An aerial photograph of a coastal wetland area. The image shows a large body of water on the left, with a river delta system flowing into it. The delta features several large, irregularly shaped islands and channels. The water is a mix of blue and brown, indicating sediment. To the right of the delta, there is a strip of green marshland that meets a sandy beach and the open sea. The sky is clear and light blue.

**Ю. С. ТУЧКОВЕНКО, В. М. ХОХЛОВ, Н. С. ЛОБОДА,  
Д. В. КУШНІР, Е. М. СЕРГА**

**ВПЛИВ ЗМІН КЛІМАТУ НА ГІДРОЛОГІЧНИЙ  
ТА ГІДРОЕКОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМИ  
ЛИМАНІВ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО  
ПРИЧОРНОМОР'Я**

Монографія

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ  
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

**Ю. С. ТУЧКОВЕНКО, В. М. ХОХЛОВ, Н. С. ЛОБОДА,  
Д. В. КУШНІР, Е. М. СЕРГА**

**ВПЛИВ ЗМІН КЛІМАТУ НА ГІДРОЛОГІЧНИЙ ТА  
ГІДРОЕКОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМИ ЛИМАНІВ  
ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я**

Монографія

За загальною редакцією д-ра геогр.н., проф. Ю.С. Тучковенко

Одеса  
Одеський державний екологічний університет  
2022

УДК 551.468.4

*B80*

**Тучковенко Ю. С., Хохлов В. М., Лобода Н. С., Кушнір Д. В., Серга Е. М.**

***B80*** Вплив змін клімату на гідрологічний і гідроекологічний режими лиманів північно-західного Причорномор'я: монографія / за ред. Ю. С. Тучковенко. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 2022. 202 с.

ISBN 978-966-186-227-1

Представлені результати кількісного оцінювання регіональних змін клімату, які вже відбулися та очікуються у найближчому майбутньому в північно-західному Причорномор'ї, визначений їх вплив на прісний водний баланс квазізакритих морських лиманів (з урахуванням антропогенної діяльності на водозборах), вказані наслідки впливу змін клімату на гідрологічний режим та гідроекологічний стан лиманів, за результатами сценарного чисельного математичного моделювання визначенні ефективні шляхи стабілізації гідрологічного та гідроекологічного режимів окремих квазізакритих лиманів.

Монографія розрахована на широке коло фахівців гідрологів, океанологів, гідроекологів, які займаються вирішенням проблем управління гідрологічним режимом і гідроекологічним станом причорноморських лиманів в умовах змін клімату з метою збереження та відновлення їх природно-ресурсного потенціалу, а також студентів та аспірантів закладів вищої освіти, які навчаються за спеціальністю Науки про Землю.

**Tuchkovenko Yu. S., Khokhlov V. M., Loboda N. S., Kushnir D. V., Serga E. M.**

Climate change impact on hydrological and hydroecological regimes of lagoons on the North-Western Black Sea coast: monograph / Edited by Yu. S. Tuchkovenko. Odesa : Odessa State Environmental University, 2022. 202 p.

The outcomes of numerical assessment for regional climate changes both in the past and the nearest future are presented for the North-Western Black Sea coast. The impact of these changes on the freshwater balance of quasi-closed lagoons is determined with an allowance for anthropogenic activity at the catchment basins. The consequences of climate change's impact on hydrological and hydroecological regimes of the lagoons are shown. Efficient ways for the stabilization of hydrological and hydroecological regimes for some quasi-closed lagoons are defined by scenario numerical modeling.

The monograph is intended for a wide range of hydrologists, oceanologists, and hydroecologists who are engaged in solving the problems of managing the hydrological regime and the hydroecological state of the Black Sea lagoons under the climate change in order to preserve and restore their natural resource potential, as well as for students and postgraduates of higher education institutions who are studying with a specialty in Earth Sciences.

**УДК 551.468.4**

**Рецензенти:**

д.геогр.н., с.н.с. Андріанова О.Р., д.геогр.н., с.н.с. Ільїн Ю.П.,  
к.геогр.н., с.н.с. Коморін В.М.,

*Рекомендовано до друку рішенням вченої ради Одеського державного екологічного університету Міністерства освіти і науки України (протокол №6 від 30.06.2022 р.)*

ISBN 978-966-186-227-1

© Тучковенко Ю. С., Хохлов В. М., Лобода Н.С., Кушнір Д. В., Серга Е.М., 2022

© Одеський державний екологічний університет, 2022

## ЗМІСТ

	С.
Вступ (Тучковенко Ю.С.) .....	6
Розділ 1 Зміни клімату північно-західного Причорномор'я в останні десятиріччя та у найближчому майбутньому (Хохлов В.М., Серга Е.М.).....	10
1.1 Методи дослідження характеристик мінливості клімату.....	11
1.2 Характеристики змін клімату північно-західного Причорномор'я в останні десятиріччя.....	13
1.3 Методика об'єктивного вибору симуляції з ансамблю регіональних кліматичних моделей.....	21
1.4 Річний хід метеорологічних параметрів за оптимальною симуляцією .....	26
Розділ 2 Фізико-географічна характеристика квазізакритих лиманів (Тучковенко Ю.С.).....	32
Розділ 3 Оцінка припливу прісних вод від водотоків до лиманів північно-західного Причорномор'я у сучасності та майбутньому (за кліматичними сценаріями) (Лобода Н.С.).....	47
3.1 Математична модель «клімат-стік» та її застосування для визначення стоку річок на базі метеорологічних даних.....	47
3.1.1 Теоретичні основи розрахунків характеристик річного стоку в природних умовах.....	47
3.1.2 Методичні підходи до визначення характеристик природного річного стоку в умовах кліматичних змін.....	52
3.1.3 Теоретичні основи розрахунків річного стоку в перетворених водогосподарською діяльністю умовах.....	55
3.1.4 Методичні підходи до визначення характеристик річного стоку в умовах кліматичних змін та водогосподарських перетворень.....	60
3.2 Гідролого-кліматичні характеристики базового періоду.....	61
3.3 Оцінка змін припливу прісних вод від водотоків до квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я на початку ХХІ сторіччя.....	63
3.4 Оцінка узгодженості фактичних та сценарних метеорологічних даних у часі, отриманих за різними кліматичними	

моделлями.....	68
3.5 Аналіз закономірностей коливань кліматичних чинників формування стоку за сценаріями RCP4.5 та RCP8.5 у період 2021-2050 років (осереднена модельна траєкторія).....	69
3.6 Оцінка припливу прісних вод від водотоків до квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я за кліматичним сценарієм RCP4.5.....	80
3.7 Оцінка припливу прісних вод від водотоків до квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я за кліматичним сценарієм RCP8.5.....	86
3.8 Внутрішньорічний розподіл стоку.....	90
3.9 Висновки .....	92
Розділ 4 Оцінки впливу змін клімату на складові прісного водного балансу квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я (Тучковенко Ю.С., Хохлов В.М., Лобода Н.С.).....	95
Розділ 5 Наслідки впливу змін клімату на гідрологічний режим, гідроекологічний стан, природні ресурси квазізакритих лиманів (Тучковенко Ю.С.).....	109
Розділ 6 Сценарне математичне моделювання для визначення ефективної стратегії стабілізації гідрологічного та гідроекологічного режимів лиманів .....	114
6.1 Результати моделювання сценарію стабілізації гідроекологічного режиму Куяльницького лиману за умови відновлення стоку річки Великий Куяльник (Тучковенко Ю.С., Лобода Н.С., Кушнір Д.В.)...	115
6.2 Моделювання мінливості гідрологічних характеристик Тузлівської групи лиманів за різних варіантів їх водообміну з морем (Тучковенко Ю.С., Кушнір Д.В.).....	128
6.2.1 Умови моделювання, результати адаптації і верифікації моделі .....	130
6.2.2 Результати сценарного моделювання водообміну з морем.....	136
6.3 Моделювання мінливості гідрологічних характеристик водойми Сасик за різних варіантів її функціонування (Тучковенко Ю.С., Кушнір Д.В.).....	147
6.3.1 Умови моделювання, результати адаптації і верифікації моделі .....	150
6.3.2 Мінливість солоності вод у водоймі за різних варіантів відновлення її водообміну з морем .....	161

6.4	Визначення морфометричних характеристик з'єднувального каналу, за яких відбувається стабілізація гідроекологічних умов в Тилігульському лиману (Тучковенко Ю.С.).....	168
	Висновки (Тучковенко Ю.С.).....	177
	Список використаних джерел.....	180
	Додаток А Зміни у просторі водних ресурсів.....	192
	Додаток Б Статистичні параметри природного річного стоку річок в умовах ХХ сторіччя.....	194
	Додаток В Статистичні параметри природного річного стоку річок для кліматичних умов ХХІ сторіччя (сценарій RCP4.5, 2021-2050pp.).....	196
	Додаток Г Оцінка впливу штучних водойм на середній багаторічний приплив води від річки Хаджидер.....	197
	Додаток Д Оцінка впливу штучних водойм на середній багаторічний приплив води від річки Алкалія.....	198
	Додаток Е Статистичні параметри природного річного стоку річок для кліматичних умов ХХІ сторіччя (сценарій RCP8.5, 2021-2050pp.).....	199
	Додаток Ж Внутрішньорічний розподіл припливу прісних вод за сценарієм RCP4.5.....	201
	Додаток К Внутрішньорічний розподіл припливу прісних вод за сценарієм RCP8.5.....	202

## ВСТУП

В останні десятиріччя, починаючи з кінця 80-х років ХХ ст., на території України спостерігаються істотні зміни клімату та водних ресурсів. На узбережжі північно-західної частини Чорного моря ці зміни характеризуються зростанням посушливості клімату та відповідним зменшенням притоку прісних вод у прибережні лимани з їх водозбірних басейнів. Найбільш чутливими та вразливими до змін клімату є екосистеми лиманів, які на даний час не мають постійного істотного зв'язку з морем і епізодично з'єднуються з ним штучно створеними каналами, протоками або іншими водопровідними гідротехнічними спорудами. В результаті зростання температури повітря і, як наслідок, випаровування та зменшення надходження прісних вод з водозбору, в лиманах цього типу, які ми будемо у подальшому звати «квазізакритими», формується значний дефіцит річного прісного балансу. Якщо цей дефіцит не компенсувати, то виникає багаторічна тенденція до зменшення об'ємів вод лиманів, їх обміління і, як наслідок, відбувається зростання солоності та погіршення якості вод (зростання концентрації біогенних та забруднювальних речовин, погіршення кисневого режиму тощо) для традиційних видів природокористування.

В монографії викладені результати отримані авторами в межах виконання дослідницького проєкту «Зміни клімату та їх вплив на гідрологічний та гідроекологічний режими лиманів північно-західного Причорномор'я» (2019-2021 рр., ДР №0119U002260), якій фінансувався Міністерством освіти і науки України.

Мета проєкту полягала в кількісній оцінці регіональних змін клімату, які вже відбулися та очікуються у найближчому майбутньому в північно-західному Причорномор'ї, визначенні їх впливу на водний баланс квазізакритих морських лиманів (з урахуванням антропогенної діяльності на водозборах), визначенні ефективних шляхів стабілізації гідрологічного та гідроекологічного режимів лиманів в сучасних та очікуваних кліматичних умовах.

Перелік і фізико-географічний опис лиманів північно-західного Причорномор'я, які були віднесені до групи «квазізакритих» та досліджувались в межах проєкту, наведений у розділі 2.

Для досягнення мети в межах проєкту вирішувались наступні завдання:

1) визначити кліматичні зміни метеорологічних характеристик в північно-західному Причорномор'ї, які відбулися з початку 90-х років XX сторіччя, та очікуються у майбутньому в найближчі десятиріччя XXI ст. згідно сценаріям RCP4.5 та RCP8.5 за ансамблем регіональних кліматичних моделей проекту Euro-CORDEX;

2) оцінити зміни складових прісного водного балансу квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я, які вже відбулись внаслідок змін клімату та очікуються в майбутньому у найближчі десятиріччя;

3) визначити наслідки впливу змін клімату на гідрологічний режим, гідроекологічний стан, природні ресурси квазізакритих лиманів;

4) визначити найбільш вразливі до змін клімату лимани;

5) запропонувати науково-обґрунтовані шляхи стабілізації гідрологічного та гідроекологічного режимів найбільш проблемних на теперішній час квазізакритих лиманів, збереження та відновлення природних ресурсів яких є найбільш актуальною задачею в умовах сумісної дії змін клімату та антропогенного навантаження, з урахуванням їхніх індивідуальних гідрологічних, морфологічних та екологічних особливостей.

Актуальність і доцільність виконання цих завдань полягає в тому, що при визначенні стратегії реалізації природоохоронних заходів, які у сукупності повинні скласти плани водного та екологічного менеджменту кожного з квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я, необхідно враховувати ті зміни у формуванні їх гідрологічного та гідроекологічного режимів, які вже відбуваються та слід очікувати у найближчому майбутньому внаслідок зміни регіональних кліматичних умов. Квазізакриті лимани найбільш вразливі до впливу цих умов через інтенсивне випаровування з їхньої водної поверхні, яке може досягати однометрового шару за рік (при середній глибині лиманів від 0.6 до 5 метрів).

В межах виконання дослідження перевірялась концепція впливу кліматичних змін метеорологічних чинників на гідрологічний і, як наслідок, гідроекологічний режими квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я, яка полягала у наступному: глобальне потепління призводить до зростання посушливості регіонального клімату, збільшення інтенсивності випаровування з поверхні водозбору та дзеркала лиманів (при незмінності або зменшенні загальної кількості атмосферних



опадів), зменшення надходження до лиманів стоку річок і водотоків, які їх раніше живили. Як наслідок, відбувається зростання дефіциту річного прісного балансу водою. Стратегія реалізації природоохоронних заходів спрямованих на компенсацію цього дефіциту для запобігання погіршенню якості вод, втраті природних ресурсів, зменшенню біорізноманіття повинна бути визначена для кожного лиману окремо, з врахуванням особливостей формування його водного балансу, морфометричних характеристик водойми, розташування відносно моря.

В межах реалізації проекту отримано: (1) оцінки кліматичних змін режимних метеорологічних характеристик в північно-західному Причорномор'ї, які визначають складові прісного водного балансу квазізакритих лиманів, в періоди 2000–2018 років (за даними спостережень на метеорологічних станціях) та 2021-2050 років (згідно сценаріям RCP4.5 і RCP8.5 за ансамблем регіональних кліматичних моделей проекту Euro-CORDEX) у порівнянні з даними Кліматичного кадастру України за період 1961-1990 рр.; (2) оцінки змін складових річного прісного балансу квазізакритих лиманів, які вже відбулися (в період 2000-2018 рр.) та очікуються у найближчому майбутньому (2021-2050 рр.) за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5, порівняно з референтним періодом 1961-1990 рр.; (3) оцінки нев'язок (дефіциту) річного прісноводного балансу квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я та їх змін у XXI сторіччі. Виконане ранжування квазізакритих лиманів за вразливістю до змін клімату на підставі отриманих для них оцінок дефіциту річного прісного водного балансу в різні періоди.

Вперше для оцінки зміни складових прісного водного балансу досліджуваних лиманів у майбутньому розроблено і використано процедуру відбору з ансамблю з 14 симуляцій за різними регіональними кліматичними моделями змін клімату (проекту Euro-CORDEX) однієї симуляції, яка найбільш близька до середніх за ансамблем значень. Результати цієї симуляції добре відтворюють взаємозалежність між різними метеорологічними параметрами і у подальшому використовувались як вхідна інформація для оцінки складових водного балансу квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я.

Оскільки дані спостережень за стоком річок та водотоків, які живлять квазізакриті лимани, взагалі відсутні або недостатні для достовірної кількісної оцінки їх змін внаслідок впливу природних та антропогенних чинників, то для розрахунку типової внутрішньорічної

мінливості стоку річок і водотоків за різних кліматичних умов була використана оригінальна авторська (проф. Лобода Н.С.) модель “клімат-стік”. Модель дозволяє виконувати оцінки характеристик природного та побутового (перетвореного водогосподарською діяльністю) річкового стоку, на базі метеорологічної інформації та відомостей про рівень господарського використання стоку, і містить у собі ланцюг розрахункових блоків “клімат – кліматичний (зональний) стік – підстильна поверхня – природний стік – водогосподарська діяльність – побутовий стік”. Модель не має зарубіжних чи вітчизняних аналогів.

Визначені наслідки впливу змін клімату на гідрологічний режим та екологічний стан квазізакритих лиманів, їх головні гідроекологічні проблеми, які посилюються внаслідок зміни клімату.

Для тих лиманів, стабілізація гідрологічного режиму і гідроекологічного стану яких, з метою збереження їхнього природно-ресурсного потенціалу, є найбільш актуальною задачею у сучасних та очікуваних у найближчому майбутньому умовах, виконано сценарне чисельне моделювання внутрішньорічної мінливості гідрологічних характеристик та мінералізації їхніх вод за різних варіантів водного та екологічного менеджменту. За результатами сценарного імітаційного моделювання визначені найбільш ефективні варіанти реалізації конкретних природоохоронних заходів, спрямованих на компенсацію дефіциту водного балансу, стабілізацію гідрологічного та гідроекологічного режимів Куяльницького, Тилігульського, Тузловської групи лиманів та водосховища Сасик (у разі його ренатуралізації у морський лиман).

## РОЗДІЛ 1

### ЗМІНИ КЛІМАТУ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я В ОСТАННІ ДЕСЯТИРІЧЧЯ ТА У НАЙБЛИЖЧОМУ МАЙБУТНЬОМУ

В останні десятиріччя, починаючи з кінця 80-х років ХХ століття, в Україні спостерігаються істотні зміни клімату (див., наприклад, [1-3]). Вплив змін клімату у минулому на окремі природні об'єкти зазвичай досліджується з використанням наявних даних спостережень або даних ре-аналізів. Для дослідження зміни клімату у цьому регіоні України були обрані 11 станцій метеорологічних спостережень на території Одеської, Миколаївської та Херсонської областей: Затиштя (134), Ізмаїл (142), Любашівка (133), Роздільна (136), Одеса (137), Сарата (139), Сербка (135), Болград (140), Очаків (154), Вознесенськ (151), Миколаїв (153). У подальшому наводяться результати аналізу для чотирьох станцій, розташованих в різних частинах зазначеної території: Одеса, Миколаїв, Ізмаїл, Любашівка (рис. 1.1). Для аналізу використовувалися дані середніх місячних значень температури повітря і місячних сум опадів у період з 2000 по 2018 роки. Отримані результати порівнювались з аналогічними даними Кліматичного кадастру України, в якому метеорологічні величини осереднені за 1961-1990 роки.

Вже було неодноразово показано, що у майбутньому в Україні очікується поступове збільшення температури повітря, проте різких змін в розподілі опадів не прогнозується (див., наприклад, [4-6]). Для дослідження майбутніх змін клімату єдиним джерелом інформації є симуляції глобальних або регіональних кліматичних моделей, причому їхнє певне застосування залежить від задачі, яка розглядається – чим докладніше потрібно розглянути певний, часто невеликий за розмірами, природний об'єкт, тим меншим має бути крок просторової сітки кліматичної моделі. У цій роботі при моделюванні прогностичних змін режиму температури й опадів використовувались дані експерименту CORDEX – Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment [7], створеного Всесвітньою програмою досліджень клімату для формування ансамблю прогностичних регіональних кліматичних моделей на всіх континентах в глобальному масштабі. Також CORDEX використовується

для проектування клімату в регіональному масштабі, використовуючи статистичні та динамічні методи. Структура проектування клімату в межах CORDEX базується на новому наборі глобальних кліматичних моделей CMIP5. При проектуванні клімату CORDEX зосереджується на експериментах з використанням сценаріїв викидів – RCP4.5 і RCP8.5, які є сценаріями середнього і високого рівня викидів.

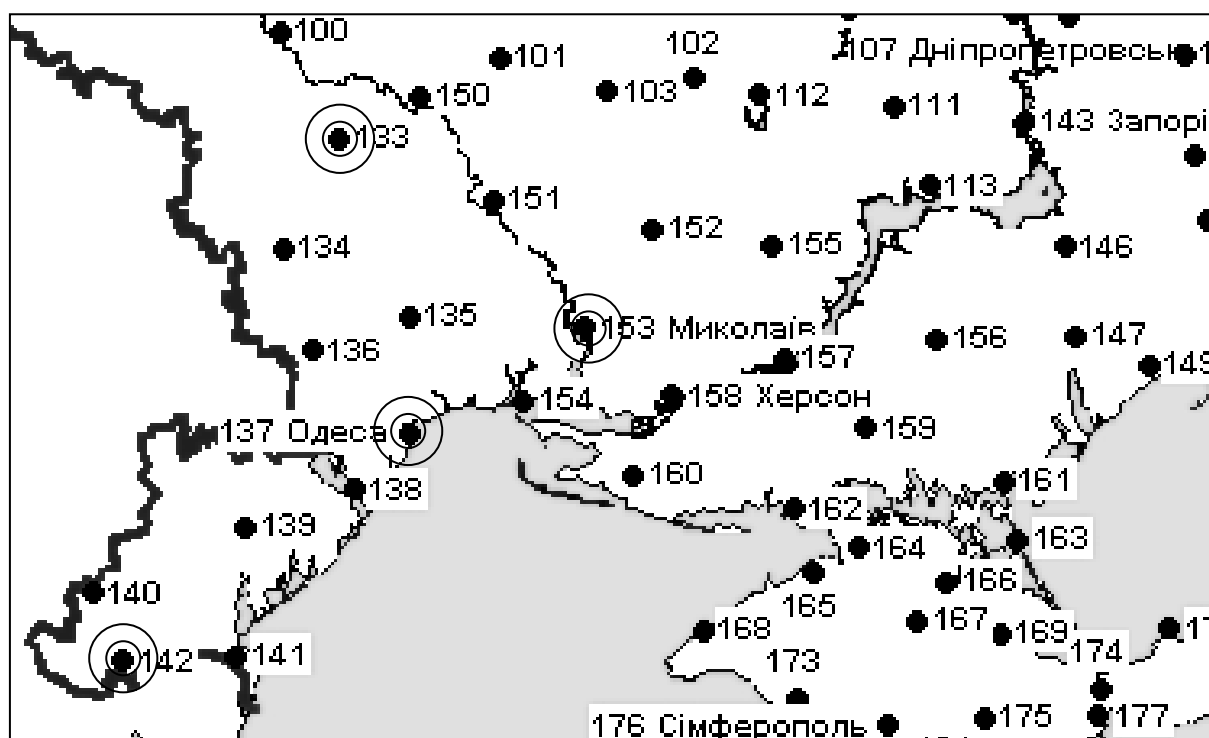


Рисунок 1.1 – Схема розташування гідрометеорологічних станцій на території Одеської, Миколаївської та Херсонської областей

### 1.1 Методи дослідження характеристик мінливості клімату

Для дослідження розподілу середніх місячних температур повітря і кількості опадів використовувалися стандартні статистичні методи обробки гідрометеорологічної і кліматичної інформації [8, 9]. Виходячи з досвіду застосування показників розподілу кліматичних характеристик (температури повітря, опадів), були взяті за основу параметри розподілів нормального (для температури) і гамма (для опадів) [10-12].

Для нормального розподілу середнє вибіркоче  $\bar{x}$ , дисперсія  $D_x$ , середньоквадратичне (стандартне) відхилення  $\sigma_x$ , асиметрія  $As$  та ексцес  $Ex$

дорівнюють:

$$\begin{aligned}
 \bar{x} &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i; \\
 D_x = S_x^2 &= \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2; \\
 \sigma_x = S_x &= \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}; \\
 As = \frac{m_3}{\sigma_x^3}, \quad m_3 &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3; \\
 Ex = \frac{m_4}{\sigma_x^4}, \quad m_4 &= \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^4,
 \end{aligned} \tag{1.1}$$

де  $x_i$  – члени часового ряду довжиною  $n$ .

Гамма-розподіл застосовують, якщо змінна є додатною і необмеженою за величиною. Він є узагальненням експоненціального розподілу і являє собою сім'ю розподілів (експоненціальний, Ерланга,  $\chi^2$  тощо), які залежить від значень параметрів. Найчастіше для визначення виду гамма-розподілу використовують параметр форми  $\lambda$  і параметр масштабу  $\alpha$ . Проте для найбільш точної оцінки розраховують ще й третій параметр – зсув  $c$ . Відзначимо, що відповідно до центральної граничної теореми теорії ймовірностей при великих значеннях параметра форми  $\lambda$  гамма-розподіл може бути наближений нормальним законом розподілу.

Вирази для розрахунку основних параметрів та характеристик розподілу, які визначені методом моментів, окрім наведених вище (1.1), є:

– у разі використання трьох параметрів:

$$\begin{aligned}
 \lambda = \frac{4S_x^6}{m_3^2}; \quad \alpha = \frac{m_3}{2S_x^2}; \quad c = \bar{x} - \lambda\alpha; \\
 As_g = \frac{2}{\sqrt{\lambda}}; \quad Ex_g = \frac{6}{\lambda}
 \end{aligned} \tag{1.2}$$

(треба зазначити, що змінна не підкорюється гамма-розподілу, якщо третій момент  $m_3 > 0$ );

– у разі використання двох параметрів:

$$\lambda = \frac{(\bar{x})^2}{S_x^2}; \quad \alpha = \frac{S_x^2}{\bar{x}}; \quad (1.3)$$

$$\bar{x}_g = \lambda\alpha; \quad D_g = S_g^2 = \lambda\alpha^2; \quad Mo = (\lambda - 1)\alpha,$$

де  $Mo$  – мода, а ексцес та асиметрія визначаються аналогічно наведеному вище.

## 1.2 Характеристики змін клімату північно-західного Причорномор'я в останні десятиріччя

**Температура повітря.** Первинна вибірка середніх місячних значень температури за період з 2000 р. по 2018 р. склала 228 значень. За цими даними були отримані середня річна температура повітря у період з 2000 р. по 2018 р. і середні місячні багаторічні температури повітря за цей період.

Відомо, що величини річної і середньої місячної температури повітря, які є одними з основних кліматичних характеристик, визначаються впливом певних зовнішніх і внутрішніх природних кліматоутворюючих чинників, наприклад, сонячної радіації, циркуляції атмосфери, характеру підстильної поверхні, потоків прихованого тепла тощо, а також антропогенного фактору. За рахунок зміни надходження сонячної радіації до підстильної поверхні середня місячна температура має чітко виражений сезонний хід.

Зміни річної температури повітря за період з 2000 р. по 2018 р. для чотирьох станцій подані на рис. 1.2. На цих рисунках для порівняння наведені річна температура повітря та середнє квадратичне відхилення, згідно з даними Кліматичного кадастру України (1961-1990 роки). Протягом зазначеного періоду спостерігається стала тенденція до зростання річних температур повітря на усіх станціях, що підтверджується виглядом поліноміального тренду другого степеню (тут і далі використовується лінія саме такого тренду, тому що вона найкращим чином описує тенденцію зміни цієї величини, але використовувати дану криву для апроксимації і згладжування ряду не можна через низьку достовірність, тобто значення  $R^2$  є малими). Максимальна температура

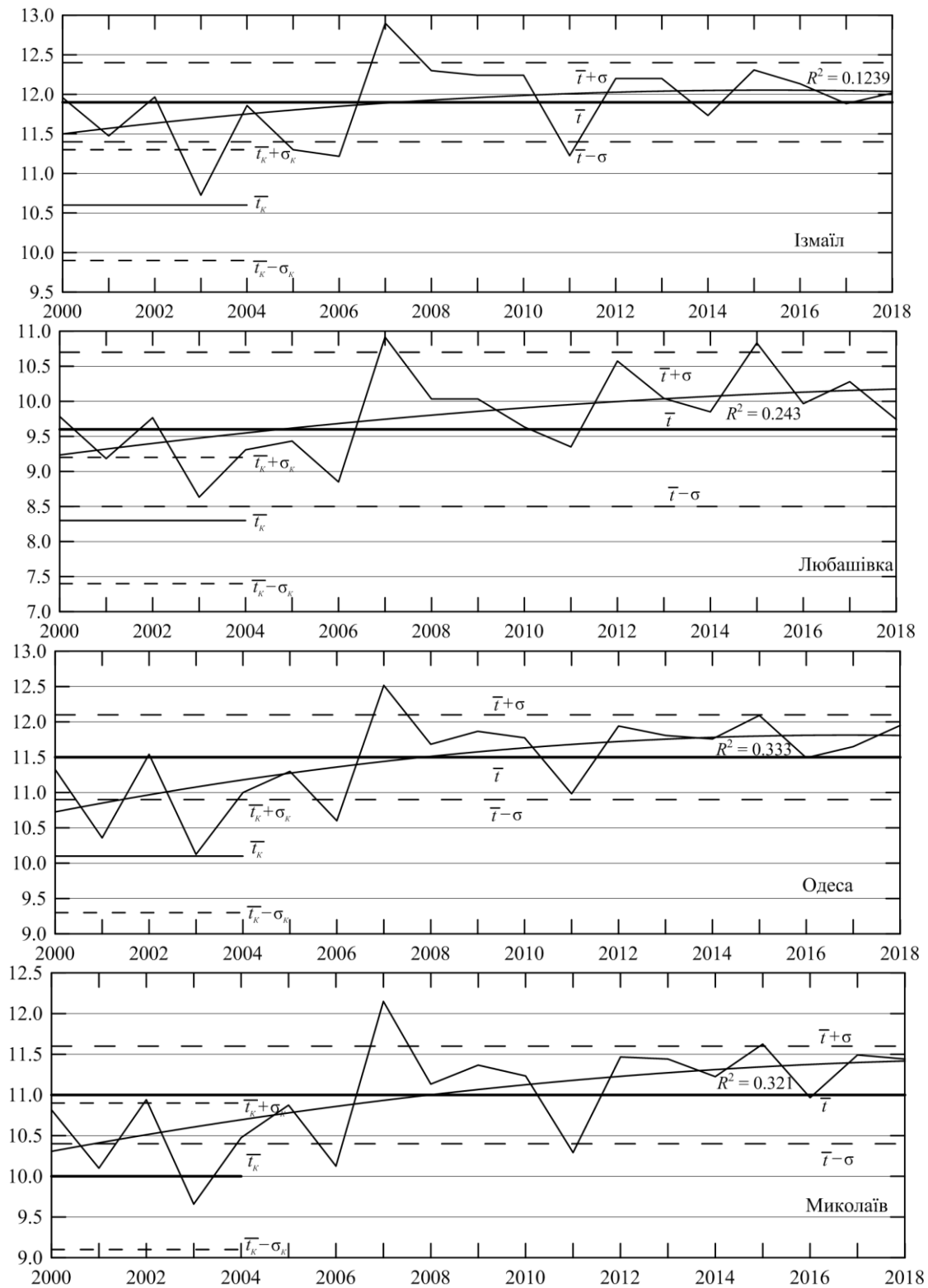


Рисунок 1.2 – Середня річна температура повітря (°C) протягом 2000-2018 років на метеорологічних станціях Ізмаїл, Любашівка, Одеса та Миколаїв порівняно з даними Кадастру. Також показані середні за зазначений період та середні квадратичні відхилення, а також лінія поліноміального тренду другого степеня

повітря спостерігалася у 2007 р.: в Ізмаїлі 12,9 °С, Любашівці 10,9 °С, Одесі 12,5 °С, Миколаєві 12,2 °С), а мінімальна – у 2003 р.: в Ізмаїлі 10,7 °С, Любашівці 8,6 °С, Одесі 10,1 °С, Миколаєві 9,7 °С.

Візуально обраний період можна поділити на дві частини: з 2000 по 2006 роки і з 2007 по 2018 роки. У першій частині періоду максимальні температури не істотно відрізнялись від середнього значення, а в другій частині значно перевищували його. Ще однією особливістю є те, що максимуми температури у другій частині практично не перевищували (за винятком максимуму 2007 р.) величину  $\bar{t} + \sigma$ . Мінімальні ж значення у першій частині були в інтервалі  $2\sigma$  за винятком мінімуму 2003 р. Порівнюючи з аналогічними даними Кліматичного кадастру, можна зробити висновок про абсолютну неоднорідність двох вибірок як за середнім значенням, так і за інтервалами розташування варіацій значень, з переважанням у бік значного зростання температури у сучасному періоді.

Параметри розподілу річної температури повітря, наведені у табл. 1.1, мають від’ємні значення, що свідчить про переважання низьких температур ( $As$ ) і відносно вирівнювання ймовірностей ( $Ex$ ).

На рис. 1.3 наведений річний хід середніх місячних температур повітря у період 2000-2018 та 1961-1990 років (Кадастр), а також інтервал  $\pm 1\sigma$  за значеннями Кадастру.

У цілому, річний хід відповідає річному ходу надходження сонячної радіації. Мінімальна температура відзначалася у січні (Ізмаїл  $-0,7^\circ\text{C}$ , Любашівка  $-5,8^\circ\text{C}$ , Одеса  $-0,5^\circ\text{C}$ , Миколаїв  $-2,1^\circ\text{C}$ ), а максимальна – у

Таблиця 1.1 – Статистичні характеристики (параметри нормального закону розподілу) температури повітря у період 2000-2018 років та за Кадастром

Станція	Період 2000-2018 років				Дані Кадастру	
	$\bar{t}$ , °С	$\sigma$ , °С	$Ex$	$As$	$\bar{t}_k$ , °С	$\sigma_k$ , °С
Ізмаїл	11,9	0,51	-0,4	-0,25	10,6	0,7
Любашівка	9,8	0,6	0	-0,6	8,3	0,9
Одеса	11,5	0,61	-0,6	-0,4	10,1	0,8
Миколаїв	11,0	0,6	-0,4	-0,6	10,0	0,9



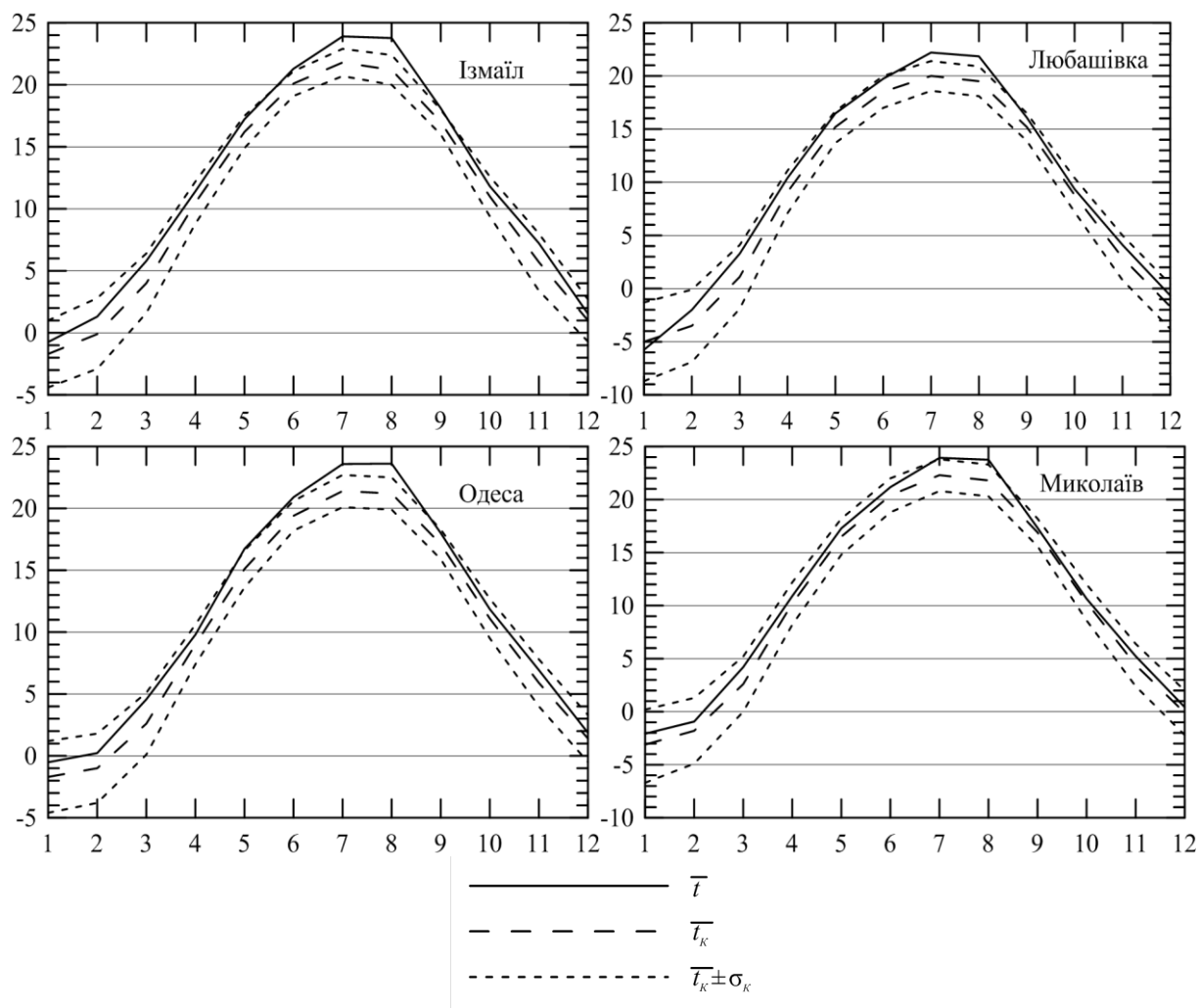


Рисунок 1.3 – Річний хід середньої за період 2000-2018 років місячної температури повітря на метеорологічних станціях Ізмаїл, Любашівка, Одеса та Миколаїв порівняно з даними Кадастру. Також показані середні квадратичні відхилення за даними Кадастру

липні-серпні (Ізмаїл 23,9-23,8 °С, Любашівка 22,7-21,8 °С, Одеса 23,6-23,6 °С, Миколаїв 23,9-23,8°С). На усіх чотирьох станціях мали місце місяці зі значеннями температури, що перевищують межі інтервалу  $\bar{t}_k + \sigma_k$ . Так, на станції Ізмаїл така ситуація спостерігалася у літні місяці (червень, липень, серпень) і у вересні, а на станціях Любашівка і Миколаїв – тільки у червні та липні, в Одесі – у травні, червні та липні. Проте усі ці значення перебували у межах двох ймовірних відхилень  $2\sigma$ . Також відзначимо, що крива річного ходу середніх температур у всіх випадках розташовується вище кривої подібних температур, зазначених у Кадастрі, що є підтвердженням кліматичних змін в бік потепління.

**Опади.** Атмосферні опади, так само як і температура, є однією з основних характеристик клімату і багато в чому залежать від синоптичної ситуації та місцевих умов. Останні багато в чому визначають кількість опадів в літній час. На рис. 1.4 наведений річний хід місячних сум опадів, осереднених за періоди 2000-2018 і 1961-1990 років (Кадастр).

Як можна бачити, у річному ході основні максимуми спостерігалися у літній період, що є природно (Ізмаїл – 56,6 мм у червні, Любашівка – 72,2 мм у червні, Одеса – 79,7 мм у липні, Миколаїв – 50,9 мм у червні). В Одесі відзначався ще один істотний максимум – 53,6 мм у січні. Мінімальні кількості місячних опадів для станцій Ізмаїл та Миколаїв мали по три-чотири приблизно рівних значення (Ізмаїл – 27,2 мм у лютому, 29,3 мм у березні, 29,6 мм у серпні; Миколаїв – 27,4 мм у лютому; 26,7 мм у березні, 24,3 мм у квітні, 26,7 мм у серпні). Для двох інших станцій спостерігалися один-два різко виражених мінімуми (Одеса – 28,2 мм у

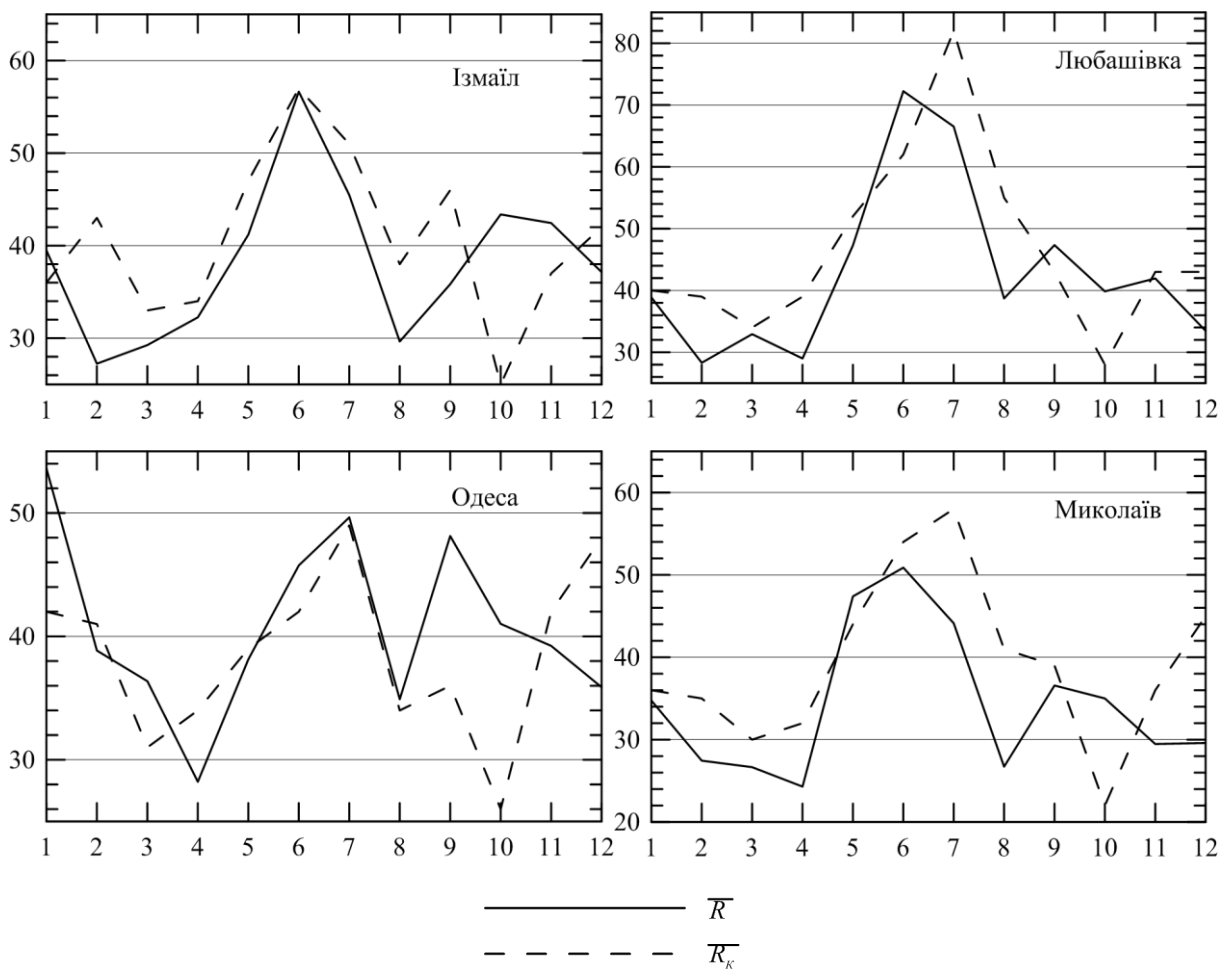


Рисунок 1.4 – Річний хід середньої за період 2000–2018 років місячної кількості опадів на метеорологічних станціях Ізмаїл, Любашівка, Одеса та Миколаїв порівняно з даними Кадастру

квітні; Любашівка – 28,3 мм у лютому, 28,9 мм у квітні). Порівняльний аналіз двох періодів дозволяє зробити висновок, що на станціях Ізмаїл, Любашівка, Миколаїв, в цілому, спостерігається зменшення кількості місячних опадів (за винятком опадів у жовтні). В Одесі ж, навпаки, для більшості місяців середні за період суми опадів перевищують подібні значення за період 1961-1990 років.

Розглянемо розподіли річних сум опадів (рис. 1.5). На цих рисунках для порівняння наведені річні суми опадів та середні квадратичні відхилення за даними Кліматичного кадастру України (1961-1990 роки). Порівняння цих графіків дозволяє виявити певні загальні закономірності і відмінності. Так загальним є наявність максимумів у 2010 р. зі значеннями: 676,2 мм на станції Ізмаїл, 660,1 мм на станції Любашівка, 708,8 мм на станції Одеса, 653,4 мм на станції Миколаїв. Подібні максимуми, але з меншими значеннями, мали місце у 2004 і 2016 роках.

