решті акваторії ці різниці позитивні і не перевищують 1° C.

Максимальні значення середньомісячних температур відзначаються в липні-серпні (від 22 до 24 ° С), мінімальні (від - 2 до - 9 ° С) - в січні-лютому. Амплітуда сезонних коливань температури повітря досить сильно змінюється по акваторії моря: від 24 до північно-західному районі до 16 ° С в південно-східному.

Розподіл температури повітря над морем не має чітко вираженого зонального характеру. Восени і взимку в південно-східній частині моря утворюється область підвищених значень температури повітря 6-9 ° С, уздовж західного узбережжя спостерігається значне зниження температури з півдня на північ від 4 до мінус 2 ° С. При тривалих вторгненнях холодного континентального повітря його температура в окремі дні на північному заході моря може опускатися нижче мінус 20 ° С. Влітку середня місячна температура майже однакова по всьому морю. У липні її значення становлять 22-23 ° С в північно-західній частині і близько 25 ° С в південно-східній. В окремі дні найбільш високі значення температури повітря в південній частині можуть досягати 35-37 ° С. Середня за рік температура повітря змінюється від 10 на північному заході до 14-15 ° С на південному сході моря.

Тривалість морозного періоду на Чорному морі різко зменшується з півночі на південь. Наприклад, в Очакові він може тривати з середини грудня до початку березня, а в Констанці - протягом двох тижнів. На північному заході і північному сході моря морози бувають з жовтня по квітень. З грудня по березень їх повторюваність перевищує 15 днів на місяць, а в найбільш холодні зими - протягом всього місяця. Тому в цілому за зиму може відзначатися 110-120 днів з морозом, в тепліші - 40-50 днів. Такі зниження температур відбуваються в основному при північному та північно-східному типах синоптичних процесів.

Вологість повітря. Тиск водяної пари над морем протягом усього року вище, ніж на узбережжі. Над центральними районами поле вологості характеризується великою однорідністю, а поблизу узбережжя горизонтальні градієнти різко зростають, особливо в північній частині, збільшуючись при цьому від зими до літа. Середньомісячні максимуми вологості відзначаються в липні і серпні (18-24 гПа), а мінімуми - в січні і лютому (5-8 гПа). Найбільші значення спостерігаються в південній частині, найменші - в північно-західній. Зональний розподіл вологості порушується видатним в море Кримським півостровом, по обидва боки від якого формуються області максимальних значень вологості.

Хмарність. Через низьку якість суднових спостережень основною характеристикою хмарності відкритого моря є бал загальної хмарності [4,9].

Чорне море відноситься до регіону з відносно невеликою кількістю хмарності. З зіставлення кількості хмарності над морем і навколишнього сушею слід, що в період з квітня по листопад воно менше, ніж над сушею. В інші місяці загальна кількість хмар стає рівним або перевищує його. Наприклад, в липні над більшою частиною моря воно становить 2-3 бали, а над узбережжям 4-6 балів. У січні загальна кількість хмар над морем на 1-2 бали більше, ніж над сушею [4]. За характером зміни хмарності над морем протягом року можна виділити два періоди. З вересня по січень над всім морем відбувається збільшення загальної хмарності, в результаті якого в грудні-січні середньомісячні значення досягають максимуму. Збільшення бала загальної хмарності відбувається нерівномірно в зв'язку з тим, що на початку цього періоду Чорне море ще знаходиться під впливом Азорського максимуму. Оцінка повторюваності (%) хмарності по градаціях показала, що з проясненнями 8 - 10 балів в більш ніж 50% випадків взимку типова Чорноморському кліматичного району, що пов'язано з проходять через нього траєкторіями середземноморських циклонів в цей період року [13]. Починаючи з лютого, над усіма районами відбувається зменшення кількості хмар, що триває до серпня. З вересня по січень найбільш хмарним районом є північно-західний, а найменш - південно-східний. У період з лютого по серпень найбільшу кількість хмарності спостерігається в південно-східному районі.

Опади.

Атмосферні опади є важливою складовою водного балансу Чорного моря, вони роблять помітний вплив на гідрологічний і при певних умовах на динамічний режим морських вод. Середня багаторічна річна сума опадів оцінюється в 700 мм (296 км³) [23]. Вимірювання опадів на берегових станціях є основою для застосування різних непрямих методів розрахунку їх кількості, що випадає над морем

Кількість опадів над центральними частинами моря протягом усього року значно менше, ніж поблизу берегів [9,19]. У річному ході повторюваності опадів можна виділити два періоди, які за часом початку і тривалості збігаються з аналогічними періодами в річному ході кількості загальної хмарності (динамічний тип річного ходу хмарності). З вересня по січень, при більш частому прояві циклонічного типу циркуляції, відзначається збільшення повторюваності днів з опадами, а з лютого по серпень, в зв'язку збільшенням часу дії антициклонічної циркуляції, повторюваності опадів зменшується. Для першого періоду характерним є наявність повторюваності 10-20% тільки у вузькій прибережній смузі, в

іншій частині моря - 5-10%. Для другого періоду характерним є різке зменшення повторюваності до 1% з травня по липень і поступове збільшення площі з малим числом днів з опадами до серпня. Підвищена повторюваність (5-10%) зберігається лише на крайньому північному заході, північному сході і південному сході.

Опади в період з травня по вересень випадають тільки у вигляді дощу. З жовтня в північній частині моря вони вже можливі у вигляді снігу, який з грудня по березень може зустрічатися над усіма районами. Повторюваність снігу в північній половині моря в січні-лютому може досягати 20%.

Основною причиною збільшення повторюваності опадів з вересня по січень вважається проходження південних циклонів через Чорне море або поблизу нього, а також циклонів, що зміщуються на північ від 52 ° пн.ш.. із заходу на схід і що впливають на Чорне море своїми балками і фронтами. Можливою причиною існування влітку великої області з незначною повторюваністю опадів є охолоджуючий вплив моря, що призводить до вирівнювання температурних контрастів на фронтах і, як наслідок, до розмивання фронтальної хмарності [24].

Крім зазначених циркуляційних факторів режим опадів на узбережжі і прилеглої акваторії в значній мірі визначається особливостями рельєфу узбереж. Від Анапи до Батумі річна кількість опадів зростає від 500 до 3000 мм. Порівняно менше опадів випадає на Південному березі Криму, але найменше - на рівнинному північно-західному узбережжі (350-500 мм / рік).

До теперішнього часу інформація про просторовий розподіл опадів над акваторією Чорного моря представлена у вигляді схематичних карт середньомісячних і середньорічних сум опадів [4,9,19], які показують певні особливості розподілу опадів над відкритим морем. Суми опадів мінімальні в ПЗЧМ протягом усього року, при чому область мінімальних значень поширюється в тепле півріччя на центральну і східну частини, утворюючи як би "пустельну область"

1.3 Довгоперіодна мінливість метеорологічних характеристик

Слідуючи [9], звернемо увагу на те, що аномально теплі або холодні зими, як правило, охоплюють велику територію. Це дозволяє зробити висновок про визначальну роль великомасштабних атмосферних процесів. Так, наприклад, найбільш відомі та помітні негативні аномалії температури над півднем ЄТР і узбережжям Чорного моря мали місце, коли над Європою встановлювався блокуючий антициклон, по східній периферії якого на розглянуту територію тривалий час надходило арктичне повітря. Влітку найбільш тривала і сильна спека може встановлюватися при зміщенні активної циклонічної діяльності на північ Європи і формуванні антициклону над півднем ЄТР, що призводить до тривалого вступу на Україну і Чорне море тропічного повітря з Африки і дуже теплого континентального повітря з Середньої Азії. Такі аномальні великомасштабні атмосферні процеси позначаються на режимі всіх метеорологічних величин (температури повітря, вологості, опадів, вітру, складових теплового балансу та інших).

Зміни температури повітря. Аналіз змін середньорічних температур повітря на морській платформі поблизу Кацівелі (1930-1970) [26] і на прибережних станціях в інших районах (1891-1970) [9] не виявив будь-яких помітних трендів, але показав добре виражені 20-річні коливання в холодний період і синхронність в настанні і тривалості похолодань (потеплінь) на станціях, розташованих в різних частинах узбережжя Чорного моря.

Відсутність лінійних трендів за результатами аналізу 80-річного часового ряду середньорічних температур [4] можна пояснити наявністю в ньому періодів з різноспрямованими трендами. Тобто на фоні «довгого» часового ряду були коротші періоди з аномаліями різних знаків. У той же час проведений в [4] аналіз для окремих місяців виявив позитивні лінійні тренди за даними за 1923-1985гг. на станціях в північно-західному і південно-східному районах в грудні і лютому з розмахом 2-3 ° С і негативні тренди в липні в північно-західному і північно-східному районах, а також на Південному березі Криму з амплітудою від - 1 до - 2 ° С.

Оцінка міжрічних змін температури повітря по згладжених рядах середньорічних значень тривалістю понад 100 років для метеостанцій ПЗЧМ показав значуще вікове зростання (позитивний лінійний тренд) середньорічної температури повітря [4]. Але, при аналізі окремих частин графіків таких часових рядів, можна виділити періоди як позитивних, так і негативних трендів. Тобто необхідно враховувати масштаб стаціонарності таких процесів, щоб правильно робити висновки про їх тенденції. Виділені

60-70-річні періодичності припускають, що лінійні характеристики необхідно розраховувати при довжині ряду не менше 120-150 років.

Для отримання кількісних оцінок ступеня суворості зимових умов і подальшого виявлення кліматичних змін в приводній атмосфері чорноморського регіону використовувався модифікований метод, запропонований в [9], в якому обчислювалися середньорічні суми негативних температур повітря і далі аналізувався відповідний часовий ряд. Запропонована модифікація полягає в тому, що обчислюється сума відхилень температур холодного півріччя в сторону низьких температур від значення $+5^{\circ}\text{C}$ (в агрометеорології - межа вегетаційного періоду, рис.1.3, вгорі), а для теплого півріччя - в сторону високих температур від $+10^{\circ}\text{C}$, рис.1.3, внизу.

Починаючи з 20-х років минулого століття, відзначається тенденція зменшення суворості зимових умов в північно-західному Причорномор'ї. Протягом останніх 40 років за даними ГМС Одеса-порт теплі зимові умови відзначалися 7 раз (в 1966, 1975, 1983, 1990, 2001, 2007 і 2009 рр.). В той же час в попередні 70 років мала місце лише одна дуже тепла зима (1936 г.). Умови холодного півріччя 2007 року були екстремально теплими за весь період більш ніж 100 літніх попередніх спостережень. Відповідно, зворотний процес спостерігається в області дуже холодних зим. Тенденція потепління приводного повітря в зимові періоди XX століття розглядалися в [4,34,35].

Тенденція змін настільки ж тривалого ряду середніх січневих температур повітря в Одесі (рис.1.4) в цілому повторює тимчасової хід інтегральних термічних характеристик. За обома рядах видно, що потепління носить немонотонний характер і в останньому циклі спостерігається в тимчасовому інтервалі з середини 50-х (за інтегральними даними) і з 60-х рр. (За січневими даними) по теперішній час. Відносно теплим зимовий сезон був також з 1905 до 1915-20 р, а найбільш Теплий січень за останнє сторіччя відзначався в 2007 році.

Все вищесказане багато в чому характерно і для кліматичних умов річного півріччя: велика повторюваність в останні роки теплих і дуже теплих і, навпаки, повна відсутність дуже холодних літніх умов (рис.1.3, внизу). Поведінка зимового і літнього трендів суттєво різнилися: аж до середини 90-х рр. вони перебували в протифазі. Наступні дві декади показують інтенсивне і односпрямоване зростання значень термічної інтегральної характеристики повітря для теплого і для холодного сезонів в північних регіонах Чорного моря. Причому інтенсивність річного прогрівання помітно вище зимового.

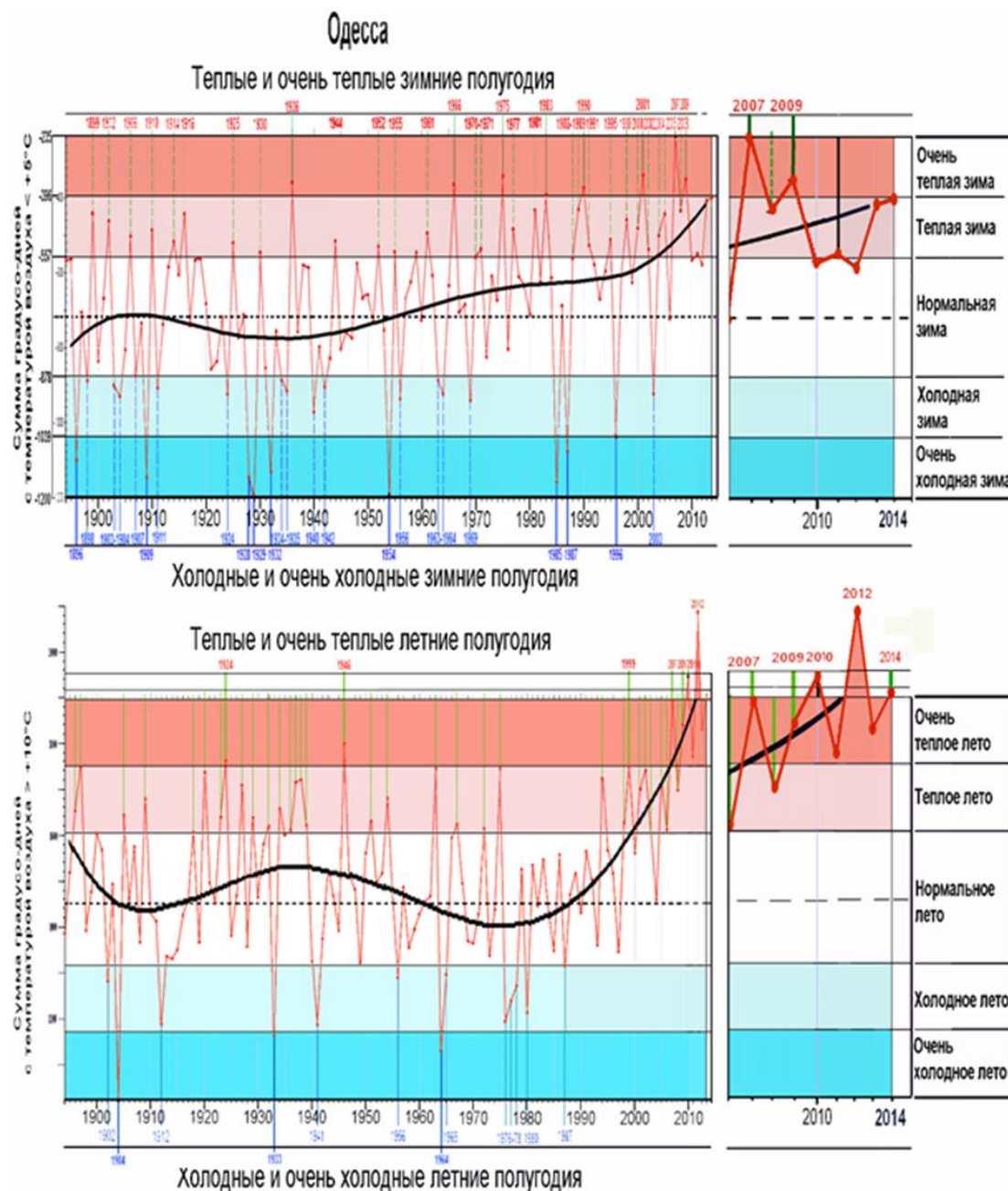


Рис.1.3 - Міжрічна мінливість відхилень сумарних температур холодного півріччя в сторону низьких температур від значення $+5^{\circ}\text{C}$ (вгорі) і теплого півріччя в сторону високих температур від $+10^{\circ}\text{C}$ (внизу) за даними метеостанції Одеса-порт.

Суцільні жирні лінії - поліномінальної апроксимація 5-го порядку. Інтегральна оцінка температури повітря літнього півріччя останнього десятиліття мають послідовні різкі піки кліматичних максимумів в 2007, потім в 2009 і, нарешті, в 2010 рр. Останній літній максимум виявився настільки високим, що сума градусо-днів з температурами вище $+10^{\circ}\text{C}$ вийшла за межі діаграми, розрахованої по всьому попередньому ряду

спостережень. При цьому, за останні 30 років суттєво зменшилася і дисперсія міжрічних коливань річного термічного режиму.



Рис.1.4 - Мінливість середньомісячної січної температури в Одесі в XX і початку XXI століть. Пунктирною лінією показана апроксимація ряду поліномів 4-го порядку

Мінливість вітру. В роботі було обговорено питання про відмінності в середніх багаторічних швидкостях вітру над морем за даними 1891-1966 і 1967-1976гг. (Відзначено статистично значуще збільшення в другому періоді в середньому на 16%). В роботі Кабатченко [34] повідомляється, що практично на всіх берегових станціях і по морю в цілому відзначається зниження середньомісячних швидкостей вітру на 0,5-1,3 м / с, тобто всюди виявляються негативні тренди. Розраховане значення тренда швидкості вітру на МС порт-Одеса за 1950-1985гг. склало мінус 2 м / с.

В [4] були розраховані сумарні тривалості дії баричних ситуацій зі швидкостями вітру вище 10, 15, 20 і 25 м / с по синоптичних картах за 30-річний період (1949-1978гг.) Для п'яти районів моря. Для штормових ситуацій (швидкості вітру більше 15 м / с) отримано чіткий негативний тренд - за аналізований період тривалість штормів на Чорному морі падала щороку на 10 годин. Незважаючи на це приблизно раз в сім років відзначалися "штормові" роки.

Міжрічна мінливість. На рис.1.5 представлені графіки міжрічної мінливості середньої швидкості вітру на станціях з найбільш довгими рядами вимірювань [20]. Ці ряди, як і ряди інших станцій ПЗЧ апроксимуються очевидними негативними лінійними трендами.

Зниження середньої швидкості вітру зазначається в усі сезони року, причому на більшій частині станцій найбільш інтенсивно воно відбувається в зимовий сезон. Щоб оцінити тенденцію зміни швидкості вітру за останні 30

років, коли в найбільшій мірі проявилися ознаки глобального потепління (інтенсивний ріст температури повітря, підвищення рівня Чорного моря), за тими ж станціям були розраховані тренди за період 1975 - 2005 рр. У цей період з'являються позитивні тренди (Чорноморське, Євпаторія), тобто існують райони, де останнім 30-річчя відбувається збільшення швидкості вітру. Проте, негативні тренди інших станцій (Одеса, Очаків) показують, що в північній, континентальній частини узбережжя зберігається тенденція зменшення швидкості вітру.

Найбільший внесок в загальне ослаблення середньої швидкості вітру вносить зменшення повторюваності помірних і сильних вітрів на всьому північно-західному узбережжі. При цьому значно збільшуються повторюваності слабких (2 - 5 м / с) вітрів, за рахунок чого відбувається зменшення повторюваності періодів затишності (штилів) [4,20].

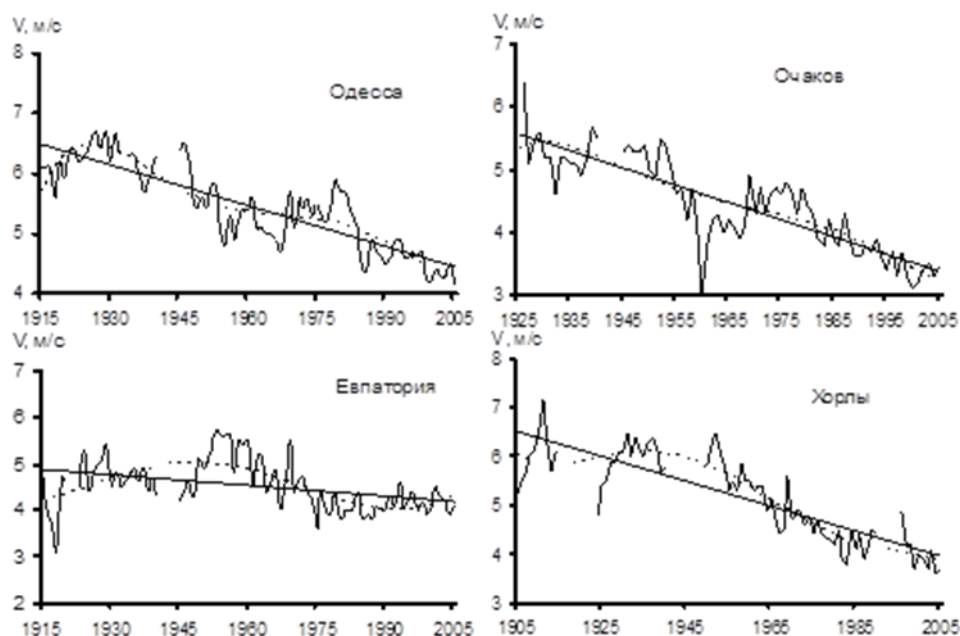


Рис.1.5 – міжрічна зміна середньорічних величин швидкості вітру на станціях північно-західного узбережжя Чорного моря [20]

Оскільки основний упор робиться на опис режиму ПЗЧМ, розглянемо більш докладно міжрічну зміну вітрового режиму в портах Одеса, Євпаторія, Іллічівськ і Південний з використанням прогресивно-векторних діаграм (ПВД) вітру, які характеризують інтегральні переноси повітряних мас за різні періоди осереднення. ПВД вітру, представлені на рис.1.6, показують істотні відмінності в спрямованості середніх річних вітрових потоків в Одесі та Євпаторії: в Одесі переважають ПЗ вітри, в Євпаторії - ПС. Це свідчить про

те, що східні області північно-західного шельфу схильні значно більшому впливу Сибірського антициклону (переважно взимку), ніж західні.

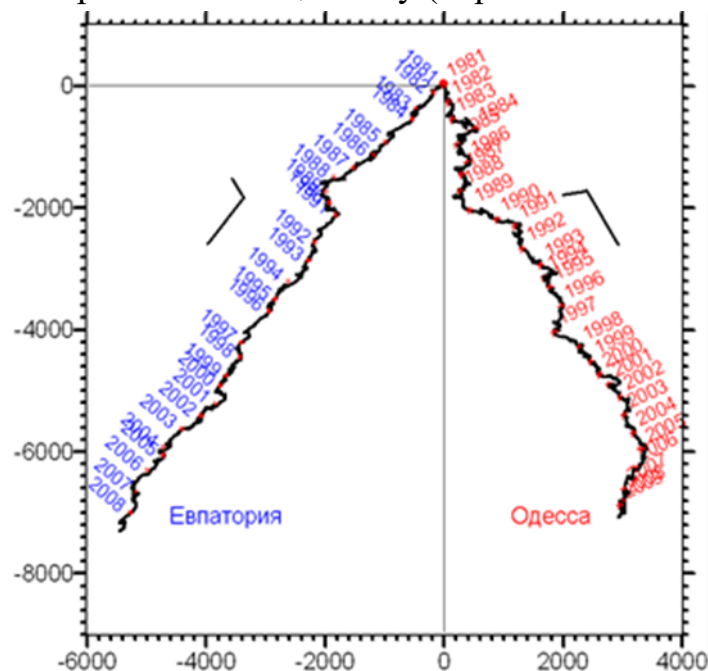


Рис.1.6 - Прогресивно-векторні діаграми вітру за період з 1981 по 2008 рр. по сумарним річним даним станцій Одеса-порт і Євпаторія

Порівняння річних ПВД вітру в портах Іллічівськ, Одеса і Південний свідчить про їх якісну ідентичність (рис.1.7). У той же час вітри в порту Південний на 25-30% більше інтенсивніше, ніж в Одесі та Іллічівську, і мають велику північну складову.

Порівняння даних кримських станцій (Євпаторія і мис Херсонес) показують у них наявність вираженої східної складової (рис.1.7). Але є і суттєві відмінності: вітри в районі мису Херсонес у внутрішньо - і міжрічному планах менш стійкі, а швидкості вище, ніж в Євпаторії.

Відмінності літнього та зимового вітрового режиму в Одесі можна простежити на рис.1.8. Міжрічна стійкість зимових вітрів в Одесі істотно нижче, ніж в літні періоди, а середні швидкості - вище. В деякі зими переважають ПС, а не ПЗ вітри і, як правило це відноситься до дуже холодних зим, коли проявляється вплив поширившись далі, ніж зазвичай, на захід відрогу Сибірського антициклону. Порівняння літнього та зимового вітрових режимів по Євпаторії розглянемо нижче на більш довгому ряді.

В середньому за останній майже 60-річний період в Євпаторії відзначається стійке перенесення повітряних мас в Пд напрямку (ПС вітри) (рис.1.9 а). Літній вітровий режим суттєво відрізняється від зимового (рис.1.9

б, в). У літній період переважають вітри північних напрямків (від ППЗ до ППС), середні швидкості в 2-3 рази нижче зимових.

Зимові вітри стійкі і мають трохи більшу східну складову в порівнянні із середньорічними вітрами ($\sim 50^\circ$ і 40° , відповідно).

Зміни опадів. Проведений в [9] аналіз зміни річних сум опадів на берегових станціях за 40 років виявив значні коливання: від "посушливих" років, коли кількість опадів становила 30-40% від норми, до надзвичайно рясних - 500% і більше. Такі неперіодичні коливання логічно зв'язати з особливостями синоптичних процесів. В [35] була досліджена повторюваність випадання опадів при кожному з семи типів синоптичних процесів, розглянутих вище. Аналіз розрахунків показав, що при східному, південно-східному і західному типах, разом узятих спостерігається 20% від загального числа випадків випадання опадів над Чорним морем. При південно-західному - 23%, північному - 21%, північно-східному - 19% і північно-західному - 17%. Таким чином, різкі міжрічні коливання в сумах опадів пов'язані з міжрічною зміною повторюваності типів синоптичних процесів. Але поряд з цими неперіодичними коливаннями мають місце систематичні зміни, пов'язані з віковими змінами клімату. На підтвердження цього судження в [9] були показані зміни січневих і липневих сум опадів для декількох берегових станцій з 1891 по 1970гг. Ці розрахунки продемонстрували дуже різні режими опадів в різні сезони: в січневих сумах виявилися коливання в кілька десятків років, а в липневих - близько 80 років. Позитивні лінійні тренди більш ніж столітніх часових рядів кількості опадів, що випадали на берега і акваторію Чорного моря, наведені в довіднику [4], розташовані на фоні значних флуктуацій, викликаних впливами сонячної активності і ПАК.

Зміни складових теплового балансу. У роботі 1972 року [26] вперше було представлено зміна сумарної радіації над морем поблизу узбережжя за 40 років, яке показало її зростання з кінця 40-х років. Всебічна оцінка міжрічної мінливості складових теплового балансу для окремих районів і моря в цілому за кліматичний період з 1951 по 1985рр була зроблена в [4]. Попередньо було здійснено перевірку всіх необхідних для розрахунку складових теплового балансу метеорологічних величин на наявність в них тренду, який показав, що лінійні тренди відсутні у всіх величин, крім швидкості вітру. Аналогічний аналіз часових рядів складових теплового балансу показав позитивний тренд потоків прихованого тепла.

Вважається, що ці тренди пов'язані з негативним трендом в зміні швидкості вітру.