Мінімум річної суми опадів 2011 р. на станції Ізмаїл (291,9 мм) збігався з відносно малими значеннями (істотно менше середнього значення, але не мінімальними) на станціях Одеса (392,7 мм) і Миколаїв (307,8 мм). Проте у Любашівці в цей рік спостерігалася кількість опадів близька до середнього за розглянутий період. Екстремальні мінімальні значення на цих трьох станціях припадали на 2007 р. у Любашівці (388,1 мм), 2013 р. в Одесі (351,4 мм) і 2017 р. у Миколаєві (257,1 мм).

Мали місце випадки, коли в одні роки великим річним сумама на одних станціях відповідали малі суми опадів в інших місцях спостережень, як це було, наприклад, у 2005, 2008, 2013 роках.

Відповідно до форми поліноміального тренду другого степеня, тільки в Ізмаїлі відзначалася тенденція до зростання кількості опадів, яка добре простежується з 2009 року. З іншого боку, на станціях Любашівка та Одеса зменшення, яке намітилося у першій половині періоду, частково компенсувалося незначним збільшенням у наступні роки. Нарешті, на станції Миколаїв спостерігалася тенденція до зниження річної суми опадів.

Середні значення багаторічних річних кількостей опадів у розглянутому періоді на станціях Ізмаїл, Любашівка, Миколаїв були менші у середньому на 33 мм, ніж за період 1961-1990 років. В Одесі, навпаки, мало місце перевищення значення зазначеного в Кадастрі на 26 мм (табл. 1.2). Також відзначались відмінності й у стандартних відхиленнях багаторічних річних сум опадів, найбільша з яких мала місце на станції Любашівка – 93,8 мм й 122,4 мм – за Кадастром, а найменша – в Ізмаїлі

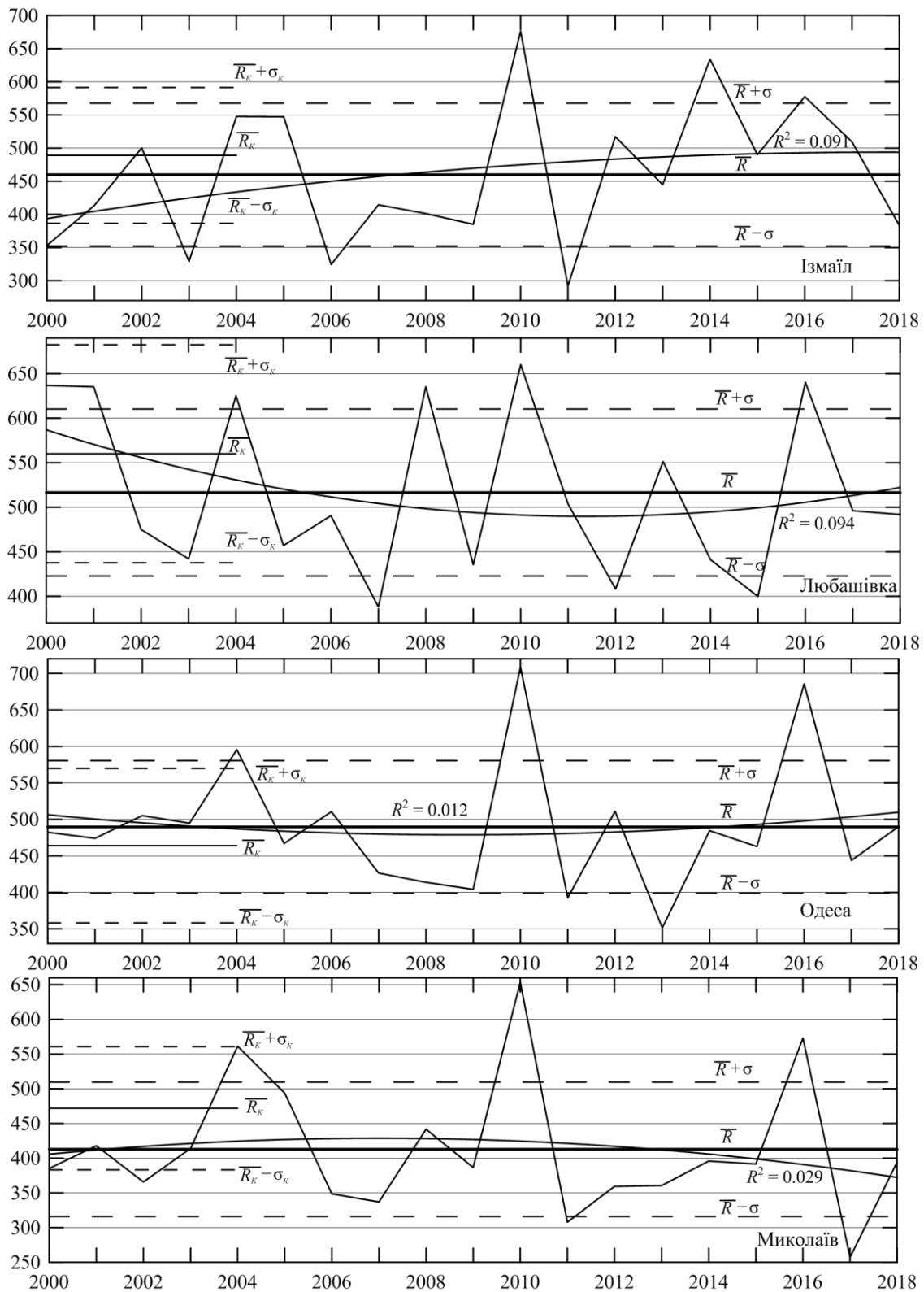


Рисунок 1.5 – Річна сума опадів (мм) протягом 2000–2018 років на метеорологічних станціях Ізмаїл, Любашівка, Одеса, Миколаїв та Очаків порівняно з даними Кадастру. Також показані середні за зазначений період та середні квадратичні відхилення, а також лінія поліноміального тренду другого степеня

107,8 мм й 102,4 мм – за Кадастром (табл. 1.2). Причому на станціях Ізмаїл та Миколаїв значення стандартних відхилень дещо більші, ніж аналогічні за періоді 1961-1990 років, а на станціях Одеса і Любашівка – менші. Проте, з огляду на значення коефіцієнта варіації ( $K_{вар}$ ), можна зробити висновок про відсутність суттєвих змін коливальності в розподілі опадів (табл. 1.2 і 1.3).

Дані, наведені у таблицях 1.3 і 1.4, свідчать про таке.

1. Відповідно до високих значень параметра форми  $\lambda$ , розподіл річних сум опадів наближається до нормального закону. Тим більше, при гамма-розподілі з урахуванням третього параметра (зсуву), якій сприяє більш точному розрахунку характеристик, найбільш близькими до нормального закону є розподіли на станціях Ізмаїл та Любашівка, а при двопараметричному гамма-розподілі показники параметра форми дещо вирівнюються.

2. Зміна параметра масштабу  $\alpha$  повністю відповідає зміні параметрам форми. За великих значеннях  $\lambda$ ,  $\alpha$  набуває менших значень, що означає зменшення розкиду розглянутої метеорологічної величини. Це ж спостерігається при варіаціях знаку параметра зсуву  $c$  (табл. 1.3) – за додатного зсуву  $\lambda$  більше,  $\alpha$  менше, і навпаки.

Таблиця 1.2 – Статистичні характеристики кількості опадів за період 2000-2018 років та за Кліматичним кадастром

Станція	Період 2000-2018 рр.		Дані кадастру		
	$\bar{R}$ , мм	$\sigma$ , мм	$\bar{R}_k$ , мм	$\sigma_k$ , мм	$K_{к,вар}$
Ізмаїл	460	107,8	489	102,4	0,21
Любашівка	516	93,8	560	122,4	0,22
Одеса	490	90,7	464	105,9	0,23
Миколаїв	413	96,8	472	88,8	0,19

Таблиця 1.3 – Характеристики трипараметричного гамма-розподілу річної суми опадів за період 2000-2018 років

Станція	$\lambda$	$\alpha$ , мм	$c$ , мм	$Ex$	$As$	$K_{вар}$	$\bar{R}$ , мм
Ізмаїл	49,6	15,3	-298,9	0,12	0,28	0,23	460,0
Любашівка	46,2	13,8	-120,8	0,13	0,29	0,18	516,5
Одеса	4,0	45,2	309,0	1,51	1,0	0,19	489,7
Миколаїв	4,8	44,2	201,2	1,25	0,9	0,23	412,9

Таблиця 1.4 – Характеристики двопараметричного гамма-розподілу річної суми опадів за період 2000-2018 років

Станція	$\lambda$	$\alpha$ , мм	$E_x$	$A_s$	$\sigma$ , мм	$D$ , мм <sup>2</sup>	$Mo$ , мм	$\bar{R}$ , мм
Ізмаїл	18,2	25,2	0,32	0,47	107,8	11614	434,8	460
Любашівка	30,3	17,0	0,20	0,36	93,8	8799	499,4	516,5
Одеса	29,2	16,8	0,21	0,37	90,7	8226	472,9	489,7
Миколаїв	18,2	22,7	0,33	0,47	96,8	9362	390,2	412,9

3. Ексцес  $E_x$  і асиметрія  $A_s$  є додатними, тобто «хвіст» стає більш важким з правого боку, що показує зсув середньої величини праворуч від значення медіани, а значить збільшення найбільш великих значень.

### 1.3 Методика об'єктивного вибору симуляції з ансамблю регіональних кліматичних моделей

Застосування гідротермодинамічних моделей, наприклад [13], для оцінки майбутніх гідроекологічних характеристик лиманів північно-західної частини Чорного моря можливе у разі використання, як вхідної інформації, результатів отриманих за усім ансамблем симуляцій, або результатів отриманих за однією, визначеною як «оптимальна», моделлю обраної з ансамблю за умови, що ця модель відповідає певним вимогам. Такою вимогою може бути, наприклад, її найбільша близькість до середнього за ансамблем симуляцій. Тобто, по суті така оптимальна симуляція є майже «осередненою», але поля гідрометеорологічних величин у ній будуть узгоджені між собою, на відміну від неузгоджених полів після звичайного осереднення.

Таким чином, застосуємо тут методику визначення оптимальної симуляції з ансамблю регіональних кліматичних моделей, запропоновану в [14], стосовно північно-західного узбережжя Чорного моря.

Як вхідна інформація використовувались результати моделювання за проектом CORDEX для періоду 2021-2050 років. З чотирьох можливих сценаріїв бралися два – RCP4.5 і RCP8.5 [15], для яких кількість симуляцій в ансамблі становила 14 за 5 регіональними кліматичними моделями (табл. 1.5). Ці симуляції надавали інформацію для Європи, з роздільною здатністю  $\sim 12,5$  км у горизонтальній площині, про середньомісячну

приземну температуру повітря ( $T$ ), швидкість вітру ( $V$ ), питому вологість ( $q$ ) і загальну кількість хмарності ( $N$ ) та місячні суми опадів ( $P$ ) і випаровування ( $E$ ). Нагадаємо, що за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5 передбачається збільшення радіаційного форсингу на  $4,5 \text{ Вт/м}^2$  і  $8,5 \text{ Вт/м}^2$ , відповідно, у порівнянні з передіндустріальною епохою.

В роботі [16] для сценарію RCP4.5 припускалася зміна характеру вологозабезпеченості території України у найближчі тридцять років і передбачалась велика ймовірність відсутності снігового покриву протягом усієї зими на півдні України внаслідок додатних температур. Також було показано, що майбутні місячні опади на півдні України мають тенденцію до збільшення в середньому на 20–40 мм протягом осені, зими та весни, а влітку очікується їх зменшення, причому за деякими моделями в липні та серпні опади будуть близькими до нуля, що є характерним для середземноморського клімату. У порівнянні з 1961–1990 роками, найменших змін зазнає середньомісячна температура повітря весною та восени (до  $1 \text{ }^\circ\text{C}$ ), тоді як збільшення температури влітку та взимку становитиме  $2,5\text{--}3,5 \text{ }^\circ\text{C}$ . В Одесі, на відміну від сьогоднішнього дня, очікується додатна середньомісячна температура повітря протягом всього року, і тільки 25 % симуляцій показують від'ємні середньомісячні мінімальні температури.

На рис. 1.6 показані вузли сітки моделей проекту CORDEX, для яких створювався архів даних про метеорологічні параметри. Відзначимо, що для моделі MPI сітка відрізняється від решти – її вузли зміщені на південний захід приблизно на 9 км.

Для кожного вузла сітки та сценарію, з ансамблю відбирається одна єдина симуляція, яка якнайкраще відтворює річний хід  $T$ ,  $P$  і  $E$  у порівнянні з середнім за ансамблем. Процедура відбору «оптимальної» симуляції для кожного вузла та сценарію є такою:

1. Для кожного місяця року ( $m = 1 \div 12$ ) розраховуються середні за 30-тирічний період та за ансамблем симуляцій ( $s = 1 \div 14$ ) величини:

$$\begin{aligned}\bar{T}_m^a &= \frac{1}{30} \sum_1^{30} \frac{1}{14} \sum_{s=1}^{14} T_{m,s}, \\ \bar{P}_m^a &= \frac{1}{30} \sum_1^{30} \frac{1}{14} \sum_{s=1}^{14} P_{m,s}, \\ \bar{E}_m^a &= \frac{1}{30} \sum_1^{30} \frac{1}{14} \sum_{s=1}^{14} E_{m,s}.\end{aligned}\tag{1.4}$$

Таблиця 1.5 – Регіональні кліматичні моделі, результати яких використовуються у роботі

Індекс моделі	Інститут	Регіональна модель	Глобальна модель
CLMcom1	Climate Limited-area Modelling Community	CLMcom-CCLM4-8-17 <sup>1</sup>	CNRM-CM5 <sup>6</sup>
CLMcom2			ICHEC-EC-EARTH <sup>7</sup>
CLMcom3			MOHC-HadGEM2-ES <sup>8</sup>
CLMcom4			MPI-ESM-LR <sup>9</sup>
DMI1	Danish Meteorological Institute	DMI-HIRHAM5 <sup>2</sup>	ICHEC-EC-EARTH <sup>7</sup>
DMI2			NCC-NorESM1-M <sup>10</sup>
KNMI1	Royal Netherlands Meteorological Institute	KNMI-RACMO22E <sup>3</sup>	ICHEC-EC-EARTH <sup>7</sup>
KNMI2			MOHC-HadGEM2-ES <sup>8</sup>
MPI	Max Planck Institute for Meteorology	MPI-CSC-REMO2009 <sup>4</sup>	MPI-ESM-LR <sup>9</sup>
SMHI1	Swedish Meteorological and Hydrological Institute	SMHI-RCA4 <sup>5</sup>	CNRM-CM5 <sup>6</sup>
SMHI2			ICHEC-EC-EARTH <sup>7</sup>
SMHI3			IPSL-CM5A-MR <sup>11</sup>
SMHI4			MOHC-HadGEM2-ES <sup>8</sup>
SMHI5			MPI-ESM-LR <sup>9</sup>

Примітки:

1. <https://wiki.coast.hzg.de/clmcom/clm-community-home-92864627.html>
2. <https://www.dmi.dk/fileadmin/Rapporter/TR/tr06-17.pdf>
3. <http://bibliotheek.knmi.nl/knmipubTR/TR302.pdf>
4. <https://www.remo-rcm.de/059966/index.php/en>
5. [https://www.smhi.se/polopoly\\_fs/1.90275!/Menu/general/extGroup/attachmentColHold/mainCol1/file/RMK\\_116.pdf](https://www.smhi.se/polopoly_fs/1.90275!/Menu/general/extGroup/attachmentColHold/mainCol1/file/RMK_116.pdf)
6. <http://www.umr-cnrm.fr/spip.php?article126&lang=en>
7. <https://www.ichec.ie/partnerships/state-supported/ec-earth-climate-simulations-irelands-contributions-cmip6>
8. <https://www.metoffice.gov.uk/research/approach/modelling-systems/unified-model/climate-models/hadgem2>
9. <https://mpimet.mpg.de/en/science/models/mpi-esm/>
10. <https://folk.uib.no/ngfhd/EarthClim/index.htm>
11. <http://cmc.ipsl.fr/ipsl-climate-models/ipsl-cm5/>



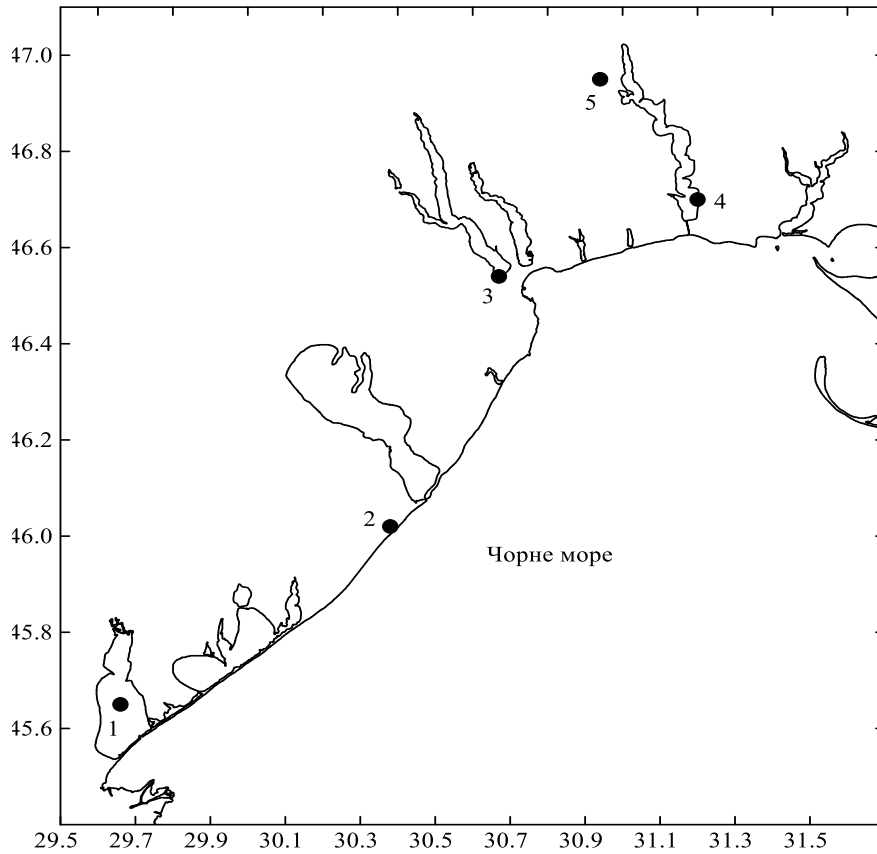


Рисунок 1.6 – Розташування вузлів сітки моделей проекту CORDEX (чорні точки) на узбережжі північно-західної частини Чорного моря

2. Для кожного місяця року розраховуються абсолютні відхилення для кожної симуляції:

$$\begin{aligned}
 T'_{m,s} &= |T_{m,s} - \bar{T}_m^a|, \\
 P'_{m,s} &= |P_{m,s} - \bar{P}_m^a|, \\
 E'_{m,s} &= |E_{m,s} - \bar{E}_m^a|.
 \end{aligned}
 \tag{1.5}$$

3. Шукаються максимальні значення  $(T'_{m,s})_{\max}$ ,  $(P'_{m,s})_{\max}$ ,  $(E'_{m,s})_{\max}$  і розраховуються відносні відхилення:

$$\begin{aligned}
 T^r_{m,s} &= T'_{m,s} / (T'_{m,s})_{\max}, \\
 P^r_{m,s} &= P'_{m,s} / (P'_{m,s})_{\max}, \\
 E^r_{m,s} &= E'_{m,s} / (E'_{m,s})_{\max}.
 \end{aligned}
 \tag{1.6}$$

4. Для кожної симуляції розраховується сума середніх за рік відносних відхилень кожного з метеорологічних параметрів:

$$D_s = \frac{1}{12} \left( \sum_{m=1}^{12} T_{m,s}^r + \sum_{m=1}^{12} P_{m,s}^r + \sum_{m=1}^{12} E_{m,s}^r \right). \quad (1.7)$$

5. Кращою вважається симуляція з мінімальним значенням  $D_s$ .

Таблиця 1.6 містить результати розрахунку значень  $D_s$  по вузлах сітки, наведених на рис. 1.5, та сценаріях. За поданими в цій таблиці результатами можна зробити висновок, що симуляція CLMcom4 є найближчою (або, принаймні, другою за близькістю) до середнього по ансамблю симуляцій і саме тому вихідні результати цієї симуляції можна рекомендувати як вхідні параметри для моделювання гідрологічного та гідроекологічного режимів лиманів та їхніх водозборів у найближчому майбутньому.

Таблиця 1.6 – Сума середніх за рік відносних відхилень  $D_s$  для різних вузлів сітки

Симуляція	Вузол 1		Вузол 2		Вузол 3		Вузол 4		Вузол 5	
	RCP	RCP	RCP	RCP	RCP	RCP	RCP	RCP	RCP	RCP
	4.5	8.5	4.5	8.5	4.5	8.5	4.5	8.5	4.5	8.5
CLMcom1	0.570	0.515	0.519	0.549	0.751	0.678	0.726	0.635	0.714	0.693
CLMcom2	0.461	0.404	0.456	<b>0.451</b>	0.756	0.602	0.755	0.557	0.638	0.521
CLMcom3	0.970	0.960	0.969	1.100	1.237	1.228	1.102	1.173	1.094	1.172
CLMcom4	<b>0.403</b>	<b>0.368</b>	<b>0.449</b>	<b>0.464</b>	<b>0.516</b>	<b>0.523</b>	<b>0.429</b>	<b>0.492</b>	<b>0.408</b>	<b>0.429</b>
DMI1	0.794	0.888	0.836	0.938	0.850	0.768	0.667	0.541	0.642	0.594
DMI2	0.909	0.911	0.956	1.050	1.139	0.921	0.877	0.656	0.874	0.769
KNMI1	0.817	0.738	0.845	0.807	0.777	0.597	0.662	0.535	0.654	0.456
KNMI2	0.879	0.822	0.868	0.847	0.814	0.673	0.646	0.587	0.516	0.488
MPI	0.720	0.777	0.587	0.686	0.945	0.792	1.104	1.033	0.657	0.585
SMHI1	0.687	0.684	0.803	0.849	0.990	1.005	0.833	0.896	0.894	0.894
SMHI2	0.774	0.670	0.804	0.743	0.929	0.756	0.749	0.607	0.740	0.608
SMHI3	0.707	0.637	0.811	0.746	0.956	0.852	0.712	0.759	0.618	0.661
SMHI4	0.487	0.412	0.539	0.587	0.965	0.783	0.653	0.534	0.735	0.660
SMHI5	<b>0.394</b>	0.514	0.468	0.653	0.953	0.736	0.818	0.652	0.748	0.589

#### 1.4 Річний хід метеорологічних параметрів за оптимальною симуляцією

На рис. 1.7-1.12 наведено річний хід різних метеорологічних параметрів за симуляцією CLMcom4 в різних районах північно-західного Причорномор'я.

Річний хід температури повітря (рис. 1.7) у різних частинах досліджуваної території за сценаріями RCP4.5 й RCP8.5 показує певну схожість максимальних значень для всіх вузлів сітки – 24,0 °С в липні, другий максимум спостерігається в серпні і становить 23,0 °С. Мінімальні температури фіксуються у січні й грудні за обома сценаріями, але ці показники температури для лиманів, що знаходяться на південному заході досліджуваної території, дещо більші, ніж для інших об'єктів. Наприклад, для лиманів Сасик і Будацький мінімальні температури в січні очікуються 4,0 °С, а для лиману Хаджибейський, що розташований на північному заході регіону дослідження, – 1,0 °С. Необхідно також зазначити, що мінімальні значення за сценаріями різняться: за RCP8.5 вони набувають значень на 1,0 °С менших, ніж за сценарієм RCP4.5, як у січні, так і в грудні.

Річний розподіл опадів (рис. 1.8) за обома сценаріями визначає максимум у листопаді в межах 56-60 мм за сценарієм RCP4.5 й 50-60 мм за сценарієм RCP8.5, причому найменші значення будуть спостерігатися на півночі Тилігульського лиману за обома сценаріями. Другий максимум кількості опадів у річному ході очікується в січні в межах 42-51 мм, але більші значення фіксуються за сценарієм RCP8.5. З рис. 1.8 видно, що у майбутньому хід опадів має і третій максимум, що очікується в березні-травні за сценарієм RCP4.5 і у травні-липні – за RCP8.5. Мінімум опадів в обох траєкторіях визначено влітку: липень-серпень за RCP4.5 і серпень за RCP8.5. Мінімальна кількість опадів буде коливатися в межах від 15 до 22 мм, з найбільшими значеннями на півночі Тилігульського лиману.

Найбільша інтенсивність процесів випаровування (рис. 1.9) очікується на півдні узбережжя північно-західної частини Чорного моря, на лиманах Сасик і Будацький, з максимальними значеннями 140 мм в серпні і жовтні за сценарієм RCP4.5 і в серпні-вересні за RCP8.5. Мінімум випаровування визначено в квітні з кількістю 38-42 мм для обох траєкторій. Для Тилігульського лиману, тобто для півночі області

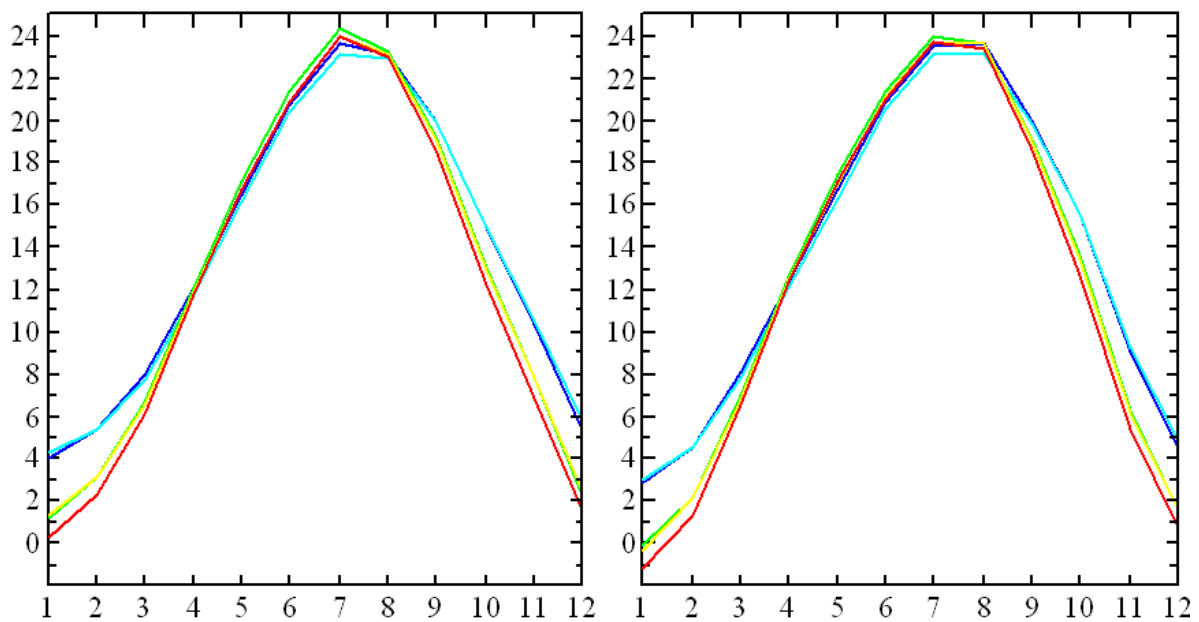


Рисунок 1.7 – Річний хід температури (°C) у різних частинах північно-західного Причорномор'я для сценаріїв RCP4.5 (ліва панель) та RCP8.5 (права панель) (— Сасик, — Будацький, — Хаджибейський, — Тилігульський-південь, — Тилігульський-північ)

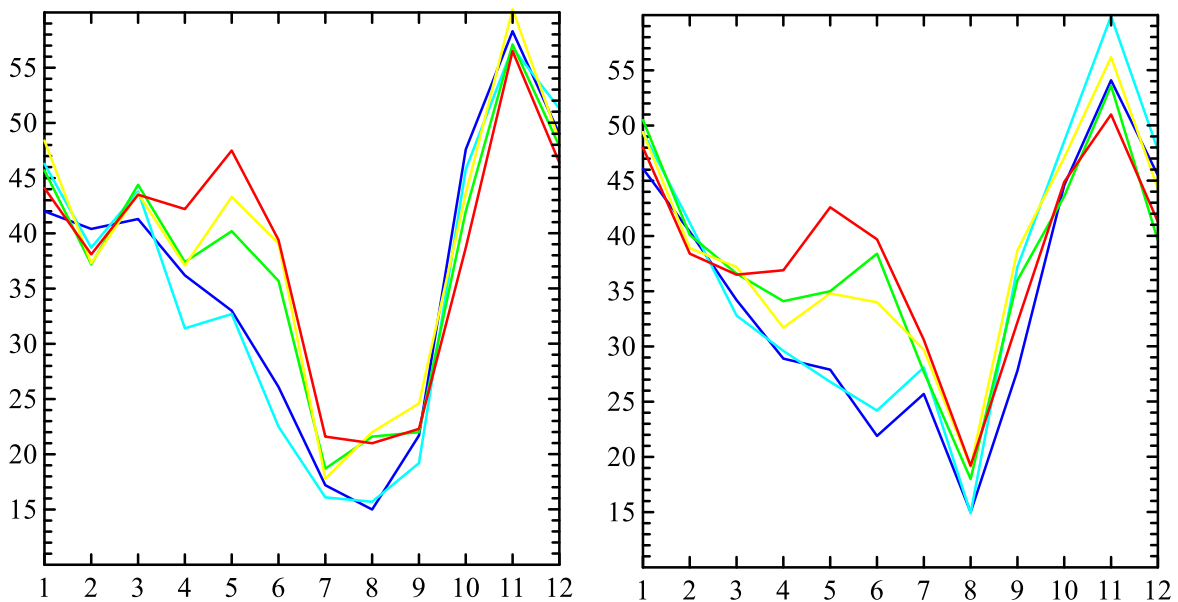


Рисунок 1.8 – Річний хід опадів (мм) у різних частинах північно-західного Причорномор'я для сценаріїв RCP4.5 (ліва панель) та RCP8.5 (права панель) (— Сасик, — Будацький, — Хаджибейський, — Тилігульський-південь, — Тилігульський-північ)

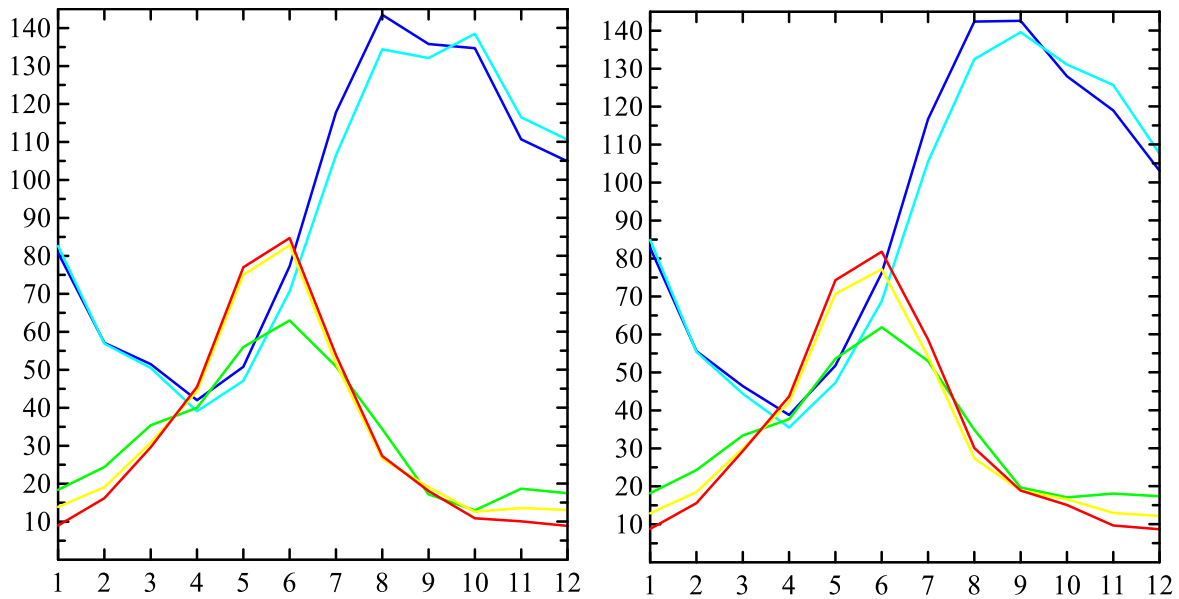


Рисунок 1.9 – Річний хід випаровування (мм) у різних частинах північно-західного Причорномор'я для сценаріїв RCP4.5 (ліва панель) та RCP8.5 (права панель) (— Сасик, — Будацький, — Хаджибейський, — Тилігульський-південь, — Тилігульський-північ)

дослідження, прогнозується максимальне випаровування у червні із значеннями 75-80 мм. Мінімум фіксується в грудні-січні і коливається в межах 10-12 мм. Найменші показники випаровування очікуються в центральній частині області, на лимані Хаджибейський. Тут максимум виявлено в червні, який становить 60 мм. Мінімальне значення також прогнозується в грудні-січні і змінюється від 17 до 20 мм.

Розподіл хмарності (рис. 1.10) має яскраво визначений річний хід, що мало різниться між сценаріями. Мінімальній відсоток хмарності виявлено в липні-серпні зі значеннями 37-41 % за сценарієм RCP4.5 і у серпні в межах від 38 до 43 % за RCP8.5. Найменші з цих значень очікуються на півдні, а найбільші – на півночі області дослідження. Максимальні показники хмарності прогнозуються в грудні-січні і коливаються від 67 до 73 %, причому найбільші з них фіксуються на півночі, а найменші – на півдні досліджуваного регіону.

Річний хід питомої вологості (рис. 1.11) має чітко виражений характер з максимумом в липні за обома сценаріями, що становить 11 г/кг для лиманів Сасик і Будацький на півдні області розрахунку. На інших об'єктах очікуються максимальні значення також в липні, але в межах

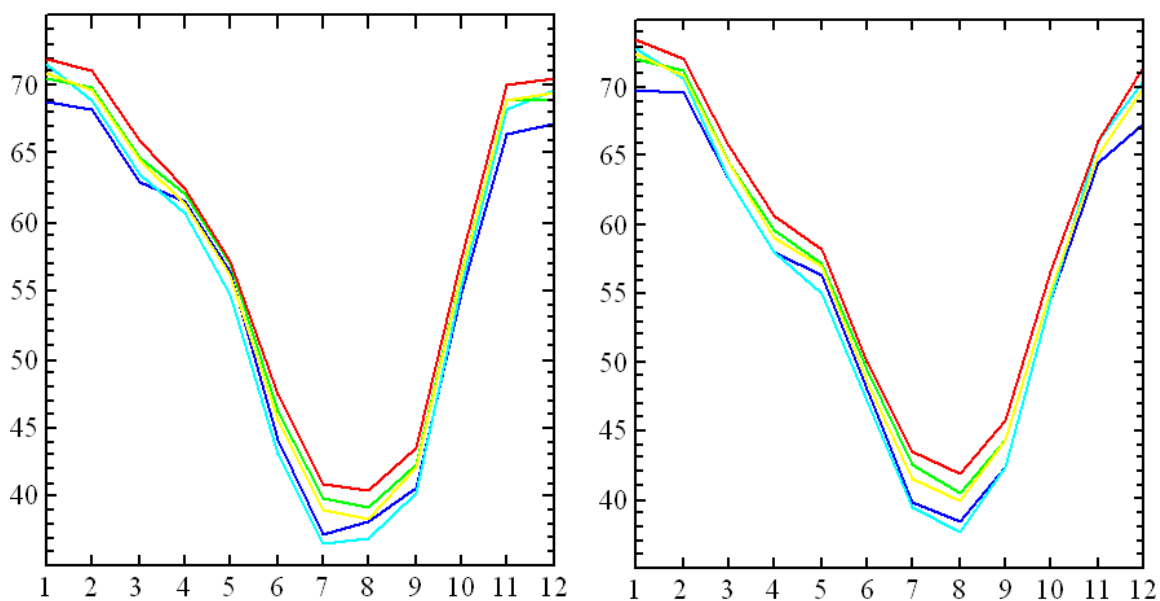


Рисунок 1.10 – Річний хід хмарності (%) у різних частинах північно-західного Причорномор'я для сценаріїв RCP4.5 (ліва панель) та RCP8.5 (права панель) (— Сасик, — Будацький, — Хаджибейський, — Тилігульський-південь, — Тилігульський-північ)

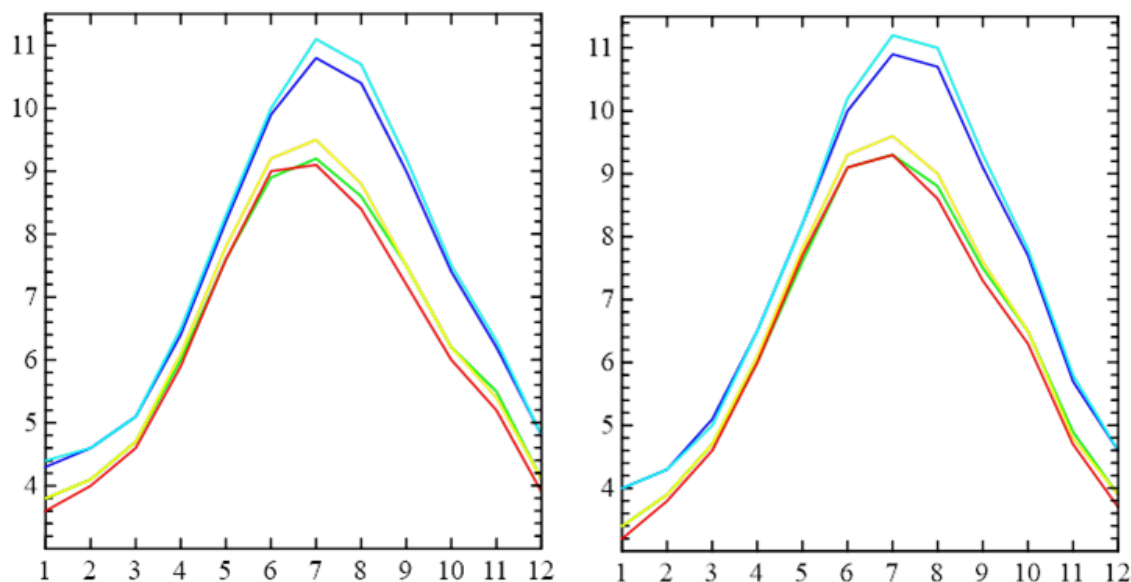


Рисунок 1.11 – Річний хід питомої вологості (г/кг) у різних частинах північно-західного Причорномор'я для сценаріїв RCP4.5 (ліва панель) та RCP8.5 (права панель) (— Сасик, — Будацький, — Хаджибейський, — Тилігульський-південь, — Тилігульський-північ)

9-9,4 г/кг. Мінімальна питома вологість прогнозується в грудні-січні і коливається від 3,2 до 4,8 г/кг. Найбільші з цих значень фіксуються на півдні регіону дослідження.

Суттєві розбіжності в річному ході має вітровий режим у різних частинах північно-західного Причорномор'я (рис. 1.12). В центральній частині і на півночі області розрахунку швидкість вітру протягом року змінюється мало: для лиману Хаджибейський характерними будуть коливання від 3,6 до 4,0 м/с, що є найменшими значеннями швидкості вітру для всієї області дослідження; у північній частині Тилігульського лиману очікувані зміни вітру в межах 4,1-4,6 м/с, для півдня лиману прогнозовані значення швидкості вітру коливаються від 4,4 до 5,0 м/с. Добре виражений річний розподіл вітру зафіксовано на півдні області дослідження у вузлах розрахунків Сасик і Будацький. Тут мінімальні значення швидкості вітру очікуються в травні – за сценарієм RCP4.5 і становлять 4,8-5,0 м/с, і в липні – за RCP8.5 і змінюються в межах від 4,9 до 5,1 м/с. Максимальний вітер прогнозується в грудні-січні і змінюється від 6,4 до 7,6 м/с. Необхідно зауважити, що значення швидкості вітру між двома сценаріями різняться не суттєво.

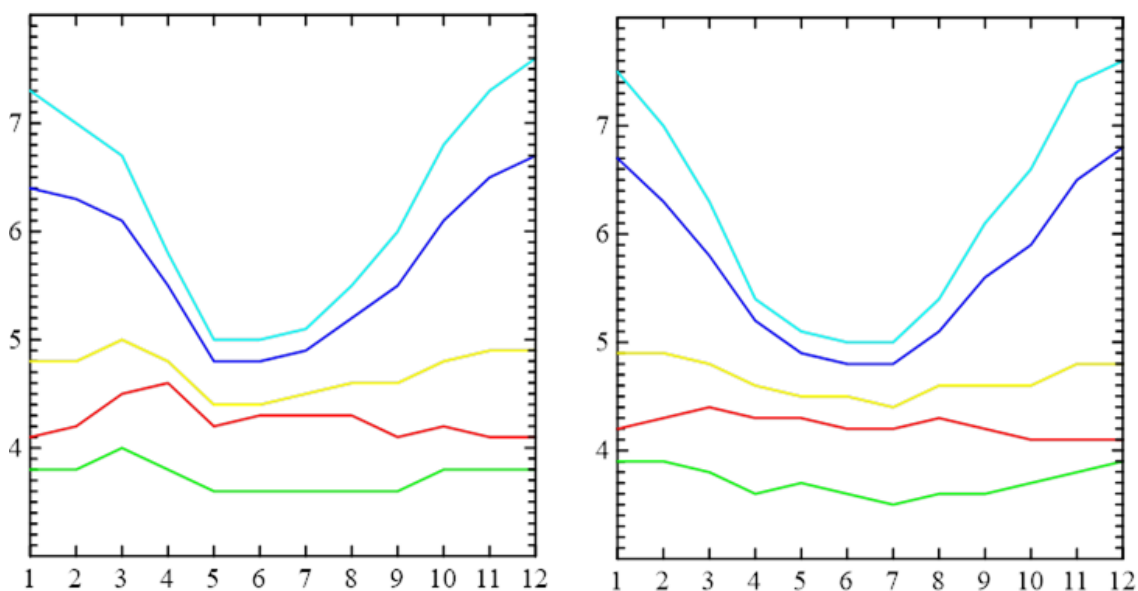


Рисунок 1.12 – Річний хід швидкості вітру (м/с) у різних частинах північно-західного Причорномор'я для сценаріїв RCP4.5 (ліва панель) та RCP8.5 (права панель) (— Сасик, — Будацький, — Хаджибейський, — Тилігульський-південь, — Тилігульський-північ)

Отже, не зважаючи на те, що відстань між лиманами є доволі великою (~180 км по прямій лінії між вузлами 1 і 5 на рис. 1.6), методика дозволила відібрати єдину оптимальну симуляцію. Скоріше за все, це не може бути визначено однаковими фізико-географічними умовами для розглянутих природних об'єктів, тому що режим опадів весною та влітку відрізняється у південній та північній частині узбережжя розглянутого регіону. Ще більш істотно відрізняється режим випаровування і його річний хід визначається не тільки режимом температури, а й опадів. Таким чином, результати відібраної оптимальної симуляції є узгодженими між собою і надалі можуть використовуватись як вхідна інформація до різних моделей для оцінки майбутніх гідроекологічних характеристик лиманів. Взагалі ж, аналіз очікуваних змін показав, що тенденції, які спостерігаються протягом сучасного кліматичного періоду будуть тривати й у найближчі 30 років.



## РОЗДІЛ 2

### ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА КВАЗІЗАКРИТИХ ЛИМАНІВ

На ділянці узбережжя північно-західної частини Чорного моря в межах річки Дунаю і Дніпра розташовані 17 основних лиманів (рис. 2.1). Їх можна розділити на дві групи: відкриті, із вільним водообміном з відкритим морем, та умовно названі нами «квазізакритими». До другої групи лиманів віднесені істотно ізольовані від моря лимани, які епізодично з'єднуються з морем штучно створеними каналами, протоками або іншими водопровідними гідротехнічними спорудами. В ній об'єднані «закритий» та «періодично закритий» («напівзакритий», «епізодично з'єднаний з морем») типи лиманів у традиційній їх класифікації [17-19].