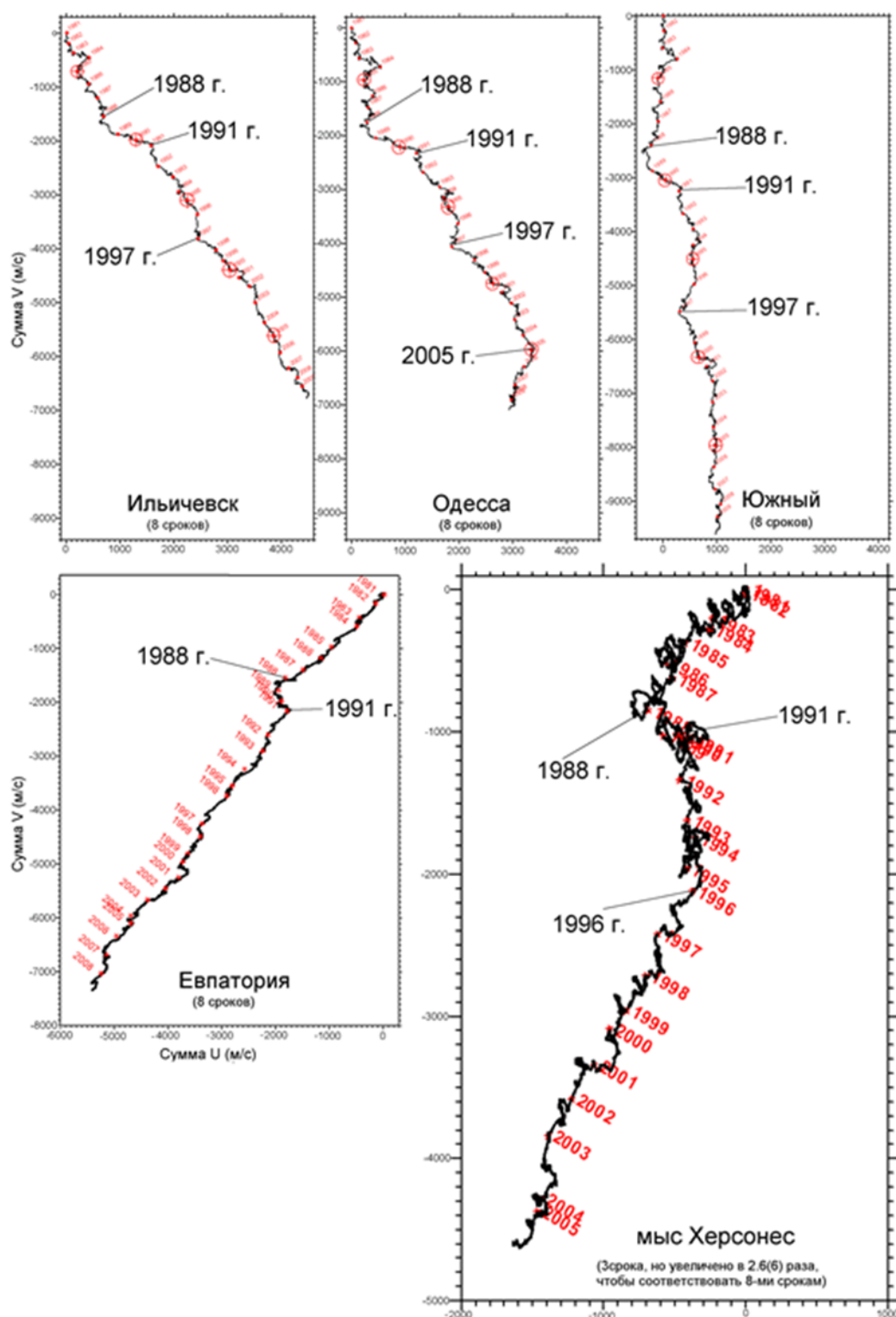
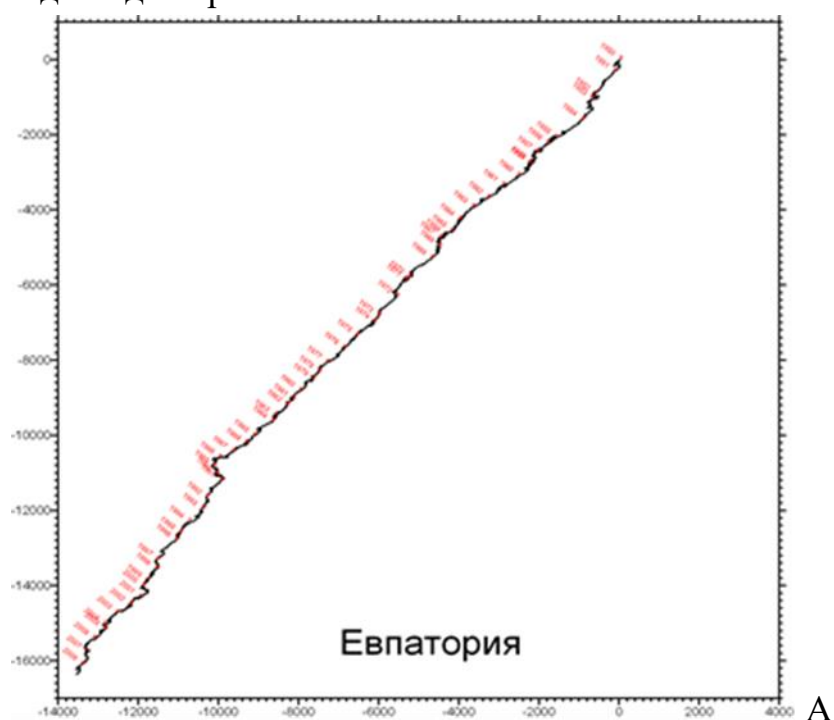
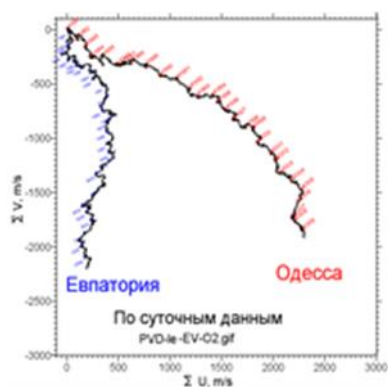


Рис.1.7 - Річні прогресивно-векторні діаграми вітру в портах Іллічівськ, Одеса, Південний, Євпаторія і на мисі Херсонес за період з 1981 по 2008 рр. Великими цифрами виділені року з різкими змінами середнього напрямку вітрів. Середньобаторічне випаровування з поверхні Чорного моря оцінюється в 396 км² в рік [4]. У період з початку 50-х до середини 80-х рр. XX століття відбувалося помітне зменшення випаровування [36], після чого намітилася явна тенденція зростання. Основними причинами зниження

інтенсивності випаровування в Чорноморському регіоні в другій половині XX століття стали регіональні кліматичні зміни - зниження швидкості вітру і дефіциту пружності повітря, які, в свою чергу, були обумовлені перетворенням форм атмосферної циркуляції в Північній півкулі. При подальшому підвищенні з 80-х років минулого століття температури повітря і морських вод дефіцит пружності повітря дещо збільшився, і випаровування стало відповідно зростати.



А



А

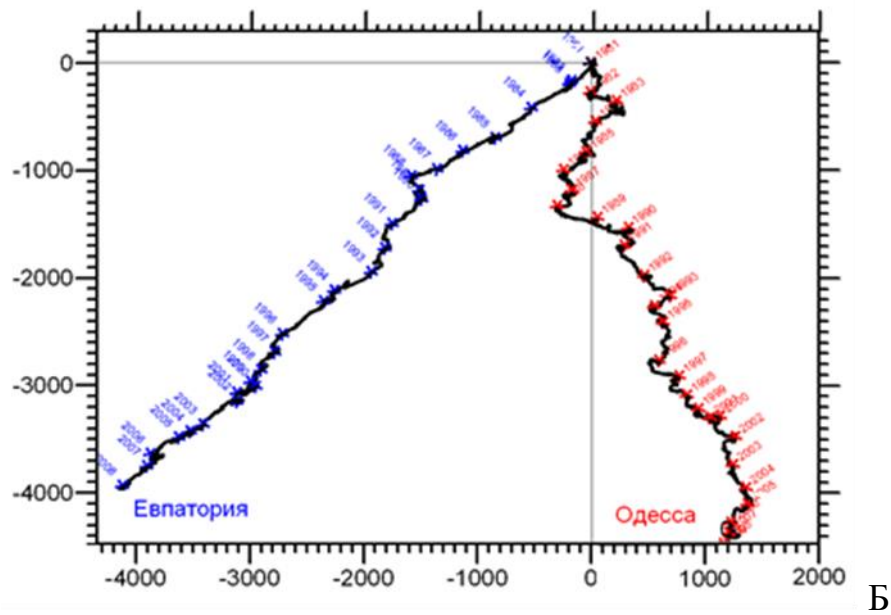


Рис.1.8 - Прогресивно векторні діаграми вітру за даними станції Євпаторія та Одеса за період 1981-2008 рр. а) для літа; б) для зими

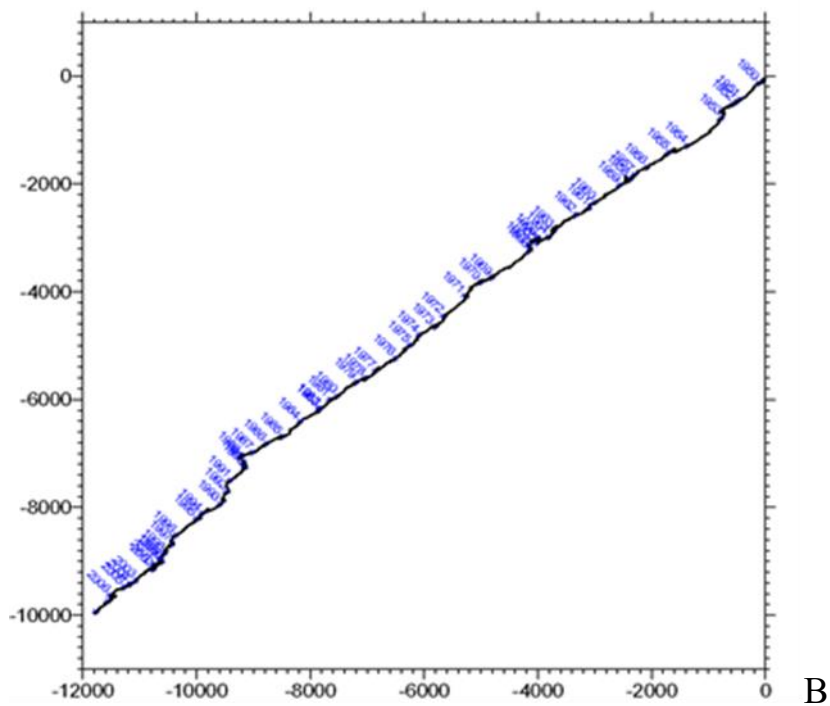
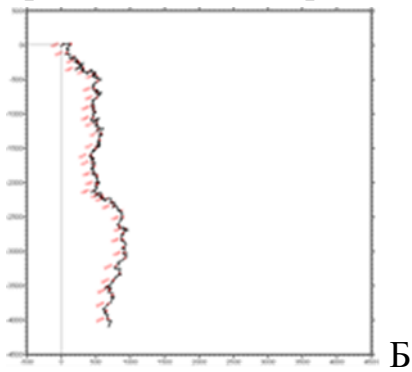


Рис.1.9 - Прогресивно векторні діаграми вітру за даними станції Євпаторія за період 1950-2008 рр. (А) - річна; (Б) - річна; (В) – зимова

1.4 Термохалінна структура вод

Сформована кліматична термохалінна структура вод Чорного моря визначається як середньопиротним становищем моря, так і специфічними фізико-географічними умовами, з яких слід виділити позитивний прісний баланс (за рахунок надлишку річкового стоку і опадів над випаровуванням) і слабкий водообмін через вузькі протоки Босфор і Керченський. Сезонні зміни характеристик вод зосереджені в діяльному шарі, що становить близько 8% загального обсягу моря, якщо за його нижню межу прийняти ізохаліну поверхню 20 ‰. У зв'язку з цим запаси тепла і солей в повному обсязі моря для різних сезонів мало відрізняються один від одного.

1.4.1 Водні маси

Згідно [4,37] в Чорному морі виділяють п'ять основних водних мас: мілководну (прибережну) чорноморську водну масу (МЧВМ), верхню чорноморську водну масу (ВЧВМ), холодний проміжний шар (ХПС), проміжну і глибинну чорноморські водні маси (ПЧВМ і ГЧВМ). Характеристики водних мас в сезонному розвитку наведені в табл. 1.4.

Кількісні характеристики МЧВМ є індикаторами ступеня антропогенного навантаження на весь водойм, так як вони визначаються в більшій мірі обсягом річкового стоку (не плутати з площами поширення), ніж процесами, що відбуваються в морі. Амплітуда річних коливань МЧВМ становить 368,2 км³ що в 1,3 рази більше середнього річного обсягу. Найменший обсяг мілководних вод спостерігається в лютому, що пояснюється дією двох факторів: низьким стоком річок та інтенсивної трансформацією розпріснених вод в умовах зимового конвективного перемішування. Найбільший обсяг МЧВМ відзначається в липні, на два місяці пізніше максимуму надходження річкового стоку в Чорне море. Ізохаліна поверхню 17 ‰, яка є кордоном МЧВМ, протягом року рідко опускається нижче глибини 20 м. Коливання річного ходу середньої температури можуть досягати 17.9 ° С.