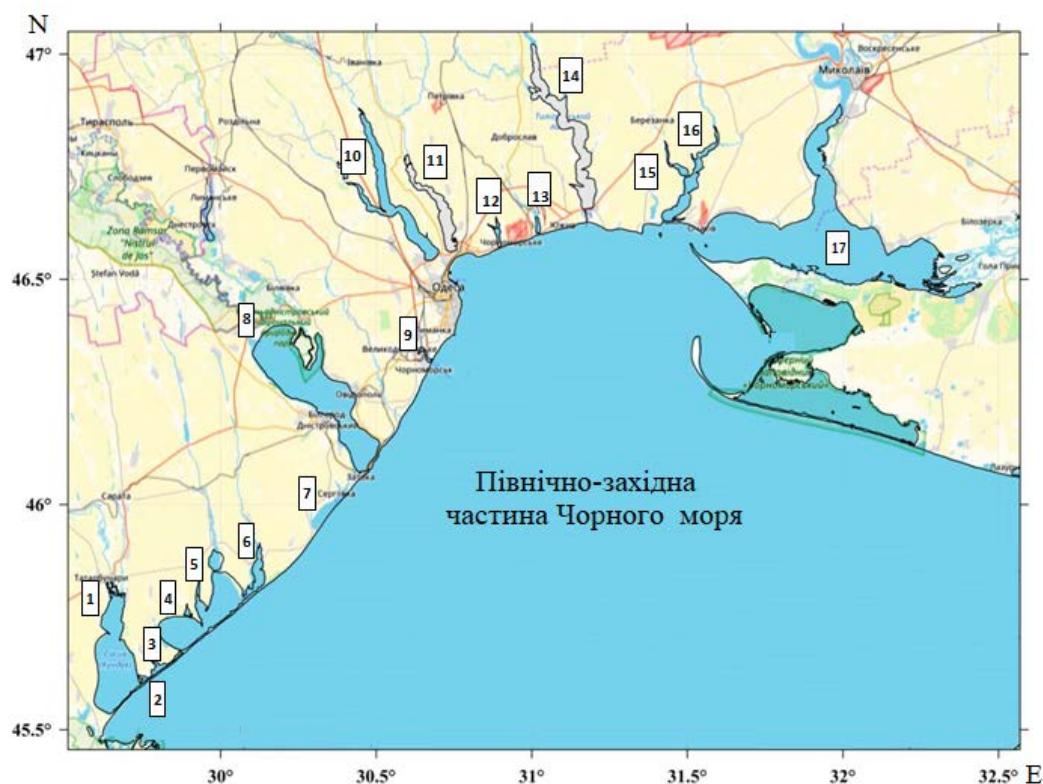


Рисунок 2.1 – Лимани північно-західної частини Чорного моря:  
1 – Сасик; 2 – Джантшейський; 3 – Малий Сасик; 4 – Шагани; 5 – Алібей;  
6 – Бурнас; 7 – Будацький; 8 – Дністровський; 9 – Сухий;  
10 – Хаджибейський; 11 – Куяльницький; 12 – Дофінівський;  
13 – Григорівський; 14 – Тилігульський; 15 – Тузли; 16 – Березанський;  
17 – Дніпровсько-Бузький

До групи квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я, які досліджувались в межах проєкту, віднесені: Сасик (перетворений у водосховище і планується до ренатуралізації), Тузлівська група (Шагани, Алібей, Бурнас), Будацький (Шаболатський), Хаджибейський, Куяльницький, Дофінівський (Великий Аджалицький), Тилігульський. Ці лимани в теперішній час не мають постійного зв'язку з морем і відокремлені від нього піщано-черепашковими перешийками (пересипами) шириною від кількох сотень метрів до 4 км. Раніше в цих пересипах могли періодично утворюватися природні прорви (промоїни). Однак, внаслідок антропогенного перетворення території більшості пересипів, цей процес в теперішній час практично припинився, за винятком поодиноких випадків.

За генезисом лимани другої групи поділяться на морські затоки (лагуни), відокремлені від моря пересипами (наприклад, Будацький, Тузлівська група лиманів) та на затолені морем гирлові області річок, які в даний час втратили природний зв'язок з морем і також відокремлені від нього пересипами різної ширини, в тілі яких споруджені штучні з'єднувальні гідротехнічні споруди, які функціонують епізодично (Хаджибейський, Куяльницький, Дофінівський, Тилігульський лимани) [18, 19].

**Тилігульський лиман** розташований на українській частині узбережжя північно-західної частини Чорного моря, в 40 км від м.Одеси на кордоні Одеської та Миколаївської областей ( $46^{\circ} 39,3'$  -  $47^{\circ} 05,3'$  пн.ш.,  $30^{\circ}57,3'$  -  $31^{\circ}12,7'$  сх.д.). Лиман представляє собою затолену морськими водами долину річки Тилігул. Він витягнутий субмеридіонально з Пн-ПнЗх на Пд-ПдСх. Його довжина становить  $\approx 52$  км, ширина змінюється на окремих ділянках від 0,2 до 5,4 км. Лиман відокремлений від моря природним піщаним пересипом шириною від 3,3 до 4 км і завдовжки до 6,6 км. При позначці рівня води в лимані мінус 0,4 м БС (метрів у Балтійській системі висот і глибин) площа дзеркала його водної поверхні становить  $129 \text{ км}^2$ , об'єм вод –  $693 \text{ млн. м}^3$ . Південна і центральна частини лиману є улоговинами з переважаючими глибинами в діапазоні 10-16 м, які розділені мілководною перемичкою. Максимальна глибина в південній частині лиману досягає 22,2 м. Північна частина лиману, в яку впадає річка Тилігул, мілководна, з глибинами менше 4 м. Середня глибина лиману становить 5,4 м [20].

Наприкінці 50-х років ХХ сторіччя в рибогосподарських цілях у пересипу Тилігульського лиману був побудований і в 1958 р. введений в експлуатацію штучний канал, який з'єднав лиман з морем. Канал повинен був забезпечити вхід навесні з моря в лиман чорноморської кефалі та інших видів морських риб, а також прісноводних риб, які виносилися в період весняного паводку з Дніпровсько-Бузького лиману до моря. Одночасно будівництво цього каналу вирішувало задачу регулювання водного балансу лиману з метою стабілізації рівня води в ньому. Первинна глибина каналу становила 3 м, а ширина – 30 м, на вході з боку моря канал був обладнаний шлюзом. Проте рибогосподарські цілі, поставлені при будівництві каналу, не були досягнуті через подальше зарегулювання стоку р.Дніпро каскадом гідроелектростанцій, що призвело до зменшення інтенсивності весняного паводку і різкого скорочення виносу прісноводних риб з Дніпровського-Бузького лиману до прилеглої частини моря, а також через підвищення солоності води в самому Тилігульському лимані.

За минулі роки південна частина каналу, що примикає до моря, сильно обміліла внаслідок транспортування піску з боку моря. У ХХІ ст. канал функціонував нерегулярно, протягом 25-40 діб навесні та восени, після розчищення перших сотень метрів морської частини каналу від піщаних наносів. Тому у 2016 р. була розпочата реконструкція з'єднувального каналу, яка дотепер не закінчилася остаточно (детальніше див. у розділі 6.4).

Площа водозбірної басейну Тилігульського лиману – 5420 км<sup>2</sup>. У лиман впадають річки: Тилігул (площа водозбору 3550 км<sup>2</sup>, довжина 173 км), Балайчук (площа водозбору 586 км<sup>2</sup>, довжина 52 км), Царега (площа водозбору 657 км<sup>2</sup>, довжина 46 км), Хуторська (площа водозбору 108 км<sup>2</sup>, довжина 19 км). Поверхневий бічний приплив прісних вод по тимчасових водотоках (балках, ярах), які впадають в лиман, формується на площі 349 км<sup>2</sup>. Основна частина стоку в Тилігульський лиман (більше 85 %) надходить від річки Тилігул [20].

Акваторія північно-західної частини Чорного моря, що примикає до Тилігульського пересипу, перебуває під впливом трансформованих річкових вод Дніпра і Південного Бугу, які витікають з Дніпровсько-Бузького лиману. Цей вплив максимально проявляється в період весняної повені в квітні-червні.

**Куяльницький лиман** ( $46^{\circ} 33,6' - 46^{\circ} 48'$  пн. ш.,  $30^{\circ} 34,8' - 30^{\circ} 46,2'$  сх. д.) розташований в 2 км на північний захід від узбережжя Одеської затоки та є одним з найдавніших закритих лиманів північно-західного Причорномор'я (рис. 2.2). Лиман витягнутий субмеридіонально з Пн-ПнЗх на Пд-ПдСх та являє собою продовження долини річки Великий Куяльник. Загальна площа водозбору Куяльницького лиману становить  $2250 \text{ км}^2$ . Історично, основним джерелом живлення лиману прісною водою була річка Великий Куяльник, площа водозбору якої, при довжині річки в 150 км, становить  $1860 \text{ км}^2$  (82,7% загальної водозбірної площі лиману). Окрім неї, вода може надходити до лиману через водотоки його східного берегу (малі річки Довбока, Кубанка, балки Гільдендорфська, Корсунцівська) [21].

Через господарські перетворення на водозбірному басейні лиману та зміну кліматичних умов, у період 2003-2014 рр. відбулося зменшення його протяжності з 26 до 15,3 км, площі водного дзеркала з 52 до  $26,7 \text{ км}^2$ , об'єму вод – з 68 до 11 млн.  $\text{м}^3$ ; солоність ропи збільшилася зі 108 до 300 ‰ [21]. Для запобігання повному висиханню лиману, наприкінці 2014 р. було розпочате поповнення Куяльницького лиману морською водою з Одеської затоки за допомогою спеціально прокладеного самопливного трубопроводу. Поповнення здійснюється в грудні-квітні кожного року, коли температура морської води менша за  $8^{\circ}\text{C}$ .

Середньорічна відмітка рівня води в лимані у 2014 р. складала -6,62 м БС. В період 2015-2021 рр. вона підвищилась до -6,17 м БС у 2018 р., а потім, через вкрай посушливі 2019-2020 рр., знизилась до -6,49 м БС у 2020 р. Відповідно до коливань рівня води в лимані, об'єм його вод змінювався від 29,7 млн.  $\text{м}^3$  у 2018 р. до 16,85 млн.  $\text{м}^3$  у 2020 р., а площа водної поверхні – від  $45,52 \text{ км}^2$  до  $34,18 \text{ км}^2$ , відповідно.

Максимальна глибина в лимані, встановлена за результатами польових досліджень влітку 2009 р., становила 1,8 м при позначці рівня мінус 6,42 м БС [21].

**Хаджибейський лиман** є непроточною, закритою водоймою, яка утворилась в результаті затоплення морем гирлової частини долини річки Малий Куяльник, з наступним відділенням її від моря піщаним пересипом. Водойма витягнута у північно-західному напрямку уздовж нормалі до берегової лінії моря. Південне узбережжя лиману знаходиться поблизу північної межі м. Одеси (рис. 2.2).



Рисунок 2.2 – Карта-схема розташування Куяльницького та Хаджибейського лиманів

Від моря лиман відділений пересипом шириною 4,5 км і довжиною 5 км. Довжина лиману становить 40 км, ширина – 0,5-3,5 км. За відмітки рівня води в лимані +1,5 м БС, площа його водного дзеркала становить 114,0 км<sup>2</sup>, об'єм води дорівнює 729 млн. м<sup>3</sup>, середня глибина – 6.4 м, максимальна – до 16 м (в середній частині лиману).

Площа водозбірного басейну лиману становить 2,7 тис. км<sup>2</sup>. В лиман впадають річки Малий Куяльник (площа водозбору 1540 км<sup>2</sup>, довжина 118 км) та Свинна (площа водозбору 772 км<sup>2</sup>, довжина 54,1 км) [22]. Систематичні спостереження за стоком річок не виконуються. Але відомо, що він значно зарегульований. Наприкінці 90-х років минулого століття загальна кількість ставків і водосховищ, які регулювали стік р. М. Куяльник, становила 21 шт. з сумарним об'ємом 7,72 млн. м<sup>3</sup>, а в басейні р. Свинна – 9 шт. з сумарним об'ємом 7,02 млн. м<sup>3</sup>. У сучасних умовах стік р. Свинна майже повністю затримується штучними водоймами, розташованими на її гирловій ділянці [22].

Антропогенними чинниками, які значною мірою визначають мінливість рівня води в лимані, є надходження зворотних, частково очищених стічних вод м. Одеси зі станції біологічного очищення (СБО) «Північна» (56,4 млн. м<sup>3</sup>/рік), а також дренажних вод з полів зрошення від насосних станцій ДНС № 4, ДНС № 5 та з каналізаційних очисних споруд «НАТІ» (с. Нерубайське Біляївського району) – сумарно 20,2 млн. м<sup>3</sup>/рік (рис. 2.3) [22].

Наприкінці 60-х років ХХ ст. був введений в експлуатацію гідротехнічний вузол для скидання лиманних вод у море у складі головного шлюзу, насосної станції потужністю 7,0 м<sup>3</sup>/с із напірним трубопроводом і водовипуском до моря. Однак в останні роки він не функціонує і актуальним є питання відновлення можливості аварійного самопливного скиду води з лиману до моря (у разі підвищення відмітки рівня води в лимані до критичних значень) через реконструйовані канали.

В роботі [22] показано, що для стабілізації рівня води в Хаджибейському лимані та запобіганню виникненню багаторічних тенденцій його значного підвищення або зменшення, доцільно здійснювати скид у лиман зворотних вод з СБО «Північна» протягом не більш 140 діб у травні-вересні, а в інші місяці року – в прилеглу акваторію Чорного моря.

**Дофінівський лиман** розташований в 6 км на схід від сучасної міської смуги м. Одеси. Він витягнутий в меридіональному напрямку з Пн-ПнЗх на Пд-ПдСх і відділений від моря пересипом з піску і черепашки шириною 100 - 150 м і протяжністю 800 м (рис. 2.4). Лиман утворився в результаті трансгресії моря в долину річки Великий Аджалик. В теперішній час річка, довжина якої раніше досягала 25-30 км, практично припинила своє існування. Площа водозбору басейну Дофінівського

лиману з урахуванням басейну р.В.Аджалик і Чорної балки  $\approx 110 \text{ км}^2$ , з них площа водозбору власне лиману становить  $\approx 50 \text{ км}^2$ . Площа водного дзеркала лиману, без врахування Олександрівського ставка, який відділений від лиману дамбою, –  $6,1 \text{ км}^2$ ; об'єм вод –  $4,5 \text{ млн. м}^3$ ; середня глибина, відповідно,  $0,74 \text{ м}$ ; максимальна глибина –  $1,1 \text{ м}$ . Довжина вздовж осі –  $6,9 \text{ км}$ , середня ширина –  $1,0 \text{ км}$ , максимальна ширина –  $2,2 \text{ км}$  [18, 23].

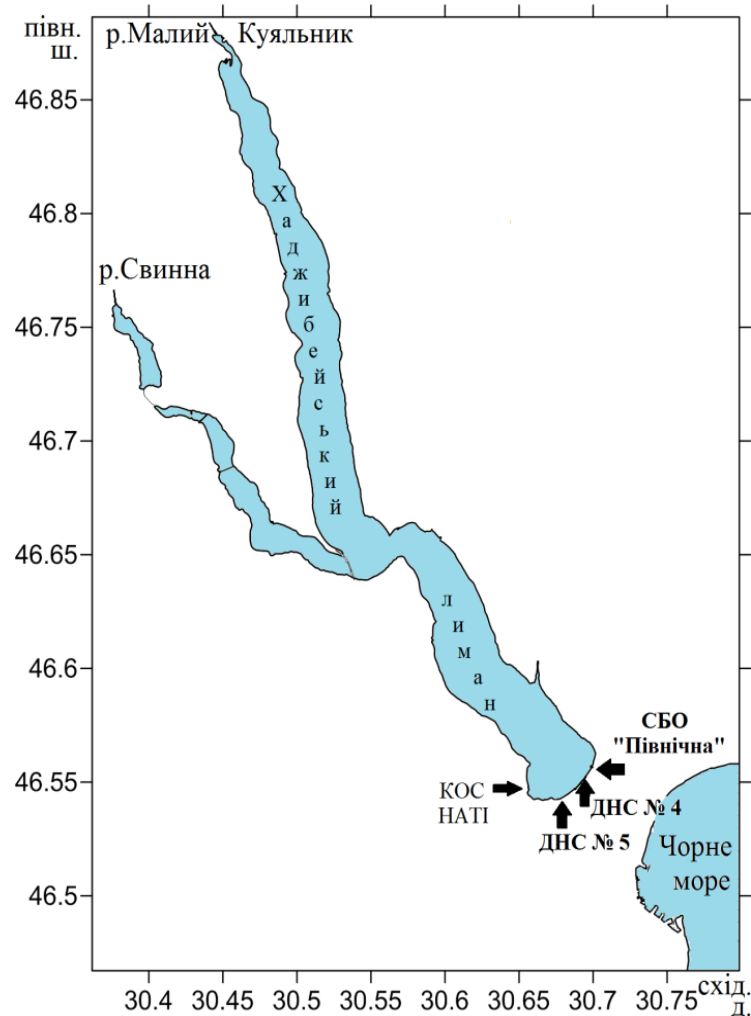


Рисунок 2.3 – Карта-схема Хаджибейського лиману з розташуванням природних та антропогенних джерел надходження прісних вод

Прісна вода може надходити до лиману з системи ставків розташованих на території с.Олександрівка у об'ємах  $200\text{-}300 \text{ м}^3/\text{доб}$ , а також переливатися через дамбу, яка відділяє лиман від Олександрівського ставка, коли він переповнюється [24]. В роботі [23] річний об'єм

поверхневого стоку 50% забезпеченості в лиман оцінюється в 1,8 млн.м<sup>3</sup>, а в [24] – в 3,03 млн.м<sup>3</sup>; в маловодний рік 95% забезпеченості – 1,36 млн.м<sup>3</sup>.

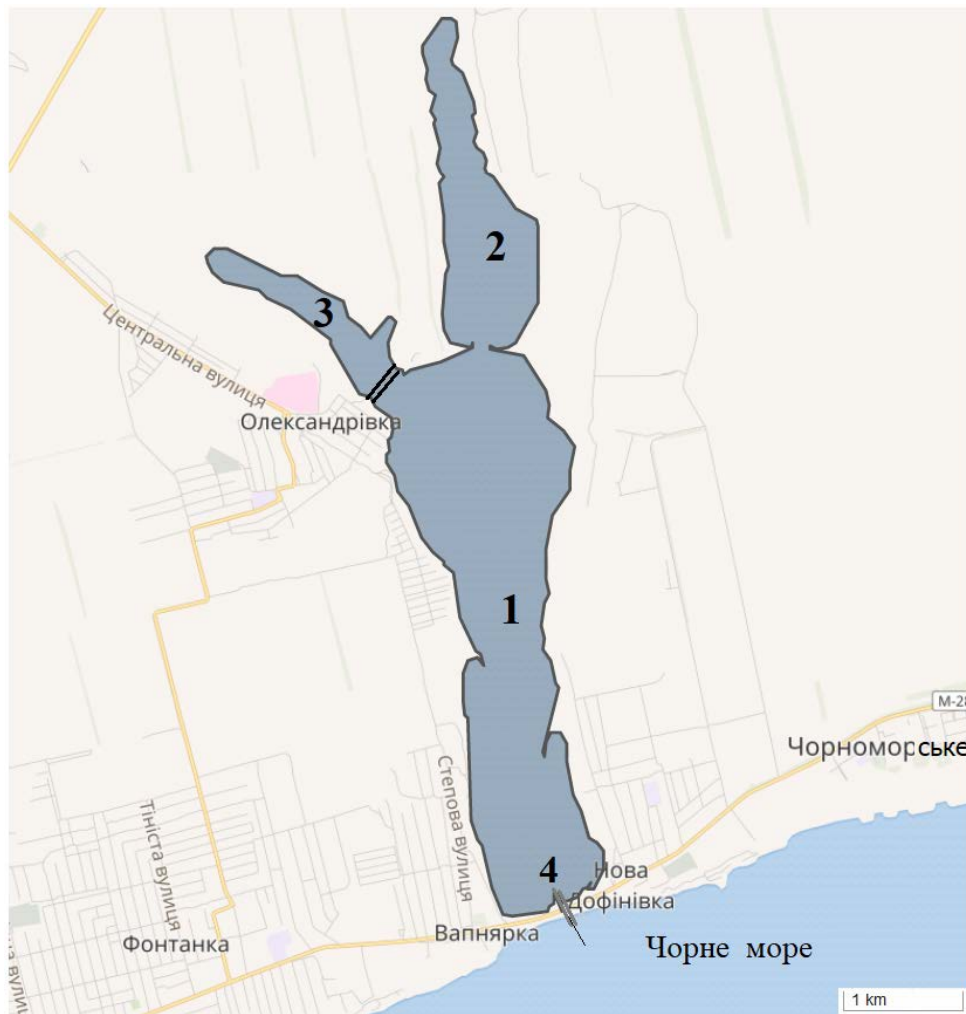


Рисунок 2.4 – Карта-схема Дофінівського лиману. Позначки: 1 – Великий басейн; 2 – Малий басейн; 3 – прісноводний Олександрівський ставок; 4 – канал з трубопроводом

З 1998 р. епізодичний зв'язок лиману з морем підтримується штучно через трубопровід довжиною 250 м з діаметром труби 920 мм, яка виходить в море на глибину 3 м. Довжина морської частини трубопроводу становить 200 м. Наявність та функціонування вказаного вище комплексу гідротехнічних споруд, що забезпечують регулювання рівня води у лимані та водообмін з морем, є необхідною умовою для стабілізації гідрологічного та гідрохімічного режимів екосистеми Дофінівського лиману за будь-якої водності року. Рекомендації з регулювання штучного водообміну лиману з



морем, з урахуванням сезонної мінливості гідроекологічних характеристик лиману та впливу на них зовнішніх факторів, надані в [24].

**Будацький (Шаболатський) лиман** розташований в Одеській області за 18 км від міста Білгород-Дністровський (рис. 2.5). Лиман відмежований від моря вузьким пересипом шириною 80-200 метрів, має загальну довжину 17 км, середню ширину – 1,5 км, максимальну ширину – 2,5 км. Середня глибина лиману становить 1,05 м, максимальна – досягає 2,25 м. З врахуванням плавнів у східній частині лиману, загальна площа його водної поверхні становить 31,5 км<sup>2</sup>, а об'єм вод – 30,0 млн.м<sup>3</sup> [18, 25]. Водозбірна площа лиману становить 156 км<sup>2</sup>.

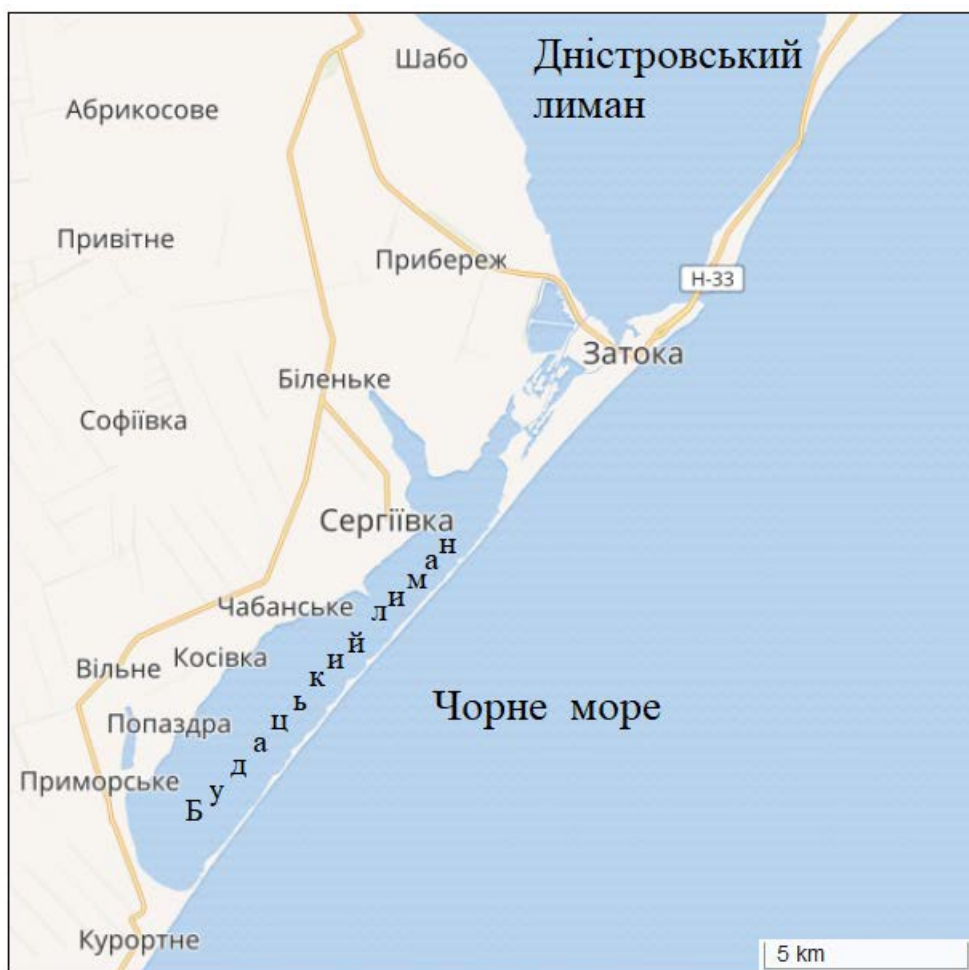


Рисунок 2.5 – Карта-схема Будацького лиману

У теперішній час Будацький і Дністровський лимани з'єднані двома каналами, які залишаються відкритими протягом усього року. Навесні і восени, лиман з'єднується з Чорним морем через канал розташований в

південно-західній частині пересипу у села Приморське (Будаки). Невеличкі обсяги прісного стоку можуть надходити до лиману через балки (Аккембетську і поблизу с.Приморське). Морська вода надходить в лиман навесні і восени через морський канал, а в період сильних нагінних вітрів – з Дністровського лиману через Бугазькі канали [26].

**Тузлівська група** лиманів розташована в центральній частині Дунай-Дністровського межиріччя. Вона утворилися в результаті затоплення морем низьких ділянок суші з подальшим відокремленням від моря піщаним пересипом – баром. У складі Тузлівської групи лиманів виділяють 3 основних («первинних») лимани: Шагани, Бурнас, Алібей, – та ряд «вторинних» лиманів (рис. 2.6) [27]. Усі вони, за виключенням лиманів Джантшейський та Малий Сасик, які в цьому дослідженні не розглядаються, можуть бути об'єднані в такі 3 групи на базі основних лиманів: **Шагани** + Будури + Магалевський + Мартаза; **Алібей** + Карачаус + Хаджидер; **Бурнас** + Курудіюл + Солоний. Основні лимани Шагани, Бурнас і Алібей сполучені між собою широкими протоками і відокремлені від моря однією загальною косою-пересипом, тому розглядаються як єдиний лиманний комплекс. Довжина пересипу, що відокремлює лимани від моря  $\approx 29$  км, ширина – від 60 до 400 м.

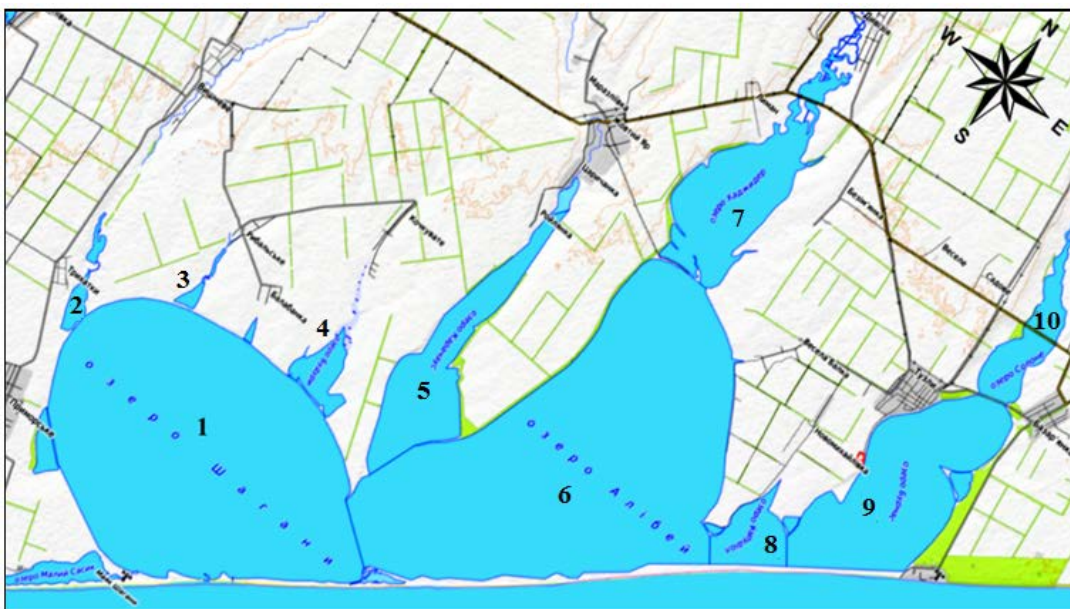


Рисунок 2.6 – Схема розташування лиманів Тузлівської групи:

- 1 – л.Шагани з лиманами Магалевський (2), Мартаза (3) та Будури (4);
- 5 – л.Карачаус; 6 – л.Алібей; 7 – л.Хаджидер; 8 – л.Курудіюл; 9 – л.Бурнас;
- 10 – л.Солоний (Базар'ян)

Оціночний середній багаторічний об'єм води групи лиманів має величину близько 240 млн.м<sup>3</sup> (коливання від 190 до 290 млн.м<sup>3</sup>), середня багаторічна площа, відповідно, 196,5 км<sup>2</sup> (коливання від 187 до 206 км<sup>2</sup>), середня глибина – 1,0-1,30 м.

Площа водозбору лиманів Тузлівської групи становить 2231 км<sup>2</sup>. Основними водотоками, які періодично живлять лимани прісною водою є: річка Хаджидер (впадає в оз.Хаджидер-л.Алібей) – з площею водозбору 894 км<sup>2</sup>; річка Алкалія (впадає в оз.Солоне-л.Бурнас) – 443 км<sup>2</sup>. Об'єм надходження прісних вод зі стоком цих річок оцінюється в 7,7 та 3,8 млн.м<sup>3</sup>, відповідно [28].

Історично Тузлівські лимани використовувались для рибного промислу, видобутку повареної солі, відпочинку та лікування (бальнеології). Як водно-болотні екосистеми, Тузлівські лимани відігравали важливу екологічну роль для збереження та відтворення біологічного різноманіття, особливо коловодних птахів під час їх міграції, гніздування та зимівлі, а також чорноморської іхтіофауни.

У 1995 році систему лиманів «Шагани-Алібей-Бурнас» Постановою Кабінету Міністрів України від 23.11.1995 року №935 було включено до переліку водно-болотних угідь міжнародного значення на підставі критеріїв Рамсарської конвенції. У 2010 році Указом Президента України №1/2010, з метою збереження, відтворення та раціонального використання унікальних природних комплексів водно-болотних угідь міжнародного значення як середовища існування водоплавних птахів, а також об'єктів північного Причорномор'я, що мають важливе природоохоронне, наукове, історико-культурне, естетичне, рекреаційне та оздоровче значення, був створений національний природний парк «Тузлівські лимани». У 2016 р. територія національного парку увійшла до складу Смарагдової мережі Європи як об'єкт «Tuzlivski limany» №UA0000140.

Стан природних ресурсів Тузлівської групи лиманів та їх використання визначаються наявністю зв'язку з морем через природні прорви-промоїни, які можуть створюватись в косі-пересипу під дією штормів, або через штучно створені канали. Річний прісний баланс Тузлівських лиманів є від'ємним через значне перевищення його витратної складової над прибутковою. У разі, якщо цей дефіцит водних ресурсів не компенсується надходженням морських вод, відбувається обміління та осолонення лиманів. Відомо, що в ХІХ ст., коли лимани були довгий час ізольовані від моря, і солоність вод в них досягала 200 ‰, на їхній

акваторії здійснювався видобуток солі. При катастрофічному падінні рівня води в 1868-1869 рр. Тузлівські лимани перетворилися на гіпергалінні болотні солонці [17, 29]. За свідченням [30], в умовах повної відсутності водообміну з морем, обміління та висихання лиманів відбувається протягом 3-4 років.

У ХХ столітті в Тузлівських лиманах активно здійснювався рибний промисел, якому сприяв режим сталого водообміну лиманів з прилеглою морською акваторією через штучно створені в Тузлівській косі обловно-запускні канали. Канали застосовувались для запуску весною в лиман молоді риб (насамперед кефалевих) з прилеглої частини моря для нагулу. Восени, коли лиманні води охолоджуються швидше за морські, в каналах здійснювався вилов риби, яка прагнула вийти в море. За свідченням [31], з 1953 по 1997 рр. канали не працювали.

В Одеському державному екологічному університеті у 2003-2005 рр. було виконано ряд науково-дослідних робіт, а саме «Розробка заходів щодо відновлення і підтримання сприятливих гідрологічного і гідрохімічного режимів в районі Тузлівської групи лиманів» [28], «Моделювання гідрологічного і гідрохімічного режимів Тузлівської групи лиманів, спрямованих на покращення їх екологічного стану» [32], на яких базуються публікації [19, 33-36], а також проведені відповідні дослідження у 2014 р. [37]. Було встановлено, що головною гідроекологічною проблемою для вказаного лиманного комплексу є обміління і підвищення солоності вод до критичних значень в умовах відсутності або обмеженого водообміну з морем, що негативно впливає на біорізноманіття екосистеми та її біологічну продуктивність. Осолонення водойми призводить до перебудови біоценозів, докорінної зміни якісних і кількісних характеристик всіх складових кормової бази, збідніння видового складу іхтіофауни і зменшення рибопродуктивності [38].

Узагальнені відомості щодо мінливості солоності вод в лиманах Тузлівської групи у ХХІ ст. наведені в роботі [39]. У період 2007-2009 рр., за відсутності зв'язку лиманів з морем, солоність вод в лиманах Шагани і Алібей досягала 46-54 ‰, а в лимані Бурнас у серпні становила 68-88 ‰ [25].

У 2010 р., на місці спочатку невеликого, штучно створеного каналу на 24 км коси-пересипу (л. Шагани), утворилась широка та глибока прорва-промоїна. Утворення прорви призвело до значного зниження солоності води в лиманах. Наприклад, у вересні 2010 р. в л. Бурнас рівень

води підвищився на 0,85 м, а солоність води знизилась до 46-54 ‰ [25]. У 2015 р. прорва на 24-му кілометрі коси-пересипу була штучно перекрита. З цього часу зв'язок водойми з морем підтримувався через створений на 2-му кілометрі коси-пересипу (л. Бурнас) штучний обловно-запускний канал з проектною шириною 15,0 м і відміткою дна мінус 1,0 м БС, який функціонував протягом декількох місяців навесні і восени. За свідченням [39], солоність вод наприкінці серпня-початку вересня 2020 р. дорівнювала 47-65 ‰ в л. Шагани, 60-63 ‰ – в л. Алібей та 44-64 ‰ – в л. Бурнас.

Зауважимо, що 2019-2020 рр. були дуже посушливими, з малою кількістю атмосферних опадів і інтенсивним випаровуванням, а пропускна здатність каналу значно знижувалась через його замулення, а також наявність та особливості конструкції встановлених в ньому стаціонарних риболовецьких гард.

**Водосховище (озеро) Сасик** розташоване на півдні Одеської області (45,666 пн.ш., 29,653 сх.д.), поблизу від дельти р. Дунай (рис. 2.7). Площа водного дзеркала водосховища Сасик при відмітці рівня води в ньому +0,2 м БС (НПУ) становить 207 км<sup>2</sup>, а об'єм вод – 500 млн. м<sup>3</sup>, а при відмітці рівня 0 м БС, відповідно, 197,3 км<sup>2</sup> і 414,3 млн. м<sup>3</sup>. Довжина водойми з півночі на південь становить 29 км, а ширина змінюється від 3 до 12 км. Середня глибина у водосховищі дорівнює 2,1 м, а максимальна – досягає 3 м. В північну частину лиману може надходити стік 2 річок – Когильник та Сарата. Сарата має довжину 120 км, площу водозбору 1250 км<sup>2</sup>. Річище її частково розчищене і спрямлене. Шляхом регулювання річкового стоку шлюзами, вода використовується для промислового й сільськогосподарського водопостачання та зрошення. Когильник має довжину 243 км, площу водозбірної басейну – 3910 км<sup>2</sup> [40, 41].

До кінця 70-х років ХХ ст. водосховище Сасик являло собою напівзакритий лиман, водообмін якого з морем відбувався епізодично за рахунок утворення тимчасових прірв у піщаному пересипу, який відокремлює водойму від Жебриянівської затоки північно-західної частини Чорного моря. Періодичність утворення та діяльності прірв регулювалася природними чинниками: змінами рівнів моря та лиману, впливом штормів з боку моря на піщаний пересип. Прірви утворювались в період сильних штормів восени та навесні і могли існувати протягом багатьох років [17, 41]. Так, за свідченням [17], в період з 1958 до 1971 роки лиман сполучався з морем через Кундуцьку прірву, розташовану в центральній частині

пересипу. В 1958 р. пересип лиману був розмитий під час весняного шторму в місці розташування цієї прірви на ділянці протяжністю 3 км. В [42] згадується про промоїну Вовчек, шириною 100-300 м і глибиною 3-5 м, яка проіснувала декілька років.

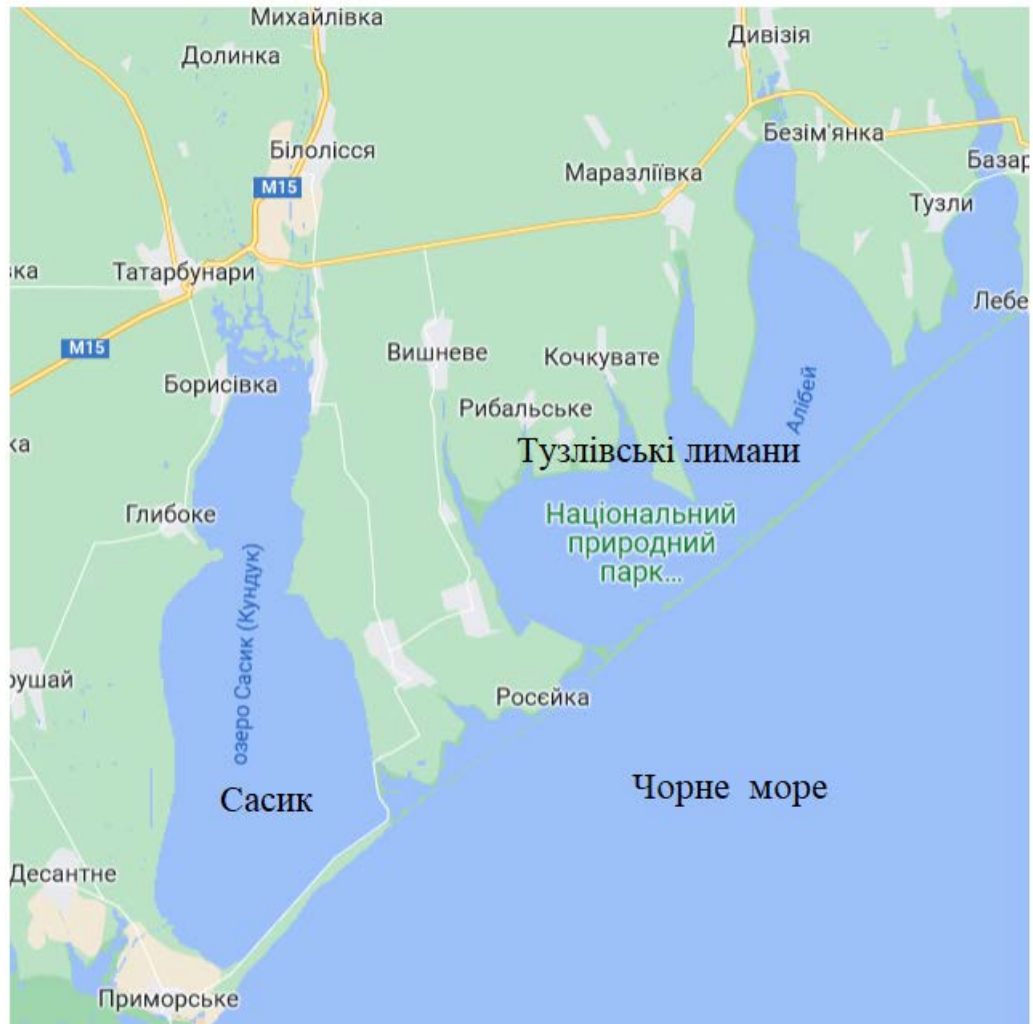


Рисунок 2.7 – Карта-схема водосховища (лиману) Сасик

В той же час відомо, що з 1947 по 1950 роки більшу частину часу зв'язок з морем був відсутній, а в 1946 та 1951-1952 роках – в основному наявний [41].

Мінералізація вод лиману Сасик з кінця XIX до першої половини XX ст. коливалась у межах  $12-28 \text{ г/дм}^3$ , з максимальними значеннями в періоди ізоляції лиману від моря [43]. З 1958 р., коли зв'язок лиману з морем здійснювався через Кундуцьку прірву, мінералізація води змінювалась від  $2 \text{ г/дм}^3$  у верхів'ях лиману до  $18 \text{ г/дм}^3$  на прилеглих до пересипу ділянках акваторії.

У 1978 році, в результаті реалізації проекту створення Дунай-Дністровської зрошувальної системи, лиман Сасик був відокремлений від моря шляхом розширення та укріплення піщаного морського пересипу, по якому було прокладено автодорогу. Разом з цим, лиман був з'єднаний з р. Дунай штучним каналом загальною довжиною близько 13,5 км, обладнаним системою пропускних шлюзів та рибозагороджувальних споруд. Тобто лиман був штучно перетворений у водосховище [44, 45].

У теперішній час водойма не функціонує в якості, передбаченого проектом водогосподарського комплексу, прісноводного водосховища через незадовільні показники якості її вод (високий рівень мінералізації, перевищення вмісту хлоридів, сульфатів, забруднення важкими металами, фенолами, пестицидами). Вода Сасика непридатна як для забезпечення комунально-побутових потреб і питного водопостачання населенню, так і для зрошення земель [40, 43-45]. Через значне зниження якості рибних ресурсів в результаті погіршення загального санітарно-гігієнічного стану водойми в умовах слабкого водообміну, ефективного використання вдсх. Сасик в рибогосподарських цілях також є проблематичним. До основних гідроекологічних проблем водосховища відносяться також підвищений рівень евтрофікації його вод, цвітіння синьо-зелених водоростей, постійне занесення каналу «Дунай-Сасик» та поступове обміління через відкладення зважених наносів, що надходять з дунайськими водами, у південній частині водоймища.

В цілому, стан екосистеми водосховища на сучасному етапі можна охарактеризувати як напружений і нестабільний, тобто як стан екосистеми штучної водойми, який має обмежені можливості для саморегулювання і залежить, головним чином, від зовнішніх чинників.

## РОЗДІЛ 3

### ОЦІНКА ПРИПЛИВУ ПРІСНИХ ВОД ВІД ВОДОТОКІВ ДО ЛИМАНІВ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я У СУЧАСНОСТІ ТА МАЙБУТНЬОМУ (ЗА КЛІМАТИЧНИМИ СЦЕНАРІЯМИ)

#### 3.1 Математична модель «клімат-стік» та її застосування для визначення стоку річок на базі метеорологічних даних

Модель «клімат-стік» складається з двох частин [46]. Перша частина призначена для розрахунків характеристик природного (непорушеного водогосподарською діяльністю) стоку річок на базі метеорологічних даних. Друга частина моделі «клімат-стік» розроблена з метою визначення побутового (перетвореного водогосподарською діяльністю) стоку.

Теоретичною основою моделювання природного стоку є рівняння водно-теплового балансу водозбору у модифікації В.С. Мезенцева [47], реалізоване для території України в Одеському державному екологічному університеті (ОДЕКУ) [48]. Теоретичною основою моделювання побутового стоку є стохастична модель, яка базується на рівняннях водогосподарських балансів водозборів, представлених у ймовірнісному виді [49]. Особливістю другого блоку моделі є те, що вхідними даними до нього слугують статистичні параметри природного стоку, визначені у першому блоці. Таким чином, модель дозволяє оцінити вплив змін клімату на водні ресурси як у природних, так і порушених водогосподарською діяльністю умовах формування стоку.

##### 3.1.1 Теоретичні основи розрахунків характеристик річного стоку в природних умовах

У методі водно-теплового балансу розглядаються сумісно рівняння водного та теплового балансів ділянки суші, які містять у собі загальну складову – випаровування з поверхні суші.