Верхня чорноморська водна маса відповідає інтервалу солоності 17 ‰ - <18.6 ‰ і поширюється до глибин 30-50 м в центрі і 60-75 м в прибережних

районах моря. Води ВЧВМ складають близько 3.8% загального обсягу моря, що в 75 разів більше середнього обсягу МЧВМ.

Нижня межа ХПС відповідає ізохаліній поверхні 20 ‰ і температурі 8 ° С. Обсяг ХПС близький до обсягу ВЧВМ і в середньому становить 3,7% загального обсягу моря. Глибина залягання ізохаліної поверхні 20 ‰ змінюється від 75-80 м у центрі моря до 125-150 м в прибережних районах. У сезонному циклі обсяг ядра ХПС до початку весни збільшується більш, ніж на 50%, середня температура падає, а солоність зростає.

Верхній шар Чорного моря схильний найбільшому впливу як природних гідрометеорологічних, так і антропогенних факторів. Сезонний масштаб природного мінливості в Чорному морі є найбільш енергоємним

Для північно-західної частини Чорного моря, як і для всього моря в цілому характерна наявність двох максимумів швидкості зміни температурних і солоносних властивостей в сезонному циклі. Перший пов'язаний з інтенсифікацією вертикального конвективного обміну, другий з весняним посиленням ОЧТ за рахунок накопичення доступної потенційної енергії в західному і східному циклоному круговороті в попередній зимовий сезон.

Загальна термохаліна сезонна мінливість водних мас верхнього 50-метрового шару Чорного моря в більшій мірі формується температурної мінливістю, проте відносна роль температури і солоності в швидкості сезонної перебудови водних мас змінюється протягом року. Наприклад, для північно-західної частини моря в квітні-травні (період максимуму річкового стоку) істотні зміни солоносних властивостей води, а в грудні-січні (період інтенсивного розвитку конвективних процесів) - термічних властивостей.

1.4.2 Структура гідрофізичних полів Чорного моря

У вертикальній структурі вод Чорного моря виділяють діяльний шар, шар стійких вертикальних і горизонтальних змін характеристик і, що знаходиться на великих глибинах, шар з монотонним збільшенням температури і солоності. У свою чергу діяльний шар поділяють на два [4]: по температурі - верхній квазіоднорідний шар (ВКС) з підстильним його шаром сезонного термокліну (СТ) і холодний проміжний шар; по солоності також ВКС лежить на великих глибинах постійного халокліну (ПХ).

Просторову мінливість середньосезонних полів температури і солоності проілюструємо за кліматичними даними на горизонтах 0 і 75 м, які характеризують, відповідно, ВКС і ХПС.

Температура на горизонті 0 м зростає в напрямку з північного заходу на південний схід. Максимальні відмінності відзначаються взимку, коли вся північно-західна частина моря являє собою «фронтальну зону» з ростом температури в південно-південно-східному напрямку. Смуга більш холодних вод розташована біля західного узбережжя, відповідаючи основному потоку ОЧТ, перенісного води з північно-західної частини, підживлює новими порціями холодної води в місцях впадання в Чорне море річок. На решті акваторії температури вод в зимовий сезон досить однорідна. Локальний мінімум в районі Керченської протоки також пов'язаний з припливом холодних вод Азовського моря.

Таблиця 1.4 Характеристики основних водних мас Чорного моря (по [37])

Период	Об'єм, км ³	Содержание, 10 ⁶ т	Тепло- содержание, 10 ¹⁵ Дж	Средняя солёность, ‰	Средняя температура, °С
МЧВМ (S < 17‰)					
Зима	3 17	1 1904	1881	16.04	3.90
Весна	В 90	3 6346	20259	16.09	12.22
Лето	Л 38	4 7164	35253	16.26	19.96
Осень	О 33	2 3818	11901	16.20	11.68
ВЧВМ (17 – 18,6 ‰)					
Зима	3 0996	2 39023 1	66633 8	18.32	7.83
Весна	В 1013	2 38978 5	84741 3	18.30	9.95
Лето	Л 0161	2 37298 9	11573 98	18.26	14.19
Осень	О 0177	2 37350 1	10023 36	18.26	12.27
ХПС (18,6 ‰ - 20 ‰)					
Зима	3 0518	2 40122 7	64917 6	19.26	7.81

В есна	2 0949	40983 3	66164 8	19.27	7.79
Л ето	1 9597	38297 0	62394 6	19.25	7.86
О сень	1 8884	36887 7	61245 3	19.24	8.00
ПЧВМ (20 ‰ – 22,2 ‰)					
Г од	2 32923	51541 06	82871 59	21.76	8.80
ГЧВМ (S > 22.2 ‰)					
Г од	2 63581	59790 68	95909 70	22.30	9.00

Навесні, в травні, на фоні загального підвищення температури, структура поля стає більш мінливою, що пов'язано з формуванням нового сезонного термоклину на невеликих глибинах, легко руйнується вітровим перемішуванням. Максимуми весняної температури води (до 15-16 ° С) збігаються з основними осередками розпріснення, що створюють умови для збільшення стійкості стратифікації, що перешкоджає проникненню тепла в глибину з тонкого поверхневого шару.

Зміни поля температури від весни до літа призводять до того, що температурні неоднорідності і фронтальні зони згладжуються. У зв'язку з невеликими значеннями товщини ВКС відбувається інтенсивний його прогрів до 23-24 ° С в західній і 26 ° С в східних частинах моря.

До листопада температура в результаті осіннього вихолодження падає в середньому на 10 ° С. У північно-західному районі охолодження вод протікає найбільш інтенсивно, в результаті цього зростають горизонтальні градієнти температури води в північних районах моря. Центральні райони моря зайняті водами з температурою 13-15 ° С.

Структура поля солоності поверхневих вод в усі сезони визначається локалізацією основних джерел розпріснення (річковий стік і в меншій мірі опади) в його північно-західній і південно-східній частинах. Від районів гирла річок більш прісні води переносяться великомасштабною системою течій, вихорами і за рахунок процесів турбулентної дифузії.

Взимку солоність поверхневих вод повсюдно найбільш висока. Води з солоністю менше 17 ‰ займають всього 5% акваторії. Ефект підвищення солоності можна пов'язати з інтенсифікацією в цей період конвективного перемішування, в результаті дії якого в верхні шари надходить більш солоні

вода підстилаючих горизонтів. Зони з максимальними горизонтальними градієнтами солоності контурних районів максимально розпрісненні.

Поле солоності поверхневого шару навесні характеризується найбільшими контрастами, так як під впливом паводкового стоку річок поверхневі води в південно-східній і північно-західній частинах моря значно розпріснюються. Разом з тим в центральній частині моря солоність змінюється незначно.

Літній період характеризується згладжуванням поля солоності. За рахунок дифузійних процесів, поряд зі зменшенням площі вод з солоністю більше 18 ‰, відбувається часткове розмивання квазістаціонарних фронтів. Осіннє поле поверхневої солоності за своїм характером наближається до зимового. Мінімуми солоності слабшають, область з солоністю більше 18 ‰ розширюється.

Слід зазначити слабку просторову узгодженість поверхневих полів температури і солоності Чорного моря, пов'язану з різними факторами, що формують ці поля. Лише в осінньо-зимовий період в північно-західній і південно-східній частинах солоносним фронтам відповідають термічні fronti, викликані надходженням холодних річкових вод.

Сезонний хід температури і солоності на горизонті 75 м обумовлений, в основному, циклічністю інтенсифікації циклонічної циркуляції, що призводить до підйому більш теплих і солоних вод з великих глибин. На периферії нижня межа ХПС лежить глибше 75 м, в результаті поля мають максимуми в центрах західного і східного колообігів і мінімуми біля берегів.

На фоні зазначених особливостей кліматичної структури пріоритетну роль у формуванні мінливості полів температури, солоності і щільності грають процеси синоптичного масштабу [38]. В екосистемі Чорного моря, як термоклин, так і синоптичні вихори грають важливу роль, так як вони є природними акумуляторами як біогенних, так і забруднюючих речовин. Дослідженню цих гідрологічних структур слід приділити особливу увагу ще й з тієї причини, що синоптична мінливість Чорного моря [39] вивчена значно гірше, ніж аналогічні процеси в відкритому океані.

1.4.3 Особливості гідрофізичних полів північно-західній частині Чорного моря

Основні відмінні риси гідрологічної структури вод ПЗЧМ полягають в домінуючій ролі солоності в формуванні стратифікації вод протягом всього року, інтенсифікації горизонтальних і вертикальних термохалінних неоднорідностей, існування верхнього і придонного квазіоднородних шарів, за винятком зимових місяців (січень-березень), коли вся товща вод внаслідок конвективного перемішування стає однорідною, значною тимчасової мінливості гідрологічних умов внаслідок малої інерційності водних мас і, отже, підвищеної реактивності на зовнішні впливи. Останнє вказує на важливу роль вітру і термічних умов у формуванні динаміки вод ПЗЧМ. Досягнення екстремумів в річному ході солоності північно-західній частині Чорного моря визначається суперпозицією сезонних коливань річкового стоку, атмосферних опадів, випаровування, інтенсивності перемішування з нижчого рівня шарами і особливостями циркуляції вод регіону. Середньомісячні кліматичні дані [4] свідчать про те, що мінімальна солоність спостерігається на Дунайському гирловому узбережжі, де постійно присутні води з солоністю до 10 - 13 ‰. Максимальна солоність поверхневого шару спостерігається в лютому-березні - від 13,71 ‰ в гирлі р. Дуная до 18,35 ‰ - в районі взаємодії з Основним Чорноморським плином. Весняний прогрів поверхневих шарів різко гальмує процеси вертикального перемішування, інтенсифікуючи процеси горизонтальної дифузії. Зі збільшенням стоку річок в весняну повінь різко зростають горизонтальні градієнти солоності - до 0,1 ‰ / км. Води Одеської затоки розпрісняються до 10 ‰, дунайського узмор'я - до 7,5 ‰, на південь від м. Тарханкут утворюється ядро вод з солоністю до 19 ‰, обумовлене стаціонарним вихором. У літній період в поле солоності виділяється клин солоних вод, обумовлений проникненням вод ОЧТ. Придунайська і придністровська зони осолоняються до 10-11 ‰ вже на відстані до 1-2-х км від вихідних горловин. Восени спостерігається яскраво виражена гомотермія і структура полів солоності визначається змішуванням річкових вод з морськими. Для ПЗЧМ характерна максимальна для Чорного моря мінливість солоності поверхневого шару - середньоквадратичне відхилення (СКВ) змінюється від 4-6 ‰ в придунайському районі до 0,4 ‰ на зваленні глибин, що обумовлено нестабільністю надходження прісних вод і інтенсивністю динамічного перемішування.

Характерною особливістю поля температури поверхневого шару ПЗЧМ є сезонна сталість мінімуму температури (в порівнянні з відкритою частиною

моря), взимку температура опускається до 2-4 ° С, а біля берегів і в Каркінітській затоці - до температури замерзання. Поряд із зовнішніми факторами (теплообмін з атмосферою, зимова адвекція холоду, викликана річковим стоком), інтенсивне вихолоджування обумовлено мілководдям і різкою Халіна стратифікацією на гирлових Узбережжя. Весняне підвищення температури відзначається в березні, в квітні починається формування сезонного термокліну і до травня вертикальні градієнти температури досягають 05 ° С / м. Максимуми травневої температури води (15-16 ° С) збігаються з осередками розпреснення. Максимальної температури води ПЗЧМ досягають в серпні - до 24 ° С. Осіннє вихолоджування починається у вересні. Найбільшого розмаху сезонних коливань температури (20 ° С) відзначений на дунайському узбережжі.

1.5 Річковий стік на ПЗШ Чорного моря

1.5.1 Тимчасова мінливість річкового стоку

Північно-західна частина Чорного моря є стокових басейном чотирьох річок: Дунаю, Дніпра, Дністра і Південного Бугу. Їх сумарний середньорічний стік за останні півстоліття становить близько 260 км³ / рік. Хоча сумарний стік Дніпра, Південного Бугу та Дністра, приблизно в чотири рази менше середнього стоку Дунаю, табл.1.1, але він має суттєвий вплив на формування екологічного стану північних і центральних областей ПЗШ.

Шельф ПЗЧМ за економічним значенням є одним з найважливіших регіонів басейну. Тут традиційно і успішно вівся промисел риби, а також видобуток мідій і філофори. Однак з другої половини 60-х років видобуток морепродуктів різко скоротився. Однією з причин виниклого порушення в промислову і екологічну обстановку на шельфі ПЗЧМ з'явилися зміни, що відбулися внаслідок надмірного антропогенного навантаження, якості берегового стоку. Несприятлива екологічна обстановка проявляється в евтрофікації вод, розвитку в придонному шарі гіпоксійних і аноксійних явищ і, як наслідок, поява заморів донної фауни і риб. Разом з тим існує думка, що важливу роль у створенні подібної обстановки можуть грати також кліматичні коливання окремих найбільш важливих параметрів природного середовища, до числа яких можна віднести і стік річок.

Міжрічна мінливість. В [7] багаторічна мінливість стоку р. Дунай розглянута по річним витратам за 1840-2002 рр. Кліматична норма витрати води за 162 року склала 199 км³ / рік. У міжрічній мінливості річних витрат

води р. Дунай домінували коливання, рівні 2,4-4,6, 8,6-11,1 і 22 м. Абсолютний максимум річної витрати відзначений в 1970 р - 364 км³ / рік, а абсолютний мінімум - 110 км³ / рік спостерігався в 1872, 1903, 1909 рр. В останні три десятиліття найбільш низька річна витрата відзначалась в 1990 р - 133 км³ / рік, а найбільш висока в 2010 р - 300 км³ / рік. Він трохи не досяг рівня 1970 (303,4 км³ / рік). В цілому для всієї низки інструментальних спостережень над витратами Дунаю відзначається їх позитивний тренд (рис.1.12). Якщо розглядати більш детально останні 30 років, то в 1980-х рр. тренд був негативним з мінімумом в 1990 р з початку 90-х рр. стік Дунаю знову придбав позитивну тенденцію, досягнувши максимуму в 2010 р (рис.1.13).