Диференціальне рівняння водно-теплового балансу ділянки суші має такий вигляд

$$\frac{\partial \beta_E}{\partial \beta_H} + \frac{\partial \beta_Y}{\partial \beta_H} = 1. \quad (3.1)$$

де

$$\beta_H = \frac{H}{E_m}; \quad \beta_E = \frac{E}{E_m}; \quad \beta_Y = \frac{Y}{E_m}; \quad (3.2)$$

де  $H$  – характеристика ресурсів зволоження;

$E_m$  – характеристика ресурсів тепла;

$E$  – випаровування з поверхні суші;

$Y$  – стік з ділянки суші.

Граничні умови складових рівняння водно-теплового балансу (3.1) є такими

$$0 \leq \beta_E \leq 1 \quad \text{при} \quad 0 \leq \beta_H \leq \infty \quad \text{та} \quad \text{при} \quad 0 \leq \beta_Y \leq \beta_H \leq \infty. \quad (3.3)$$

Результуюче рівняння водно-теплового балансу, отримане в результаті наближеного вирішення диференціального рівняння (3.1) виглядає таким чином:

$$Y = H - E_m \left[ 1 + \left( \frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (3.4)$$

де  $H$  – характеристика зволоження території (мм);

$Y$  – характеристика стоку (мм);

$E_m$  – характеристика ресурсів тепла;

$n$  – параметр, який інтегрує вплив фізико-географічних умов на формування стоку.

Друга складова рівняння (3.4) являє собою величину випаровування з поверхні суші

$$E = E_m \left[ 1 + \left( \frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}} \quad (3.5)$$

де  $E$  – величина випаровування з поверхні суші.

Під характеристикою зволоження  $H$  розуміють опади  $X$ , які випадають за розрахунковий період, та зміни запасів вологи  $w_1-w_2$  в ґрунті  $H=X+(w_1-w_2)$ .

Характеристика ресурсів тепла надається шляхом використання прибуткових складових теплового балансу поверхні суші, які характеризують теплоенергетичні ресурси клімату

$$LE_m = R^+ + P^+ + (B_1 - B_2) \quad (3.6)$$

де  $LE_m$  – ресурси тепла;

$R^+$  – позитивна (прибуткова) частина радіаційного балансу;

$P^+$  – позитивна (прибуткова) складова турбулентного теплообміну або тепло, яке надходить на ділянку суші у зв'язку з рухом повітря, тобто адвективне тепло;

$B_1-B_2$  – зміна запасів тепла в діяльному шарі ґрунту (теплообмін у ґрунті  $\Delta B$ );

$L$  – «приховане» тепло пароутворення;

$LE$  – витрата тепла на випаровування.

Характеристика  $E_m$  отримала назву «теплоенергетичного еквіваленту», оскільки внаслідок ділення на «приховане» тепло пароутворення  $L$  виражається в мм шару

$$E_m = \frac{R^+ + P^+ + (B_1 - B_2)}{L} \quad (3.7)$$

«Теплоенергетичний еквівалент» являє собою шар води, який міг би випаритися з поверхні суші, якби на процес випаровування були витрачені усі теплоенергетичні ресурси клімату.

Випаровування з поверхні суші  $E$  завжди менше теплоенергетичного еквіваленту, тому величину  $E_m$  часто називають «максимально можливим випаровуванням».

Таким чином, «теплоенергетичний еквівалент» або максимально можливе випаровування  $E_m$  є величиною, яка за своїм фізичним змістом близька до величини  $E_0$  (випаровуваності). Поняття випаровуваності  $E_0$  багатьма авторами представлялось як верхня межа випаровування, але інтерпретувалося по-різному: «випар зі зволоженої поверхні» (М.І. Будико); «випар з водної поверхні при тому же комплексі метеорологічних умов, що

і над сушею» (Н.А. Багров); «випар з поверхні полів, вкритих рослинністю, коли вологість ґрунту близька до найменшої польової вологоємності» (А.Р. Константінов). На відміну від інших авторів, В.С. Мезенцеву вдалося надати однозначний фізичний зміст поняттю «випаровуваність», використовуючи теплоенергетичний еквівалент, який розраховується за даними про приходні складові теплового балансу .

Різниця  $w_1 - w_2$  являє собою зміну вологовмісту шару ґрунту на початок та кінець розрахункового інтервалу. Вона приймає істотні додатні та від'ємні значення для розрахункових інтервалів часу, розглянутих у межах року. Для багаторічного періоду, коли виконується умова  $w_1 - w_2 = 0$ , буде справедливим вираз

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E}_m \left[ 1 + \left( \frac{\bar{X}}{\bar{E}_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (3.8)$$

де  $\bar{Y}, \bar{X}, \bar{E}_m$  – середні багаторічні величини річного стоку, опадів та теплоенергетичного еквіваленту, відповідно;

$n$  – параметр, який інтегрує вплив фізико-географічних умов на формування стоку і приймається рівним 3.

Для багаторічного періоду також виконується умова

$$B_1 - B_2 = 0, \quad (3.9)$$

яка дозволяє прийняти

$$E_m = \frac{R^+ + P^+}{L}. \quad (3.10)$$

Для території України, через обмежену кількість актинометричних станцій, Є.Д. Гопченком та Н.С. Лободою встановлена залежність середніх багаторічних величин максимально можливого випаровування від температур повітря [50], яка описується наступним рівнянням

$$\bar{E}_m = 13,3 \sum \frac{IX}{V} T_M - 307, \quad r = 0,94; \quad (3.11)$$

де  $\bar{E}_m$  – середня багаторічна величина (норма) максимально можливого випаровування;

$\sum_V^{\text{IX}} \bar{T}_M$  – сума норм середніх місячних температур повітря за літній

період (з травня по вересень, включно);

$r$  – коефіцієнт кореляції, який характеризує тісноту кореляційного зв'язку між значеннями максимально можливого випаровування та температурами повітря.

Норма річного стоку  $\bar{Y}$ , розрахована за (3.8), визначається кліматичними чинниками формування стоку – нормою річних опадів  $\bar{X}$  й нормою максимально можливого випаровування  $\bar{E}_m$ , які підкоряються закону географічної зональності та представляються у вигляді карт ізоліній. Величини стоку, розраховані за метеорологічними даними, з використанням рівнянь (3.4) або (3.8), отримали назву «кліматичного». Норма кліматичного стоку, розрахована за рівнянням (3.8), у подальшому позначена як  $\bar{Y}_K$ .

На відміну від карт ізоліній, побудованих за даними гідрологічних спостережень, коли значення стоку відносяться до центрів тяжіння водозборів, значення кліматичного стоку відносяться до координат розташування метеорологічних станцій. Використання карт ізоліній стоку, побудованих як за гідрологічними, так і метеорологічними даними, для визначення стоку води з водозбору потребує визначення середньої зваженої величини стоку, як це представлено у нормативних документах [51]. Порівняння норм річного кліматичного стоку із фактичними, отриманими за даними гідрологічних спостережень, показало задовільну узгодженість для водозборів річок України із стійким підземним живленням. Установлено, що норма річного кліматичного стоку є тотожною нормі зонального природного річного стоку. Точність визначення норми річного кліматичного (природного зонального) стоку за картою ізоліній, побудованою на основі метеорологічних даних, становить  $\pm 10\%$  [52].

За моделлю «клімат-стік» норма природного річного стоку  $\bar{Y}_{PP}$  малого або середнього за розмірами водозбору, з нестійким підземним живленням та значним впливом чинників підстильної поверхні, розраховується шляхом введення коефіцієнтів впливу підстильної поверхні (перехідний коефіцієнт  $K_{PP}$ ) як добуток норми кліматичного стоку  $\bar{Y}_K$ , що визначається за картою ізоліній, помноженої на цей коефіцієнт:

$$\bar{Y}_{ПР} = K_{ПЕР} \bar{Y}_K. \quad (3.12)$$

На базі аналізу статистичних параметрів, розрахованих по рядах річного кліматичного стоку 30-річної тривалості (1951-1980 рр.), були установлені зв'язки між багаторічною мінливістю річного стоку (коефіцієнтом варіації  $C_V$ ) та нормою річного природного стоку  $\bar{Y}_{ПР}$  [53]

$$C_V = \frac{1,5}{\left(\frac{\bar{Y}_{ПР}}{10}\right)^{0,62}}, \quad (3.13)$$

де  $C_V$  – коефіцієнт варіації річного стоку.

Значення у чисельнику, яке дорівнює 1,5, є коефіцієнтом варіації, що відповідає нормі річного стоку рівній 10 мм ( $C_V=1,5$  при  $\bar{Y}_{ПР}=10$  мм) для кліматичних умов узбережжя Чорного моря до 1989 року. Указаний рік розглядається як “переламний”, починаючи з якого зміни температур повітря набули статистичної значущості.

Між коефіцієнтами асиметрії та варіації річного стоку для території північно-західного Причорномор'я за даними минулих років установлене таке співвідношення:

$$C_S = 1,7C_V, \quad (3.14)$$

де  $C_S$  – коефіцієнт асиметрії.

### 3.1.2 Методичні підходи до визначення характеристик природного річного стоку в умовах кліматичних змін

Модель “клімат-стік” дозволяє виконувати розрахунки річного зонального кліматичного стоку за метеорологічними даними сценаріїв змін глобального та регіонального клімату [54]. Розрахункова формула (3.8) набуває виду:

$$\bar{Y}'_K = (\bar{X} \pm \Delta\bar{X}) - \bar{E}'_m \left[ 1 + \left( \frac{\bar{X} \pm \Delta\bar{X}}{\bar{E}'_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (3.15)$$

де  $\bar{Y}'_K$  – норма кліматичного річного стоку у змінених кліматичних умовах, згідно із обраним сценарієм, мм;

$\bar{X}$  – базова (установлена до початку значущих змін клімату) норма річних опадів, мм;

$\Delta\bar{X}$  – зміна сумарних опадів за сценарієм;

$\bar{E}'_m$  – норма максимально можливого випаровування у сценарних кліматичних умовах.

Теплоенергетичний еквівалент або максимально можливе випаровування розраховується на базі формули (3.11) з урахуванням змін температур літнього сезону за даними кліматичного сценарію

$$\bar{E}'_m = 13,3 \frac{IX}{V} \overline{(T_M + \Delta T)} - 307, \quad r = 0,94; \quad (3.16)$$

де  $\Delta T$  – сумарна зміна температур повітря за літній сезон.

Було досліджено чутливість кліматичного стоку, розрахованого за моделлю “клімат - стік”, до змін метеорологічних характеристик [50]. На основі числових експериментів встановлено, що зміна норм річного кліматичного стоку стає значущою при зміні річних опадів на  $\pm 3,5\%$  за рік або при зміні сум середньомісячних температур повітря за період червень-серпень на  $\pm 2,5^\circ C$ . Розгляд даних сценаріїв змін клімату показав, що прогнозоване зростання температур повітря у вказані місяці за період 2021-2050 рр. суттєво перевищує заданий поріг (див. [16]).

Алгоритм визначення характеристик природного річного стоку за моделлю “клімат-стік” має наступний вигляд.

1. Визначення природного річного стоку для кліматичних умов минулого сторіччя (до початку 90-х), які розглядаються як базові.

2. Установлення змін кліматичних чинників формування стоку за обраним сценарієм глобального потепління та за обраний розрахунковий період.

3. Розрахунки середніх багаторічних величин річного кліматичного стоку за метеорологічними даними сценарію за (3.8).

4. Побудова карти ізоліній норм річного кліматичного стоку у сценарних кліматичних умовах.

5. Виділення розрахункового водозбору на побудованій карті ізоліній та визначення середньої багаторічної величини річного кліматичного стоку.

6. Установлення для малих та середніх водозборів середніх багаторічних величин природного стоку з використанням (3.12).

7. Визначення коефіцієнтів варіації та асиметрії річного стоку у нових кліматичних умовах.

8. Розрахунки стоку річок у роки різної водності.

Оцінки змін характеристик стоку та кліматичних чинників його формування надавались у вигляді відносних відхилень  $\delta$  середніх багаторічних величин, які спостерігались до 1989 р. (базовий період) та у розрахунковий період:

$$\delta = \frac{\overline{X}' - \overline{X}}{\overline{X}}, \quad (3.17)$$

$$\delta = \frac{\overline{E}_m' - \overline{E}_m}{\overline{E}_m}, \quad (3.18)$$

$$\delta = \frac{\overline{Y}_K' - \overline{Y}_K}{\overline{Y}_K}, \quad (3.19)$$

де  $\overline{X}'$  – середня багаторічна величина річних сум опадів, розрахована за сценарними даними, мм;

$\overline{X}$  – середня багаторічна величина річних сум опадів, розрахована за даними до 1989 р. (до початку значущого впливу глобального потепління), мм;

$\overline{E}_m'$  – середня багаторічна величина максимально можливого випаровування, розрахована за сценарними даними, мм;

$\overline{E}_m$  – середня багаторічна величина максимально можливого випаровування, розрахована за даними до 1989 р. (до початку значущого впливу глобального потепління), мм;

$\overline{Y}_K'$  – середня багаторічна величина річного кліматичного стоку, розрахована за сценарними даними, мм;

$\bar{Y}_K$  – середня багаторічна величина річного кліматичного стоку, розрахована за даними до 1989 р. (базовий період, до початку значущого впливу глобального потепління).

### 3.1.3 Теоретичні основи розрахунків річного стоку в перетворених водогосподарською діяльністю умовах

Рівняння водогосподарського балансу водозборів можна записати таким чином

$$W_{ПБ} = W_{ПР} - \Delta W_{БП} + \Delta W_{СК} \quad (3.20)$$

де  $W_{ПБ}$ ,  $W_{ПР}$  – об'єми побутового та природного стоку, відповідно;

$\Delta W_{БП}$  – безповоротне вилучення стоку з поверхневих водотоків;

$\Delta W_{СК}$  – скидання води в поверхневі водотоки.

Під час переходу до ймовірнісної форми запису рівняння (3.20) встановлюється зв'язок між величинами стоку і характеристиками водогосподарських перетворень у роки заданої забезпеченості  $P\%$ . Задача моделювання побутового річного стоку вирішувалась у чотири етапи [56]. На першому етапі виконувалась генерація рядів природного (непорушеного водогосподарською діяльністю стоку) тривалістю декілька тисячоріч (3-5) методами стохастичного моделювання. На вході в модель використовувались статистичні параметри природного стоку та обрані закони його розподілу (Пірсона III, трипараметричний гама-розподіл). На другому етапі формувалися рівняння водогосподарських балансів, які становлять детерміністичну основу моделі. Третій етап досліджень передбачає вивчення структури прибуткових та витратних доданків водогосподарських балансів  $\Delta W(\Delta W_{СК}, \Delta W_{БП})$ . Особливістю запропонованої моделі побутового стоку є виділення складових природного та антропогенного походження. Природні складові мають стохастичну природу, обумовлену коливаннями клімату, і, внаслідок цього, пов'язані з водністю річок. Прикладом можуть слугувати додаткове випаровування з водної поверхні штучних водойм, дефіцити водоспоживання води рослинами та інше. Під час введення цих складових у модель



досліджувалися закони їх розподілу та узгодженість їх коливань із коливаннями річного стоку за забезпеченістю (у роки різної водності). Антропогенні складові включають до себе показники масштабів водогосподарських перетворень на водозборах (площі зрошування, осушення, водної поверхні штучних водойм та інше). Вони відносяться до числа невідповідних складових водогосподарського комплексу, які призначаються директивно і можуть розглядатися як елементи управління водогосподарською системою, тому що вони визначають не тільки зміни величин стоку, але й відкривають можливості для оптимізації режиму функціонування всієї природно-технічної системи в цілому. На четвертому етапі виконується безпосередньо імітаційне моделювання побутового стоку за рівняннями водогосподарських балансів, представлених у ймовірнісному вигляді.

В результаті моделювання встановлені та узагальнені у вигляді розрахункових залежностей основні закономірності змін статистичних параметрів річного стоку в залежності від показників рівня водогосподарської діяльності на водозборах [57]. Апроксимація отриманих залежностей математичними функціями дозволила отримати узагальнені розрахункові рівняння, названі “функціями антропогенного впливу” або функціями відгуку характеристик стоку на водогосподарські перетворення. Функції відгуку представляються через «коефіцієнти антропогенного впливу» (див. [49], [58])

$$k_A = \frac{A_f}{A_0}, \quad (3.21)$$

де  $A_0$  – значення того або іншого статистичного параметра річного стоку в природних умовах;

$A_f$  – значення параметра побутового річного стоку при заданих показниках антропогенного впливу.

Оскільки на багатьох водозборах зони недостатнього зволоження розглянуті чинники водогосподарської діяльності впливають на стік річок в комплексі, було запропоновано методику їх сумісного урахування. Сумісна дія  $m$  водогосподарських чинників може бути врахована за таким рівнянням

$$A_f = A_0[k_1 + k_2 + k_3 \dots + k_m - (m - 1)], \quad (3.22)$$

де  $k_1, k_2, k_3, \dots, k_m$  – коефіцієнти, які кількісно враховують зміни статистичних параметрів річного стоку при різних водогосподарських впливах.

Як вже зазначалось, представлена методика оцінок природного та побутового стоку увійшла до складу нормативних документів з розрахунків характеристик стоку Молдови [59].

Основним чинником водогосподарської діяльності на території південно-західної України є штучні водойми (ставки, водосховища, копані), які в умовах недостатнього зволоження виступають в ролі штучних накопичувачів та випарників. Штучні водойми на малих та середніх річках здійснюють регулювання стоку у межах року. Необхідність їх майже щорічного наповнення, разом із втратами на додаткове випаровування з водної поверхні, суттєво зменшує стік річок.

Для кількісної оцінки впливу додаткового випаровування з водної поверхні штучних водойм на річний стік використані функції антропогенного впливу наступного вигляду

$$k_{\bar{Y}} = e^{-\alpha_{\bar{Y}} f_B}; \quad (3.23)$$

$$k_{C_V} = e^{\alpha_{C_V} f_B}; \quad (3.24)$$

$$k_{C_S} = e^{\alpha_{C_S} f_B}, \quad (3.25)$$

де  $k_{\bar{Y}}, k_{C_V}, k_{C_S}$  – коефіцієнти впливу додаткового випаровування з поверхні штучних водойм на статистичні параметри річного побутового стоку  $\bar{Y}, C_V, C_S$ ;

$\alpha_{\bar{Y}}, \alpha_{C_V}, \alpha_{C_S}$  – показники, які враховують вплив загальної зволоженості водозбору і розраховуються через норму кліматичного стоку  $\bar{Y}_K$  як інтегрального показника зволоженості водозбору;

$f_B$  – показник, який враховує масштаби водогосподарських перетворень, які у даному випадку представлені через відносну площу водозбору (у відсотках), зайняту водною поверхнею штучних водойм.

Із зростанням площі  $f_B$ , зайнятої водною поверхнею, середні

багаторічні значення побутового стоку будуть зменшуватися, а коефіцієнти варіації та асиметрії будуть зростати. Коефіцієнт антропогенного впливу  $k_{\bar{Y}}$  при  $f_B = 0\%$  дорівнює 1, під час зростання  $f_B$  поступово наближається до нуля за експонентою. Коефіцієнти  $k_{C_V}$  та  $k_{C_S}$  при  $f_B = 0\%$  також дорівнюють 1, але під час зростання  $f_B$  приймають значення більші за одиницю.

Визначення показників  $\alpha_A$  для рівнинних територій відбувається на основі таких рівнянь

$$\alpha_{\bar{Y}} = 0,767\bar{Y}_K^{(-0,49)}; \quad (3.26)$$

$$\alpha_{C_V} = 0,247e^{(-0,0274\bar{Y}_K)}; \quad (3.27)$$

$$\alpha_{C_S} = 0,179e^{(-0,0246\bar{Y}_K)}. \quad (3.28)$$

В умовах північно-західного Причорномор'я через потепління та відповідне зменшення водності річок значна кількість штучних водойм (80%) почала пересихати. Тому до втрат на додаткове випаровування з водної поверхні додалися втрати на заповнення штучних водойм. Антропогенний коефіцієнт, який характеризує втрати на заповнення штучних водойм водою, визначається як відношення

$$\frac{\bar{W}_{ПР} - \bar{W}_3}{\bar{W}_{ПР}} = \frac{W_{ПОб}}{W_{ПР}} = k_{\bar{Y},3}, \quad (3.29)$$

де  $\bar{W}_{ПР}$  – об'єм природного стоку річок, який надходить до водосховищ або ставків;

$\bar{W}_3$  – об'єм заповнення;

$k_{\bar{Y},3}$  – коефіцієнт втрат на заповнення штучних водойм.

Зрошування сільськогосподарських земель є другим (після ставків та водосховищ) за своїм впливом антропогенним чинником формування стоку у зоні недостатнього зволоження. Для кількісної оцінки впливу зрошування розраховуються коефіцієнти антропогенного впливу за такими виразами:

- за рахунок місцевих водних ресурсів

$$k'_{\bar{Y}} = 1,00 - a_{\bar{Y}} \lg(f_{3P} + 1) - b_{\bar{Y}} v_0 + m_{\bar{Y}} \eta, \quad (3.30)$$

$$k'_{C_v} = 1,00 + a_{C_v} \lg(f_{3P} + 1) + b_{C_v} v_0 - m_{C_v} \eta, \quad (3.31)$$

$$k'_{C_s} = 1,00 + a_{C_s} \lg(f_{3P} + 1) + b_{C_s} v_0 - m_{C_s} \eta, \quad (3.32)$$

- за рахунок річки-донора

$$k''_{\bar{Y}} = 1,00 + a_{\bar{Y}} f_{3P} + b_{\bar{Y}} v_0 + d_{\bar{Y}} \xi - m_{\bar{Y}} \eta, \quad (3.33)$$

$$k''_{C_v} = 1,00 - a_{C_v} f_{3P} - b_{C_v} v_0 - d_{C_v} \xi + m_{C_v} \eta, \quad (3.34)$$

$$k''_{C_s} = 1,00 + a_{C_s} f_{3P} + b_{C_s} v_0 + d_{C_s} \xi - m_{C_s} \eta, \quad (3.35)$$

де  $k'_{\bar{Y}}$ ,  $k'_{C_v}$ ,  $k'_{C_s}$  – коефіцієнти впливу зрошування, за рахунок місцевих водних ресурсів, на середню багаторічну величину стоку  $\bar{Y}$  та на коефіцієнти варіації  $C_v$  й асиметрії  $C_s$ , відповідно;

$k''_{\bar{Y}}$ ,  $k''_{C_v}$ ,  $k''_{C_s}$  – коефіцієнти впливу зрошування із річки-донора на середню багаторічну величину стоку  $\bar{Y}$  та на коефіцієнти варіації  $C_v$  й асиметрії  $C_s$ , відповідно;

$f_{3P}$  – відносна площа зрошуваних земель;

$v_0$  – безрозмірна характеристика середнього за весь вегетаційний період рівня зволоження ґрунту, при якому розвиток відповідної сільськогосподарської культури є оптимальним;

$\xi$  – коефіцієнт зворотних вод;

$\eta$  – коефіцієнт корисної дії зрошувальної системи;

$a_A, b_A, d_A, m_A$  – коефіцієнти рівнянь множинної регресії для різних статистичних параметрів стоку  $A$ .

Відмінність рівнянь (3.30-3.32) від рівнянь (3.33-3.35) полягає у тому, що перша група описує зміни статистичних параметрів річного стоку внаслідок забору води з річки, а друга група – внаслідок додаткового її

надходження з сільськогосподарських угідь, які зрошуються за рахунок великих річок – Дунаю та Дністра.

### 3.1.4 Методичні підходи до визначення характеристик річного стоку в умовах кліматичних змін та водогосподарських перетворень

Як вже зазначалось, особливістю моделі «клімат-стік» є те, що у блоці розрахунків побутового стоку входними є статистичні параметри природного стоку. Природний стік у свою чергу може визначатися як для сучасних кліматичних умов, так і сценарних. Функції антропогенного впливу представляються у вигляді наборів коефіцієнтів антропогенного впливу обраного чинника водогосподарської діяльності (зрошування, осушування, додаткового випаровування з поверхні штучних водойм та інше) на статистичні параметри річного стоку  $\bar{Y}, C_V, C_S$  у сценарних кліматичних умовах, які визначені згідно із алгоритмом, описаним в підрозділі 3.1.2.

Коефіцієнти антропогенного впливу залежать головним чином від масштабів кожного розглядуваного виду антропогенної діяльності. Сумарний вплив різних чинників визначається через коефіцієнт їх сумісної дії. За наявності трьох чинників антропогенної діяльності, згідно із (3.22), використовуються наступні рівняння

$$\bar{Y}_{ПОБ} = \bar{Y}'_{ПР} [k_{\bar{Y}} + k'_{\bar{Y}} + k''_{\bar{Y}} - 2], \quad (3.36)$$

$$C_{V ПОБ} = C'_{V ПР} [k_{C_V} + k'_{C_V} + k''_{C_V} - 2], \quad (3.37)$$

$$C_{S ПОБ} = C'_{S ПР} [k_{C_S} + k'_{C_S} + k''_{C_S} - 2], \quad (3.38)$$

де  $\bar{Y}'_{ПР}, C'_{V ПР}, C'_{S ПР}$  – статистичні параметри природного стоку у сценарних кліматичних умовах;

$k_{\bar{Y}}, k_{C_V}, k_{C_S}$  – коефіцієнти впливу додаткового випаровування з поверхні штучних водойм на статистичні параметри річного побутового стоку  $\bar{Y}_{ПОБ}, C_{V ПОБ}, C_{S ПОБ}$ , відповідно;

$k'_{\bar{Y}}, k'_{C_V}, k'_{C_S}$  – коефіцієнти впливу зрошування за рахунок місцевих водних ресурсів на статистичні параметри річного побутового стоку  $\bar{Y}_{\text{ПОБ}}, C_{\text{ПОБ}}, C_{\text{ПОБ}}$ , відповідно;

$k''_{\bar{Y}}, k''_{C_V}, k''_{C_S}$  – коефіцієнти впливу зрошування із річки-донора на статистичні параметри річного побутового стоку  $\bar{Y}_{\text{ПОБ}}, C_{\text{ПОБ}}, C_{\text{ПОБ}}$ , відповідно.

Чинники антропогенної діяльності та формули для розрахунків відповідних коефіцієнтів антропогенного впливу призначаються в залежності від водогосподарських перетворень, які мають місце у межах розглядуваного водозбору.

### 3.2 Гідролого-кліматичні характеристики базового періоду

Базовим називається період, відносно якого розраховуються зміни характеристик природних ресурсів, які відбулися внаслідок глобального потепління. У даній роботі базовим є період гідрометеорологічних спостережень до 1989 року, оскільки у роботі [60], показано, що після 1989 р. зміни температур повітря на території рівнинної України набули статистичної значущості і почали впливати на формування стоку, а сам 1989 р. вважається переламним.

Карта розподілу ізоліній середніх багаторічних величин (норм) кліматичного стоку (рис. 3.1), розрахованого за (3.8), побудована на топографічній основі 1:500000 для рівнинної території України і кліматичних умов минулого сторіччя, коли вплив змін глобального клімату ще не був значущим (до 1989 р.). У межах гідрологічної зони недостатньої водності [61], розташування ізолінії  $\bar{Y}_K$  для базового періоду показує зменшення цих величин з півночі на південь у діапазоні 60-20 мм [62].

Важливе значення при оцінках змін водних ресурсів внаслідок потепління клімату відіграє дослідження динаміки змін показників зволоженості (посушливості) клімату, серед яких часто використовується співвідношення кількісних характеристик зволоження та тепла [63]. Як характеристика зволоження використовуються середні річні опади, як характеристика тепла – величина потенційного випаровування. Як зазначено у підрозділі 3.1.1. характеристикою потенційного випаровування може слугувати величина теплоенергетичного еквіваленту або максимально

можливого випаровування  $\bar{E}_m$ , яка визначається за рівнянням (3.10) або (3.11). Таким чином, індекс зволоженості (посушливості) може бути розрахований наступним чином

$$\beta_X = \frac{\bar{X}}{\bar{E}_m}, \quad (3.39)$$

де  $\bar{X}$  – середнє багаторічне значення річних сум опадів, мм;

$\bar{E}_m$  – середнє багаторічне значення максимально можливого випаровування (теплоенергетичний еквівалент), мм.

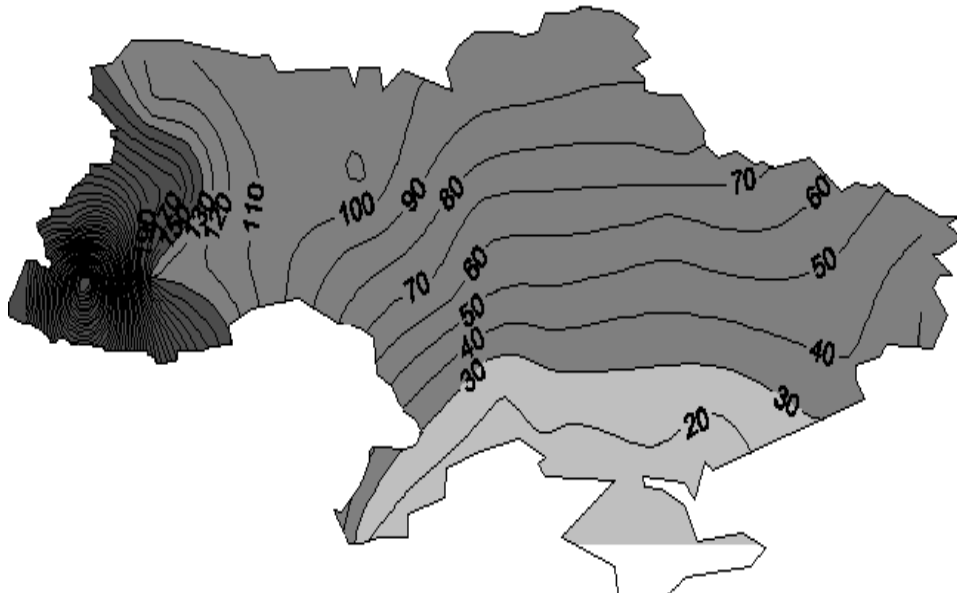


Рисунок 3.1 – Просторовий розподіл норм річного кліматичного стоку на території України за даними до 1989 р.

За величиною  $\beta_X$  виділяються такі області зволоженості (посушливості) [64]:

$$\beta_X \geq 1,0 \text{ – зона надмірного зволоження,} \quad (3.40)$$

$$0,8 \leq \beta_X < 1,0 \text{ – зона достатнього зволоження,} \quad (3.41)$$

$$0,5 \leq \beta_X < 0,8 \text{ – зона недостатнього зволоження,} \quad (3.42)$$

$$0,2 \leq \beta_X < 0,5 \text{ – напіваридна зона,} \quad (3.43)$$

$$0,03 \leq \beta_X < 0,2 \text{ – аридна зона,} \quad (3.44)$$

$$\beta_X < 0,03 \text{ – гіпераридна зона.} \quad (3.45)$$

Значення  $\beta_X = 0,5$  розглядається як межа між зоною недостатнього зволоження та напіваридною зоною. Розташування території нижче ізолінії  $\beta_X < 0,5$  означає, що вона знаходиться в напіваридній зоні. До початку значущого впливу змін клімату на термічний режим України (до 1989 р.) напіваридна зона займала вузьку стрічку на території узбережжя північно-західного Причорномор'я та Нижнього Подніпров'я (рис. 3.2).

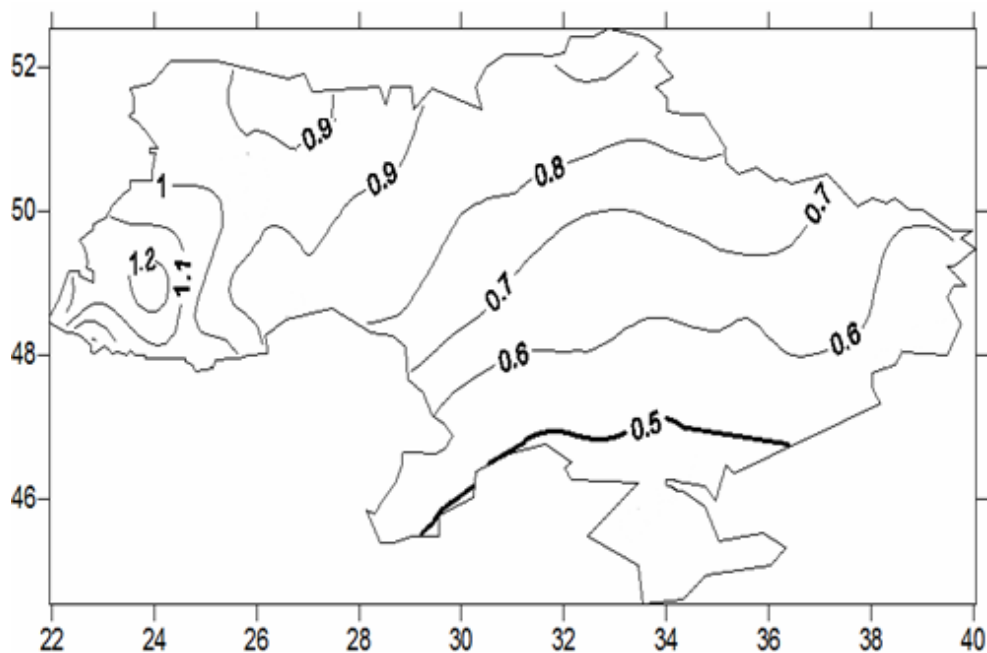


Рисунок 3.2 – Просторовий розподіл показника зволоженості/ посушливості  $\beta_X$ , визначеного за даними до 1989 року (до початку значущого впливу глобального потепління)

### 3.3 Оцінка змін припливу прісних вод від водотоків до квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я на початку XXI сторіччя

Північно-західне Причорномор'я відноситься до найбільш вразливих територій з точки зору змін клімату [65]. Досліджувана територія у минулому сторіччі належала до зони недостатнього зволоження. Показник посушливості  $\beta_X$  змінювався у межах від 0,5 до 0,8. Зона недостатнього



зволоження відповідає фізико-географічній зоні степу. За гідрологічним районуванням північно-західне Причорномор'я знаходиться у межах зони недостатньої водності (див. [61]). Одеська область входить до цієї зони, утворюючи Причорноморську область надзвичайно низької водності. Як регіон із розвинутим сільським господарством, досліджувана територія потребує значної кількості прісної води, яка у минулому сторіччі для цілей зрошування забиралася від великих річок – Дністра, Дунаю, Південного Бугу. У той же час межиріччя Дунай-Дністер та Дністер-Південний Буг мають обмежені водні ресурси.

Гідрологічна вивченість північно-західного Причорномор'я вкрай незадовільна. З початку сторіччя до 2020 р. на цій території діє лише два гідрологічних пости: Тилігул - с.Березівка та Куяльник - с.Северинівка (останній у 2019 році був закритий). Метеорологічна освітленість даними набагато краща. У зв'язку з недостатністю даних гідрологічних спостережень, розроблена в ОДЕКУ модель «клімат-стік» широко використовувалась у минулому сторіччі для оцінок характеристик природного та побутового стоку на базі даних метеорологічних спостережень [66].

На території північно-західного Причорномор'я на початку ХХІ сторіччя відбувається зростання температур повітря на фоні майже незмінних опадів, що викликало зменшення водних ресурсів досліджуваної території [67]. З метою виявлення змін, які відбулися у досліджуваному регіоні, починаючи з 1989 р., були виконані розрахунки складових водно-теплогового балансу території до 2018 р. включно та проведено їх порівняння із базовим періодом.

На рисунку 3.3 показані зміни просторового розподілу показника посушливості  $\beta_x$  на території Одеської області в період 1990-2019 рр. у порівнянні із базовим періодом (до 1989р.). Видно, що ізолінія  $\beta_x = 0,5$  за минулі три десятиріччя піднялася з крайнього півдня області до її середини, що свідчить про розширення території із напіваридним кліматом ( $0,2 \leq \beta_x < 0,5$ ). Розподіл ізоліній середніх багаторічних сум опадів залишився майже незмінним (рис. 3.4). Максимально можливе випаровування на півночі області зросло з 885 мм до 925 мм на рік, а на півдні – з 985 мм до 1045 мм (рис. 3.5). Середній багаторічний кліматичний річний стік також змінився у порівнянні із базовим періодом (рис. 3.6). Якщо у базовому періоді його значення зменшувалися з 33 мм на півночі області до 17 мм на півдні, то у середньому за тридцятирічний період (1990-2019 рр.) ці крайові

значення стали меншими: вони змінюються з 25 мм на півночі до 13 мм на півдні. Зменшення місцевих водних ресурсів за рахунок змін клімату становить 25%.

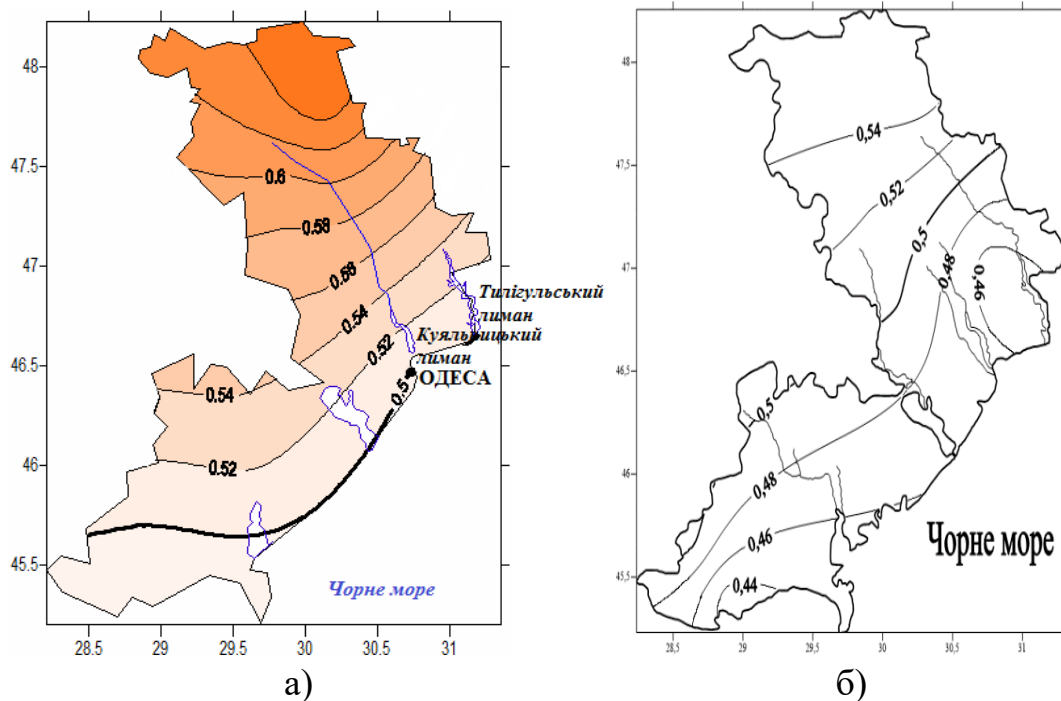


Рисунок 3.3 – Просторовий розподіл показника зволоженості  $\beta_X$  на території Одеської області (а – за базовими даними (до 1989 р.); б – у період 1990-2019 рр.)

У проведених фахівцями ОДЕКУ дослідженнях було показано, що фактичний стік річок північно-західного Причорномор'я набагато менший, оскільки він суттєво перетворений водогосподарською діяльністю, насамперед, штучними водоймами, сумарний об'єм яких на окремих притоках може перевищувати середній багаторічний об'єм стоку річки [68].

За результатами розрахунків характеристик річного стоку р. Великий Куяльник у створі Северинівка було отримано, що з 1953 по 1988 роки її середній багаторічний побутовий річний стік становив 7,5 мм (13 млн.м<sup>3</sup>), а у період 1989-2014 рр. він вже зменшився до 1,88 мм (3,50 млн.м<sup>3</sup>) [69]. У хронологічному ході річного спостереженого (побутового) стоку виявлений статистично значущий тренд, який показує стійку тенденцію до зменшення (рис. 3.7).

Вигляд різницевої інтегральної кривої річного стоку р. Великий Куяльник дозволяє зробити висновок про існування маловодної фази у коливаннях річного стоку, яка розпочалася ще з кінця 60-х років минулого сторіччя (рис. 3.8). Саме тоді відбувалася інтенсифікація розвитку

сільського господарства на південному заході України і почалася розбудова значної кількості штучних водойм та малих водосховищ, призначення яких полягало у внутрішньорічному регулюванні стоку [69].

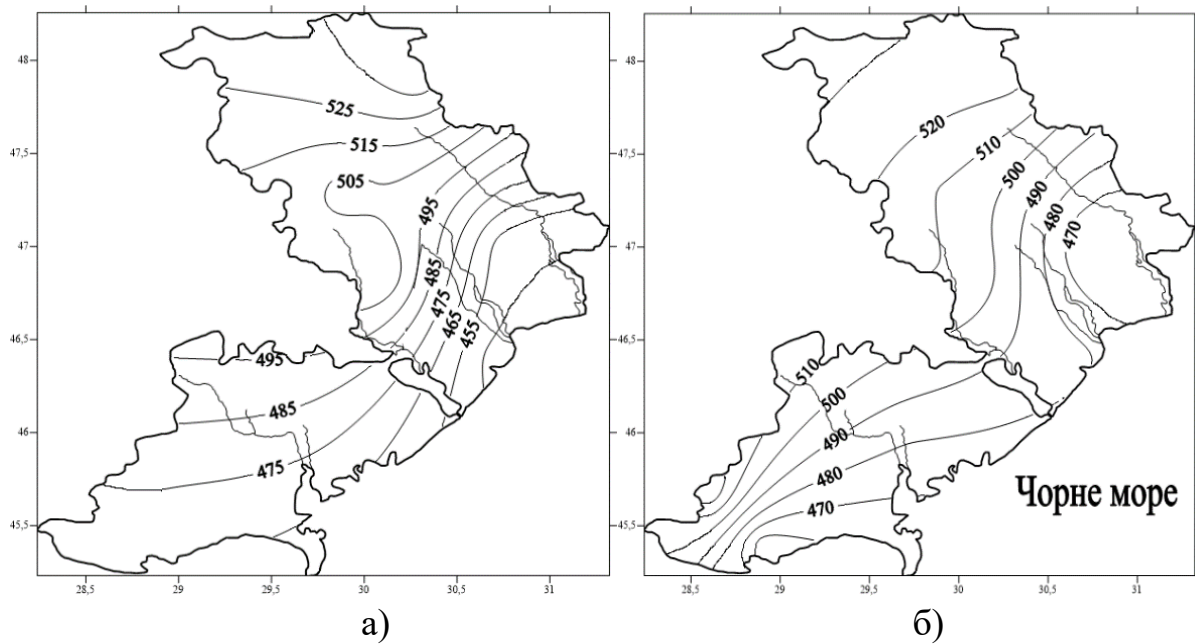


Рисунок 3.4 – Просторовий розподіл середніх багаторічних сум опадів, мм/рік, на території Одеської області (а – за базовими даними (до 1989р.); б – у період 1990-2019 рр.)

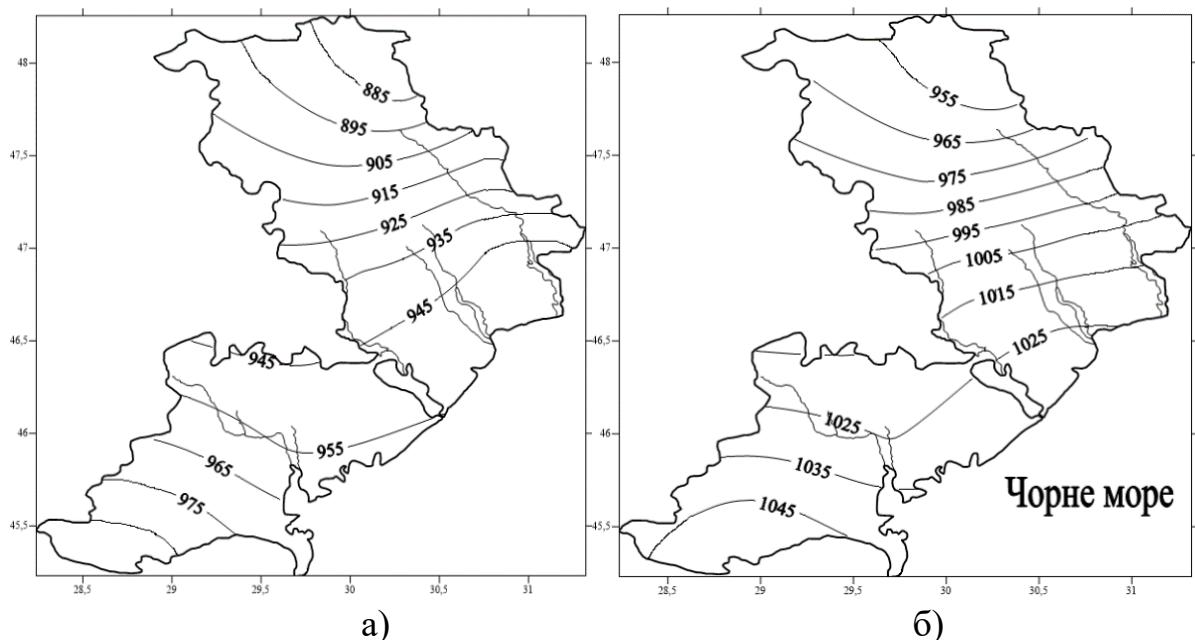


Рисунок 3.5 – Просторовий розподіл середніх багаторічних значень максимально можливого випаровування (мм/рік) на території Одеської області (а – за базовими даними (до 1989 р.); б – у період 1990-2019 рр.)