Багаторічна мінливість стоку р. Дніпро розглянута за річними його витрат за 1851-2000 рр. Кліматична норма витрати води за 150 років склала 50,5 км³ / рік, за 1961-2009 рр. - 42,3 км³ / рік [8]. Сезонний кліматичний хід витрати за 1947-2000 рр. характеризувався неправильною піврічною хвилею з двома екстремумами: головний з паводком в травні - 7,5 км³ / міс. і меженню у вересні - 2,3 км³ / міс. і другорядний слабо виражений з максимумом в грудні - 4,3 км³ / міс. і мінімумом в січні - 4,2 км³ / міс.

У витратах води р. Дніпро домінували коливання, рівні 2,2-4,2, 5,1, -8,9, 13,0 і 20,3 року. Абсолютний максимум у річній величині витрати р. Дніпро припадав на 1970 г. - 98 км³ / рік, а абсолютний мінімум - 23 км³ / рік на 1921 р.

У міжрічній мінливості річних витрат р. Дніпро протягом усього ряду років простежувався слабкий негативний тренд з хвилеподібними періодами підвищеної і зниженої водності. Високі витрати в згладжених рядах припадали на 1853-82, 1924-35 і 1968-82 рр, а низькі - на 1884-92, 1944-65 і 1995-97 рр.

В мінливості сезонних витрат р. Дніпро за 55 років порушення кліматичного річного ходу були виражені ще більш загострено, ніж р. Дунай. Протягом 30 років в річному ході витрат р. Дніпро спостерігалися два, а іноді і три екстремуму з приуроченістю другого - на зимові (грудень-лютий) місяці року. Найбільш тривалі періоди з двома екстремумами були в 1959-1964, 1973-1978 і 1991-2000 рр.

Великомасштабні зміни витрат (крім трендів) знаходяться в хорошому узгодженні для всіх річок ПЗЧМ. Мабуть, єдиним місцем неузгодженості коливань витрат є період 1996-1997 рр, коли локальний максимум в стоці Дунаю відповідає мінімуму в стоці Дніпра.

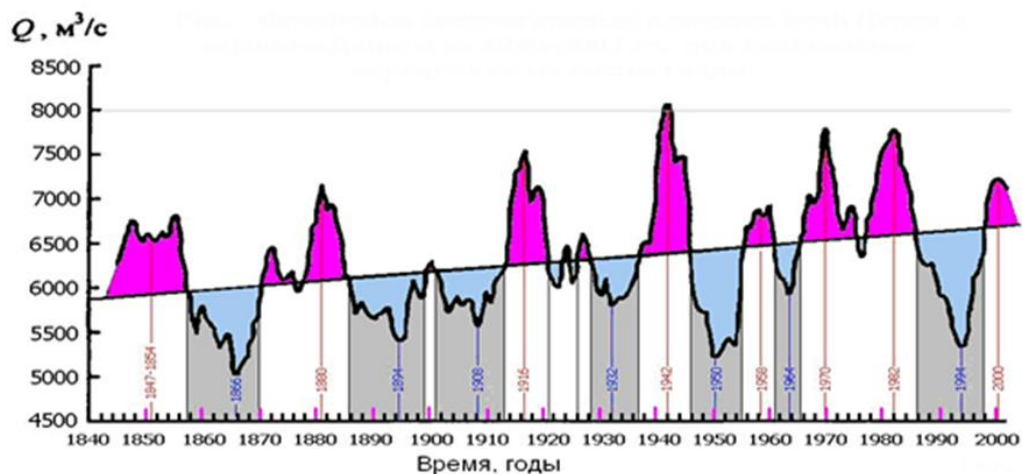


Рис.1.12 - Зміна середньорічних витрат річки Дунай в вершині дельти за період з 1840 по 2002 рр. при ковзному усередненні по шести рокам

Чи не проявляється тісний зв'язок між значеннями річних стоків річок з площами поширення шельфових вод і явищ гіпоксії і аноксії в глибинних шарах вод ПЗЧМ. Так, максимумами площ з присутністю гіпоксії в 1978, 1979, 1981 і 1999 рр. відповідали високим стоків всіх річок, а в 1983, 1989, 1990 і 1994 рр. - низьким (в 1990 році найнижчим за 50-ти річний період) стоків Дунаю і низьким обсягами стоку інших річок. Відносні максимуми площ поширення гіпоксії в 1988 і 2000 рр. відповідали середнім кліматичних обсягами стоку всіх річок. Коефіцієнти кореляції між річними стоками Дунаю і площами поширення ШВ і гіпоксії близькі до нуля.

Всерединірічна мінливість. Внутрішньорічна кліматична витрата Дунаю за 1947-2001 рр. характеризувалась річної хвилею з паводком в травні - 28,3 км³ / міс. і меженню в жовтні - 13,6 км³ / міс [7]. В мінливості сезонних коливань витрат р. Дунай відзначені часті порушення нормального річного ходу з паводком - навесні і меженню - восени. У розглянутому 64-річному ряду виявлено 29 років з появою другого екстремуму взимку (грудень-лютий). В окремі роки зимовий максимум за абсолютною величиною витрати навіть перевершував весняний (1953-I, 82-I, 90-XII, 94-I, 98-XI, 2002 XI, 2003 I, 2007 XII, 2011-I). Роки з двома екстремумами групуються в основному за періодами років. Найбільш тривалими вони були в 1966-74, 80-84 і 88-98 рр.

2 ФАКТОРИ ЯКІ ВПЛИВАЮТЬ НА ЗМІНУ РІВНЯ ЧОРНОГО МОРЯ

Рівень Чорного моря формується під впливом чинників, які призводять як до зміни обсягу вод, так і перерозподілу його по простору. Евстатическі фактори (тобто чинники, що призводять до зміни обсягу вод і обсягу чаші моря) в Чорному морі - це річковий стік, випаровування, опади, що випадають над морем, водообмін з Мармуровим і Азовським морями, антропогенний стік, осідання та ущільнення опадів. Зміни обсягу чаші моря під дією тектонічних рухів, мабуть, невеликі і ними, в першому наближенні, можна знехтувати. Вплив цих факторів на рівень режим в Чорному морі в даний час має різну ступінь вивченості. Головною перешкодою є відсутність досить надійних, тривалих спостережень за випаровуванням і опадами над відкритим морем і водообменом в протоках. Це призводить до необхідності використовувати непрямі методи оцінки. Інші фактори (антропогенний і твердий стік) до справжнього часу взагалі не розглядалися. Основні фактори, що перерозподіляють води по простору і часу, що діють в Чорному морі, - це вітер; просторово-часові зміни атмосферного тиску (статична реакція) і щільності морської води (стерическое ефект); сгоннонагонні коливання, пов'язані з циркуляцією вод, що виникає внаслідок тангенціального тертя між повітряним потоком і водною поверхнею, обмеженою береговою лінією. ці фактори істотно мінливі в просторі і часі. Цікаво, що в Чорному морі основні коливання рівня вітрового походження збігаються зі змінами рівня, зумовленими змінами атмосферного тиску і щільності води. Це можна пояснити тим, що зниження атмосферного тиску над сушею і підвищення тиску над морем поєднуються з наганянь по відношенню до берега вітрами. Отже, рівень підвищується одночасно під дією двох факторів: вітру і атмосферного тиску. У зворотному випадку, коли тиск над сушею підвищується, а над морем знижується, відбувається зниження рівня моря біля берега під впливом обох факторів. Крім цього, при наганяючи процесі легші поверхневі води переміщаються в прибережну область, утворюючи значний шар, і, отже, є додатковим чинником, що призводить до підвищення рівня. При зганяннях відбувається зворотний процес; при цьому рівень знижується як через відтік вод, так і за рахунок їх заміщення більш щільними глибинними водами. Зміни рівня внаслідок зміни тиску (статична

реакція) значно менше змін, обумовлених дією вітрів і течій, як уздовж берегової лінії, так і у відкритому морі (Динамічна реакція). Крім зазначених процесів певне

вплив на перерозподіл обсягу вод надають хвильові процеси різного походження, сейши і приливні коливання. Окремо можна виділити геодинамические сили, що призводять до віковим коливанням рівня. Вони обумовлені повільними вертикальними рухами земної кори (підняттям або опусканням).

Однак ці коливання є удаваними, так як відбуваються не від змін рівня, а від підняття або опускання берега, на якому розташовані реєстратори рівня. Разом з тим, для господарської діяльності людини вони важливі і їх слід враховувати. На чорноморському узбережжі - це, перш за все, район Одеси і Колхидской низовини, які відчувають значні сучасні вертикальні рухи земної кори (опускання). В інших районах узбережжя вони істотно менше. Крім цього, різкі тектонічні коливання земної кори, що призводять до землетрусів, викликають цунамі, які також реєструвалися в Чорному морі нижче більш детально розглядаються вклади окремих факторів у формування рівнинного режиму Чорного моря.

З НАСЛІДКИ ЗМІНИ РІВНЯ ЧОРНОГО МОРЯ

В період потепління через опріснення і підвищення температури багато морські течії можуть ослабнути або навіть змінити свої напрямку, тому що в даний час вони існують через різницю температур між високими і низькими широтами. Не виключені зміни динаміки вод в Атлантичному океані. В даний час поверхнева холодна вода, що надходить з Арктики, занурюється в нижні шари, а її місце займає потік поверхневих теплих вод з тропічних широт. Є побоювання, що внаслідок потепління швидкість і інтенсивність теплої Північноатлантичної течії, яке зігріває берега Скандинавії і Британії, сповільниться. А це загрожує великими неприємностями для європейців. Приблизно таке ж негативний вплив може статися біля берегів Аляски, які зігріває протягом Курошио. Під загрозою затоплення опиняться узбережжя Бангладеш, Індії, Китаю, Індокитаю і Японії. Що стосується глобальних змін рівня моря, то темпи, масштаби і напрям зміни рівня, звичайно ж, будуть варіювати в окремих місцях і регіонах в залежності від особливостей прибережної смуги, вертикального руху суші, зміни течій океану і щільності морської води. Навіть після того, як температура атмосфери стабілізується, рівень моря буде продовжувати підвищуватися протягом сотень років через повільне відгуку океану на зовнішні впливи.

Протягом останніх десятиліть берегові території зазнавали процеси видозміни і інтенсивного освоєння, в результаті чого вони стали більшою мірою уразливі до підвищення рівня моря. Країни, що розвиваються з їх більш слабкою економікою і організаційною структурою піддаються найсерйознішою небезпеки, однак і прибережні низинні території розвинених країн також можуть бути серйозно порушені. За останні 100 років 70% піщаних берегових ліній відступили вглиб території [35]. Вторгнення солоної води в естуарії річок може знизити якість і кількість запасів прісної води. Підвищення рівня моря вже зараз викликає погіршення якості прісної води в Ізраїлі, Таїланді, на малих островах, розкиданих по Тихому і Індійському океанам і Карибському морю, а також в деяких найбільш родючих дельтах, зокрема, в дельтах річок Янцзи (Китай) і Меконг (В'єтнам). Підвищення рівня моря може завдати шкоди ключовим економічним галузям. Оскільки значна кількість продуктів харчування виробляється в прибережних районах, то галузь виробництва морепродуктів, аквакультура і навіть прибережне сільське господарство піддадуться впливу несприятливих наслідків. Інші сектори, схильні до підвищеної небезпеки, - це туризм і страхова справа (яке нещодавно вже сильно постраждало в

результаті екстремальних погодних умов). Очікуване підвищення рівня моря призведе до затоплення більшості низин у всьому світі і витіснить мільйони людей з прибережних регіонів і невеликих островів. Переміщення населення з затоплених земель, особливо тих, у яких немає достатніх ресурсів, підвищить ризик виникнення різних інфекційних та інших захворювань. Комахи та інші переносники хвороб поширяться на нові ареали проживання. Порушення роботи систем каналізації, дренажу зливових вод і скидання стічних вод також матиме певні наслідки для здоров'я людини. Серйозної небезпеки піддадуться цінні прибережні екосистеми. На території прибережних районів знаходяться найрізноманітніші і родючі екосистеми, зокрема, мангрові ліси, коралові рифи і т.д. Низько лежать дельти, коралові атоли і рифи особливо чутливі до змін рівня. Звичайно ж, всі наслідки підвищення рівня моря передбачити неможливо, але деякі можна прогнозувати досить впевнено. До них, перш за все, можна віднести:

- прискорення берегової ерозії. Уздовж відкритого узбережжя вона складе 1 - 2 м на кожен сантиметр підвищення рівня в доповненні до ерозії, що виникає за рахунок інших факторів. Зміняться характеристики рельєфу, що загрожує береговим спорудам, розташованим зараз на відстані менше 50 м від урізу води;
 - погіршення рекреаційного використання пляжів;
 - збільшення мінералізації естуаріїв і водоносних шарів.
- Опиняться під загрозою приймачі питної води у водоносних шарах, що харчуються за рахунок прісноводної частини річки;
- зменшення кількості доступної питної води, погіршення її якості. скоротиться площа низовин;
 - збільшення висоти припливів в гирлах річок і затоках;
 - суттєве скорочення районів поширення і обсягу кріосфери суші;
 - руйнування більшості зволжених місцезростань і боліт. Особливо вразливі дельти річок, що впадають в моря і океани;
 - збільшення вразливості прибережних районів при впливі повеней і штормів.