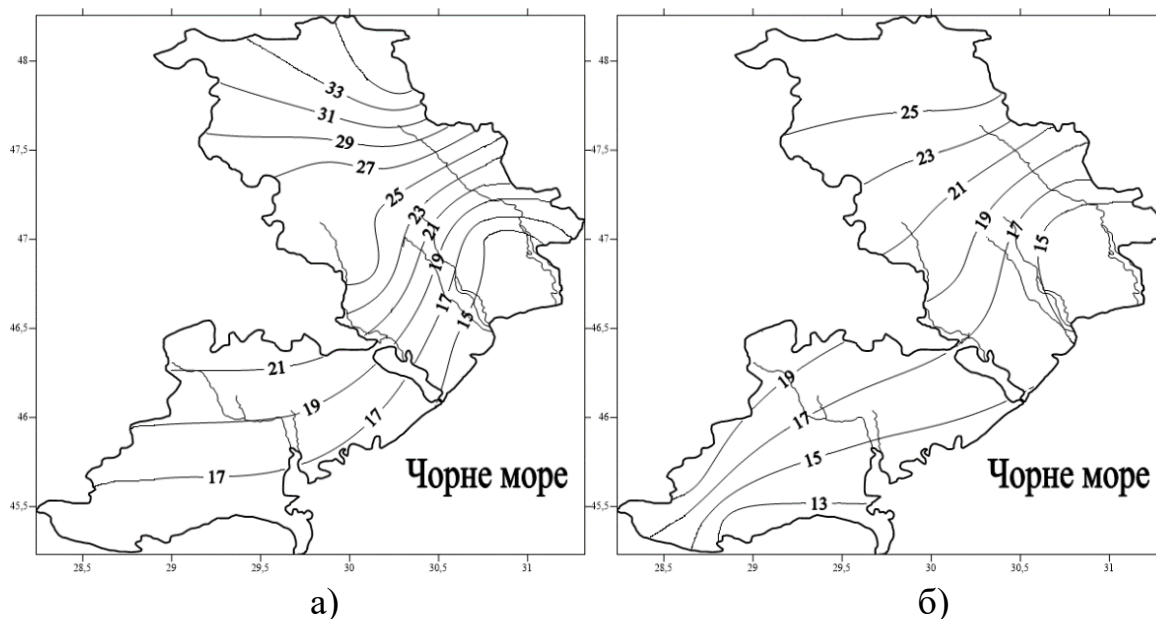


Рисунок 3.6 – Просторовий розподіл ізолій зонального (кліматичного) стоку, мм/рік, на території Одеської області (а – за базовими даними (до 1989 р.); б – у період 1990-2019 рр.)

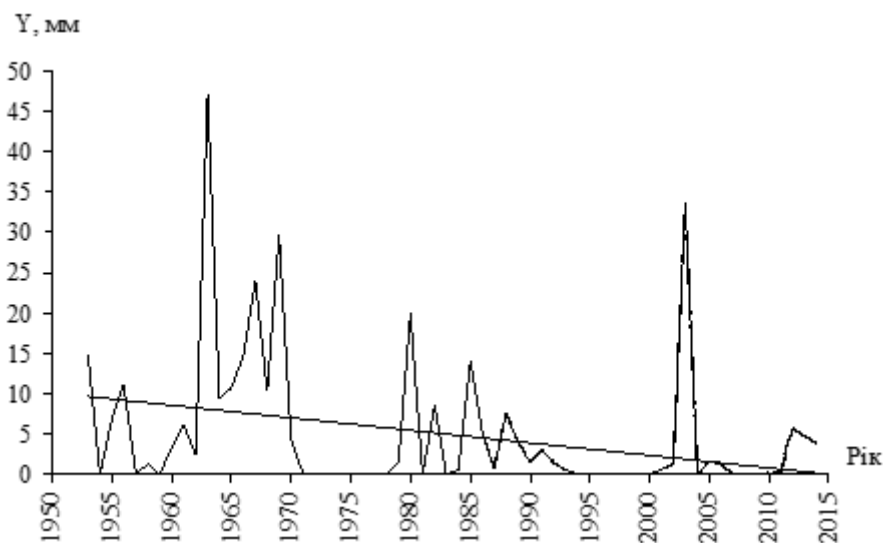


Рисунок 3.7 – Хронологічний хід річних шарів стоку  $Y$  у створі р.Великий Куяльник – с.Северинівка; на графіку показана лінія тренду

Схожа ситуація спостерігається і на річці Тилігул (замикальний створ – Березівка), де, починаючи з 1989 р., відбулося зменшення водних ресурсів з 30,1 млн.м<sup>3</sup> до 14,6 млн.м<sup>3</sup>, що дорівнює 51,5 %. Однак 28 % із зазначеного об'єму обумовлено впливом водогосподарської діяльності на водозборах (див.[20]), а не наслідками змін клімату (табл. 3.1).

Отримані результати свідчать про необхідність проведення оцінок водних ресурсів північно-західного Причорномор'я за сценаріями змін

клімату з урахуванням впливу антропогенних чинників по водозборах окремих річок.



Рисунок 3.8 – Різницева інтегральна крива річних витрат води р.Великий Куяльник – Северинівка за 1953-2014 рр.

Таблиця 3.1 – Середні багаторічні значення об’ємів річного стоку річки Тилігул, визначені за даними гідрологічних спостережень у створі р. Тилігул – с. Березівка за різні розрахункові періоди

Період спостережень	1953-1988 рр. базовий	1989-2015 рр. після значущих змін клімату	Зміни річного стоку за період змін клімату, %
Об’єм стоку р. Тилігул – с. Березівка, млн.м <sup>3</sup>	30,1	14,6	-51,5

### 3.4 Оцінка узгодженості фактичних та сценарних метеорологічних даних у часі, отриманих за різними кліматичними моделями

З метою оцінки припливу прісних вод до закритих лиманів північно-західного Причорномор’я у даній роботі використані кліматичні проєкції експерименту CORDEX (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment), створеного Всесвітньою програмою досліджень клімату для

формування ансамблю прогностичних регіональних кліматичних моделей СМІР5 [70]. Усього розглянуто 14 кліматичних моделей, в яких реалізовані траєкторії кліматичних змін за сценарними гілками RCP4.5 та RCP8.5. Розрахунковий період становить 30 років (2021-2050 рр.). Розрахунки річного кліматичного стоку виконувалися у вузлах координатної сітки, положення яких відповідає координатам метеостанцій України та Молдови. Оцінки ресурсів вологи, тепла та водних ресурсів (у вигляді середнього багаторічного річного стоку) надавались для кожної із 14 модельних траєкторій сценаріїв RCP4.5 й RCP8.5, а також за осередненими по ним даними (осереднена модельна траєкторія). Осереднена модельна траєкторія є результатом осереднення даних розрахунків, отриманих для всіх розглянутих моделей. Такий підхід вже був застосований авторами для оцінок водних ресурсів північно-західного Причорномор'я [71]. Було отримано, що різниця між результатами розрахунків водних ресурсів за різними моделями може бути дуже великою, досягаючи  $\pm 80\%$ . Застосування осередненої модельної траєкторії дозволяє отримати осереднений варіант, у якому “нівелюються” похибки окремо розглянутих моделей.

Узгодженість фактичних даних спостережень по річних сумах опадів та температурах повітря перевірялася шляхом їх співставлення у часі. Слід зазначити, що найкраща відповідність установлена для даних осередненої модельної траєкторії (рис. 3.9-3.12). Через згладжування вихідних даних під час їх осереднення по моделям, амплітуда коливань значно менша у порівнянні із спостереженими даними.

### 3.5 Аналіз закономірностей коливань кліматичних чинників формування стоку за сценаріями RCP4.5 та RCP8.5 у період 2021-2050 років (осереднена модельна траєкторія)

Основними кліматичними чинниками формування стоку за багаторічний період є опади, які визначають ресурси зволоження території, та температури повітря, які обумовлюють теплоенергетичні ресурси клімату.

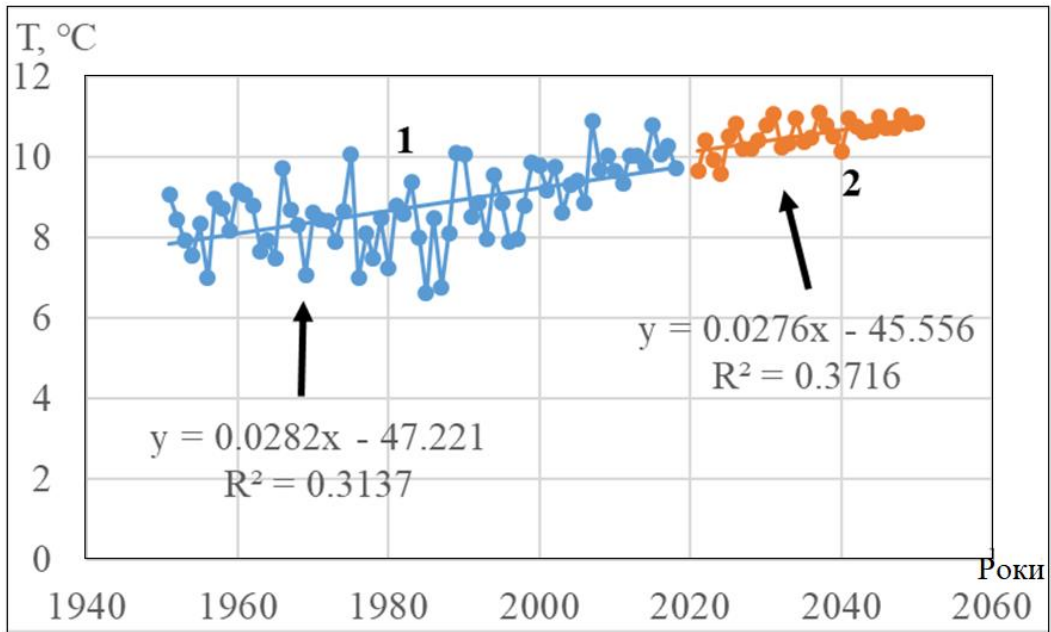


Рисунок 3.9 – Суміщені хронологічні графіки спостережених і прогнозованих середньорічних температур повітря за осередненою модельною траєкторією сценарію RCP4.5 по метеостанції Любашівка (1- спостережені дані, 2 – прогнозні дані)

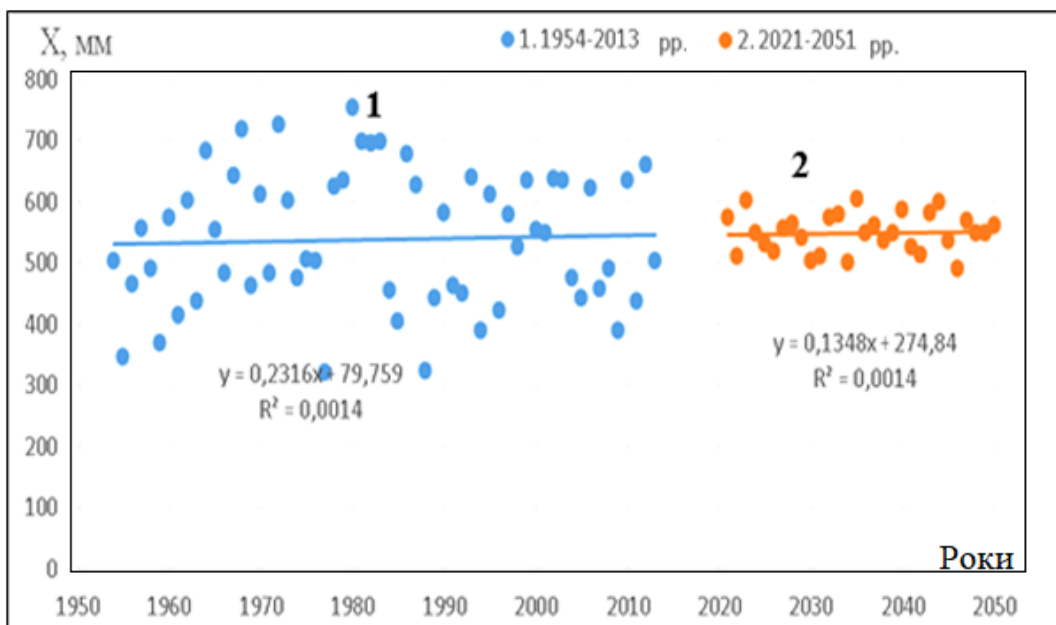


Рисунок 3.10 – Суміщені хронологічні графіки спостережених і прогнозованих річних сум опадів, за осередненою модельною траєкторією сценарію RCP4.5 по метеостанції Любашівка (1- спостережені дані, 2 – прогнозні дані)

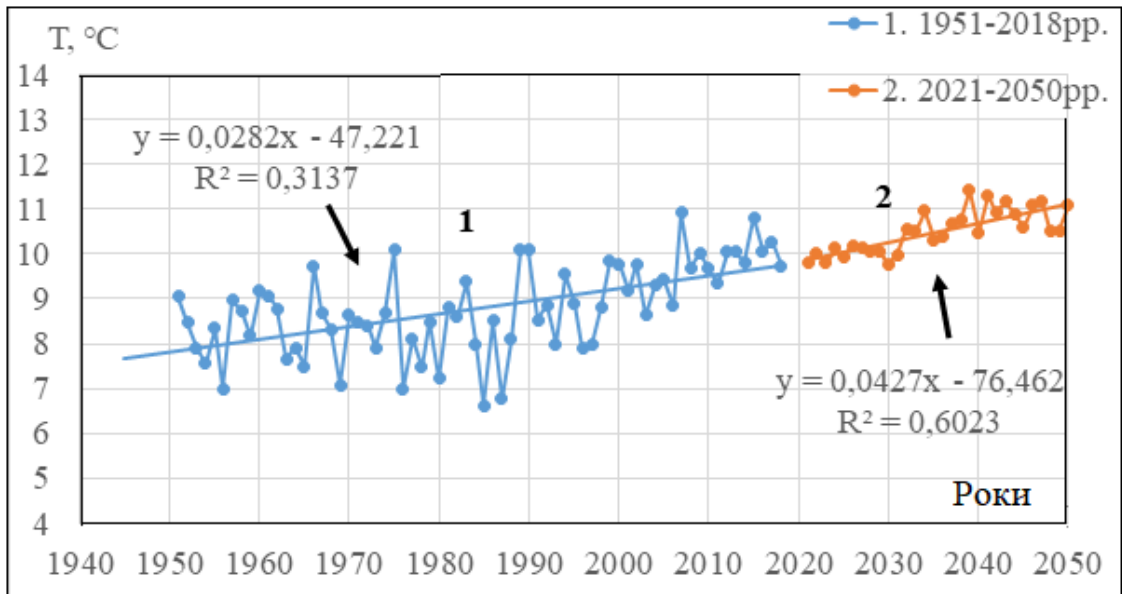


Рисунок 3.11 – Суміщені графіки хронологічного ходу спостережених і прогнозованих середньорічних температур повітря, ст. Любашівка за сценарієм RCP8.5 (осереднена модельна траєкторія)

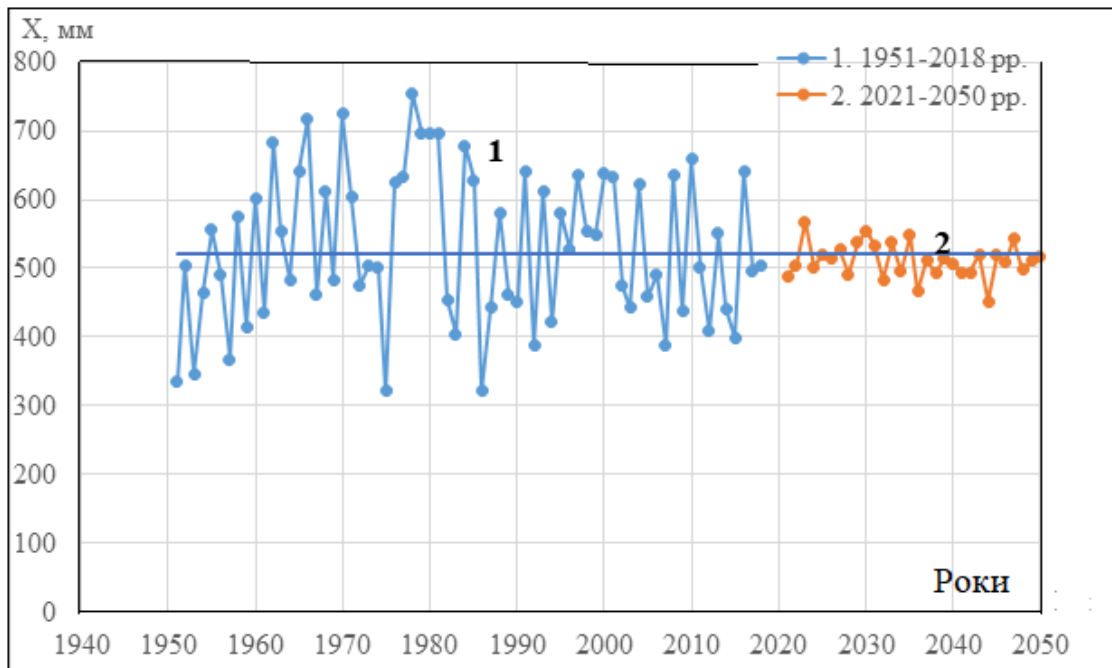


Рисунок 3.12 – Суміщені графіки хронологічного ходу спостережених і прогнозованих річних сум опадів, ст. Любашівка за сценарієм RCP8.5 (осереднена модельна траєкторія)



Розрахунки середніх багаторічних значень кліматичного річного стоку виконувалися за сценарними даними для шести метеорологічних станцій межиріччя Дністер – Південний Буг (Любашівка, Одеса, Роздільна, Сербка, Затишшя, Вознесенськ) та 8 станцій межиріччя Дунай – Дністер (Ізмаїл, Сарата, Білгород-Дністровський, Дубосари, Комрат, Леово, Болград, Чадир-Лунга) [72].

Установлено, що коливання опадів та температур повітря на усіх розглянутих метеостанціях синхронні і можуть бути описані єдиною осередненою по всіх метеостанціях кривою. Ця обставина дозволила виявити основні тенденції змін кліматичних чинників формування стоку на території північно-західного Причорномор'я.

За хронологічними графіками коливань середніх річних температур повітря (рис. 3.13) для осередненої модельної траєкторії симуляції проекту CORDEX були отримані рівняння лінійної парної регресії. Їх аналіз дозволив виявити, що установлені тенденції (тренди) до збільшення температур повітря у часі є статистично значущими (див. [71]). За хронологічними графіками коливань річних сум опадів статистично значущих трендів не виявлено (рис. 3.14).

З метою виділення від'ємної та додатної фаз багаторічних коливань кліматичних чинників було застосовано різницеву інтегральну криву. Ординатами цієї кривої є накопичені у часі суми відхилень відносних значень досліджуваної характеристики від одиниці:

$$f(t) = \sum_{t=1}^N [k(t) - 1], \quad (3.46)$$

де  $N$  – число спостережень, а модульний коефіцієнт  $k(t)$  являє собою відношення поточної характеристики до осередненої. Значення модульного коефіцієнту за багаторічний період завжди дорівнює одиниці  $k_{СЕР} = 1$ .

Для середніх річних температур повітря

$$k(t) = T(t) / T_{СЕР}, \quad (3.47)$$

де  $T(t)$  – середня річна температура повітря у момент часу  $t$ ,

$T_{СЕР}$  – середнє значення річної температури повітря за багаторічний період.

Для річних сум опадів модульний коефіцієнт визначається як відношення суми опадів  $X(t)$  за поточний рік до середнього значення  $X_{СЕР}$  за багаторічний період:

$$k(t) = X(t) / X_{СЕР} .$$

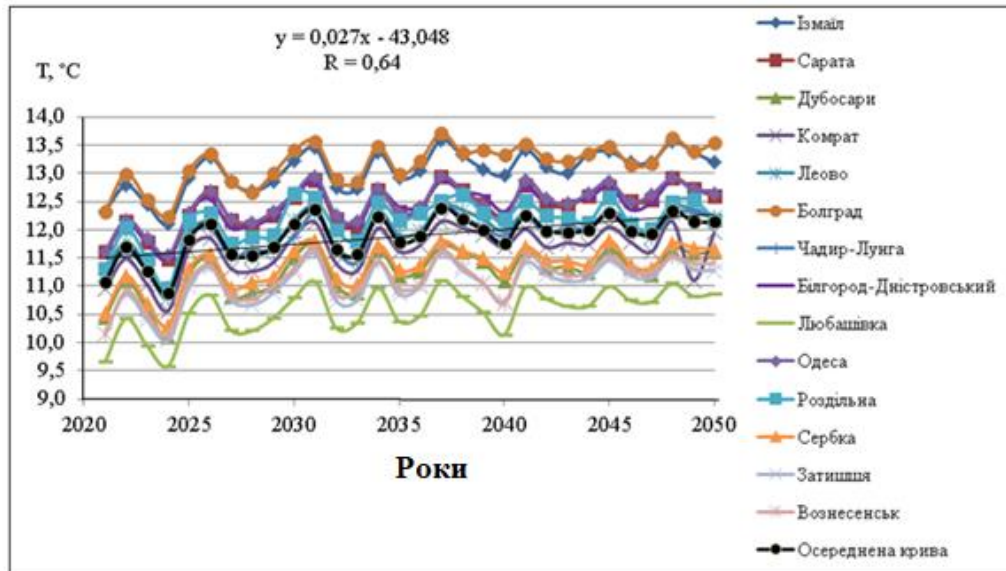


Рисунок 3.13 – Суміщені графіки хронологічного ходу середньорічних температур повітря та рівняння лінійної регресії для осередненої кривої сценарію RCP4.5

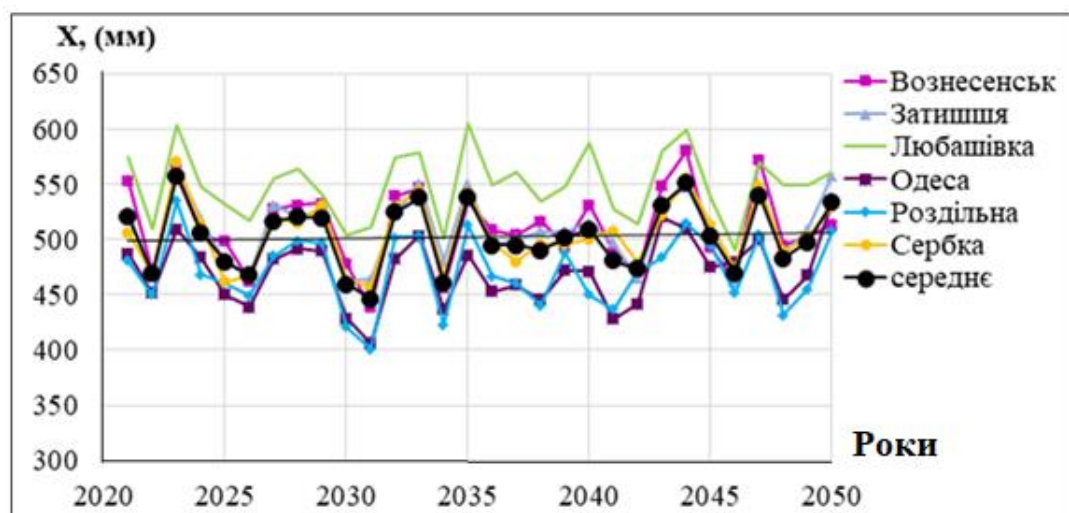


Рисунок 3.14 – Суміщені хронологічні графіки ходу річних сум опадів за даними сценарію RCP4.5 та осереднена крива змін, межиріччя Дністер-Південний Буг

Період часу, у межах якого ділянка інтегральної кривої спрямована до верху відносно горизонтальної лінії, відповідає додатній фазі коливань. Період часу, у межах якого ділянка інтегральної кривої спрямована до низу відносно горизонтальної лінії, відповідає від'ємній фазі коливань.

Підчас аналізу особливостей коливань середніх річних температур повітря у період 2021-2050 рр. за осередненими модельними траєкторіями сценаріїв RCP4.5 та RCP8.5 було виявлено, що близько 2030 року відбудеться перехід у додатну фазу (рис.3.15, 3.16). Виявлена обставина вказує на зростання інтенсивності потепління після 2030 року.

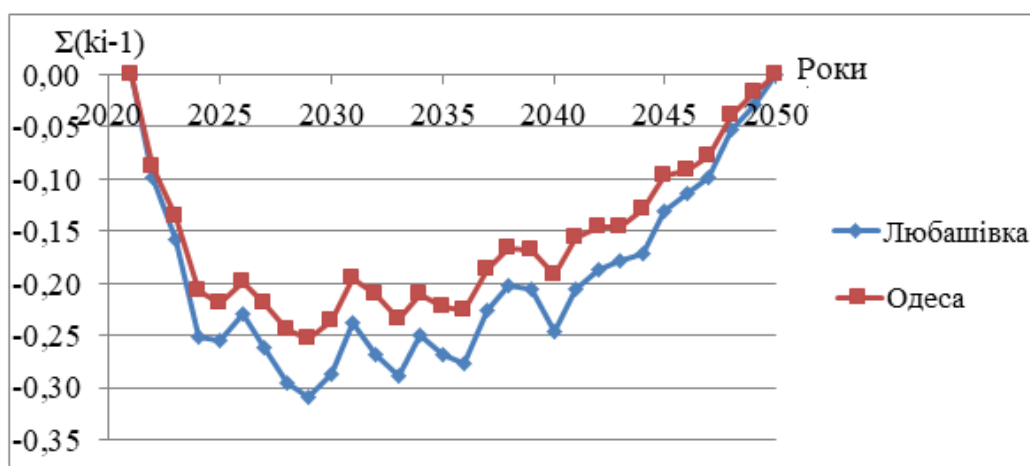


Рисунок 3.15 – Суміщені різницеві інтегральні криві для середньорічних температур повітря за сценарієм RCP4.5 (осереднена модельна траєкторія; метеостанції Одеса, Любашівка)

У коливаннях річних сум опадів за сценарієм RCP4.5 від'ємна (суха) фаза (2029-2042 рр.) змінюється на додатну (вологу), починаючи з 2043 р. (рис. 3.17). У сценарії RCP8.5 (рис. 3.18) від'ємна (суха) фаза коливань триває до 2050 року, забезпечуючи вкрай незадовільні умови формування стоку.

Співставлення розподілу ізолій середніх багаторічних значень максимально можливого випаровування для періоду 2021-2050 рр. за сценаріями RCP4.5 (рис. 3.19) та RCP8.5 (рис. 3.20) дозволяє зробити висновок про незначні відмінності величин розподілу  $\bar{E}_m$  у двох розглянутих сценаріях.

У той же час, розподіл середніх багаторічних сум річних опадів  $\bar{X}$  ілюструє, що за сценарієм RCP4.5 (рис. 3.21) зволоження території України буде більшим ніж за RCP8.5 (рис. 3.22), особливо на півдні України.

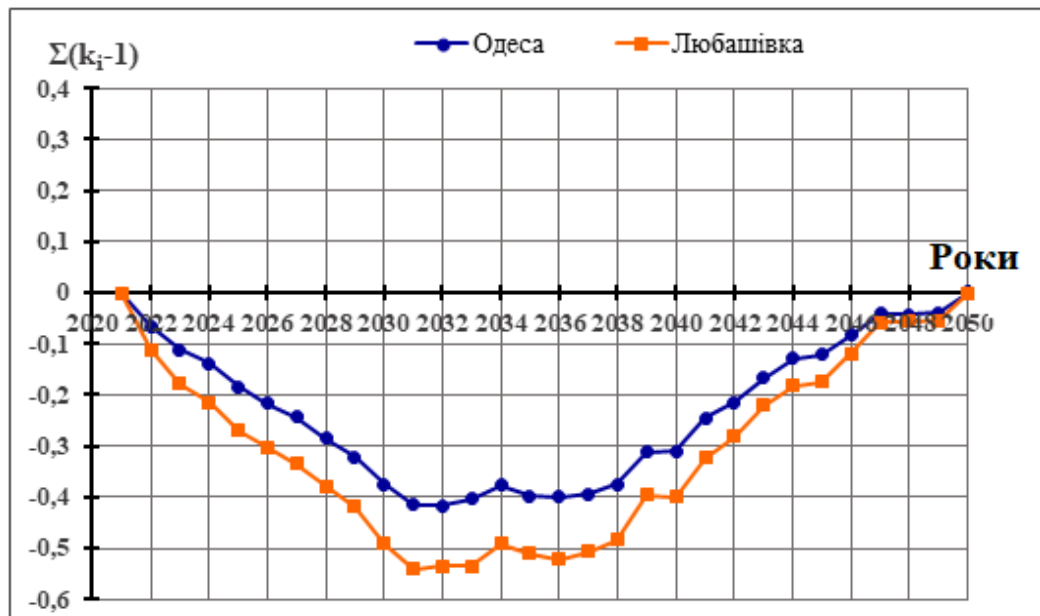


Рисунок 3.16 – Суміщені різницеві інтегральні криві для середньорічних температур повітря за сценарієм RCP8.5 (осереднена модельна траєкторія; метеостанції Одеса, Любашівка)

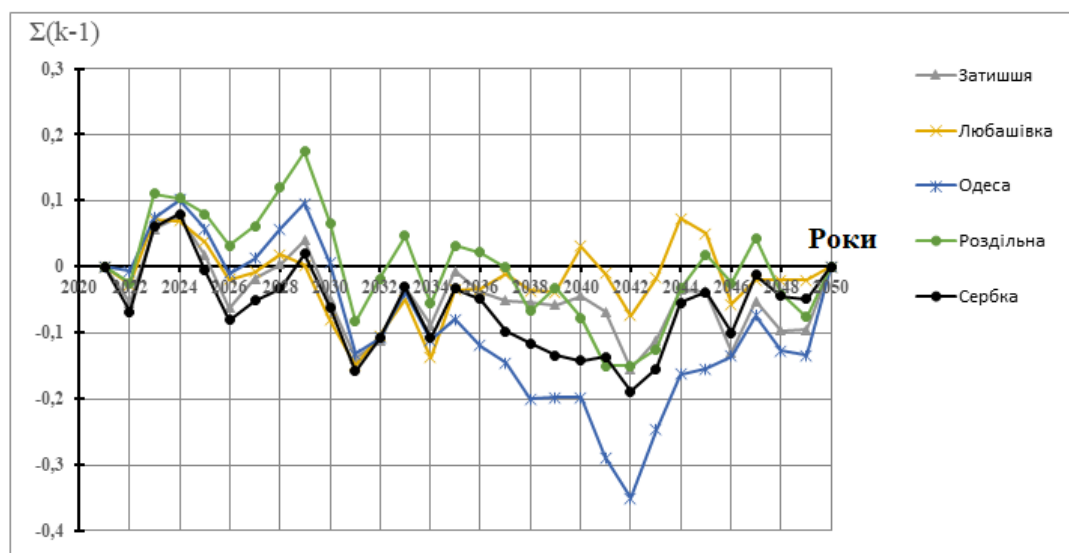


Рисунок 3.17 – Суміщені різницеві інтегральні криві для річних сум опадів за сценарієм RCP4.5 (осереднена модельна траєкторія; метеостанції межиріччя Дністер-Південний Буг)

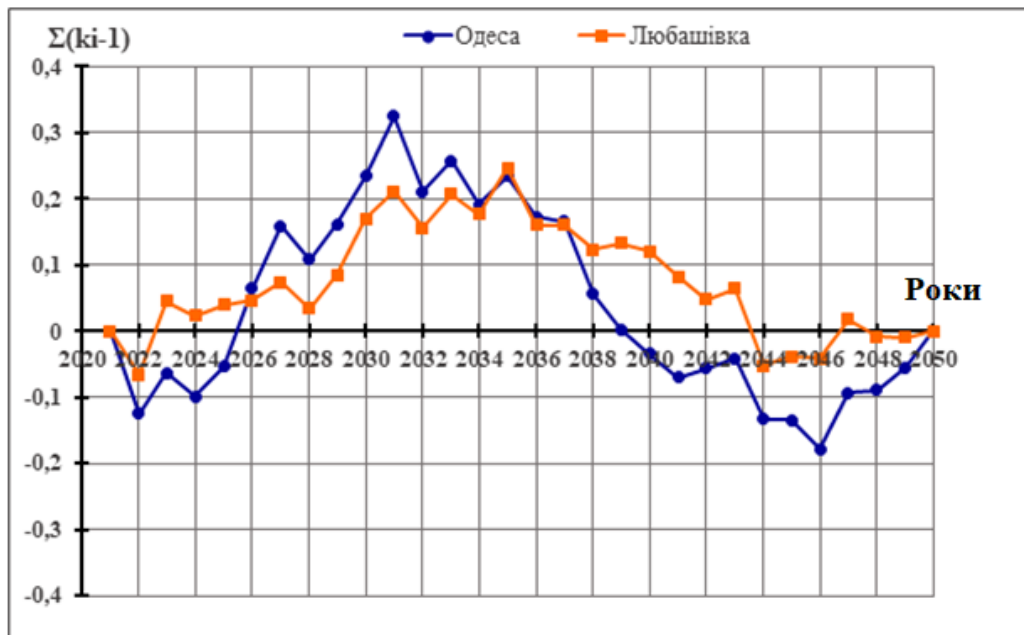


Рисунок 3.18 – Суміщені різницеві інтегральні криві для річних сум опадів за сценарієм RCP8.5 (осереднена модельна траєкторія; метеостанції Одеса, Любашівка)

Просторова динаміка показника посушливості також показує, що при розвитку подій за сценарієм RCP4.5 (рис. 3.23) наслідки впливу змін клімату на умови формування стоку будуть кращими, ніж для сценарію RCP8.5 (рис. 3.24).

Як було зазначено у розділі 1, симуляція CLMcom4 найкраще відтворює річний хід метеорологічних величин (середньомісячні температура, опади, відносна вологість повітря, швидкість вітру, хмарність) у порівнянні з середнім за ансамблем із 14 моделей. Вихідні результати цієї симуляції рекомендовано використовувати як вхідні параметри для моделювання гідрологічного та гідроекологічного режимів лиманів та їхніх водозборів у найближчому майбутньому.

Виконане порівняння результатів прогнозування показника  $\beta_X$  за осередненою модельною траєкторією та окремо взятими моделями дозволило підтвердити цей висновок. Для території північно-західного Причорномор'я найкраща відповідність просторового розподілу  $\beta_X$  установлена для симуляції CLMcom4 (рис. 3.25).

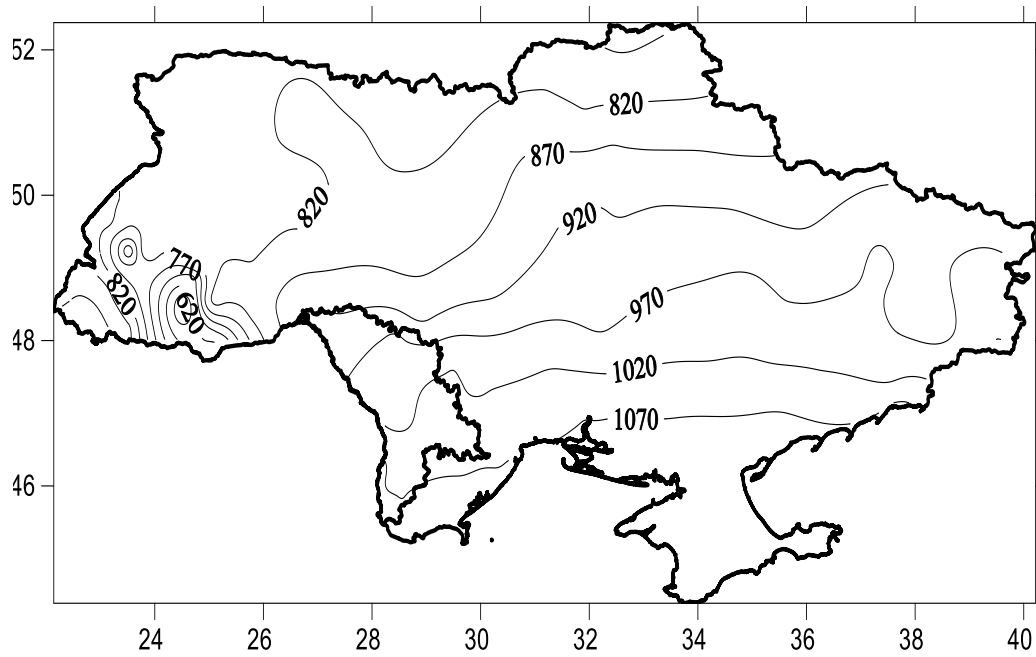


Рисунок 3.19 – Карта ізолій середніх багаторічних значень  $\bar{E}_m$  за осередненою модельною траєкторією сценарію RCP4.5

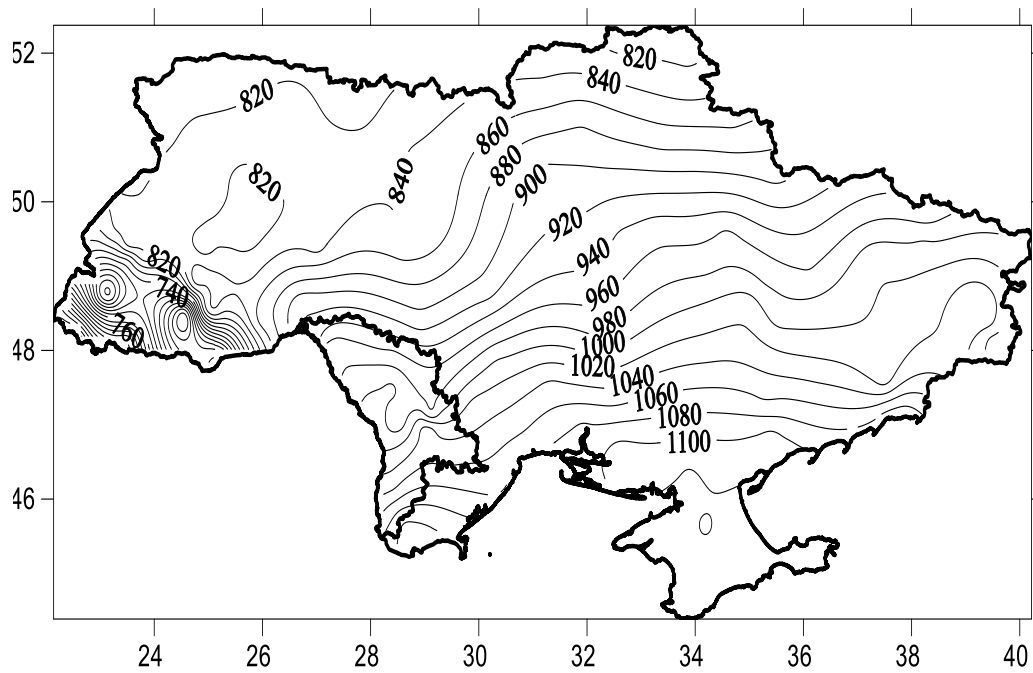


Рисунок 3.20 – Карта ізолій середніх багаторічних значень  $\bar{E}_m$  за осередненою модельною траєкторією сценарію RCP8.5

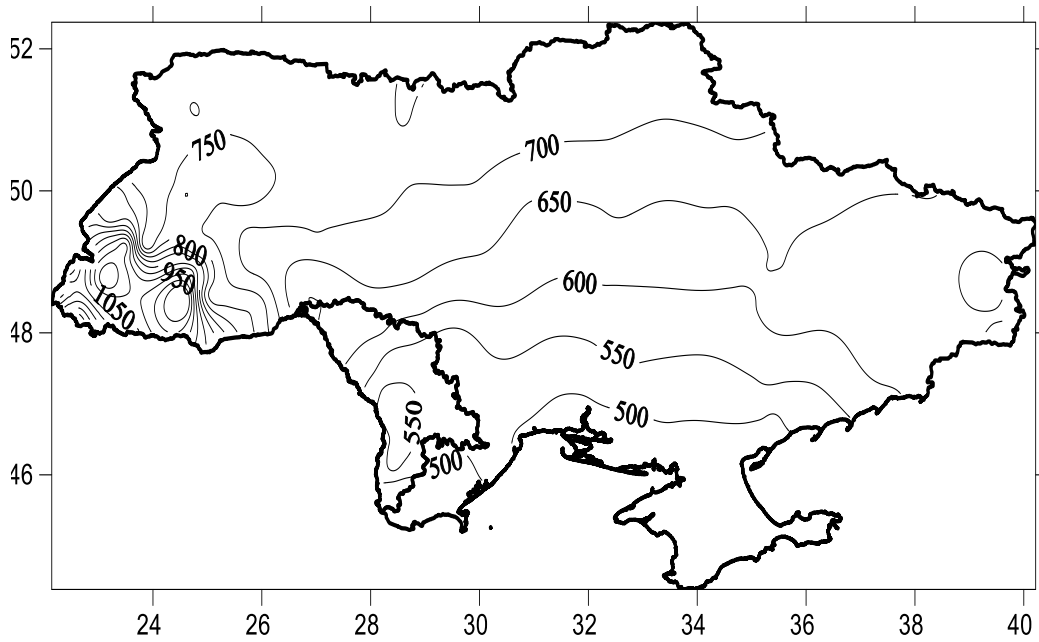


Рисунок 3.21 – Карта ізолій середніх багаторічних значень  $\bar{X}$  за осередненою модельною траєкторією сценарію RCP4.5

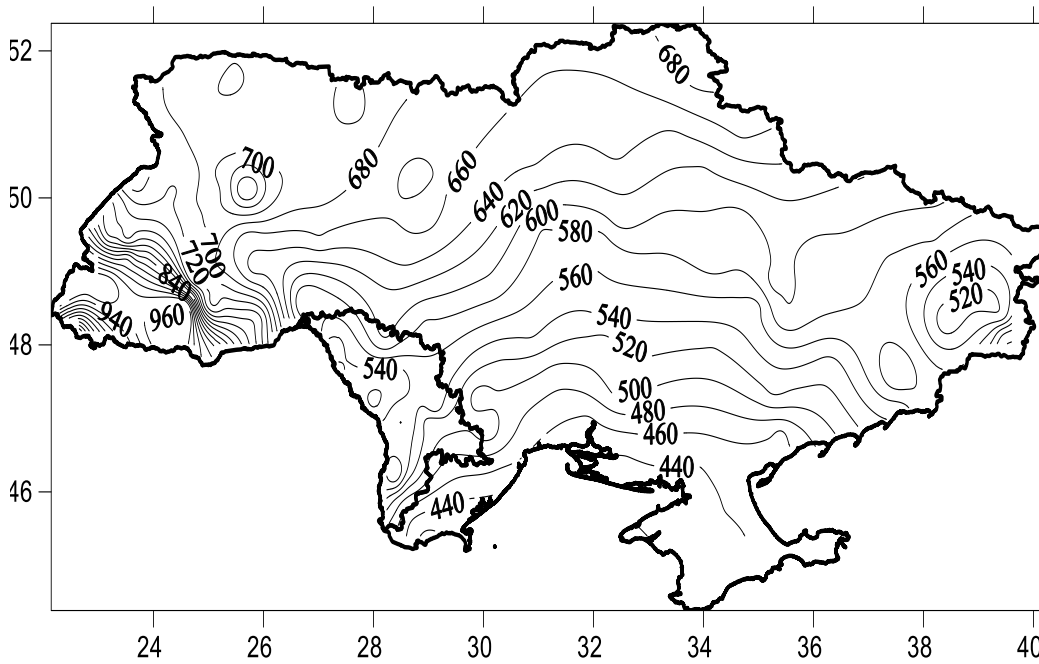


Рисунок 3.22 – Карта ізолій середніх багаторічних значень  $\bar{X}$  за осередненою модельною траєкторією сценарію RCP8.5

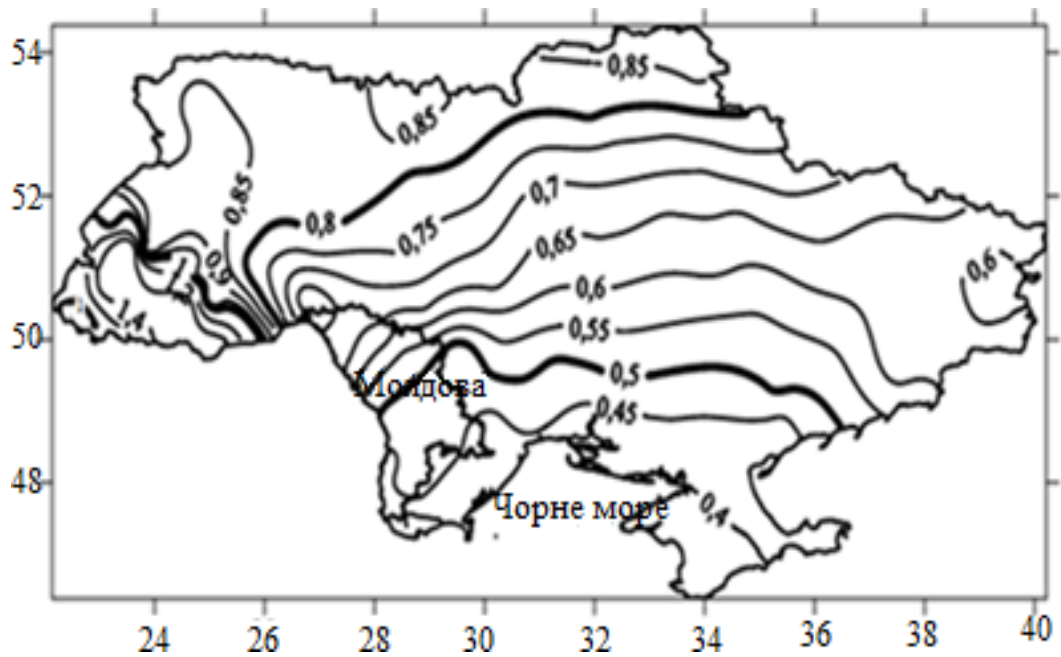


Рисунок 3.23 – Просторовий розподіл показника зволоженості/ посушливості, визначеного за даними сценарію RCP4.5 (осереднена модельна траєкторія) для періоду 2021-2050 рр.