Високий ступінь невизначеності, притаманна нині наявною інформації, не дозволяє вести ефективне управління, обмежує можливості для прогнозування і оцінки екологічних змін. Існує безліч альтернативних стратегій для адаптації до підвищення рівня моря. Можливі заходи включають в себе різні заходи захисту.

Підвищення середнього глобального рівня моря протягом 1993-2010 рр обумовлене сукупністю спостережуваних факторів: теплове розширення океану в результаті потепління (1,1 [0,8-1,4] мм/рік), зміни льодовиків (0,76 [0,39-1,13] мм/рік), крижаного щита Гренландії (0,33 [0,25-0,41] мм/рік), крижаного щита Антарктики (0,27 [0,16-0,38] мм/рік), запасів вод суши (0,38 [0,26-0,49] мм/рік). Сумарне значення внеску цих факторів становить 2,8 [2,3-3,4] мм/рік.

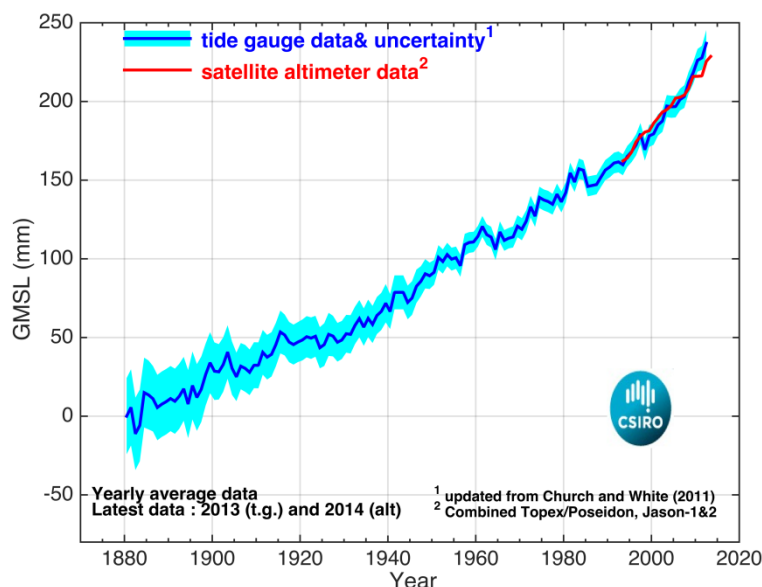


Рисунок 3.1.1 Підвищення глобального середнього рівня моря

Середня швидкість підвищення глобального середнього рівня моря становила 1,7 [1,5 1,9] мм/рік в 1901-2010 рр., 2,0 [1,7-2,3] мм/рік в 1971-2010 рр. і 3,2 [2,8-3,6] мм/рік в 1993-2010 рр.

С 2010 року по 2017 рік швидкість підвищення становить вже 3,6 мм/рік
Дані IPCC (Міжурядова група експертів по змінам клімату , 2017)

4 ВИКОРИСТАННІ ДАНІ ТА МЕТОД ОБРОБКИ

Основною перевагою програмного комплексу SPSS, як одного з найбільш істотних досягнень в області комп'ютеризованого аналізу даних, є найширше охоплення існуючих статистичних методів, які вдало поєднуються з великою кількістю зручних засобів візуалізації результатів обробки. Програмний комплекс SPSS розвивається вже протягом 35 років і надає широкі можливості не тільки в сфері психології, соціології, біології (для чого він був створений), але і в галузі природничих наук.

Для аналізу мінливості рівня вод та впливу стоку річок північно-західної частини Чорного моря були отриманні середньомісячні дані спостережень від Гідрометцентру Чорного та Азовського морів (рівня води та стоку річок) з 1960 по 2010 рр. на станції Одеса – порт.

4.1 Аналіз даних спостережень на станції Одеса-порт

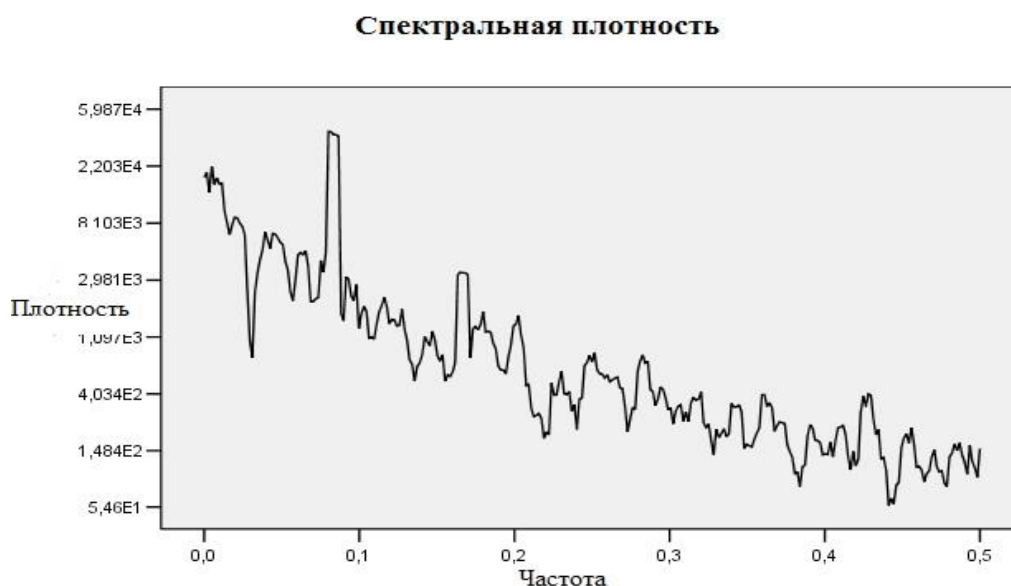


Рисунок 4.1.1 Циклічний період процесу на станції Одеса-порт 1960-2010

Для виявлення періоду коливання рівня мною була використана функція спектральної щільності з частотами 0,02; 0,04; 0,09; за місяць. Що відповідає періодам 5; 2,5; та 1 рік. Також ми можемо виділити періоди 0,18 сезонні коливання (6 місяців). Річний період коливання рівня

обумовлен річним стоком. Ми можемо припустити що рівень в 4-5 років обумовлений впливом Ель-ніньо. Спектр річного стоку циклом в 5 років характерний для даного явища. Частота 0,9 відповідає річному циклу.

Висока когерентність каже про зв'язок рівня та стоку

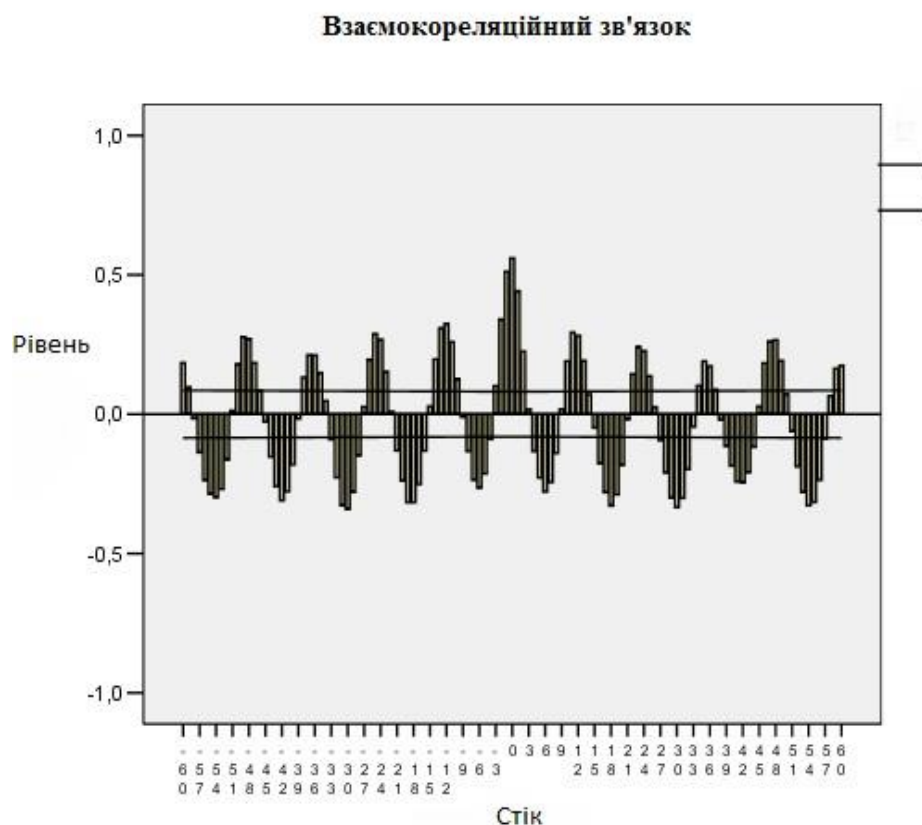


Рисунок 4.1.2 Взаємкореляційний зв'язок на станції Одеса-порт 1960-2010

Значення взаємкореляційної функції перевищує лінію довірчого інтервалу, для позначки від 0 до 60 (5 років) що підтверджують зв'язок між процесами стоку та рівня.

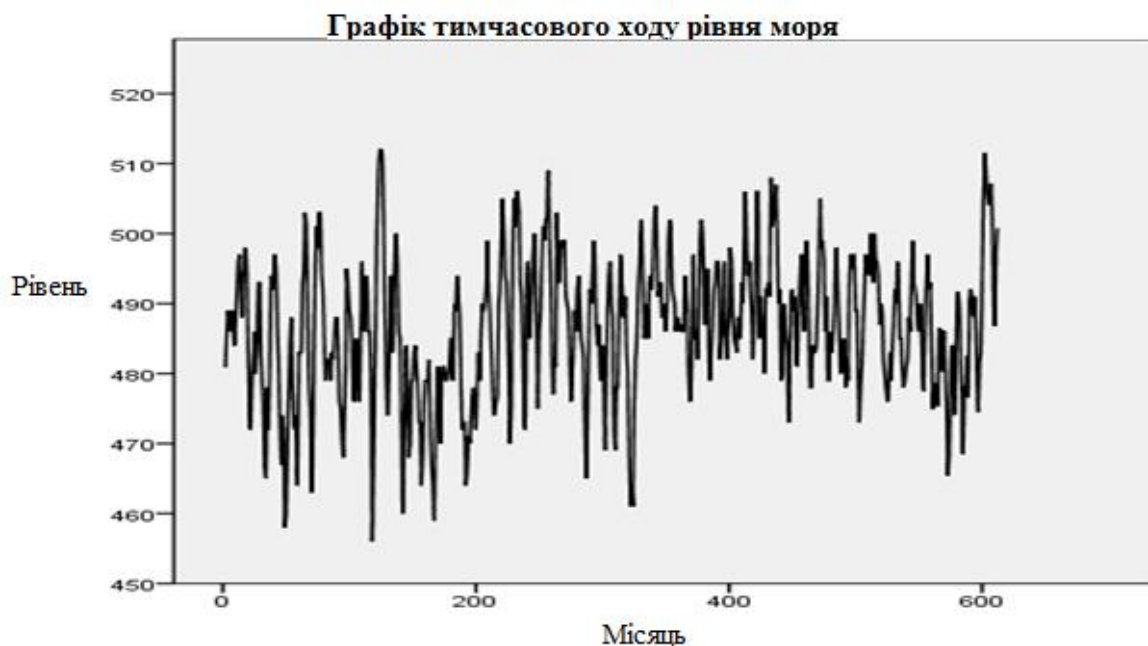


Рисунок 4.1.3 Дані спостережень за рівнем моря на станції Одеса-порт з 1985 по 2015 рр.

Якщо казати про коливання рівня в північно-західній частині Чорного моря то їх причинами можуть бути:

- загальне збільшення рівня Чорного моря;
- збільшення позитивної складової водного балансу (насамперед річного стоку)
- зменшення щільності води (стеричний ефект)
- збільшення повторюваності та амплітуди сонно-нагінних явищ;
- вертикальний рух земної кори;

В своїй роботі із перерахованих причин я вивчала та аналізувала тільки річний стік. В роботі я використовувала дані спостережень за рівнем на станції Одеса-порт с 1985 року по 2015 рік, котрі були доповнені архівними даними с 1960 по 1985 рр и даними по річному стоку с 1960 по 2010 рр. По нашим даним, с 1960 по 2010 роки кутовий коефіцієнт рівняння регресії склав 0.011 мм/місяц або 0,13мм/рік, що значно менший оцінок глобального підвищення рівня. Тим паче якщо врахувати що по літературним джерелом на північному узбережжі Чорного моря відбувається опускання земної платформи зі швидкістю 1 мм/год, то загалом підвищення складе усього 0,03

мм/рік. Наступним етапом є побудова графіків часового ходу та лінійної регресії, загального стоку усіх великих річок в ПЗЧМ та стоку Дніпра, як найбільш близько розташованої річки. Загальний стік за досліджуваний період зменшився на 46км³, а стік Дніпра практично залишається незмінним що більше відповідає ходу рівня.