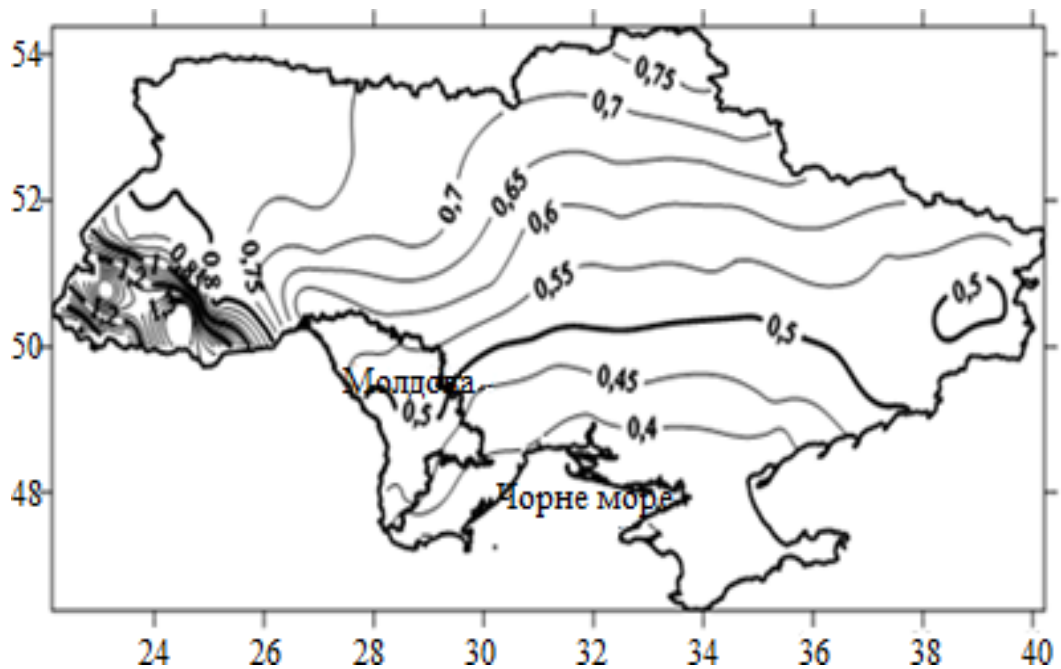


Рисунок 3.24 – Просторовий розподіл показника зволоженості/ посушливості  $\beta_X$ , визначеного за даними сценарію RCP8.5 (осереднена модельна траєкторія) для періоду 2021-2050 рр.



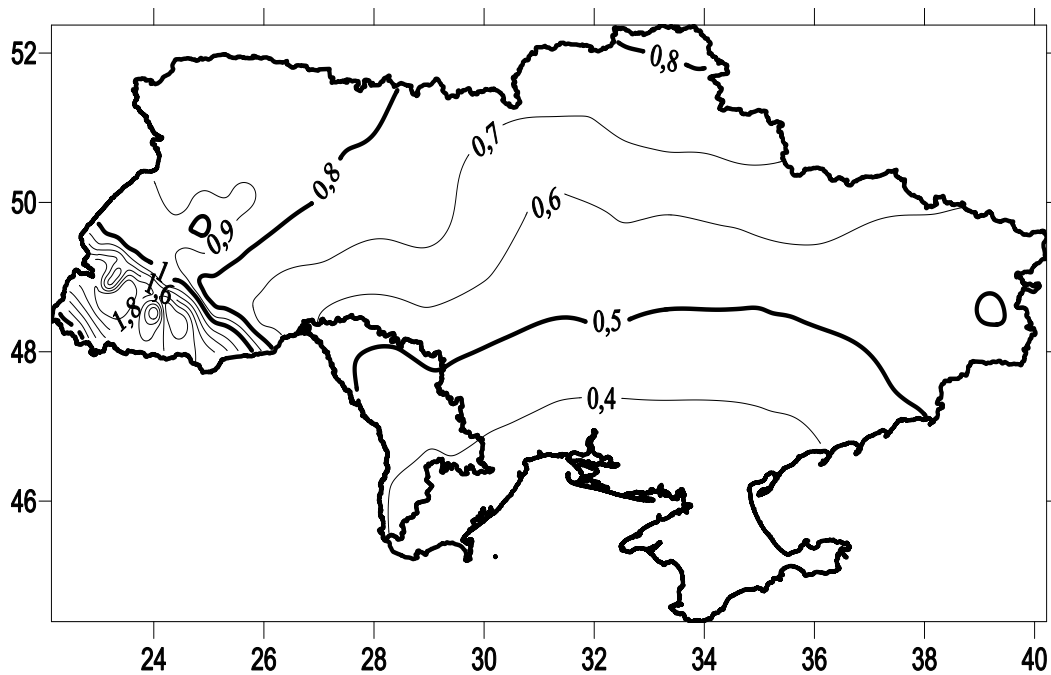


Рисунок 3.25 – Просторовий розподіл показника зволоженості  $\beta_X$ , визначеного за даними сценарію RCP8.5 (симуляція CLMcom4) для періоду 2021-2050 рр.

### 3.6 Оцінка припливу прісних вод від водотоків до квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я за кліматичним сценарієм RCP4.5

Оцінки змін ресурсів тепла, вологи та водних ресурсів, виконані для території усієї України за даними осередненої модельної траєкторії сценаріїв регіональних змін клімату RCP4.5 та RCP8.5 (проект EURO-CORDEX, 14 математичних моделей), опубліковані у роботі [73]. Просторовий розподіл змін водних ресурсів у період 2021-2050 рр. за сценарієм RCP4.5 представлений у вигляді карти ізолій (рис. 3.26). Фрагмент цієї карти (додаток А, рис. А.1) використаний для визначення середніх багаторічних величин річного кліматичного (зонального) стоку водотоків, які живлять лимани північно-західного Причорномор'я за осередненою модельною траєкторією.

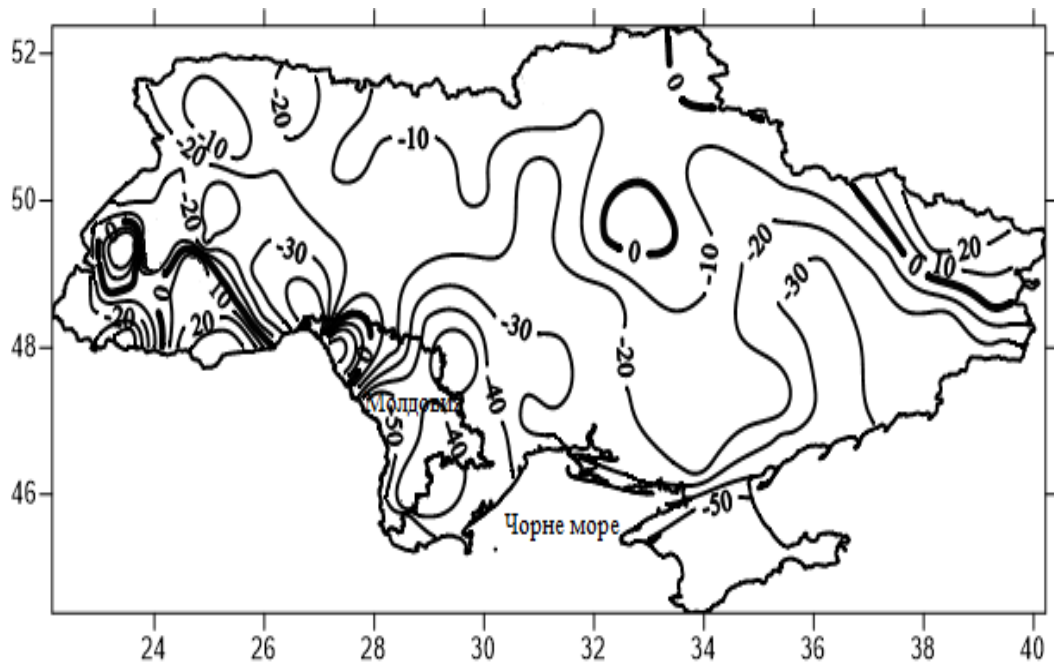


Рисунок 3.26 – Зміни у просторі водних ресурсів (осереднена модельна траєкторія сценарію RCP4.5) для періоду 2021-2050 рр. при порівнянні із базовими даними, отриманими до 1989 р.

Розрахунки характеристик кліматичного, природного та перетвореного водогосподарською діяльністю (побутового) річного стоку з водозборів північно-західного Причорномор'я виконувались за таким алгоритмом.

1. Виділення водозбору досліджуваної річки та визначення за картою ізоліній для заданого сценарію (додаток А) зміни річного кліматичного стоку обраного водозбору методом зважування за частинними площами між ізолініями (див. [74]).
2. Визначення середнього багаторічного річного кліматичного стоку у сценарних умовах шляхом введення прогнозованих змін до базового кліматичного стоку. (Статистичні характеристики базового річного стоку наведені у додатку Б).
3. Розрахунки середньої багаторічної величини природного (непорушеного водогосподарською діяльністю) річного стоку у кліматичних умовах заданого сценарію на базі урахування впливу підстильної поверхні для річок з нестійким підземним живленням.
4. Визначення показників водогосподарської діяльності на водозборі.
5. Розрахунки характеристик перетвореного водогосподарською діяльністю (побутового) стоку у нових кліматичних умовах на

основі визначення коефіцієнтів антропогенного впливу за рівняннями (3.23-3.35).

Наслідки впливу змін клімату на середні багаторічні величини кліматичного (розрахованого за метеорологічними даними) річного стоку за осередненою модельною траєкторією сценарію RCP4.5 на території північно-західного Причорномор'я проявляються через їх зменшення від 30 % на півночі до 50 % на півдні Одеської області.

Як було зазначено вище, річки північно-західного Причорномор'я, які живлять лимани, характеризуються нестійким підземним живленням і пересихають у маловодні роки. У таких випадках зональний (кліматичний) і природний стік річки відрізняються одне від одного за рахунок впливу азональних та інтразональних чинників на процес формування стоку. Модель «клімат-стік» передбачає використання коефіцієнтів переходу від норм річного кліматичного стоку до природного.

Річки північно-західного Причорномор'я знаходяться в області від'ємних поправок до норм річного кліматичного стоку. Від'ємні виправлення обумовлені втратами на поверхневе затримання схилового стоку у безстічних пониженнях. Це означає, що діюча площа водозбору, з якої води надходять до русла, набагато менша фактичної площі. Перехідні коефіцієнти  $K_{\text{ПЕР}}$  (див. рівняння 3.12) від норм кліматичного (зонального) до природного (непорушеного водогосподарською діяльністю) річного стоку, згідно із моделлю «клімат-стік», рекомендовано встановлювати в залежності від середньої висоти водозбору, яка є непрямою характеристикою пласкості земної поверхні [59]

$$K_{\text{ПЕР}} = 1 - 0,003(280 - H_{\text{СЕР}}), \text{ при } H_{\text{СЕР}} < 280\text{м}, \quad (3.48)$$

$$K_{\text{ПЕР}} = 1, \text{ при } H_{\text{СЕР}} \geq 280\text{м}, \quad (3.49)$$

де  $H_{\text{СЕР}}$  – середня висота водозбору.

Роль висоти пояснюється наступним чином. Чим менша висота місцевості, тим менший ухил поверхні й тим більше втрати талого та дощового поверхневого стоку на затримання у безстічних низинах.

За моделлю «клімат-стік» середня багаторічна величина природного річного стоку  $\bar{Y}_{\text{ПР}}$  для малого або середнього за розмірами водозбору з нестійким підземним живленням розраховується за формулою (3.12).

Характеристики припливу прісних вод від водотоків до лиманів північно-західного Причорномор'я у базовий період (до 1989 р.) наведені у додатку В (табл. В.1). У минулому сторіччі (до початку значущих змін температурного режиму) найбільший об'єм прісних вод надходив до лиманів від річок Когильник ( $W=58.2$  млн.м<sup>3</sup>, лиман Сасик), Тилігул (46,0 млн.м<sup>3</sup>, Тилігульський лиман), Великий Куяльник (20,4 млн.м<sup>3</sup>, Куяльницький лиман), Малий Куяльник (16,6 млн.м<sup>3</sup>, Хаджибейський лиман).

Згідно із результатами розрахунків припливу прісних вод до лиманів у непорушених водогосподарською діяльністю (природних) кліматичних умовах сценарію RCP4.5, зменшення цього припливу становитиме у середньому 31 % від базового (табл. 3.2).

Основними чинниками водогосподарської діяльності у північно-західному Причорномор'ї є штучні водойми [75]. Штучні водойми в умовах потепління клімату сприяють збільшенню втрат на випаровування з водної поверхні. Коефіцієнти антропогенного впливу ставків та водосховищ на формування стоку водотоків розраховуються за формулами (3.23-3.28). Найбільш важкі наслідки обумовлені майже щорічними втратами на заповнення великої кількості штучних водойм, що створені на водозборах річок північно-західного Причорномор'я. Урахування втрат на заповнення штучних водойм виконується на основі формули (3.29). На початку XXI сторіччя будівництво багатьох новостворених водойм стало переважно несанкціонованим. Згідно із Водним Кодексом України (стаття 82) повний сумарний об'єм штучних водойм не має перевищувати об'єм стоку річки у розрахунковий маловодний рік, який спостерігається один раз у 20 років, тобто має забезпеченість 95% (дуже маловодний рік) [76].

Річки північно-західного Причорномор'я відносяться до малих, які мають площу менше 2000 км<sup>2</sup>. Виключення становлять річки Когильник та Тилігул із площами водозбору 3910 км<sup>2</sup> та 3550 км<sup>2</sup>, відповідно. Малі річки північно-західного Причорномор'я пересихають у маловодні (75 %) та дуже маловодні роки (95 %). Отже створення штучних водойм на їх водозборах має бути забороненим з метою збереження гідрологічного, гідробіологічного та санітарного стану річок [77]. Зміни клімату викликають зменшення природної водності річок, а водогосподарська діяльність посилює негативні наслідки цих змін. Виявлено, що за умови розвитку подій за кліматичним сценарієм RCP4.5 та при збереженні сучасного рівня водогосподарської діяльності у вигляді створення штучних

Таблиця 3.2 – Результати оцінки змін припливу прісних вод від водотоків до квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я в кліматичних умовах сценарію RCP4.5

Річка	Об'єми припливу прісних вод до лиманів у різних кліматичних умовах, млн.м <sup>3</sup>		Зменшення припливу прісних вод, %
	базові	за сценарієм RCP4.5	
Когильник	58,2	43,9	24,5
Сарата	9,78	6,90	29,4
<b><i>Сумарний приплив до лиману Сасик</i></b>	<b>68,0</b>	<b>50,8</b>	<b>25,3</b>
Хаджидер	6,15	4,31	29,9
Алкалія	3,50	2,45	30,0
<b><i>Сумарний приплив до Тузлівських лиманів</i></b>	<b>9,65</b>	<b>6,76</b>	<b>30,0</b>
Тилігул	46,0	31,4	31,7
<b><i>Сумарний приплив з басейну Тилігульського лиману</i></b>	<b>56,0</b>	<b>38,5</b>	<b>31,2</b>
Великий Куяльник	20,4	15,1	26,0
<b><i>Сумарний приплив прісних вод до Куяльницького лиману</i></b>	<b>22,2</b>	<b>16,4</b>	<b>26,0</b>
Малий Куяльник	16,6	9,81	40,9
Свинна	7,23	4,34	40,0
<b><i>Сумарний приплив річкових вод до Хаджибейського лиману</i></b>	<b>23,83</b>	<b>14,15</b>	<b>40,6</b>
		Середнє значення	<b>30,6</b>

водойм, середнє зменшення стоку водотоків північно-західного Причорномор'я досягне 56 % (табл. 3.3). Згідно із рекомендаціями ООН перевищення змін стоку більш ніж на 50 % указує на тенденцію до руйнування водних ресурсів. Прогноз змін водності окремих річок північно-західного Причорномор'я (Алкалія, Хаджидер, Свинна) показав,

що зменшення середнього багаторічного стоку перевищує 70 %, тобто можливе безповоротне руйнування водних ресурсів річок.

Таблиця 3.3 - Результати оцінки змін припливу прісних вод від водотоків до квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я в кліматичних умовах сценарію RCP4.5 з урахуванням водогосподарської діяльності

Річка	Об'єми побутового стоку до лиманів у різних кліматичних умовах, млн.м <sup>3</sup>		Зменшення припливу прісних вод, %
	Базові (до 1989р.)	За сценарієм RCP4.5	
Когильник	44,2	30,3	32,0
Сарата	4,99	2,35	46,5
<b>Сумарний приплив до лиману Сасик</b>	<b>49,2</b>	<b>32,65</b>	<b>33,7</b>
Хаджидер	2,03	0,21	89,6
Алкалія	1,02	0,00	100
<b>Сумарний приплив до Тузлівських лиманів</b>	<b>3,05</b>	<b>0,21</b>	<b>93,1</b>
Тилігул	33,1	19,5	41,0
<b>Сумарний приплив з басейну Тилігульського лиману</b>	<b>38,8</b>	<b>21,5</b>	<b>44,6</b>
Великий Куяльник	12,8	6,80	46,9
<b>Сумарний приплив прісних вод до Куяльницького лиману</b>	<b>13,2</b>	<b>6,83</b>	<b>48,2</b>
Малий Куяльник	12,6	5,78	54,1
Свинна	2,3	0,61	73,6
<b>Сумарний приплив річкових вод до Хаджибейського лиману</b>	<b>14,9</b>	<b>6,39</b>	<b>57,1</b>
		Середнє значення	<b>56,1</b>

На відміну від умов формування стоку у минулому сторіччі, на річках межиріччя Дунай-Дністер дуже скоротилися площі зрошуваних сільськогосподарських земель, оскільки більшість зрошувальних систем припинили виконувати перекид стоку великих річок. У 80-ті роки минулого сторіччя, за рахунок додаткового надходження до русел річок зворотних вод із зрошувальних масивів, стік річок Когильник, Сарата, Алкалія, Хаджидер майже у 2 рази перевищував природний [78]. У теперішній час об'єми зворотних вод дуже скоротилися через зменшення площ зрошування та припинення дії багатьох гілок зрошувальних систем. Головним чинником водогосподарської діяльності тепер є штучні водойми (приклади наведені у додатках Г, Д).

### 3.7 Оцінка припливу прісних вод від водотоків до квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я за кліматичним сценарієм RCP8.5

Просторовий розподіл змін водних ресурсів на території України за осередненою модельною траєкторією сценарію RCP8.5 (рис.3.27) дозволив установити (див. [73]), що зменшення водних ресурсів рівнинної України буде відбуватися від 20 % на північному сході до 70 % на південному заході. Фрагмент цієї карти (додаток А, рис. А.2) використаний для визначення середніх багаторічних величин річного кліматичного (зонального) стоку водотоків, які живлять квазізакриті лимани північно-західного Причорномор'я. Оцінки характеристик природного та перетвореного водогосподарською діяльністю стоку надавалися за схемою, викладеною у параграфі 3.6.

За отриманими результатами розрахунків (додаток Е) було встановлено, що, у середньому, зменшення природного річного річок північно-західного Причорномор'я в кліматичних умовах сценарію RCP8.5 буде становити 42 % (табл. 3.4), а з урахуванням наслідків водогосподарської діяльності, зменшення припливу прісних вод досягне 72 % (табл. 3.5).

Негативні наслідки водогосподарського впливу, особливо штучних водойм, на приплив прісних вод до квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я обумовили необхідність оптимізації розміщення

штучних водойм на водозборах з метою відновлення припливу прісних вод до лиманів. Повернення до природних умов формування стоку річок, навіть в умовах глобального потепління, буде сприяти вирішенню задач Водної Рамкової Директиви, а саме відновленню “доброго екологічного стану” річок [79].

Дослідження, проведені в ОДЕКУ, дозволили зробити висновки, що заходи по оптимізації штучних водойм будуть ефективними лише до 2030 року. У період 2021-2030 рр. вплив змін клімату на водні ресурси буде меншим, ніж вплив водогосподарської діяльності. Коли ж наслідки змін клімату стають більш вагомими (зменшення водних ресурсів перевищує 50%), ефективність від скорочення кількості водойм та їхніх об’ємів заповнення буде знижуватися. Додаткове надходження відновлених прісних вод не зможе перекрити дефіцити водних балансів лиманів у маловодні та середні за водністю роки [80, 81].

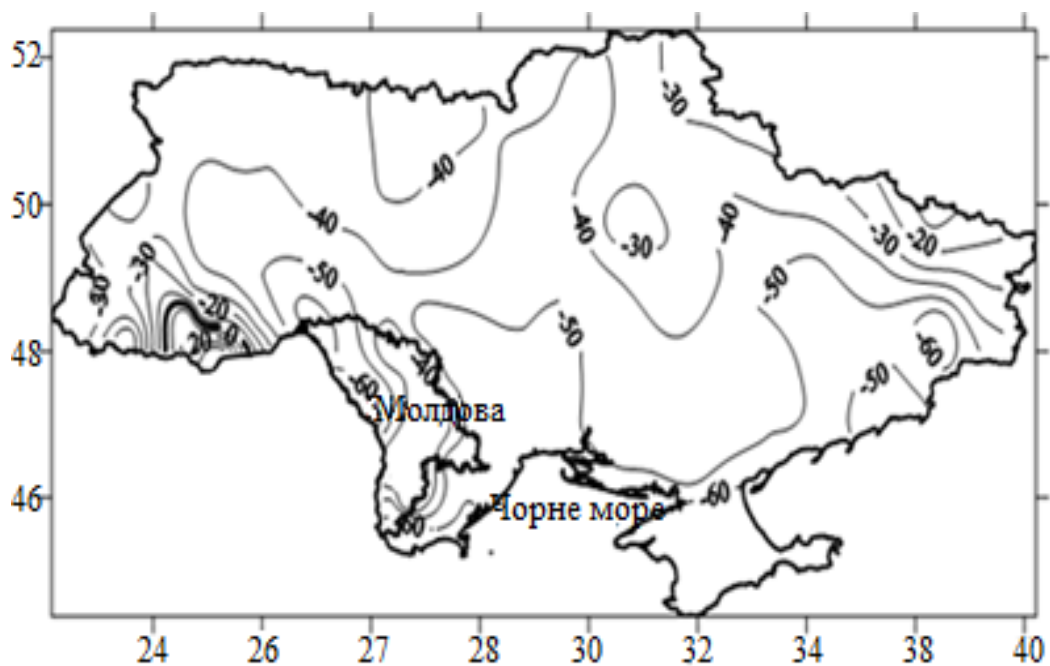


Рисунок 3.27 – Зміни у просторі водних ресурсів (осереднена модельна траєкторія сценарію RCP8.5) для періоду 2021-2050 рр. при порівнянні із базовими даними до 1989 р.



Таблиця 3.4 – Результати оцінки змін припливу прісних вод від водотоків до лиманів північно-західного Причорномор'я в кліматичних умовах сценарію RCP8.5

Річка	Об'єми припливу прісних вод до лиманів у різних кліматичних умовах, млн.м <sup>3</sup>		Зменшення припливу прісних вод, %
	Базові	За сценарієм RCP8.5	
Когильник	58,2	35,5	39,0
Сарата	9,78	5,18	47,0
<b>Сумарний приплив до лиману Сасик</b>	<b>68,0</b>	<b>40,7</b>	<b>40,1</b>
Хаджидер	6,15	3,08	49,9
Алкалія	3,50	1,75	50,0
<b>Сумарний приплив до Тузлівських лиманів</b>	<b>9,65</b>	<b>4,83</b>	<b>49,9</b>
Тилігул	46,0	24	47,8
<b>Сумарний приплив з басейну Тилігульського лиману</b>	<b>56,0</b>	<b>29,0</b>	<b>48,2</b>
Великий Куяльник	20,4	12,1	40,7
<b>Сумарний приплив прісних вод до Куяльницького лиману</b>	<b>22,2</b>	<b>16,4</b>	<b>26,1</b>
Малий Куяльник	16,6	9,06	45,4
Свинна	7,23	3,97	45,1
<b>Сумарний приплив річкових вод до Хаджибейського лиману</b>	<b>23,83</b>	<b>13,03</b>	<b>45,3</b>
		Середнє значення	<b>41,9</b>

Таблиця 3.5 – Результати оцінки змін припливу прісних вод від водотоків до лиманів північно-західного Причорномор'я в кліматичних умовах сценарію RCP8.5 з урахуванням водогосподарської діяльності

Річка	Об'єми припливу побутового стоку до лиманів у різних кліматичних умовах, млн.м <sup>3</sup>		Зменшення припливу прісних вод, %
	Базові (до 1989р.)	За сценарієм RCP8.5	
Когильник	44,2	23,4	47,0
Сарата	4,99	0,622	87,5
<b>Сумарний приплив до лиману Сасик</b>	<b>49,2</b>	<b>24,0</b>	<b>51,2</b>
Хаджидер	2,03	0,00	100
Алкалія	1,02	0,00	100
<b>Сумарний приплив до Тузлівських лиманів</b>	<b>3,05</b>	<b>0,0</b>	<b>100,0</b>
Тилігул	33,1	12,5	62,2
<b>Сумарний приплив з басейну Тилігульського лиману</b>	<b>38,8</b>	<b>13,3</b>	<b>65,7</b>
Великий Куяльник	12,8	3,15	75,4
<b>Сумарний приплив прісних вод до Куяльницького лиману</b>	<b>13,2</b>	<b>3,15</b>	<b>76,1</b>
Малий Куяльник	12,6	5,16	59,0
Свинна	2,3	0,16	93,0
<b>Сумарний приплив річкових вод до Хаджибейського лиману</b>	<b>14,9</b>	<b>5,32</b>	<b>64,3</b>
		Середнє значення	<b>71,85</b>

### 3.8 Внутрішньорічний розподіл стоку

За особливостями внутрішньорічного розподілу стоку досліджувані річки відносяться до Причорноморського району із нелімітуючим періодом, який триває з лютого по квітень, і лімітуючим періодом з травня по січень наступного року включно, з лімітуючим сезоном з травня по листопад включно [82]. Лімітуючий період під час проектування заходів водоспоживання та водовикористання, як правило, об'єднує два маловодних сезони року, включаючи лімітуючий сезон (див. [51]). В лімітуючий сезон спостерігаються найбільш несприятливі умови для водопостачання, коли попит на воду обмежується існуючими водними ресурсами. У нелімітуючий період, за рахунок інтенсивного танення снігу, формується надлишок водних ресурсів, які можна зберегти у водосховищах та ставках.

В умовах глобального потепління через зростання температур повітря осіннього та зимового сезонів збільшується кількість відлиг та зростають втрати на інфільтрацію у ґрунти, що призводить до зменшення стоку весняного водопілля. На території північно-західного Причорномор'я, де талі інфільтраційні води не досягають підземних водоносних горизонтів внаслідок їх глибокого залягання і витрачаються, головним чином, на випаровування, зменшення поверхневого стоку весняного водопілля викликає гідрологічну посуху [68].

Для визначення внутрішньорічного розподілу стоку по місяцях можна використовувати гідрологічні дані спостережень. У такому випадку для установлення особливостей розподілу у базовий період використовуються дані спостережень за стоком – від їх початку до 1989 року. З метою визначення внутрішньорічного розподілу в умовах потепління, застосовується розподіл отриманий за даними, які були виміряні після 1989 року, тобто після початку значущих змін температурного режиму. На основі такого підходу був розрахований внутрішньорічний розподіл річок Куяльник та Тилігул [84].

Оскільки більшість малих та середніх річок межиріччя Дунай-Дністер бере початок у межах Молдови, то при наявності даних спостережень у верхніх створах досліджуваних річок можна застосовувати їх розрахунковий розподіл для нижніх створів. Наприклад, внутрішньорічний

розподіл у базових умовах формування стоку у створі р.Когильник – гирло визначався за типовим розподілом у створі р.Когильник–Хінчешт (Молдова) за даними спостережень у періоди 1961-1988 рр. та після 1989 р.

Ураховуючи відсутність або недостатність даних спостережень на малих та середніх річках північно-західного Причорномор'я, для розрахунків внутрішньорічного розподілу природного стоку базового періоду була використана карта-схема районування території України, де представлені типові схеми розподілу стоку по сезонах та місяцях у характерні за водністю роки (багатоводний, середній, маловодний, дуже маловодний, табл. 3.6), які детально описані в [85].

Таблиця 3.6 – Типова схема розподілу (%) річного стоку для району Причорноморської області надзвичайно низької водності (до 1989 р.)

Водність року	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II
Середній	20,4	51,6	6,8	6,6	3,1	0,0	0,0	0,0	0,0	1,9	2,8	6,8
Багатоводний	22,2	49,2	5,3	4,9	4,0	2,9	0,0	0,0	0,1	3,6	2,9	4,9
Маловодний	24,9	48,9	12,6	8,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	5,6

Внутрішньорічний розподіл невивчених у гідрологічному відношенні річок північно-західного Причорномор'я у період після 1989 р. був отриманий з літературних джерел [86] та в результаті імітаційного моделювання [87]. Узагальнені результати наведені в табл. 3.7.

Таблиця 3.7 - Внутрішньорічний розподіл (%) річного стоку у середній за водністю рік після 1989 р. (у межах північно-західного Причорномор'я)

Місяці	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Частка річного стоку, %	2,70	20,6	39,3	34,3	3,1	0	0	0	0	0	0	0

Різниця у внутрішньорічному розподілі стоку у періоди до та після 1989 р. полягає у тому, що після 1989 р. значний відсоток річного стоку формується не тільки в березні, але й у лютому (20,6 % у порівнянні із 6,9% до 1989 р.). Це пояснюється потеплінням та зростанням ролі відлиг

у цей зимовий місяць. Внесок місяців квітня та травня у формування стоку зменшується майже вдвічі. З червня місяця до січня більшість річок пересихає.

Оцінки середнього за багаторічний період можливого припливу прісних вод від водотоків до квазізакритих лиманів по місяцям (наведені у додатку Ж (за осередненою модельною траєкторією сценарію RCP4.5) та додатку К (за сценарієм RCP8.5). Установлено, що найбільший приплив прісних вод буде надходити від річки Когильник (лиман Сасик), де стік буде зберігатися у середньому протягом усього року. Ця річка характеризується найбільшою водозбірною площею і через це більшою стійкістю до змін клімату й впливу водогосподарських перетворень. Однак, прогнозоване навіть для цієї річки зменшення її водності буде посилювати дефіцит водного балансу лиману Сасик [88].

### 3.9 Висновки

Результати досліджень припливу прісних вод від водотоків до квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я, викладені у цьому розділі, дозволяють зробити такі висновки.

За даними метеорологічних спостережень встановлено, що у період 1990-2019 рр. максимально можливе випаровування зросло від 4,5 % на півночі досліджуваної території до 6,0 % – на півдні. Середні багаторічні опади за період 1990-2019 рр. майже не змінилися. Розрахована за моделлю «клімат-стік» середня багаторічна величина кліматичного стоку у цей період зменшилася від 23 % на півночі досліджуваної території до 25 % на півдні.

На базі використання даних гідрологічних спостережень, які проводяться лише на річках Куяльник і Тилігул, виявлено, що фактичне зменшення річного стоку за розрахунковий період набагато більше і досягає 50 % для р.Тилігул та 70 % – для р.Куяльник. Такі значущі відмінності пояснюються посиленням наслідків впливу водогосподарської діяльності в умовах потепління. Показано, що основним чинником водогосподарської діяльності на водозборах північно-західного Причорномор'я є штучні водойми, які акумулюють у

собі значну частину стоку річок та сприяють збільшенню втрат на випаровування з водної поверхні.

Аналіз коливань кліматичних чинників формування стоку у період 2021-2050 рр. (дані осередненої модельної траєкторії за 14 модельними симуляціями проекту EURO-CORDEX) показав, що зростання середніх річних температур повітря на території північно-західного Причорномор'я буде відбуватися за обома сценаріями: як RCP4.5, так і RCP8.5. Перехід температур у додатну фазу відбудеться на початку 30-х років поточного сторіччя (за обома сценаріями). Середні багаторічні опади у період прогнозу (2021-2050 рр.) залишаться майже незмінними у порівнянні із базовим періодом. Однак розподіл фаз водності у коливаннях опадів за обома розглянутими сценаріями дещо різниться. Згідно сценарію RCP4.5 зволожена фаза змінить суху у 2042 році, а за сценарієм RCP8.5, навпаки, вже з 1931 року розпочнеться суха фаза коливань річних сум опадів.

Установлено, що за сценарієм RCP8.5 умови формування річного кліматичного (зонального) стоку набагато гірші, ніж за сценарієм RCP4.5. Згідно з даними сценарію RCP8.5 (осереднена модельна траєкторія), починаючи з 2031 року зростання температур повітря буде відбуватися на фоні від'ємної фази коливань річних сум опадів, що призведе до швидкого втрачання водних ресурсів малих та середніх річок. У той же час, за сценарієм RCP4.5, на фоні зростання температур повітря, з 2042 року почнеться додатна фаза коливань опадів. Ця обставина буде дещо послаблювати негативний вплив потепління на формування стоку малих та середніх річок північно-західного Причорномор'я.

Отримано, що зменшення припливу прісних вод до квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я в період 2021-2050 рр. у кліматичних умовах сценарію RCP4.5 (за даними осередненої модельної траєкторії) буде становити 31 %, а з урахуванням впливу водогосподарської діяльності – 56 %. Як відомо, зменшення річного багаторічного стоку більш ніж на 50%, згідно із рекомендаціями ООН, указує на процес руйнації водних ресурсів.

У кліматичних умовах сценарію RCP8.5 в період 2021-2050 рр. зменшення припливу прісних вод до квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я буде становити 42 %, а з урахуванням впливу водогосподарської діяльності – 72 %. За рекомендаціями ООН такі зміни призводять до безповоротного руйнування водних ресурсів.

Виявлено, що в умовах збереження сучасного рівня водогосподарської діяльності (насамперед, сумарної площі штучних водойм та сумарних об'ємів їх заповнення) у середній за водністю рік річки більшу частину року будуть пересихати (з червня по грудень). Основна частина річного стоку річок буде формуватися у зимово-весняні місяці. За рахунок змін клімату, у межах цих місяців, відбудеться наступний перерозподіл: значна частина стоку буде утворюватися у лютому місяці підчас відлиг. Таким чином, внесок весняного водопілля у формування стоку річок Північно-Західного Причорномор'я буде суттєво зменшуватися, а разом із ним буде зменшуватися їхня водність.

## РОЗДІЛ 4

### ОЦІНКИ ВПЛИВУ ЗМІНИ КЛІМАТУ НА СКЛАДОВІ ПРІСНОГО ВОДНОГО БАЛАНСУ КВАЗІЗАКРИТИХ ЛИМАНІВ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я

Природний прісний водний баланс лиманів визначається співвідношенням основних прибуткових та витратних його складових. До перших належать атмосферні опади на водне дзеркало водойми та надходження вод з водозбірною басейну лиману зі стоком річок та інших водотоків. До других – випаровування з водної поверхні лиману. Підземне живлення лиманів не враховувалось, оскільки в умовах посушливого клімату північно-західного Причорномор'я воно, навіть до початку кліматичних змін, за оцінками [89] становило менше 10 % від інших вищевказаних і добре вивчених прибуткових складових водного балансу лиманів, тобто знаходилося в межах точності розрахунків водного балансу. Отже рівняння річного прісного балансу суто закритого лиману може бути записано в такий спосіб:

$$\delta W = W_P + W_R - W_E , \quad (4.1)$$

де  $\delta W$  – нев'язка (дефіцит або профіцит) річного прісного водного балансу, млн.м<sup>3</sup>;

$W_P$  – об'єм атмосферних опадів, що випали на водну поверхню лиману, млн.м<sup>3</sup>, за рік;

$W_R$  – об'єм припливу води по водотоках з водозбірною басейну до лиману, млн.м<sup>3</sup>, за рік;

$W_E$  – об'єм води, що випарився з водної поверхні лиману за рік, млн.м<sup>3</sup>.

У разі додатного значення  $\delta W$  рівень води в лимані буде підвищуватись, а від'ємного – знижуватись.

Регулювання рівня води в лиманах на багаторічному часовому масштабі можливе шляхом встановлення природного (через природні прорви-промоїни у пересипу) або штучного (через з'єднувальні канали, трубопроводи) їх водообміну з морем. З урахуванням цього, рівняння водного балансу з'єданого з морем лиману набуває такого вигляду:



$$W_P + W_R - W_E + \delta W_{SEA} = 0, \quad (4.2)$$

де  $\delta W_{SEA} = W_{S-L}^+ - W_{S-L}^-$  – різниця між об’ємами води, яка вийшла з лиману до моря  $W_{S-L}^-$  та надійшла з моря до лиману  $W_{S-L}^+$  через прорву або канал(и), трубопроводи протягом року.

Складові прісного водного балансу  $W_P$  і  $W_E$  у рівнянні (4.1) істотним чином, а  $W_R$  опорядковано, залежать від таких метеорологічних характеристик клімату північно-західного Причорномор’я, як опади, температура та відносна вологість повітря.

Для розрахунку складових водного балансу лиманів у сучасний період використовувались дані середніх місячних значень температури, відносної вологості повітря і місячних сум атмосферних опадів за 19-річний період (з 2000 по 2018 роки) отримані на 4 метеорологічних станціях (Сарата, Одеса, Сербка, Очаків), розташованих у зазначеному регіоні. Додатково залучались дані щодо середніх місячних значень температури повітря і місячних сум атмосферних опадів на прибережних гідрометеорологічних станціях «порт Південний» та «Білгород-Дністровський».

Порівняльний аналіз здійснювався з аналогічними даними Кліматичного кадастру України, розрахованими за 1961–1990 роки (далі – Кадастр) [90]. Цей період надалі будемо звати базовим або референтним. Зауважимо, що оскільки за свідченням [45, 76] початок суттєвих змін клімату і водних ресурсів в Україні припадає саме на кінець 1980-х років, то метеорологічні і гідрологічні характеристики в період 1961–1990 рр. дійсно є референтними для визначення як зміни кліматичних умов, так і їх наслідків.

Очікувані кліматичні умови у найближчому майбутньому (2021-2050 рр.) визначались за результатами проекту Euro-CORDEX [15] для двох сценаріїв змін клімату RCP4.5 та RCP8.5 [14]. З ансамблю 14 симуляцій за різними регіональними кліматичними моделями була обрана одна – отримана за регіональною моделлю CLMcom-CCLM4-8-17 у поєднанні з глобальною моделлю MPI-ESM-LR, позначена в цілому як CLMcom4, яка якнайкраще відповідає середнім за ансамблем симуляцій значенням [15] (див. розділ 1). За даними цієї модельної симуляції були отримані оцінки очікуваних у найближчому майбутньому багаторічних середньомісячних значень приземної температури, питомої вологості повітря та місячних сум атмосферних опадів. В обраних розрахункових

вузлах модельної сітки, розташованих на узбережжі північно-західного Причорномор'я поблизу досліджуваних лиманів (див. рис. 1.5), для вказаних метеорологічних параметрів визначалась типова для періоду 2021-2050 років внутрішньорічна мінливість їхніх середніх місячних значень.

Оцінка річного шару випаровування з водної поверхні лиманів здійснювалась із використанням розрахункової формули [92] за даними про багаторічні середні місячні значення температури та відносної вологості повітря:

$$E = 0,0018(25 + T_a)^2(100 - R), \quad (4.3)$$

де  $E$  – шар випаровування (мм/міс);  $T_a$  – багаторічна середньомісячна температура повітря (°C);  $R$  – багаторічне значення середньомісячної відносної вологості повітря (%).

Оскільки дані спостережень за стоком річок і водотоків, які живлять досліджувані квазізакриті лимани, взагалі відсутні або недостатні для достовірної кількісної оцінки його змін внаслідок спільного впливу природних та антропогенних чинників, то для визначення припливу прісних вод до лиманів за метеорологічних умов різних кліматичних періодів використовувалась модель «клімат-стік» [46] (див. розділ 3). Розрахунок річних об'ємів стоку річок в період до початку кліматичних змін (1961-1989 роки) та у сучасний кліматичний період (2000-2018 роки) виконувався за даними спостережень на 6 метеорологічних станціях межиріччя Дністер – Південний Буг (Любашівка, Одеса, Роздільна, Сербка, Затишшя, Вознесенськ) та 8 станціях межиріччя Дунай – Дністер (Ізмаїл, Сарата, Білгород-Дністровський, Дубосари, Комрат, Леово, Болград, Чадир-Лунга) [72], а для майбутнього періоду 2021-2050 рр. – за метеорологічними даними середньостатистичної модельної траєкторії змін клімату за сценаріями RCP4.5 та RCP8.5.

Морфометричні характеристики досліджуваних квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я, що використовувались для оцінки змін складових їхнього річного прісного водного балансу та величин його нев'язки, наведені в табл. 4.1. Площі водного дзеркала лиманів були актуалізовані до умов 2020 р. за даними супутникових знімків із використанням інструментів Google Earth, а об'єми води оцінені через доступні відомості про середню глибину водойм. Внутрішньорічні зміни об'єму води в лиманах та площі їх водної поверхні не враховувались.

Таблиця 4.1 – Морфометричні характеристики досліджуваних квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я прийняті для розрахунків складових їхнього прісного водного балансу

№ п/п	Лиман	$W$ – об'єм вод, млн. $\text{м}^3$	$S$ – площа водного дзеркала, $\text{км}^2$	$H_{\text{сер}}$ – середня глибина, м	Відмітка рівня води у водоймі, м БС	Посилальне джерело
1	Тилігульський	693,0	128,85	5,4	-0,4	[20]
2	Дофінівський	4,5	6,1	0,74	-0,1	[18, 23]
3	Хаджибейський	729,0	114,0	6,4	1,5	[22]
4	Куяльницький	28,3	45,0	0,63	-6,2	Дослідження ОДЕКУ, 2016 р.
5	Будацький	31,5	30,0	1,05	-0,4	[18]
6	Тузлівська група	236,0	196,7	1,2	-0,3	[17, 27]
7	Сасик	414,3	197,3	2,1	0	Дослідження УкрНЦЕМ, 2008 р.