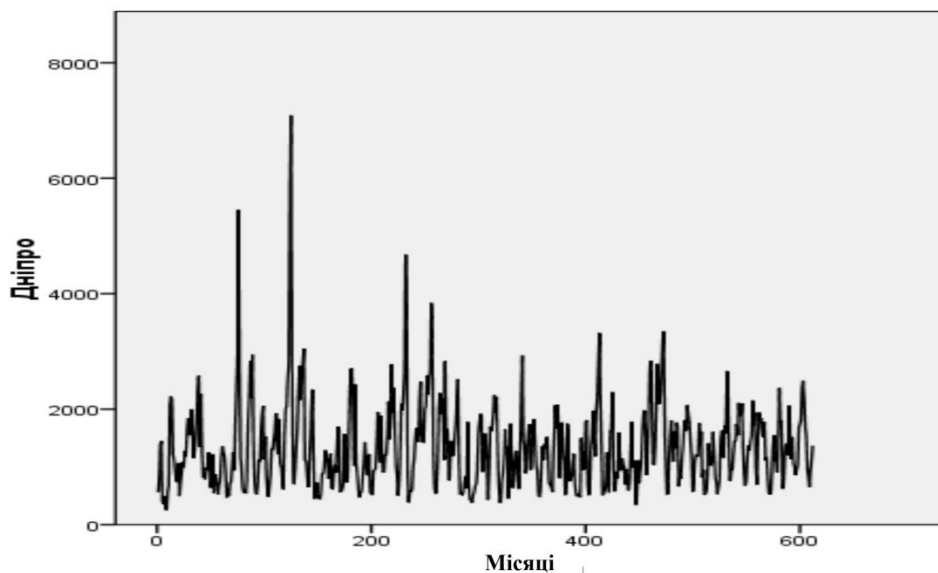


Рисунок 4.1.4 Часовий хід річки Дніпро за період 1960-2010рік

Лінійна регресія загального стоку

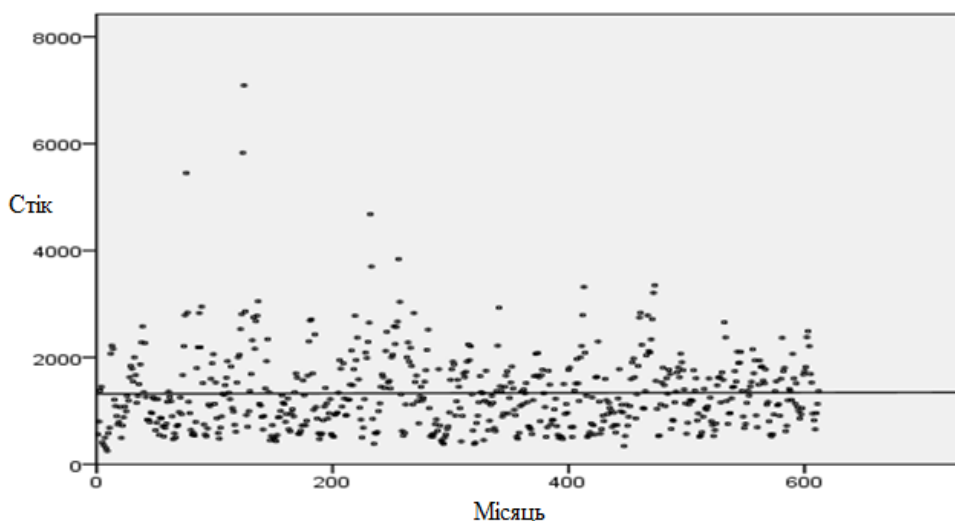


Рисунок 4.1.5 Лінійна регресія річки Дніпро

$$A = 0,009 \text{ км}^3 / \text{місяць} = 0,11 \text{ км}^3 / \text{рік}$$

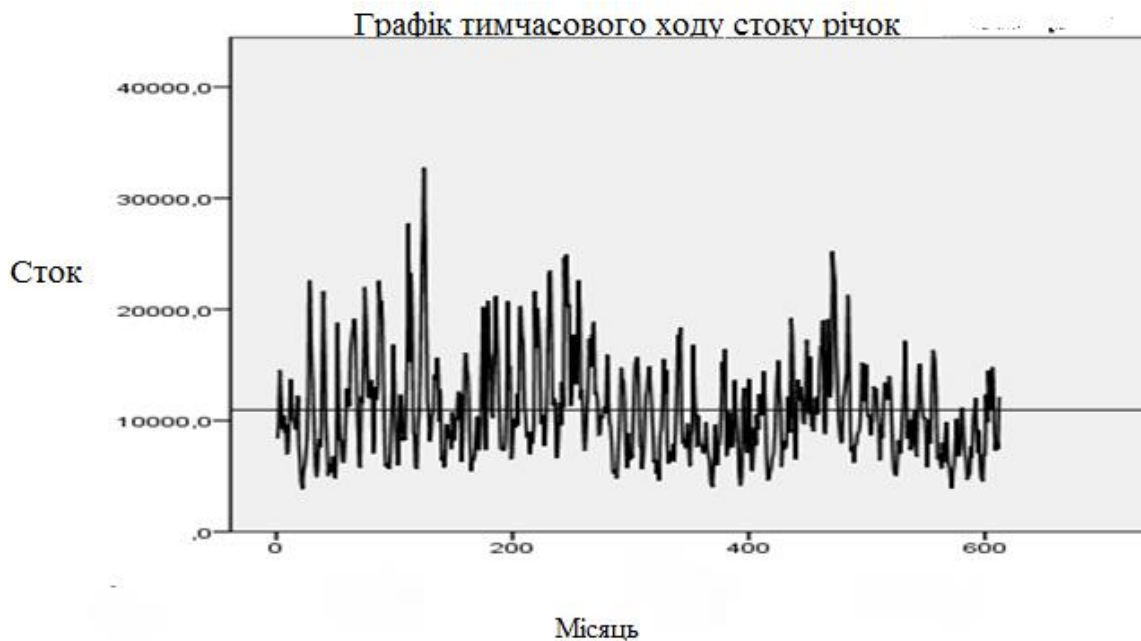


Рисунок 4.1.6 Графік тимчасового ходу стоку річок

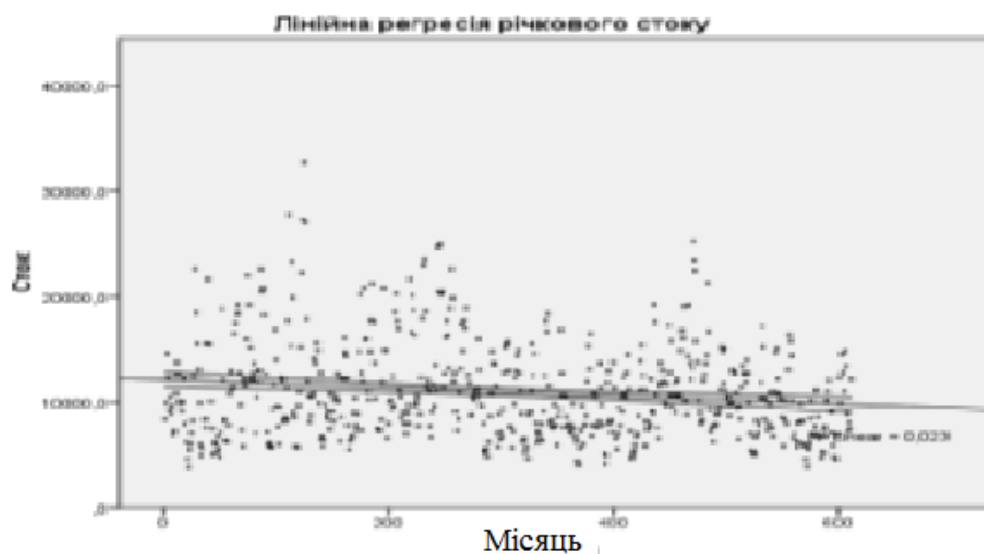


Рисунок 4.1.7 Графік регресії річкового стоку

$$A = -3,86 \text{ км}^3/\text{місяць} = -46 \text{ км}^3/\text{рік}$$

Загальний стік зменшився за досліджуваний період на 46 км^3 за рік, а сток Дніпра практично залишився незмінним остаеться неизменным, що більше відповідає ходу рівня.

Наступним кроком було проаналізувати яка з річок впливає в більшій мірі на коливання рівня, спочатку були прораховані коефіцієнти кореляції між об'ємом стоку кожної ріки та рівнем моря.

	Одеса	Дніпро	Дунай	Заг. стік
Одеса	1	,408**	,606**	,560**
Дніпро	,408**	1	,447**	,565**
Дунай	,606**	,447**	1	,881**
Сток	,560**	,565**	,881**	1

Таблиця 4.1.1 Коефіцієнти кореляції рівня та стоку

Усі коефіцієнти позитивні та статично забезпечені, перевищують (99% довірчий інтервал). Найбільший коефіцієнт між стоком Дуная та рівнем 0,606 та найменший між стоком та рівнем 0,408.

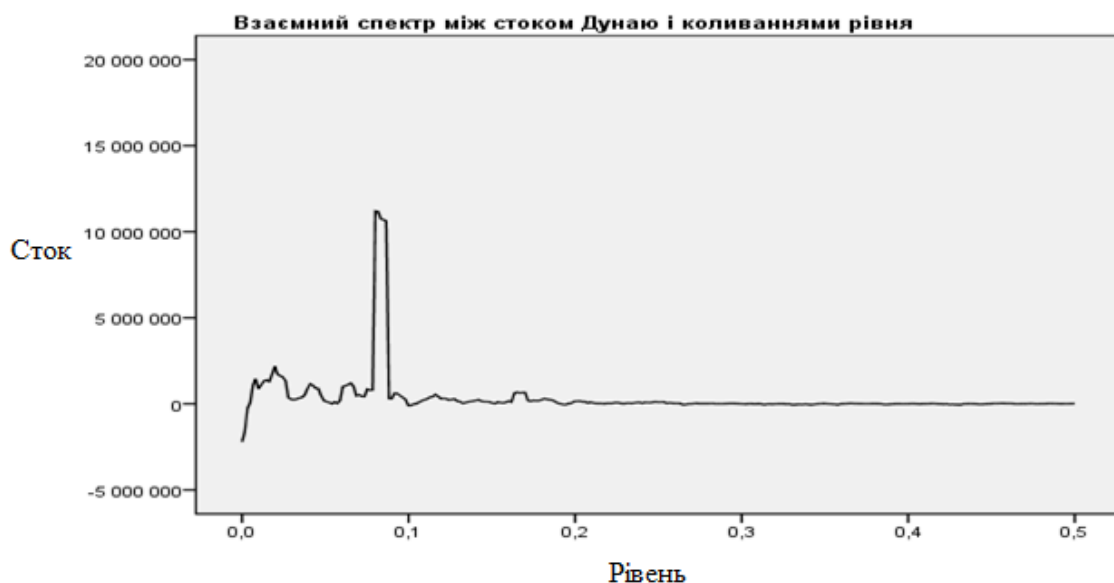


Рисунок 4.1.8 Взаємний спектр між стоком Дунаю та коливанням рівня

Ми вивчали ступінь зв'язку між процесами на різних частотах. Для цього були розраховані значення взаємної спектральної функції, насамперед усього треба відмітити коливання с періодом 0,09, 0,07, 0,05, 0,02 цикла в місяць, що відповідає періодам 1, 1,5 2,4, 5 роки.

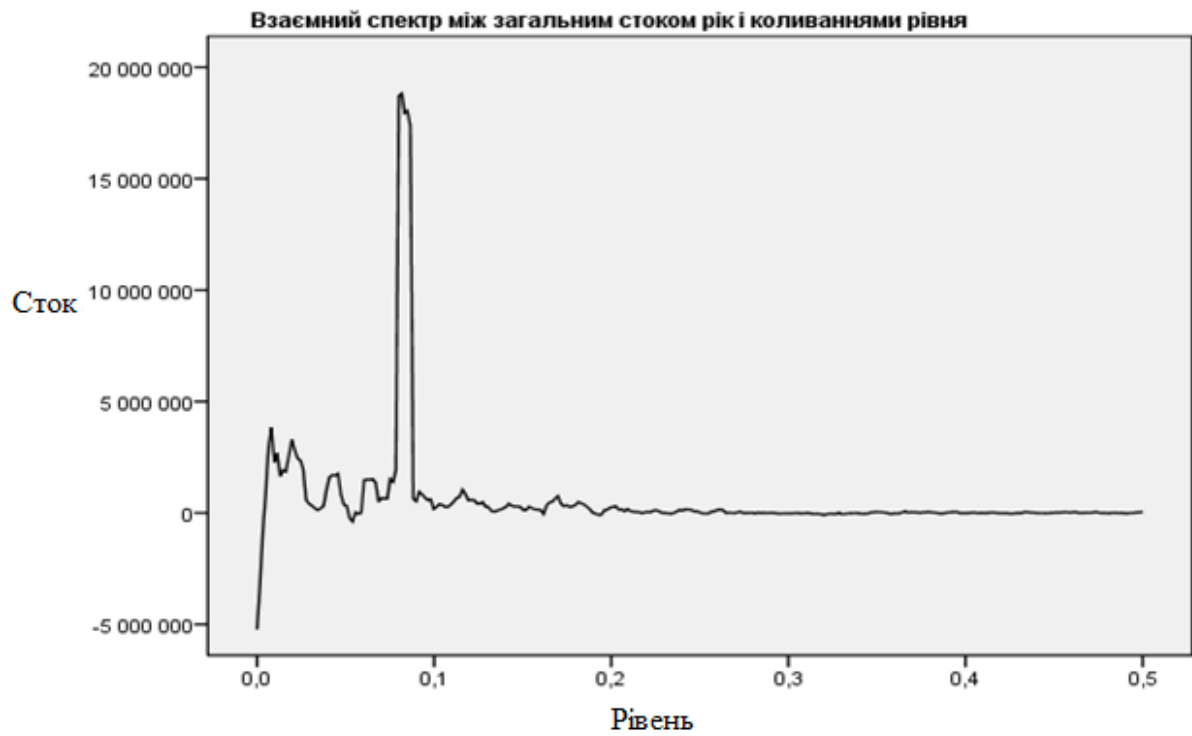


Рисунок 4.1.8 Взаємний спектр між загальним стоком рівня коливанням рівня



Рисунок 4.1.8 Взаємний спектр між загальним стоком Дністер рівня коливанням рівня.