Як показники вразливості лиманів північно-західного Причорномор'я до змін клімату використовувались виражені у відсотках співвідношення:

➤ між дефіцитом річного прісного водного балансу і загальним середнім багаторічним об'ємом вод в кожному з лиманів:

$$I_{PRE} = \frac{(W_P + W_R - W_E) \times 100\%}{W}; \quad (4.4)$$

➤ між різницею річних об'ємів атмосферних опадів та випаровування з водної поверхні лиманів (при незмінній середній багаторічній її площі) і загальним середнім багаторічним об'ємом води в кожному з лиманів:

$$I_{PE} = \frac{(W_P - W_E) \times 100\%}{W}. \quad (4.5)$$

Чим вище значення вищевказаних показників-індексів, тим більша чутливість конкретного лиману до змін клімату.

У таблиці 4.2 наведені дані щодо річної норми атмосферних опадів у сучасний період 2000–2018 рр. та у найближчому майбутньому (2021-2050 рр., за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5), порівняно з даними базового періоду (1961-1990 рр.). Відзначимо деяке збільшення річної кількості опадів у сучасний період, порівняно з базовим, на станціях розташованих уздовж західного узбережжя північно-західної частини Чорного моря (Одеса, Білгород-Дністровський, Сарата), з наступним очікуваним їх зменшенням за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5 в 2021-2050 рр. На станціях Сербка та порт-Південний північного узбережжя в 2021-2050 роках, навпаки, очікується незначне збільшення річної кількості опадів порівняно з сучасним періодом.

Таблиця 4.2 – Річна кількість атмосферних опадів (мм) у періоді 1961-1990, 2000–2018 та 2021-2050 рр. (за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5)

№ п/п	Назва пункту спостережень	1961-1990 роки (дані Кадастру)	2000-2018 роки	2021-2050 роки, за сценарієм RCP8.5	2021-2050 роки, за сценарієм RCP4.5
1	Очаків	417	425	-	-
2	Південний	-	441	461	466
3	Сербка	460	449	461	461
4	Одеса	464	485	454	450
5	Білгород-Дністровський	433	459	440	420
6	Сарата	482	488	412	428

У табл. 4.3-4.4 наведені середні річні значення температури і відносної вологості повітря обчислені за багаторічними середньомісячними значеннями за ті ж періоди. З табл. 4.3 видно, що протягом XXI ст. відзначається поступове підвищення температури повітря проти базового періоду 1961-1990 рр. Середня річна температура повітря у період 2000-2018 рр. на 1,1-1,5 °С (10-14 %) вища, ніж у період 1961-1990 рр., а очікувана у період 2021-2050 рр. – вища на 2,3-3,6 °С (23-36 %).

Середні річні значення відносної вологості повітря у період 2000-2018 рр. майже не відрізняються від характерних для базового періоду 1961-1990 рр., на відміну від визначених як очікувані в період 2021-2050 рр.

за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5, згідно з симуляцією CLMcom4 (табл. 4.4). Останні зменшуються на 10-16 % порівняно з характерними для сучасного періоду значеннями.

Таблиця 4.3 – Середня річна температура повітря (°C) у періоди 1961-1990, 2000–2018 та 2021-2050 рр. (за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5)

№ п/п	Назва пункту спостережень	1961-1990 роки (дані Кадастру)	2000-2018 роки	2021-2050 роки, за сценарієм RCP8.5	2021-2050 роки, за сценарієм RCP4.5
1	Очаків	10,0	11,1	-	-
2	Південний	-	11,3	12,2	12,5
3	Сербка	9,4	10,7	11,8	12,0
4	Одеса	10,1	11,5	12,4	12,6
5	Білгород-Дністровський	10.6	12,1	13,3	13,6
6	Сарата	10,1	11,2	13,5	13,7

Таблиця 4.4 – Середнє річне значення відносної вологості повітря (%) у періоди 1961-1990, 2000–2018 та 2021-2050 рр. (за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5)

№ п/п	Назва пункту спостережень	1961-1990 роки (дані Кадастру)	2000-2018 роки	2021-2050 роки, за сценарієм RCP8.5	2021-2050 роки, за сценарієм RCP4.5
1	Очаків	79	75	-	-
2	Південний	-	-	64,4	64,3
3	Сербка	73	72	64,9	64,8
4	Одеса	76	75	63,0	63,0
5	Білгород-Дністровський	77	-	65,8	65,8
6	Сарата	76	76	64,9	64,6

Річні шари випаровування з водної поверхні в районах розташування обраних для аналізу метеорологічних станцій в північно-західному Причорномор'ї, обчислені із використанням формули (4.3) за різні досліджувані періоди, наведені в табл. 4.5. Видно, що з початку ХХІ ст. (2000-2018 рр.) випаровування з поверхні водою збільшилось на 13-15 % уздовж північного узбережжя північно-західної частини Чорного моря і на

7-9 % – уздовж західного узбережжя, порівняно з базовим періодом 1961-1990 рр.

Таблиця 4.5 – Річна норма випаровування (мм), обчислена за періоди 1961-1990, 2000–2018 та 2021-2050 рр. (за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5)

№ п/п	Назва пункту спостережень	1961-1990 роки (дані Кадастру)	2000-2018 роки	2021-2050 роки, за сценарієм RCP8.5 *(**)	2021-2050 роки, за сценарієм RCP4.5 *(**)
1	Очаків	761	856	-	-
2	Південний	-	857	1117 (892)	1117 (894)
3	Сербка	855	968	1114 (1008)	1120 (1007)
4	Одеса	752	862	1173 (898)	1175 (900)
5	Білгород-Дністровський	748	815	964 (829)	970 (832)
6	Сарата	768	824	1025 (889)	1033 (890)

\* – з урахуванням очікуваних суттєвих змін вологості повітря;

\*\* – за припущення, що суттєвих змін вологості повітря у порівнянні з періодом 2000-2018рр. не відбудеться.

Як зазначалося вище, за обраною симуляцією CLMcom4 очікується зменшення в період 2021-2050 рр. річних значень відносної вологості повітря на 10-16 %, порівняно з характерними для сучасного періоду значеннями. Однак тенденція таких суттєвих змін не виявляється при порівнянні даних спостережень за вологістю повітря у періоди 2000-2018 та 1961-1990 рр. (табл. 4.4). Тому в табл. 4.5 для періоду 2021-2050 рр. визначались значення річного випаровування як з урахуванням очікуваних суттєвих змін вологості повітря згідно зі сценаріями RCP4.5 і RCP8.5, так і у припущенні, що суттєвих змін вологості повітря у порівнянні з періодом 2000-2018 рр. не відбудеться.

Оцінки наведені в табл. 4.5 свідчать, що тільки за рахунок підвищення температури повітря річний шар випаровування з водної поверхні лиманів у період 2021-2050 рр. збільшиться на 11-20 % порівняно з базовим періодом 1961-1990 рр. У разі врахування очікуваних змін не тільки температури повітря, але й його відносної вологості, шар випаровування збільшиться на 29-56 %.

Оцінки річних об'ємів припливу прісних вод зі стоком річок і малих водотоків до досліджуваних квазізакритих лиманів північно-західного

Причорномор'я з їхніх водозбірних басейнів у порушених водогосподарською діяльністю умовах, отримані із використанням моделі «клімат–стік», наведені в табл. 4.6. Встановлено, що, в середньому, об'єм припливу прісних вод до лиманів, за умови збереження сучасного рівня водогосподарської діяльності, в період 2021-2050 рр., порівняно з базовим періодом – до початку 90-х років ХХ ст., зменшиться на 52 % за кліматичних умов траєкторії сценарію RCP4.5 та на 68 % за кліматичних умов траєкторії RCP8.5. В сучасний період вже відбулось зменшення на стоку в середньому на 44 %.

Таблиця 4.6 – Результати оцінки змін припливу прісних вод від водотоків (млн.м<sup>3</sup>/рік) до досліджуваних лиманів північно-західного Причорномор'я за різних кліматичних умов, з урахуванням водогосподарської діяльності

Назва лиману	Назва річки	Базові (до 1989р.)	Сучасний у ХХІ ст.	За сценарієм RCP8.5	За сценарієм RCP4.5
Тилігульський	Тилігул (+інші)	33,1 (38,8)	22,5 (25,3)	12,5 (13,3)	19,5 (21,5)
Дофіновський	Великий Аджалик	3,03	1,8	1,54	1,88
Куяльницький	Великий Куяльник (+ інші)	12,8 (13,2)	6,78 (7,5)	3,15 (3,15)	6,8 (6,83)
Хаджибейський	Малий Куяльник (+Свинна)	12,6 (14,9)	6,29 (6,45)	5,16 (5,32)	5,78 (6,5)
Тузловські лимани	Хаджидер (+Алкалія)	2,03 (3,05)	0,92 (1,12)	0,0 (0)	0,21 (0,21)
Сасик	Когильник (+Сарата)	44,2 (49,1)	32,7 (37,4)	23,4 (24,02)	30,3 (32,65)

Результати наведені в табл. 4.7 і на рис. 4.1-4.2 свідчать, що до початку прояву кліматичних змін (тобто, до початку 90-х років ХХ ст.) дефіцит річного прісного водного балансу для більшості квазізакритих лиманів не перевищував декількох відсотків від об'єму води в них, окрім Тузлівської групи та Будацького лиманів. Але для останнього це не створювало значних проблем, оскільки не враховувалась можливість надходження до нього

розпріснених вод з Дністровського лиману через штучно створені ерики в плавнях.

Таблиця 4.7 – Оцінки складових річного прісного балансу квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я у базовий період (1961-1990 рр.)

№ п/п	Лиман	$W_P$ , млн. м <sup>3</sup> /рік	$W_R$ , млн. м <sup>3</sup> /рік	$W_E$ , млн. м <sup>3</sup> /рік	$\delta W$ , млн. м <sup>3</sup> /рік
1	Тилігульський	60,29	38,8	-104,11	-5,02
2	Дофінівський	2,82	3,03	-4,68	1,17
3	Хаджибейський	52,90	14,9	-85,72	-17,92
4	Куяльницький	20,88	13,2	-33,84	0,24
5	Будацький	12,99	0,0	-22,44	-9,45
6	Тузлівська група	94,81	3,05	-151,06	-53,20
7	Сасик	91,03	49,1	-145,14	-5,01

Однак оцінки складових річного водного балансу для перших десятирічь ХХІ ст., наведені в табл. 4.8 і на рис. 4.1-4.2, свідчать про виникнення або поглиблення дефіциту річного прісного водного балансу для всіх квазізакритих лиманів. Особливо відчутними ці зміни були для Куяльницького лиману, де сформувався річний дефіцит прісного балансу в 33 % від загального об'єму вод лиману, та Дофінівського лиману – до 13 %. Для Тузлівської групи лиманів дефіцит збільшився з 22 % в базовий період до 25 % – в період 2000-2018 рр., для Тилігульського лиману – з 0,7 до 5,0 %, а для водосховища Сасик – з 1,2 до 6,3 %.

Очікувані в період 2021-2050 рр. за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5 оцінки складових прісного водного балансу досліджуваних лиманів північно-західного Причорномор'я та величини їх невязки наведені в табл. 4.9-4.10. Видно, що врахування очікуваних змін відносної вологості повітря за результатами симуляції CLMcom4 призводить до значного збільшення невязки річного прісного водного балансу лиманів. Для Куяльницького лиману річний дефіцит балансу прісних вод досягає 91-104 % від загального об'єму його вод. В Дофінівському лимані невязка складає 52-59 %, в Будацькому та Тузловській групі лиманів – близька до 50 % від об'єму вод цих водойм, а у вдсх. Сасик – 20-22 % від загального



об'єму його вод (рис. 4.1). Верхня межа наведених діапазонів відповідає сценарію RCP8.5, а нижня – RCP4.5.

Таблиця 4.8 – Оцінки складових річного прісного балансу квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я у сучасний період (2000-2018 рр.)

№ п/п	Лиман	$W_P$ , млн. м <sup>3</sup> /рік	$W_R$ , млн. м <sup>3</sup> /рік	$W_E$ , млн. м <sup>3</sup> /рік	$\delta W$ , млн. м <sup>3</sup> /рік
1	Тилігульський	57,33	25,3	-117,51	-34,88
2	Дофінівський	2,85	1,8	-5,24	-0,59
3	Хаджибейський	55,29	6,45	-98,27	-36,53
4	Куяльницький	21,83	7,50	-38,79	-9,46
5	Будацький	13,77	0,0	-24,45	-10,68
6	Тузлівська група	95,98	1,12	-162,08	-64,98
7	Сасик	92,22	37,4	-155,72	-26,1

Таблиця 4.9 – Оцінки складових річного прісного балансу досліджуваних квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я в період 2021-2050 рр. за сценарієм RCP8.5

№ п/п	Найменування лиману	$W_P$ , млн. м <sup>3</sup> /рік	$W_R$ , млн. м <sup>3</sup> /рік	$W_E^*$ , млн. м <sup>3</sup> /рік	$W_E^{**}$ , млн. м <sup>3</sup> /рік	$\delta W^*$ , млн. м <sup>3</sup> /рік	$\delta W^{**}$ , млн. м <sup>3</sup> /рік
1	Тилігульський	59,40	13,3	-143,80	-128,85	-71,1	-56,15
2	Дофіновський	2,78	1,54	-6,98	-5,46	-2,66	-1,14
3	Хаджибейський	51,76	5,32	-133,73	-102,37	-76,65	-45,29
4	Куяльницький	20,43	3,15	-52,88	-40,41	-29,30	-16,63
5	Будацький	13,2	0,0	-28,92	-27,87	-15,72	-14,67
6	Тузлівська група	81,04	0,0	-201,62	-174,86	-120,58	-93,82
7	Сасик	77,86	24,02	-193,71	-168,01	-91,83	-66,13

В той же час, нев'язки річного прісного водного балансу лиманів, розраховані у припущенні, що суттєвих змін вологості повітря в період 2021-2050 рр. порівняно з 2000-2018 рр. не відбудеться, збільшуються менше (рис. 4.2). Вони будуть становити близько 47-59 % від загального об'єму вод для Куяльницького лиману, 39-47 % – для Будацького лиману,

38-40 % – для лиманів Тузловської групи, 18-25 % – для Дофінівського лиману і 13-16 % – для водойми Сасик.

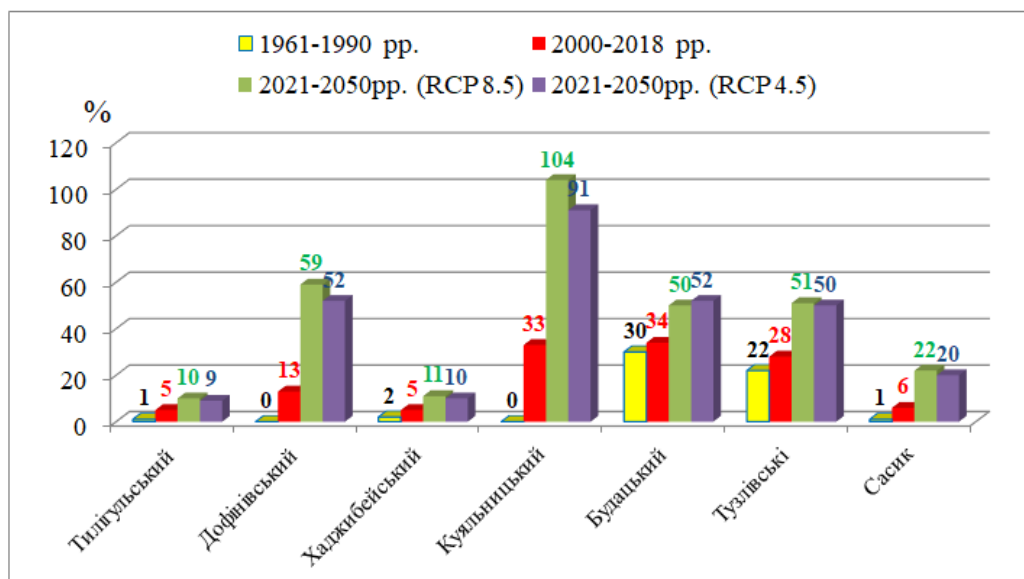


Рисунок 4.1 – Відсоток річного дефіциту прісного водного балансу (розрахований з урахуванням сумарного впливу на випаровування зміни як температури, так і відносної вологості повітря) від середньорічного об’єму води (показник  $I_{PRE}$ ) в квазізакритих лиманах північно-західного Причорномор’я

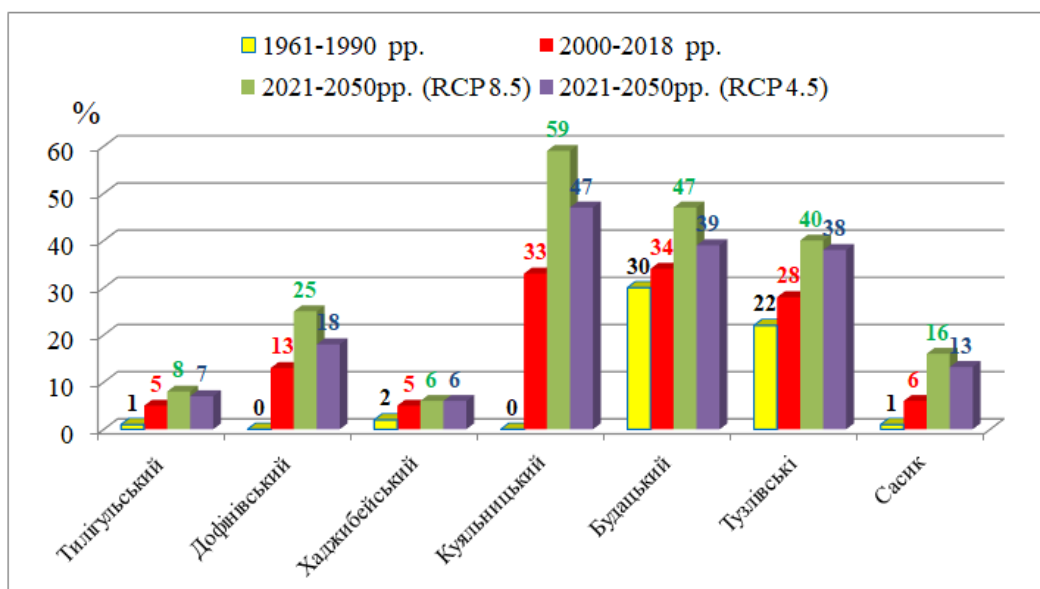


Рисунок 4.2 – Відсоток річного дефіциту прісного водного балансу (розрахований з урахуванням впливу на випаровування тільки зміни температури повітря) від середньорічного об’єму води (показник  $I_{PRE}$ ) в квазізакритих лиманах північно-західного Причорномор’я

З таблиць 4.9-4.10 видно, що серед складових річного прісного водного балансу лиманів найбільш різниця між результатами розрахунків за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5 для періоду 2021-2050 рр. проявляється в оцінках припливу прісних вод до лиманів по водотоках водозбору. На наш погляд, це є наслідком того, що різниця в змінах метеорологічних показників за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5 в прибережній зоні моря, де розташовані лимани, в деякій мірі нівелюється інерційним впливом моря, а річковий стік формується у межах всього водозбору, в тому числі на територіях водозбору лиманів віддалених від моря.

На рис. 4.3 наведені значення показника  $I_{PE}$ , розраховані за формулою (4.5) для кожного з досліджуваних лиманів. Вони показують, який внесок у формування дефіциту прісного водного балансу лиманів вносить різниця річних об'ємів атмосферних опадів і випаровування з їх водної поверхні.

Таблиця 4.10 – Оцінки складових річного прісного балансу квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я у період 2021-2050 рр. за сценарієм RCP4.5

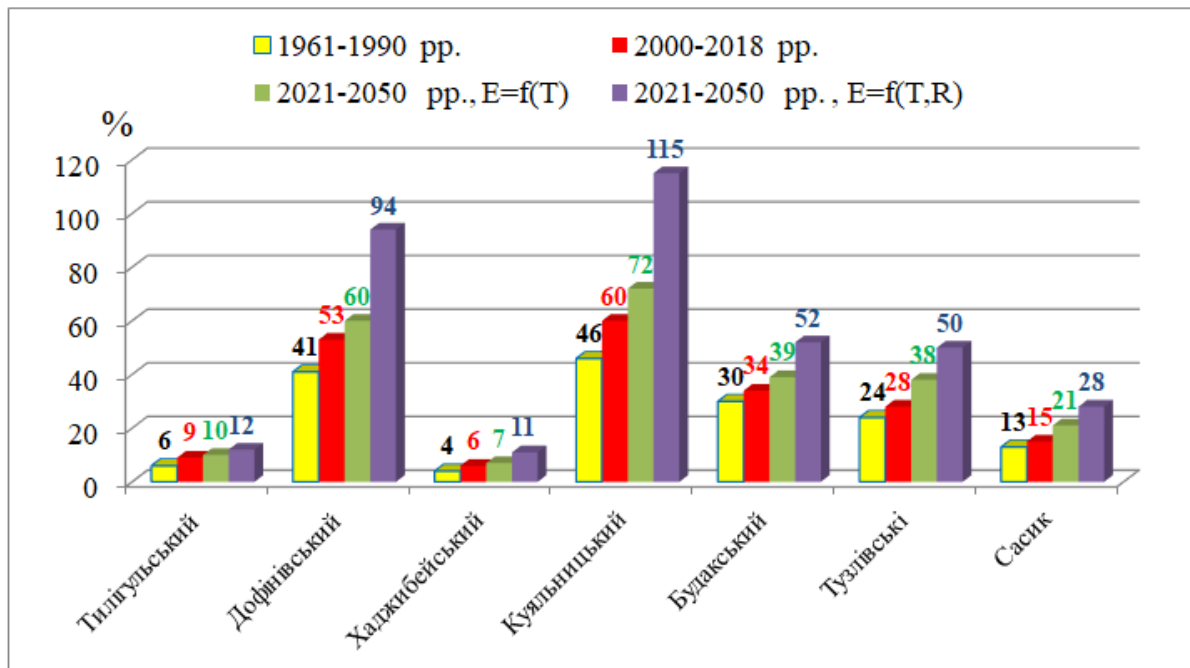
№ п/п	Лиман	$W_P$ , млн. м <sup>3</sup> /рік	$W_R$ , млн. м <sup>3</sup> /рік	$W_E^*$ , млн. м <sup>3</sup> /рік	$W_E^{**}$ , млн. м <sup>3</sup> /рік	$\delta W^*$ , млн. м <sup>3</sup> /рік	$\delta W^{**}$ , млн. м <sup>3</sup> /рік
1	Тилігульський	59,79	21,5	-144,05	-128,82	-62,76	-47,53
2	Дофінівський	2,78	1,88	-6,99	-5,48	-2,33	-0,82
3	Хаджибейський	51,30	6,5	-133,95	-102,60	-76,15	-44,80
4	Куяльницький	20,25	6,83	-52,88	-40,50	-25,80	-13,42
5	Будацький	12,6	0,0	-29,1	-24,96	-16,5	-12,36
6	Тузлівська група	84,18	0,21	-203,19	-175,06	-118,80	-90,67
7	Сасик	80,88	32,65	-195,22	-168,19	-81,69	-54,66

\* – з урахуванням очікуваних суттєвих змін вологості повітря

\*\* – за припущення, що суттєвих змін вологості повітря у порівнянні з періодом 2000-2018рр. не відбудеться

Отже отримані результати свідчать про те, що зміни кліматичних умов, які вже відбулись і очікуються у ХХІ ст., викликають суттєве збільшення дефіциту річного прісного водного балансу квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я. Для окремих лиманів зазначені зміни можуть створювати загрозу їхнього зникнення. З рис. 4.1-4.3 видно,

що за вразливістю до змін клімату через виникнення значного річного дефіциту прісного водного балансу, у разі відсутності інших джерел надходження вод (наприклад, з моря), досліджувані лимани можуть бути ранжовані у такій послідовності: Куяльницький, Дофінівський, Будацький (за відсутності надходження вод з Дністровського лиману), Тузлівська група, Сасик, Тилігульський, Хаджибейський (за відсутності антропогенного стоку).



Позначення:  $E = f(T)$  – випаровування розраховувалось у припущенні незмінності відносної вологості повітря порівняно з сучасним періодом;

$E = f(T, R)$  – при розрахунках випаровування враховувались очікувані зміни не тільки температури повітря, а й його відносної вологості, за сценарієм RCP4.5

Рисунок 4.3 – Відсоток річного дефіциту прісного водного балансу, який формується за рахунок різниці атмосферні опади-випаровування, від середньорічного об'єму води в лиманах (показник  $I_{PE}$ )

Слід зауважити, що оцінки інтенсивності випаровування, отримані із використанням залежності (4.3), не враховують вплив на неї поточної солоності вод в досліджуваних лиманах. Такий підхід продиктований тим, що солоність вод лиманів залежить не тільки від кліматичних умов, а, значною мірою, визначається антропогенним регулюванням водообміну лиманів з морем. Високі значення солоності вод знижують інтенсивність випаровування. Наприклад, для Куяльницького лиману, з урахуванням

мінливості солоності його вод 150-300 ‰, об'єм випаровування може бути на 25-50 % меншим.

Для найбільш вразливих до змін клімату лиманів в першу чергу повинні розроблятися науково-обґрунтовані плани управління річковими басейнами, інтегрованого управління прибережними територіями, до складу яких входять лимани, плани дій для досягнення «доброго» екологічного стану їх акваторій, що передбачено Морською природоохоронною стратегією України. Для більшості квазізакритих лиманів ефективно вирішення проблеми стабілізації їх гідроекологічного режиму в умовах збільшення дефіциту прісного водного балансу, зумовленого зміною клімату, полягає в забезпеченні постійного протягом року різноспрямованого водообміну з морем через штучні з'єднувальні канали з морфометричними характеристиками, за яких не буде відбуватись засолення лиманів у багаторічній перспективі.

## РОЗДІЛ 5

### НАСЛІДКИ ВПЛИВУ ЗМІН КЛІМАТУ НА ГІДРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ, ГІДРОЕКОЛОГІЧНИЙ СТАН ТА ПРИРОДНІ РЕСУРСИ КВАЗІЗАКРИТИХ ЛИМАНІВ

У попередньому розділі було показано, що зміни кліматичних умов, які вже відбулись і очікуються в ХХІ ст. спричиняють збільшення дефіциту річного прісного водного балансу квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я. Якщо цей дефіцит водного балансу не компенсувати надходженням додаткових обсягів води з інших доступних джерел, то виникає багаторічна тенденція до зменшення загального об'єму вод лиманів, їх обміління і, як наслідок [20, 93-95]:

- зростання солоності води;
- підвищення температури води на мілководді в літні місяці року до критичних для мешкання гідробіонтів значень;
- збільшення концентрації біогенних та забруднювальних речовин;
- інтенсифікація процесів евтрофікації та порушення збалансованості продукційно-деструкційних процесів;
- погіршення кисневого режиму вод та періодичне виникнення задухи в придонному шарі вод;
- порушення життєдіяльності флори та фауни;
- нестабільність динаміки функціонування водної екосистеми, її екологічного стану, продуктивності, умов для рибництва.

Зменшення загального об'єму вод та, викликане ним, погіршення якості води в квазізакритих лиманах призводять до погіршення стану або взагалі втрати цінних складових їх природно-ресурсного потенціалу, який забезпечує соціально-економічний розвиток прилеглих приморських територій у сферах рекреації, туризму, охорони здоров'я, аквакультури, рибальства, транспорту.

Квазізакриті лимани, ізольовані від моря протягом довгого часу, як правило, бідні на види риб, порівняно з лиманами відкритого типу. Чим довше водойма ізольована від моря і чим вона дрібніша, тим бідніша її іхтіофауна. При втраті зв'язку з морем у лиманах-лагунах із глибинами менше 1,5-2,0 м у літні місяці температура води може підвищуватись до критичних значень (28-30 °С) для багатьох видів риб.

Підвищення солоності води в лиманах, як правило, призводить до зменшення біорізноманіття водної екосистеми, зменшення або взагалі зникнення цінних біоресурсів. Для більшості промислових видів риби, які мешкають в квазізакритих лиманах північно-західного Причорномор'я, верхня межа значень солоності води не повинна перевищувати 30-35 ‰ [96]. В умовах аридного клімату, через інтенсивне випаровування, солоність води може зростати до летальних для більшості видів риби 45-50 ‰ всього за кілька тижнів [97].

Зміни сольового і температурного режимів лиманних екосистем впливають на метаболічні реакції риби, призводять до глибоких фізіологічних змін, пов'язаних з умовами статевого дозрівання, відтворення і харчування. Відбувається корінна перебудова якісного складу і структури іхтіоценозів солонуватоводних лиманів і лагун, втрата їх продукційного потенціалу, пов'язана з ростом солоності і зміною термального режиму вод [95].

Підвищення температури повітря і, відповідно, води має наслідком збільшення інтенсивності продукційно-деструкційних процесів у воді та донних відкладах лиманів. Зростає питома швидкість регенерації мінеральних форм біогенних елементів в процесі мінералізації органічної речовини у воді і донних відкладах, первинного продукування органічної речовини фітопланктоном, споживання кисню на біохімічне окислення органічної речовини. В [98] на прикладі Тилігульського лиману було показано, що сукупна дія вказаних процесів призведе до того, що протягом ХХІ ст., в цілому, слід очікувати погіршення кисневого режиму лиманів та поглиблення гіпоксії в придонному шарі вод влітку. Найбільше погіршення кисневого режиму вод лиману відбуватиметься у маловодні роки, за умов яких температура води та концентрація органічної речовини у воді найбільші. Багатоводність років у всі кліматичні періоди сприяє поліпшенню кисневого режиму водойми.

Підвищення температури води матиме наслідки не тільки для рибного промислу, але й для аквакультури в лиманах. Зміна термального режиму вод і пов'язана з цим зміна активної реакції морських вод може мати як позитивні, так і негативні тенденції для гідробіонтів, що формують кормову базу, а також для об'єктів рибного промислу та аквакультури [95].

Серед інших, можна визначити такі головні гідроекологічні проблеми квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я, які посилюються внаслідок змін клімату:

- поступове підвищення солоності вод (засолення) лиманів в результаті зменшення припливу прісних вод з водозбору і надходження морських вод в лиман, при інтенсивному випаровуванні в літній період року, – у разі недостатньої швидкості їх промивання (водооновлення);
- посилення евтрофікації вод лиманів, яке призводить до цвітіння водоростей в літню пору року та розвитку зон гіпоксії і аноксії на окремих ділянках акваторії лиманів, як в придонному шарі вод, так і на мілководді в нічний час при штилі і сильному прогріві вод.

У разі наявності постійного або періодичного зв'язку з морем причорноморські лимани є високопродуктивними природними екосистемами. Особливості природних умов (мілководість, опрісненість, підвищена, порівняно з морською, температура води в теплий період року, велика кількість поживних речовин та ін.), у поєднанні з присутністю у складі флори і фауни прісноводних, солонуватоводних і морських форм, визначають велику біологічну різноманітність і високу продуктивність лиманних екосистем. Навесні в лимани для нагулу заходить молодь чорноморських риб. Більшість лиманів і сьогодні залишаються достатньо перспективними для розвитку різних напрямків аквакультури [38]. Високий рекреаційний і бальнеологічний потенціал лиманів використовується для екологічного туризму, стихійного і організованого відпочинку, в оздоровчих цілях. На берегах лиманів розташовані медично-оздоровчі установи – санаторії, лікарні, будинки відпочинку, пансіонати тощо. Родовища лікувальних грязей знаходяться в Куяльницькому, Шаболатському, Тилігульському, Тузловських лиманах.

Існує декілька шляхів стабілізації гідроекологічного режиму квазізакритих лиманів, управління їх екологічним станом з метою збереження і відновлення природно-ресурсного потенціалу [99, 100].

Перший шлях полягає в нормуванні і регулюванні водогосподарської діяльності, реалізації різних сценаріїв раціонального земле- і водокористування на водозбірних басейнах лиманів з метою забезпечення максимального припливу до них прісних вод від водотоків. Цей шлях, як правило, вимагає значних фінансових витрат і вирішення численних соціально-економічних проблем. Крім того, його ефективність може бути низькою через скорочення природного річкового стоку в результаті змін клімату, особливо для лиманів, об'єм вод яких у багато разів перевищує річний обсяг стоку прісних вод з водозбору.



Другий шлях полягає у забезпеченні і регулюванні різноспрямованого водообміну з відкритим морем через штучні сполучні канали для забезпечення промивки лиманів від солей, біогенних речовин та забруднюючих речовин токсичної дії. Але цей шлях породжує небезпеку погіршення якості вод в лиманах внаслідок акумуляції солей, біогенних елементів, забруднюючих речовин, у разі низької пропускної здатності з'єднувальних каналів і такому режимі їх роботи, який забезпечує тільки компенсацію дефіциту прісного балансу, тобто односпрямованому (з моря в лиман) водообміні з морем. У сучасних та прогнозованих у XXI ст. кліматичних умовах, режим штучного регулювання водообміну квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я з морем, що історично склався, при якому невеличкі і мілкі канали відкриваються на декілька місяців на рік (навесні та восени) в рибогосподарських цілях і для компенсації дефіциту їхнього водного балансу (наповнення лиманів), призводить до того, що лимани лише приймають в себе морську воду, тобто є непроточними водоймами. В той же час, швидкість промивання лиману, тобто швидкість, з якою морська вода надходить до лиману, циркулює в ньому і виходить з лиману до моря, є найважливішою гідроекологічною характеристикою лиману, оскільки визначає час утримання у лимані речовин, що містяться у воді – солей, біогенних і токсичних забруднюючих речовин. Квазізакриті лимани, як правило, мають низькі показники по промивці через обмежений водообмін з морем, що сприяє високій первинній продуктивності органічної речовини, евтрофікації, акумуляції солей і забруднюючих речовин. Фактори, що визначають швидкість промивання, включають розмір і форму лиману, умови зв'язку з морем, коливання рівня моря і прісноводний стік [101].

Ефективне вирішення проблеми стабілізації гідроекологічного режиму квазізакритих лиманів полягає в забезпеченні постійного протягом року різноспрямованого водообміну з морем через штучно створені глибокі та широкі канали. Різноспрямованість водообміну забезпечується ініційованими вітром відгінно-нагінними коливаннями рівня води в морі і лиманах. При цьому повинна бути забезпечена максимально можлива пропускна здатність з'єднувальних каналів, яка визначається їх морфометричними характеристиками і розташуванням [102, 103]. Оскільки морським водам, як правило, властива значно менша, ніж водам лиманів, солоність і концентрація біогенних речовин, то різноспрямований водообмін з морем зменшить темпи накопичення солей в лиманах і

підвищення трофності їхніх вод. Реалізація цього шляху вимагає визначення таких оптимальних морфометричних характеристик з'єднувальних каналів, які забезпечать максимальне проникнення морських вод в лиман та його водооновлення.

## РОЗДІЛ 6

### СЦЕНАРНЕ МАТЕМАТИЧНЕ МОДЕЛЮВАННЯ ДЛЯ ВИЗНАЧЕННЯ ЕФЕКТИВНОЇ СТРАТЕГІЇ СТАБІЛІЗАЦІЇ ГІДРОЛОГІЧНОГО ТА ГІДРОЕКОЛОГІЧНОГО РЕЖИМІВ ЛИМАНІВ

В розділі 4 було показано, що зміни регіонального клімату призводять до виникнення та посилення з роками дефіциту прісного водного балансу квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я. Це потребує розробки нових стратегій їх водного та екологічного менеджменту, які повинні бути враховані при складанні планів управління районами відповідних річкових басейнів та плану дій для досягнення і підтримання “доброго” екологічного стану лиманів. Зважаючи на морфометричні особливості лиманів та особливості формування їх водного балансу і гідрологічного режиму, орієнтацію лиманів відносно лінії морського узбережжя, конкретні природоохоронні заходи, які складуть стратегію їх водного та гідроекологічного менеджменту, потребують наукового обґрунтування для кожного з лиманів окремо.

Визначення доцільності та ефективності різних варіантів реалізації природоохоронних заходів для найбільш проблемних, з точки зору збереження та забезпечення відновлення природних ресурсів, квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я, з урахуванням їхніх гідрологічних, морфологічних і екологічних особливостей, виконувалось на основі результатів сценарного математичного моделювання. Використовувались верифіковані за даними натурних спостережень сучасні чисельні гідротермодинамічні моделі DELFT3D-FM (Flow Flexible Mesh) (DELTARES, 2021) [104], Delft3D-FLOW (DELTARES, 2016) [105] та модифікована MECCA (Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment) (NOAA, USA, 2000) [106].

## 6.1 Результати моделювання сценарію стабілізації гідроекологічного режиму Куяльницького лиману за умови відновлення стоку річки Великий Куяльник

З метою збереження Куяльницького лиману як лікувального водного об'єкту, який має унікальне бальнеологічне значення, з кінця грудня 2014 р. здійснюється щорічне поповнення його морською водою з Одеської затоки, яке триває, як правило, протягом грудня-квітня, коли температура морської води дорівнює або менша 8 °С. В результаті реалізації цього заходу, середньорічна відмітка рівня води в лимані збільшилась з -6,62 мБС у 2014 р. до -6,17 мБС у 2018 р., що відповідає збільшенню середньорічного об'єму вод лиману з 12,5 до 29,7 млн. м<sup>3</sup>, тобто на 17,2 млн. м<sup>3</sup>.

Середньомісячні значення витрат морської води через трубопровід «море-лимани», в період поповнення ними Куяльницького лиману, дорівнюють близько 1,12 м<sup>3</sup>/с. Середня солоність морських вод в цей період складала 14,65 ‰. З врахуванням того, що водопропускна система функціонує 4-5 місяців на рік, до лиману за 4 роки (по грудень 2018 р.) надійшло додатково 0,7-0,85 млн. тон солей. Наслідком збільшення запасу солей в лимані є поступове зменшення ефекту «розпріснення» від надходження морських вод в лиман. Так, якщо виходити з того, що запас солей в водах лиману до початку його поповнення морською водою складав близько 4 млн. тон (при середньорічній мінералізації води в 2014 р. 320 г/дм<sup>3</sup>), то, за приблизними розрахунками, у разі, якби збільшення об'єму вод лиману протягом 2015 - 2018 рр. відбувалось за рахунок його поповнення не морською, а прісною водою, середньорічна мінералізація вод лиману в 2018 р. мала би бути на 30 г/дм<sup>3</sup> нижчою. Також слід зважати на те, що підвищення рівня води в Куяльницькому лимані призводить до збільшення площі його водного дзеркала і, відповідно, до збільшення втрат води на випаровування. Через це внесок надходження морських вод в зростання мінералізації вод лиману в наступні роки буде збільшуватись. Отже, утримання мінералізації води нижче гранично допустимих для пелюдогенезу її значень – менше 200-250 г/дм<sup>3</sup>, з кожним роком буде все більше проблематичним [107].

Вищевикладене свідчить про те, що актуальною є задача зменшення об'ємів щорічного поповнення морською водою Куяльницького лиману за рахунок відновлення природного стоку річки Великий Куяльник.

Мета дослідження, представленого в цьому розділі, полягала у визначенні умов забезпечення стабільного рівневого та сольового режимів лиману при проведенні заходів щодо повного або часткового відновлення стоку річки В.Куяльник, з урахуванням наслідків можливих кліматичних змін (за кліматичними сценаріями) у найближчі десятиріччя.

При виконанні роботи використовувались архівні дані гідрометеорологічних та гідрохімічних спостережень за період від початку спостережень до 2018 р. включно, а також результати вимірювань рівнів води в лимані, мінералізації води в лимані, річках, балках, штучних скидних лотках і трубопроводі «море-лиман», витрат води через трубопровід та в гирлах водотоків, що живлять лиман водою, здійснених Одеським державним екологічним університетом протягом 2015-2018 рр.

Водозбори річок, які впадають у Куяльницький лиман (табл. 6.1), є невивченими (річки Довбока та Кубанка) або недостатньо вивченими (річка В.Куяльник) у гідрологічному відношенні. На річці В.Куяльник Гідрометслужбою України були організовані гідрологічні спостереження, які проводились у створі с.Северинівка (за 5 км від впадіння річки в Куяльницький лиман) у період 1986-2014 рр. У 2015 році вище створу спостережень побудували дамбу, яка перекрила надходження води у нижню течію. Отже, ряд даних спостережень за стоком обмежився 2014 роком. З метою відновлення ряду річного стоку р. В.Куяльник у минулі роки (1953-1984 рр.) був визначений лінійний зв'язок між значеннями річного стоку у створі р. В.Куяльник – с.Северинівка та річним стоком річки Тилігул у створі Березівка. Коефіцієнт кореляції виявленого зв'язку дорівнює 0,84. За отриманим рівнянням лінійної регресії були відновлені значення річного стоку р. В.Куяльник за 31 рік. Слід зазначити, що вимірний стік річки можна класифікувати як побутовий, тобто перетворений водогосподарською діяльністю. Отримано, що з 1953 по 1988 роки середній багаторічний побутовий річний стік річки В. Куяльник становив 7,5 мм, а у період 1989-2014 років (після прояву суттєвих змін клімату через глобальне потепління) він дорівнював лише 1,88 мм. У хронологічному ході річного спостереженого (побутового) стоку прослідковується статистично значущий тренд з тенденцією зменшення стоку (див. рис. 3.7).

Для визначення характеристик природного і побутового стоку річок, які надають прісну воду лиману, була застосована модель “клімат-стік”. В результаті визначення природного та побутового стоку за моделлю “клімат-стік” для різних розрахункових періодів та при співставленні їх із даними спостережень було виявлено, що природний середній багаторічний стік річки В.Куяльник за розрахунковий період 1989-2014 рр. мав би становити 20,4 млн.м<sup>3</sup>, а фактично (за даними спостережень) дорівнював 3,5 млн.м<sup>3</sup>, тобто був на 83 % менший. Оцінка змін водних ресурсів досліджуваної річки, які відбулися після 1989 року, показала, що кліматичні зміни обумовили зменшення стоку лише на 21,5 %. Було зроблено висновок, що основною причиною зменшення стоку річки В.Куяльник та інших водотоків басейну Куяльницького лиману є водогосподарська діяльність. Серед розглянутих чинників водогосподарської діяльності на водозборі річки (урбанізація, агролісомеліорація, додаткове випаровування з поверхні штучних водойм, втрати на заповнення штучних водойм, надходження скидних вод) основними визнані втрати на наповнення штучних водойм та додаткове випаровування з водної поверхні.

Таблиця 6.1 – Морфометричні характеристики найбільших річок в басейні Куяльницького лиману

Річка	Площа водозбору, км <sup>2</sup>	Довжина річки, км	Середній зважений похил річки, ‰
В. Куяльник	1860	170	0,63
Кубанка	129	17,0	2,60
Довбока	68,3	15,0	5,50

Збір інформації про сучасний стан штучних водойм на водозборі річки Великий Куяльник проводився на базі матеріалів Одеського обласного управління водних ресурсів до 2012 року включно та сучасних даних супутникових знімків, наведених в Google Earth та Google Maps (<https://www.google.com.ua/maps/>). Всі штучні водойми були нанесені на карту, для побудови якої використаний ресурс SRTM Data Selection Options та програма Surfer. Виконаний аналіз векторних карт місцевості та рельєфу земної поверхні з масштабом 1:20000 і горизонталями,

проведеними через кожні 20 м, а також сучасних супутникових знімків досліджуваної території. Згідно з даними Одеського обласного управління водних ресурсів, станом на 2012 рік в басейні річки В.Куяльник знаходилися 59 штучних водойм. З них лише для шести штучних водойм із загальною площею 167,36 га та об'ємом 5,29 млн. м<sup>3</sup> були складені паспорти. Аналіз супутникових знімків дозволив виявити ще 62 несанкціонованих штучних об'єкта. Було прийняте рішення про оптимізацію розміщення штучних водойм на водозборі, яка має бути проведеною за рахунок зменшення об'ємів заповнення штучних водойм. В залежності від масштабів розчищення річки від водойм буде відновлюватися її стік, а, отже, збільшуватися приплив прісних вод до Куяльницького лиману. Проведення такої роботи у теперішній час буде доцільним, оскільки питне водопостачання забезпечується у Причорномор'ї водами великих річок (Дунай, Дністер, Південний Буг) та підземними водами, а штучні водойми відіграють важливу роль лише для дрібних господарств. На базі моделі “клімат-стік” були розраховані граничні (максимально допустимі) об'єми заповнення штучних водойм, при яких стане можливим відновлення природного стоку річки В.Куяльник на 75, 80 та 90 %. Рекомендовані об'єми заповнення штучних водойм дорівнюють 5,1; 4,08 та 2,04 млн. м<sup>3</sup>, відповідно, при максимально можливому загальному об'ємі заповнення 15,6 млн.м<sup>3</sup>.