ВИСНОВКИ

Глобальне потепління, про яке стільки говориться останнім часом, створює загрози нормальному проведенню господарської діяльності та екологічної безпеки людства. Наприклад, підвищення рівня Світового океану може призвести до затоплення прибережних житлових районів і сільськогосподарських земель. Зокрема для Одеси передбачається затоплення району Пересипу і земель в гирлових районах Дністра і Дунаю. Зміна температурного і соленостного режиму може привести до порушення крихкого екологічної рівноваги в особливо вразливою прибережній зоні, зміни біологічного різноманіття і навіть до зникнення деяких видів живих організмів. Тому дана тема цілком актуальна. Метою роботи ставилася кількісна оцінка деяких параметрів гідрологічного режиму, а саме рівня моря, його температури і солоності, а також рчного стоку. Завданням роботи була кількісна оцінка змін статистичних параметрів елементів гідрологічного режиму. І, відповідно, методом дослідження був статистичний аналіз часових рядів. В частості застосовувався кореляційний, регресійний і спектральний аналіз. Усі коефіцієнти позитивні та статично забезпечені (перевищують 99% довірний інтервал) Найбільший коефіцієнт має сток Дуная та рівень 0,606, найменший між стоком Дніпра та рівнем 0,408. За оцінками Міжурядової групи експертів зі зміни клімату в доповіді 2013 року, середня швидкість підвищення глобальної середнього рівня моря складала 1,7 мм / рік в період 1901-2010 рр., 2,0 мм / рік в 1971-2010 рр. і 3,2 мм / рік в 1993-2010 рр. За даними доповіді за 2019 рік швидкість підвищення становить вже 3,6 мм / рік. Підвищення середнього глобального рівня моря протягом 1993-2010 рр обумовлено сукупністю наступних спостережуваних факторів: теплове розширення океану в результаті потепління (1,1 мм / рік), зміни льодовиків (0,76 мм / рік), крижаного щита Гренландії (0,33 мм / рік), крижаного щита Антарктики (0,27 мм / рік), запасів вод суші (0,38 мм / рік). Сумарне значення вкладу цих факторів становить 2,8 [2,3-3,4] мм / рік

Результати роботи можуть бути використані у плануванні господарської діяльності у прибрежній зоні Південно - західній частині Чорного моря.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

1. Panin N. General Oceanographic Properties: Geography, Geology and Geochemistry. Chapter 1B// BSC, 2008. State of the Environment of the Black Sea (2001 - 2006/7). Edited by Temel Oguz. Publications of the Commission on the Protection of the Black Sea Against Pollution (BSC) 2008-3, Istanbul, Turkey, 448 p.
2. Суховей В. Ф. Моря Мирового океана. - Л.: Гидрометеиздат, 1986. – 288 с.
3. Добровольский А. Д., Залогин Б. С. Моря СССР. М., Изд-во МГУ, 1982, 192 с.
4. Підвищення рівня моря в Україні внаслідок зміни клімату Голубцов О.Г Біатов А.П 2018-32с.
5. Mee L.D. The Black Sea in crisis: a need for concerted international action. Ambio, 21.1992, p.278-286.
6. Северо-западная часть Черного моря: биология и экология. Отв.ред. Зайцев Ю.П.. Киев. Наукова думка. 2006. –701с.
7. Гидрология дельты Дуная. Под ред. В.Н. Михайлова. Москва, ГЕОС, 2004, -448с
8. Миньковская Р.Я. Океанография морского устья рек Днепр и Южный Буг. НАНУ МГИ, Севастополь, НПЦ «ЭКОСИ- гидрофизика», 2012, - 515с.
9. Справочник по климату Черного моря. Под ред. Соркиной А.И. МО ГМИ, Москва, 1974. -406 с.
10. Воскресенская Е.Н., Маслова В.Н. Проявление Атлантической мультideкадной осцилляции и Тихоокеанской декадной осцилляции в изменчивости циклонической активности в Черноморско-Средиземноморском регионе в зимний период.// Экологическая безопасность прибрежных и шельфовых зон и комплексное использование ресурсов шельфа – Севастополь, 2010.- Вып.23. – С.7-21
11. Воскресенская Е.Н., Особенности изменчивости гидрометеохарактеристик Черноморского региона под влиянием разных типов Эль-Ниньо /Воскресенская Е.Н., Михайлова Н.В.//, Системы контроля окружающей среды.-2005.-С.262-267

12. Polonsky A.B, Voskresenskaya E.N., Naumova V.A. Climatic anomalies, Black Sea hurricanes and environmental conditions // Bull. Of black Sea Commission.-2008.-10.-P.3-5.
13. Баянкина Т.М., Средиземноморские циклоны и погодно-климатические аномалии в Черноморском регионе // Системы контроля окружающей среды.-2006.-С.319-323
14. Типовые поля ветра и волнения Черного моря/ под ред.Э.Н. Альтмана, Г.В. Матушевского.-Севастополь:СО ГОИН, 1987.-116с.
15. Ефимов В. В., Тимофеев Н. А. Теплобалансовые исследования Черного и Азовского морей. – Обнинск: ВНИИГМИ-МЦД, 1990. – 237 с.
16. Ефимов В.В., Тимофеев Н.А., Шутова Е.Н. Теплобалансовые исследования Черного и Азовского морей. Взаимодействие с атмосферой.- Севастополь, 1989, - Препринт/ АН УССР МГИ. - 60 с.
17. Бурман Э.А. Местные ветры. - Л.: Гидрометеиздат, 1969. -341 с.
18. Климатический и гидрологический атлас Черного и Азовского морей./ Под ред. Самойленко В.С.- М.: Гидрометеиздат, 1956,- 106 с.
19. Гидрометеорологические условия морей Украины, Том 2, Черное море. - Севастополь, -2012. -421с.
20. Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н. Режим ветра северо-западной части Черного моря и его климатические изменения. // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь : ЭКОСИ-гидрофизика, 2008.- вып.17.- С.225-243.
21. Мещерская А.В., Еремин В.В., Баранова А.А., Майстрова В.В. Изменения скорости ветра на севере России во второй половине XX века по приземным и аэрологическим данным // Метеорология и гидрология.– 2006.– № 9.– С.46-58.
22. Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н., Липченко М.М. Ветры и волнение в прибрежной зоне юго-западной части Крыма // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.– Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика.– 2003.– вып.9.– С.13-28.
23. Климат Украины / Под ред. В.М. Липинского, В.А. Дячука, В.Н. Бабиченко.-Киев:Изд-во Раевского, 2003. - 343с.
24. Солянкин Е.В. Атмосферные осадки над Черным морем.- Труды ИОАН СССР, 1962, т. 57, С. 35-46.
25. Шулейкин В.В. Физика моря.- М.:Наука, 1968,- 1023 с.

26. Корнева Л.А., Шеногина З.Б. Некоторые особенности колебаний гидрометеорологического режима прибрежного района.- В сб. "Вопросы физики моря", Севастополь, МГИ АН УССР, 1972, С. 63-72.
27. Шаханова Т.В., Шутова Е.И. Результаты исследований внешнего теплового баланса Черного моря на НИС "М.Ломоносов".- В сб. "Гидрофизические и гидрохимические исследования".- Киев, Наукова думка, 1967, С. 92-101.
28. Макеров Ю.В. Тепловой баланс Черного моря.- Труды ГОИН, 1961, вып. 61, С. 169-198.
29. Прусенков А.С. Испарение с поверхности Черного моря. // Океанология, 1962, т. 2, С. 51-58.
30. Солянкин Е.В. Влагооборот в Черном море.- Океанология, 1962, т. 2, вып. 2, С. 238-250.
31. Солянкин Е.В., Осадчий А.С. Теплооборот в Черном море.- Океанология, 1962, т.2, вып. 4, С. 602-613.
32. Голубева З.А. Изменчивость теплового баланса поверхности Черного моря.- Труды ГОИН, 1987, вып.180, С. 21-32
33. Сакали Л.И., Зарановская А.В. Тепловой баланс Черного и Азовского морей. - Труды УкрНИГМИ, 1969, вып. 87, С. 38-60.
34. Кабатченко И.М. Многолетняя изменчивость ветра и ветровых волн Черного моря. - М.: ГОИН, 1985,- 22 с. Деп. в ИЦ ВНИИГМИМЦД 13.05.85, N158М-Д85.
35. Чернякова А.П. Режим осадков на побережье Черного моря при различных типах синоптических процессов. - Сб. работ БГМО ЧАМ, 1967, вып. 5,- 115 с.
36. Липченко А.Е., Ильин Ю.П., Репетин Л.Н., Липченко М.М. Уменьшение испарения с поверхности Черного моря во второй половине XX столетия как следствие глобальных изменений климата // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа.- Севастополь: ЭКОСИ-Гидрофизика.- 2006.- вып.14.- С.13-28.
37. Гертман И.Ф. Статистический термохалинный анализ вод Черного моря в сезонном развитии. // Тр. ГОИН, вып. 180, 1987. - С. 45-58.
38. Каменкович В.М., Кошляков М.Н., Монин А.С. Синоптические вихри в океане. - Л.: Гидрометеиздат, 1987. - 511 с.
39. Голубев Ю.Н., Тужилкин В.С. Некоторые аспекты синоптической изменчивости гидрофизических полей Черного моря. - Препринт АН УССР, МГИ, Севастополь, 1990. - 72 с.

40. Филиппов Д.М. Циркуляция и структура вод Черного моря.// М.: Наука, 1968.-136 с.
41. Блатов А. С., Булгаков Н. П., Иванов В. А. и др. Изменчивость гидрофизических полей Черного моря.- Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 240 с.
42. Книпович Н.М., Гидрологические исследования в Черном море // Тр. Азово-черноморск. научно-промысл. экспед., 1932, №10.-274 с.
43. Богатко О.Н., Богуславский С.Г., Беляков Ю.М.,Иванов Р.Е. Поверхностные течения в Черном море. Комплексные исследования Черного моря. Морской гидрофизический институт, Севастополь, Украина, 1979, с.25–33.
44. Овчинников И.М., Попов Ю.И. Особенности формирования холодного промежуточного слоя (ХПС) в Черном море при экстремальных зимних условиях // Тр. ГОИН. – 1990. – Вып.190. С.132-150.
45. Oguz, T.V., Aubrey, D.G., Latun, V.S., Demirov, E., Koveshnikov, L., Sur, H.I., Diaconu, V.S., Besiktepe, S., Duman, M., Limeburner, R., Ereemeev, V. Mesoscale circulation and thermohaline structure of the Black Sea observed during HydroBlack '91// Deep-Sea Research 1994. 41 (1), P.603–628.
46. Afanasyev, Y.D., Kostianoy, A.G., Zatsepin, A.G., Poulain, P.-M. 2002. Analysis of velocity field in the Eastern Black Sea from satellite data during the Black Sea '99 experiment // Journal of Geophysical Research. 107 (C8).
47. Zatsepin, A.G., Ginzburg, A.I., Kostianoy, A.G., Kremenetskiy, V.V., Krivosheya, V.G., Stanichny, S.V., Poulain, P.-M., 2003. Observations of Black Sea mesoscale eddies and associated horizontal mixing. // Journal of Geophysical Research 108 (C8), 3246.
48. Oguz, T., Latun, V.S., Latif, M.A., Vladimirov, V.L., Sur, H.I., Markov, A.A., Ozsoy, E., Kotovshchikov, B.B., Ereemeev, V.N., Unluata, U. Circulation in the surface and intermediate layers of the Black Sea. // Deep-Sea Res. 1993. 40 (8), 1597 – 1612.
49. Korotaev, G.K., Saenko, O.A., Koblinsky, C.J., 2001. Satellite altimetry observations of the Black Sea level. Journal of Geophysical Research 106 (C1), 917–933.
50. Мотыжев С.В., Еремеев В.Н., Лунев Е.Г., Мотыжев В.С., Толстошеев А.П. Особенности дрейферного мониторинга Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Сб. научн. тр. Вып II. НАН Украины, МГИ, ИГН, ОФИНБЮМ. Севастополь, 2004. С. 122-131.

51. Rachev, N.H., Stanev, E.V., 1997. Eddy processes in semienclosed seas: a case study for the Black Sea. *Journal of Physical Oceanography* 27, 1581–1600.
52. Stanev, E.V., Beckers, J.-M., 1999. Numerical simulations of seasonal and interannual variability of the Black Sea thermohaline circulation. *Journal of Marine Systems* 22, 241–267
53. Stanev, E.V., 1990. On the mechanisms of the Black Sea circulation. *Earth-Science Reviews* 28, 285–319.
54. Poulain P-M, Barbanti R, Motyzhev S and Zatsepin A. Statistical description of the Black Sea near-surface circulation using drifters in 1999–2003. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers*. Vol. 52, Issue 12, 2005, p. 2250–2274
55. Коротаев Г.К., Никифоров А.А. Трансфронтальный перенос синоптическими вихрями в Черном море // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Сб. науч. тр, выпуск №4 НАН Украины, МГИ Севастополь, 2004. С.40-52.
56. Журбас В.М. Зацепин А.Г., Григорьева Ю.В., Еремеев В.Н. Циркуляция вод и характеристики разномасштабных течений в верхнем слое Черного моря по дрейтерным данным // Океанология, 2004. т. 44, №1. С. 34–48.
57. Овчинников И.М., Виноградов М.Е. Зимние исследования экосистемы Черного моря // Океанология.-1991.-Т.30, вып.6,С.1081-1089.
58. Лонин С.А. Моделирование течений и распространения примесей в северо-западной части Черного моря // ГОИН. Одесское отделение.- 28 с.- Деп. в ВНИИГМИ МЦД, N 10007 - гм 90.