З метою встановлення відмінностей внутрішньорічної мінливості гідрологічних характеристик вод Куяльницького лиману, викликаних зміною кліматичних умов, для кліматичних періодів XXI ст.: 1990-2030 рр.; 2031-2070 рр.; 2071-2098 рр., були обрані типові за гідрометеорологічними умовами (формування стоку на водозборі лиману) роки із 25% (багатоводний), 50% (середньоводний) та 75% (маловодний) ймовірністю перевищення (забезпеченістю) надходження річкового стоку в лиман.

Згідно із результатами проведеного імітаційного моделювання за моделлю “клімат-стік” були визначені граничні (допустимо можливі) об'єми заповнення штучних водойм у кліматичних умовах розрахункового періоду 1990-2030 рр. Їх оптимізація дозволить частково відновити природний стік. Отримано, що відновлення природного стоку (19 млн.м<sup>3</sup>) на 90% можливе при граничному об'ємі заповнення рівному 0,4 млн. м<sup>3</sup>, на 80% – при граничному об'ємі у 2 млн. м<sup>3</sup>, на 75% – при граничному об'ємі заповнення у 3 млн. м<sup>3</sup> (з урахуванням втрат на додаткове випаровування з

водної поверхні). При таких граничних об'ємах середня багаторічна величина (в період 1990-2030 рр.) надходження прісного стоку від річки В.Куяльник до Куяльницького лиману становитиме відповідно 17,0 млн. м<sup>3</sup>; 15,0 млн. м<sup>3</sup>; 14,5 млн. м<sup>3</sup>.

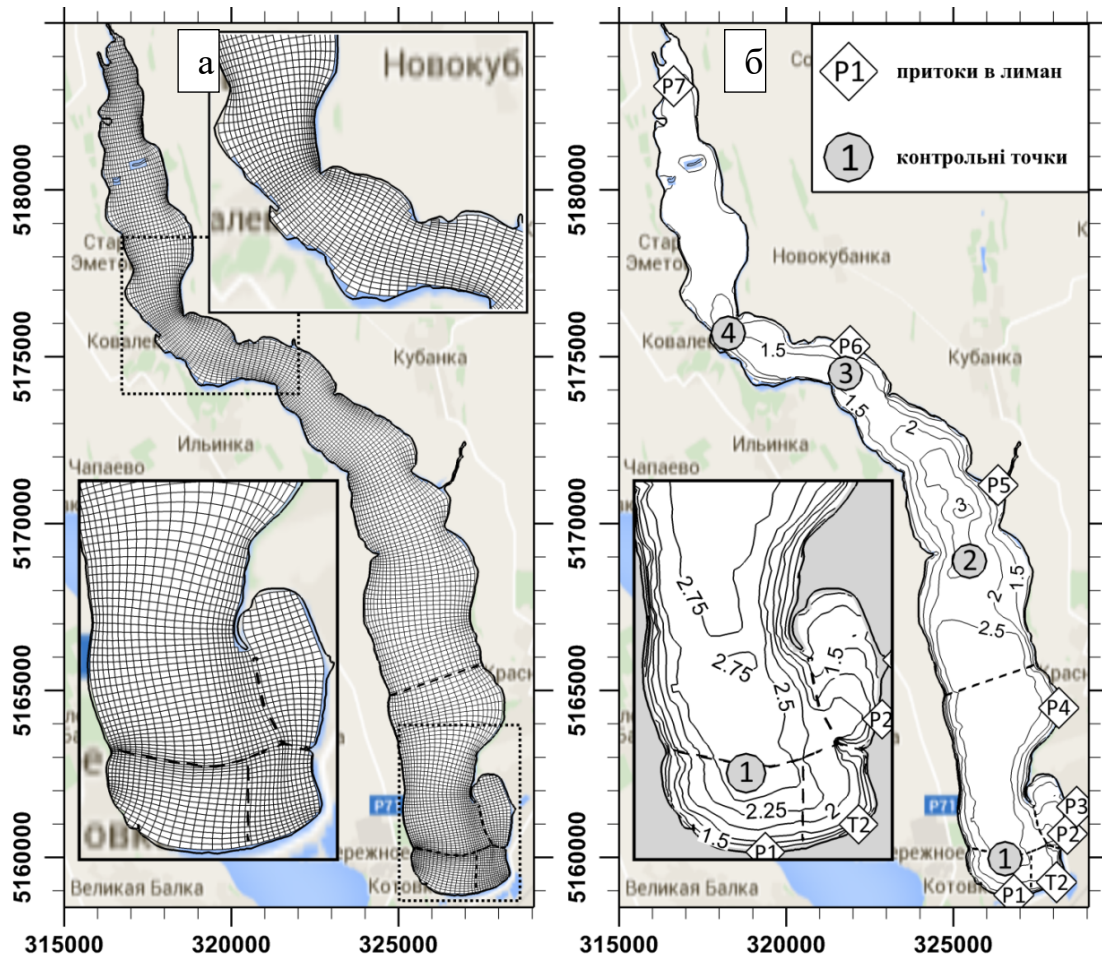
З метою визначення особливостей внутрішньорічної просторово-часової мінливості гідрологічних характеристик лиману (рівня, солоності, температури води), які обумовлюють хімічні та біологічні процеси у ньому, і, таким чином, впливають на властивості ропи та лікувальних грязей, включно із солоністю вод лиману, за різних об'ємів стоку річки В.Куяльник, режимів поповнення лиману морськими водами через трубопровід “море-лиман”, з урахуванням кліматичних чинників, використовувалась тривимірна нестационарна гідротермодинамічна модель Delft3D-FLOW [104].

Для дискретизації гідродинамічних рівнянь у 3-D просторі використовувалась структурована криволінійна система координат в горизонтальній площині та  $\sigma$ -система координат – по вертикалі. Криволінійна розрахункова сітка, яка була згенерована та пристосована до меж акваторії лиману, складалась з 40 × 280 розрахункових осередків у горизонтальній площині (рис. 6.1а). Осередки сітки мають змінні розміри по горизонталі, які плавно змінюються в межах 60-210 м вздовж повздовжньої осі лиману та 40-280 м – у поперечному напрямку. По вертикалі задавались 3 розрахункових рівня у криволінійній  $\sigma$ -системі координат. Глибини в лимані, приведені до позначки рівня води мінус 4,8 м БС (рис. 6.1б), задавались на основі батиметричних даних, знятих з відцифрованої карти Одеської області масштабу 1:25000 та відміток дна лиману, отриманих за результатами батиметричних зйомок 2009 та 2016 рр. [108]. Часовий крок рішення рівнянь моделі приймався рівним 30 с. Початкові умови для модельних розрахунків (відмітка рівня води у лимані, температура, солоність води) задавались на основі даних спостережень та приймались однорідними у просторі.

Адаптація моделі до умов Куяльницького лиману та її верифікація були виконані [108, 109] із використанням архівних гідрометеорологічних даних для двох обраних екстремальних років: 1987 р. та 2003 р. У 1987 році стік річки В.Куяльник в лиман був майже відсутнім: невеликий стік (із витратами до 1,54 м<sup>3</sup>/с) спостерігався лише наприкінці березня – на початку квітня. У 2003 році, навпаки, мала місце найбільша за останні десятиріччя повінь: витрати річки В.Куяльник досягали 34,5 м<sup>3</sup>/с



наприкінці березня. В процесі адаптації моделі було виконано калібрування значень найбільш значущих коефіцієнтів рівнянь моделі, які використовувались у подальшому при розрахунках. Валідація гідродинамічної моделі проводилась за даними моніторингу 2015 року (поповнення лиману морською водою відбувалось протягом 4,5 зимово-



*На осях координат позначені відмітки сітки Універсальної поперечної проекції Меркатора (UTM) з кроком 1000 м, зона 36N. Глибини в лимані, приведені до відмітки рівня води мінус 4,8 м БС, показані на частині (б) рисунку контурами та цифрами*

Рисунок 6.1 – Розрахункова сітка (а) та схема розташування на акваторії Куяльницького лиману контрольних точок (б) для аналізу результатів моделювання (позначені 1-4) та приток в лиман: Т2 – водопропуск «лиман-море»; Р1 – лоток зі ставків пересипу; Р2 – лоток з ВНС №5; Р3 – б. Корсунцівська; Р4 – б. Гільдендорфська; Р5 – р. Кубанка; Р6 – р. Довбока; Р7 – р. В.Куяльник

весняних місяців) і показала задовільну узгодженість результатів моделювання рівнів, температур та солоності води зі спостереженими значеннями [110].

Для гідрометеорологічних умов 2015 р. також були отримані оцінки змін внутрішньорічної просторово-часової мінливості гідрологічних характеристик Куяльницького лиману за різних обсягів надходження до нього стоку річки В.Куяльник. Моделювались варіанти, в яких, за інших незмінних умов, задавались: спостережені середньомісячні витрати річки; розраховані за моделлю «клімат-стік» середньомісячні витрати побутового стоку; середньомісячні витрати, які становлять 25% природного стоку розрахованого за моделлю «клімат-стік»; середньомісячні витрати, які дорівнюють 75-80 % природного стоку розрахованого за моделлю «клімат-стік».

Результати моделювання показали [110], що відчутні позитивні зміни гідрологічних характеристик лиману відбудуться лише у разі відновлення природного стоку річки Великий Куяльник не менш ніж на 70-80 %. Надходження до лиману відновленого до 75 % природного стоку річки В.Куяльник призвело би до підвищення рівня води в ньому протягом року на 0,08-0,1 м (рис. 6.2), зменшення середньорічних значень солоності води: на 21 ‰ – в південній частині лиману (точка 1, рис. 6.1) і 24-28 ‰ – в центральній і північній його частинах, порівняно з базовим варіантом фактичного надходження стоку від річок у 2015 р. У разі забезпечення надходження в лиман лише відновленого до 25 % природного стоку, середньорічні значення солоності води зменшилися би лише на 7-9 ‰ – в основній глибокій частині акваторії лиману (точки 1-3) і на 2,4 ‰ – на мілководній ділянці північної частини (точка 4). Найбільша внутрішньорічна мінливість солоності є характерною для точки 4, яка знаходиться ближче до місця впадіння річки Великий Куяльник, найменша – для точки 1, найбільш віддаленої від гирла річки (рис. 6.3).

Моделювання внутрішньорічної мінливості гідрологічних характеристик лиману для різних за водністю типових років сучасного кліматичного періоду XXI ст. (1990-2030 роки), виконане за умови відновлення стоку річки В. Куяльник до 75 % від природного, але без урахування надходження до лиману морських вод і стоку малих водотоків в лиман, показало, що в цьому разі стабілізація річного циклу мінливості солоності води в лимані відбудеться лише в багатоводні роки. У всіх інших

розглянутих випадках солоність води в лимані наприкінці року буде значно більшою, ніж початкова. Виникне міжрічна тенденція значного підвищення солоності вод лиману. У маловодні роки, коли навіть природний стік річки В.Куяльник майже відсутній, у вересні відбудеться розділення основного ложа лиману на дві відокремлені водойми (рис. 6.4). На підставі цих результатів був зроблений висновок, що збільшення природного стоку річки В.Куяльник не здатне самостійно забезпечити стабілізацію гідроекологічного режиму Куяльницького лиману без періодичного поповнення його морською водою Одеської затоки та здійснення заходів щодо стабілізації і збільшення надходження вод від інших водотоків, які впадають в лиман: малих річок Довбока, Кубанка, балок Гільдендорфська та Корсунцівська.

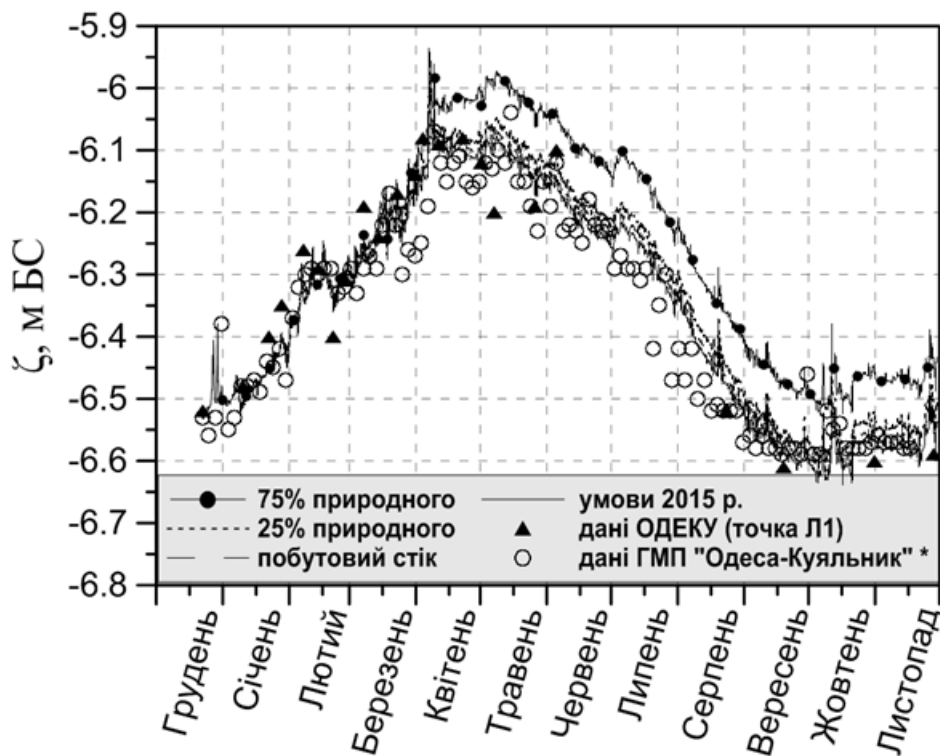


Рисунок 6.2 – Внутрішньорічна мінливість відміток рівня води, м БС, в Куяльницькому лимані за даними натурних спостережень (точки) та отримана в результаті моделювання за різними варіантами надходження стоку р. В.Куяльник у 2015 р. – контрольна точка №1 (див. рис. 6.1)

Як зазначалось, систематичне щорічне поповнення Куяльницького лиману морською водою з Одеської затоки протягом 4-5 місяців на рік, хоча і вирішує проблему стабілізації і поступового підвищення рівня води в ньому, але призводить до виникнення іншої проблеми – інтенсивного

накопичення в лимані солей, які надходять з морськими водами. Тому модель була застосована для відповіді на питання: наскільки можна скоротити подачу морської води до лиману у разі відновлення стоку річки В.Куяльник до 80 % від природного?

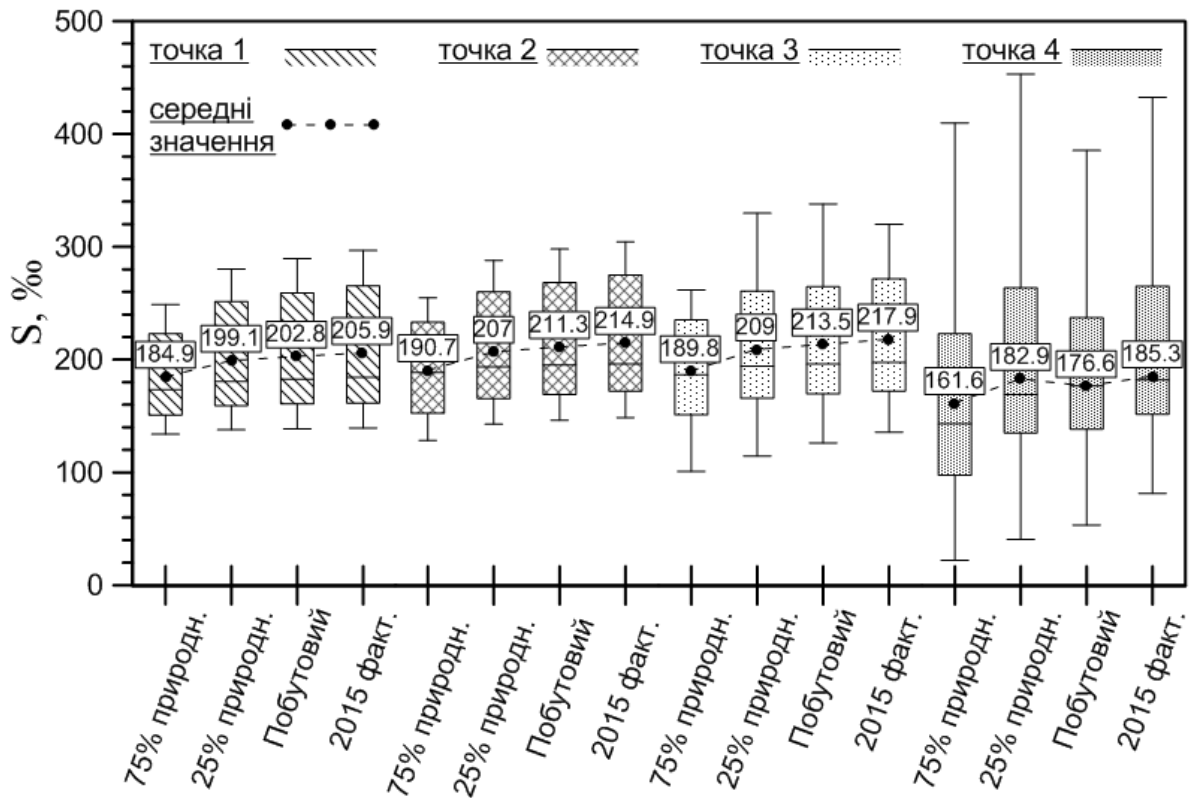


Рисунок 6.3 – Характеристики річної мінливості солоності води, ‰, в контрольних точках на акваторії Куяльницького лиману (див. рис. 6.1), отримані в результаті моделювання за різними варіантами відновлення стоку річки В.Куяльник у 2015 р. Приведені значення 0,25 та 0,75-квантилей; медіанні (риск) та середні (точки) значення; мінімальні (нижні вуса) та максимальні (верхні вуса) значення

Моделювання внутрішньорічної мінливості гідрологічних характеристик лиману виконувалось за метеорологічних умов 2015 р. При розрахунках задавались середньомісячні витрати відновленого до 80% від природного стоку р. В.Куяльник (що відповідає скороченню об'єму заповнення штучних водойм на водозборі річки з 12 до 2 млн. м<sup>3</sup>), розраховані для умов середнього за водністю року кліматичного періоду 1990-2030 років. Також враховувався щомісячний стік малих водотоків в лиман, визначений за осередненими даними моніторингу 2015-2018 років.

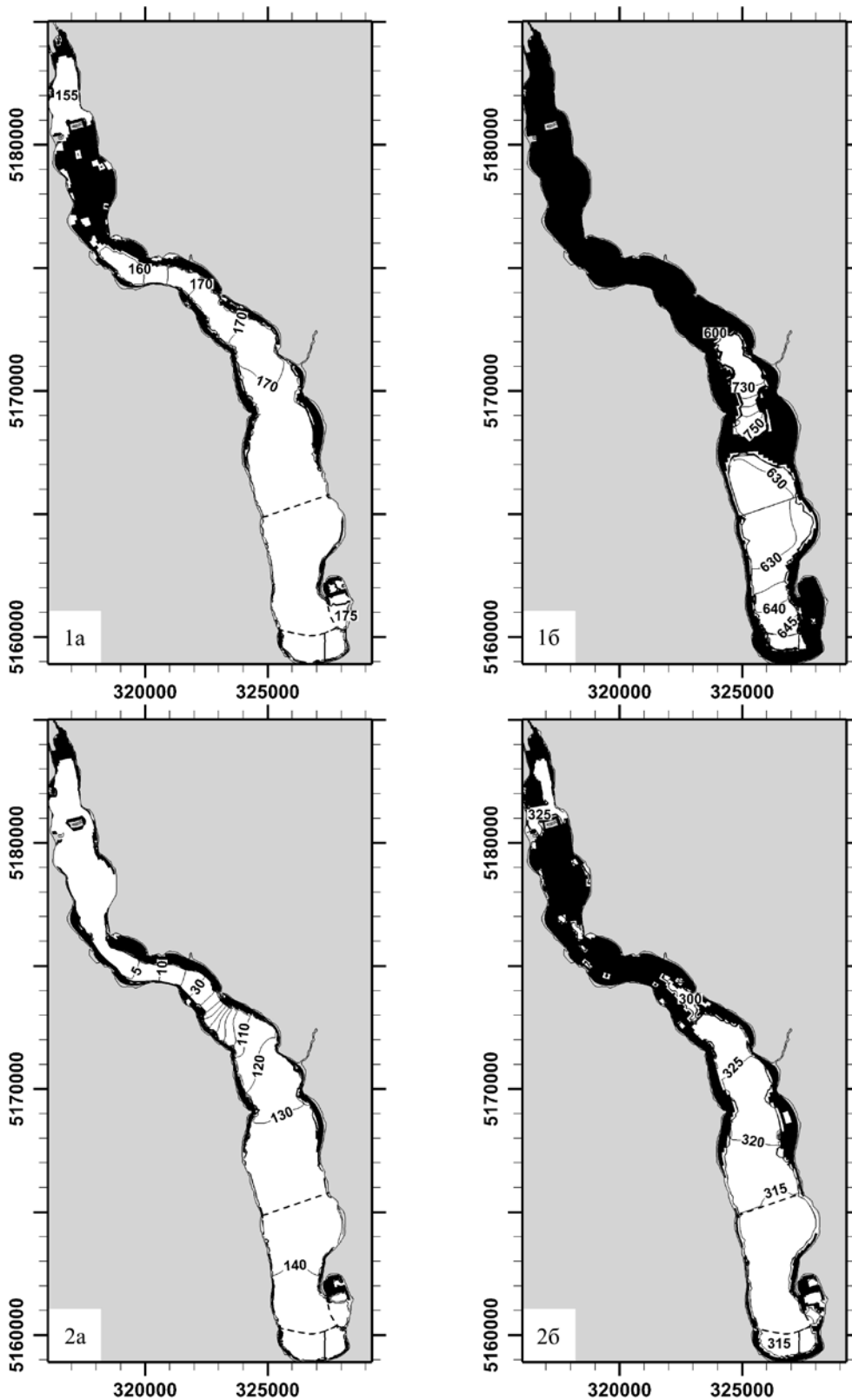


Рисунок 6.4 – Змодельована мінливість просторового розподілу солоності вод лиману, ‰, та меж його водного дзеркала за умов надходження 75 % від обсягів розрахованого природного стоку р. В.Куяльник у різні характерні роки кліматичного періоду 1990-2030 рр.: 1 – маловодний; 2 – середній за водністю; 3 – багатоводний роки; а) 15 квітня; б) 15 вересня

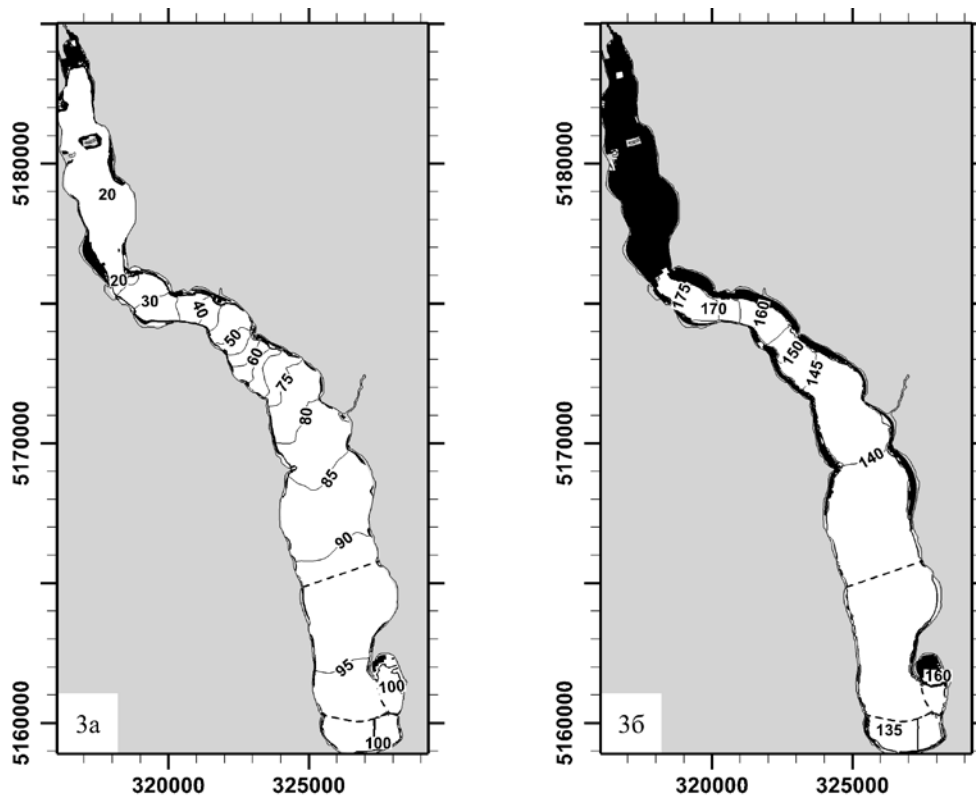


Рисунок 6.4 – Продовження

В результаті модельних експериментів було встановлено таке. Незважаючи на те, що об'єм надходження до лиману, відновленого до 80 % від природного, стоку р.В.Куяльник (15 млн.м<sup>3</sup>/рік) декілька перевищує середній за період 2015-2018 рр. об'єм щорічного надходження до нього морських вод (14,4 млн.м<sup>3</sup>/рік), без поповнення лиману морською водою стабілізація річного циклу рівня і мінералізації води в лимані не відбувається (рис. 6.5а,в). Пояснюється це додатковими втратами води на випаровування.

Наприкінці розрахункового року солоність вод в південній і центральній частинах лиману на 50 ‰ вища за початкову. У вересні, через значне обміління та часткове осушення, солоність вод в північній частині лиману (район Ільїнки) перевищує 250-300 ‰. Лише у разі забезпечення додаткового надходження до лиману морських вод протягом 1,5-2 місяців (грудень-січень) буде забезпечена стабільність річного циклу коливань рівня і солоності води в лимані на міжрічному часовому масштабі (значення на початку і наприкінці року будуть близькі; рис. 6.5б, в).

Просторовий розподіл солоності у різні місяці року, отриманий за

результатами моделювання, представлений на рис. 6.6.

Наведені результати отримані за умов надходження до лиману 80% природного стоку р.В.Куяльник у середній за водністю рік. В багатоводні роки потреби в поповненні лиману морською водою немає, а в маловодні роки тривалість періоду надходження морської води в лиман повинна бути більшою за визначену.

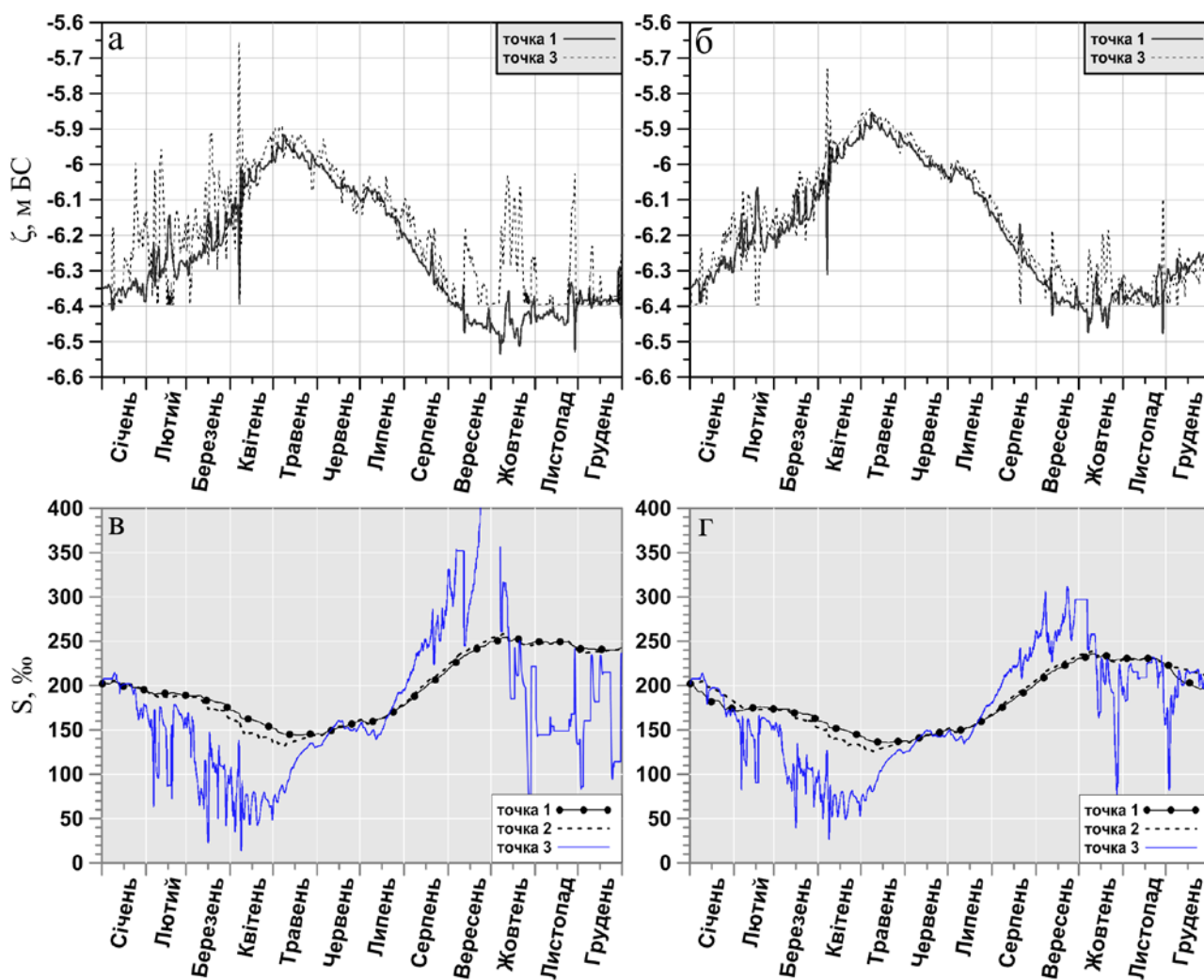


Рисунок 6.5 – Мінливість коливань рівня та солоності води в різних частинах акваторії Куяльницького лиману (точка 1 – південна, 2 – центральна, 3 – північна (Ільїнка) частини) при відновленому до 80% природному стоці р. Великий Куяльник в умовах середнього за водністю року: а, в – без поповнення лиману морською водою; б, г – при додатковій скороченій подачі в лиман морської води протягом 1-2 місяців (грудень-січень)

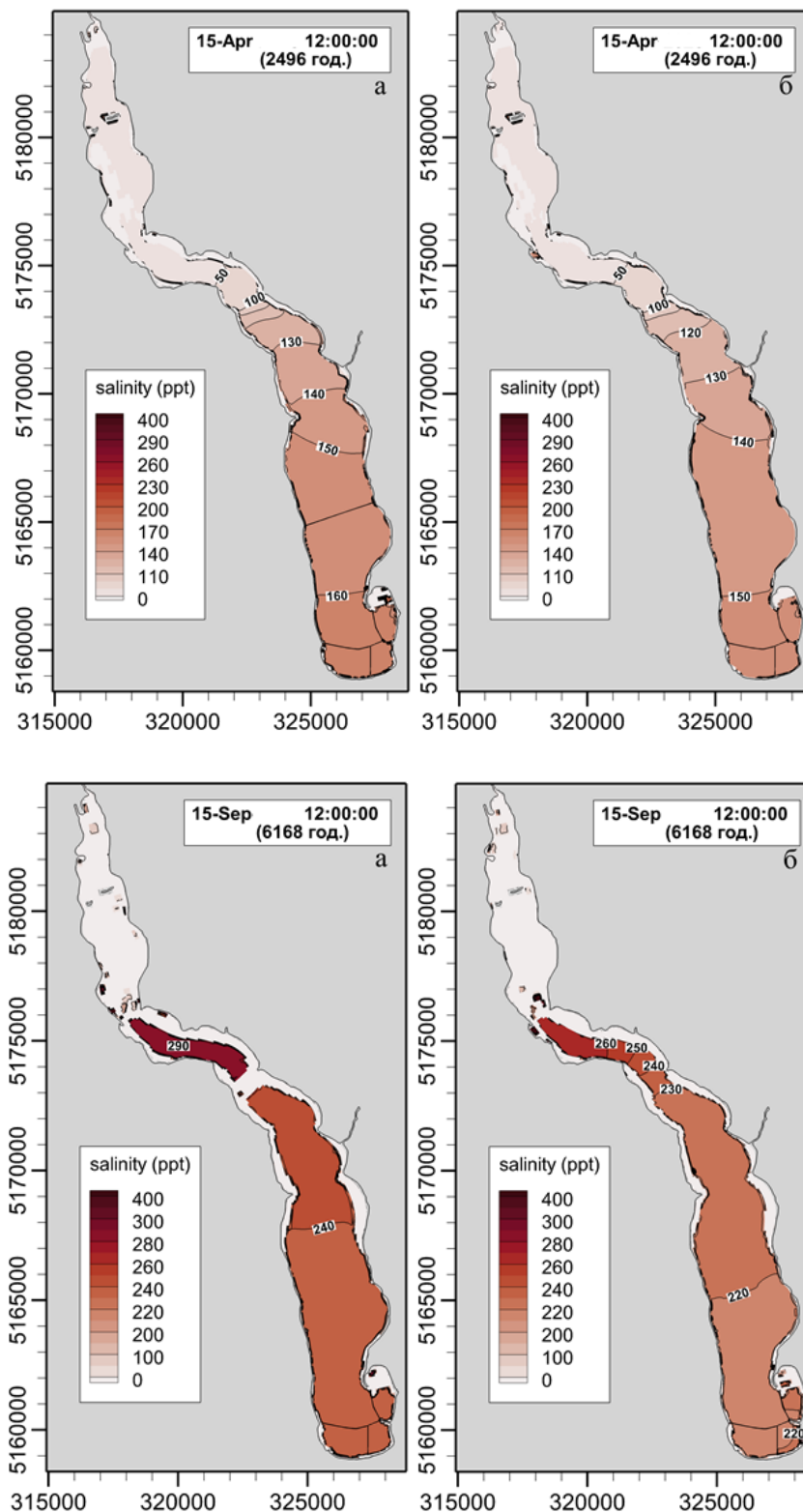


Рисунок 6.6 – Просторовий розподіл солоності поверхневого шару вод Куяльницького лиману, ‰, в різні місяці року при відновленні на 80 % природного стоку р. В.Куяльник: а – без поповнення морською водою; б – при додатковій подачі в лиман морської води протягом 1,5-2 місяців



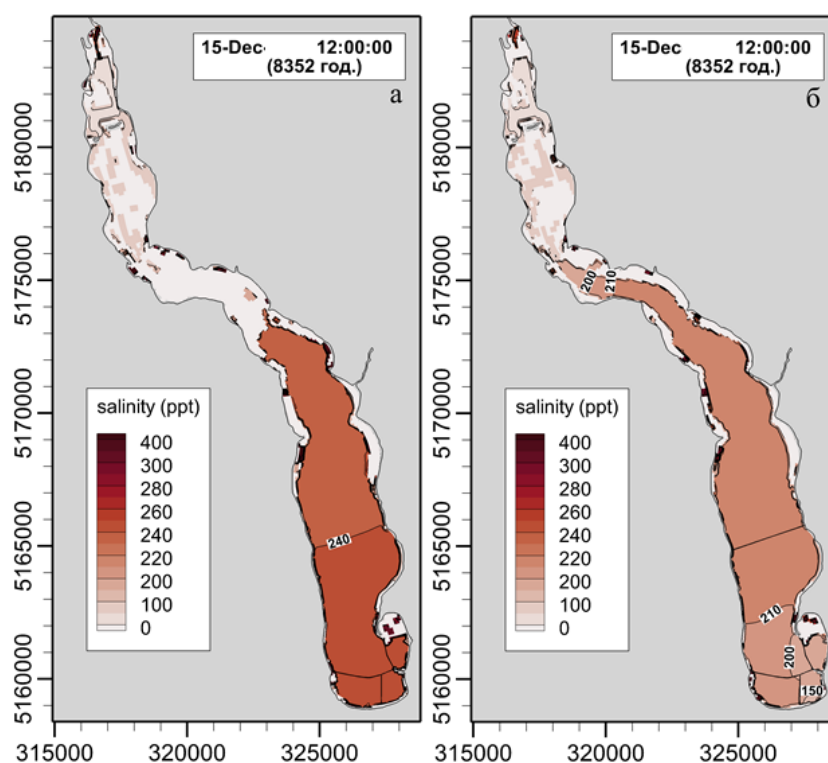


Рисунок 6.6 – Продовження

## 6.2 Моделювання мінливості гідрологічних характеристик Тузлівської групи лиманів за різних варіантів їх водообміну з морем

Режим рибогосподарського використання Тузлівської групи лиманів, який склався історично, полягав у штучному створенні в пересипу кількох каналів для з'єднання водойми з морем, які відкривались навесні – для зариблення і восени – для вилову товарної риби. За результатами досліджень ОДЕКУ, в роботах [19, 28, 33, 36, 111] був зроблений висновок, що в кліматичних умовах ХХ ст. такий режим був виправданим. Через канали відбувалось штучне наповнення водойми морською водою, що призводило до відносного зниження солоності вод в лиманах та забезпеченню в них сприятливих гідроекологічних умов.

Однак, зміна кліматичних умов (посилення посушливості клімату, збільшення дефіциту прісного водного балансу), які відбуваються в останні десятиріччя [100, 111], призвела до того, що традиційна система

регулювання водообміну Тузлівської водойми з морем має наслідком формування багаторічної тенденції накопичення солей в лиманах та підвищення солоності води в них. В цьому контексті особливої актуальності набуває висновок, зроблений в [28] на підставі досліджень 2003 р.: необхідно забезпечити не тільки поповнення лиманів морською водою навесні і восени кожного року, але й забезпечити виведення солей з лиманів до моря, тобто щоб морська вода не тільки надходила до водойми, а й лиманні води виводились до моря. На підставі результатів математичного моделювання, із використанням гідродинамічної моделі МЕССА [36, 106] було встановлено, що для забезпечення максимального промивання Тузлівської водойми морськими водами оптимальним є створення двох сполучних каналів в південній (л. Шагани) і північній (л. Бурнас) частинах піщаної коси-пересипу. Моделювання виконувалось за вітрових умов, які спостерігались у 2002 році на гідрометеорологічній станції Усть-Дунайськ. Відмітки рівня води в каналах з боку моря задавались на підставі результатів моделювання або незмінними [19, 36, 37].

З моменту отримання вищезгаданих результатів минуло багато часу, але проблема стабілізації гідрологічного режиму і гідроекологічних умов в Тузлівській групі лиманів, шляхом забезпечення і регулювання їх водообміну з прилеглою частиною моря, досі остаточно не вирішена. За цей час були отримані нові, уточнені дані щодо просторового розподілу глибин в Тузлівських лиманах, змінювались умови їх водообміну з морем, значного розвитку здобули чисельні гідродинамічні моделі, які застосовуються для сценарного моделювання. Тому було прийняте рішення про доцільність адаптації до умов Тузлівських лиманів сучасної чисельної гідродинамічної моделі з інтегрованого пакета для моделювання Delft3D FM Suite 2D3D, розробки науково-дослідного інституту Deltares (м. Делфт, Нідерланди) [104]. У подальшому до основного гідротермодинамічного блоку пакету (D-Flow FM) можуть бути приєднані додаткові модулі для розрахунку транспорту наносів і деформацій дна (D-Morphology), моделювання якості вод (D-Water Quality) та ін.

В цьому розділі викладені результати адаптації сучасної чисельної гідродинамічної моделі Delft3D Flow Flexible Mesh до умов лиманів Тузлівської групи та застосування її для визначення ефективності різних варіантів забезпечення водообміну лиманів з морем на підставі результатів сценарного математичного моделювання. Зокрема, досліджуються

варіанти функціонування відносно вузького з'єднувального каналу на 2-му км коси-пересипу (л. Бурнас) сумісно с прорвою, яка існувала до 2015 р.; широким контрольованим з'єднувальним каналом, замість прорви на 24-му км коси-пересипу (л. Шагани), додаткового (третього) вузького каналу на ділянці коси-пересипу, прилеглої до л. Алібей.

### 6.2.1 Умови моделювання, результати адаптації і верифікації моделі

Для оцінки впливу на гідроекологічний стан основних лиманів Тузлівської групи, за різних умов їх водообміну з морем через прорви (промоїни) та канали в косі-пересипу, використовувалась сучасна чисельна гідродинамічна модель Delft3D Flow Flexible Mesh (D-Flow FM) [105]. Модель D-Flow FM є подальшим розвитком гідротермодинамічного блоку Delft3D-FLOW інтегрованого пакета для моделювання Delft3D (версії 4.04.01) [104], яка при розрахунках використовує перевірені криволінійні розрахункові сітки у поєднанні із неструктурованими сітками. Це дозволяє більш точно описувати в моделі акваторію моря, що розглядається, включати до її складу різні за масштабом водні об'єкти складної (нерегулярної) просторової форми, збільшувати деталізацію результатів моделювання в необхідних областях при менших витратах комп'ютерного часу на проведення моделювання, у порівнянні з іншими гідродинамічними моделями реалізованими на неструктурованих сітках.

Для проведення модельних розрахунків, з метою адаптації моделі D-Flow FM до умов лиманів Тузлівської групи та її калібрування, була згенерована неструктурована розрахункова сітка, яка складалась з 7830 вузлів та 10412 розрахункових осередків (рис. 6.7б). Елементарні розрахункові осередки сітки мають змінні розміри в горизонтальній площині: від 18 м (в районах вузьких каналів, мілководних заток і проток) до 415 м. Сітка з високою точністю описує основні морфометричні особливості лиманів: конфігурацію берегової лінії, розташування мисів, кос, проток, каналів, розподіл глибин на акваторії лиманів.

У вертикальній площині в моделі задавались 10 розрахункових рівнів перемінної товщини, реалізовані в криволінійній  $\sigma$ -системі координат. Глибини в лиманах, приведені до позначки рівня мінус 0,4 м БС (рис. 6.7а), задавались на основі узагальнених даних промірів глибин, виконаних у різні роки фахівцями Одеського державного екологічного університету

[28, 34] та Одеського національного університету ім. І.І. Мечнікова [25].

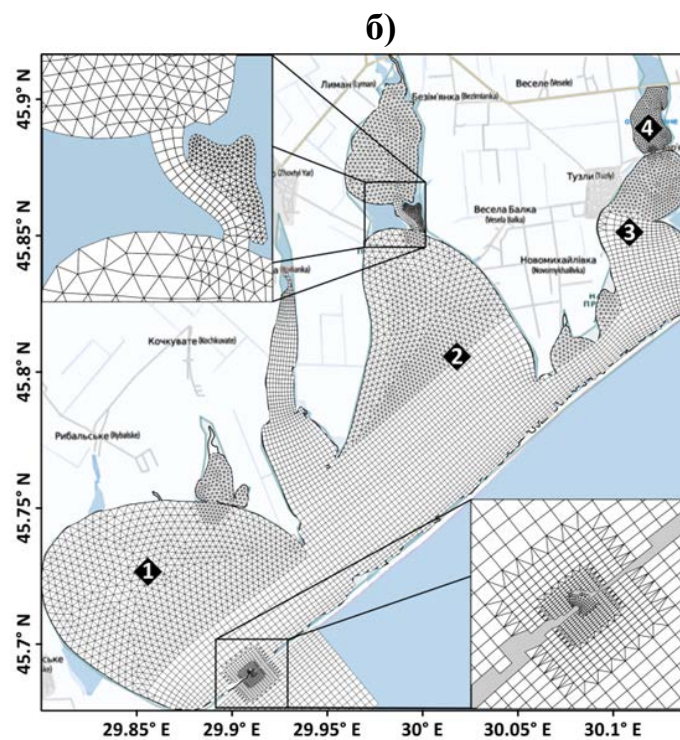
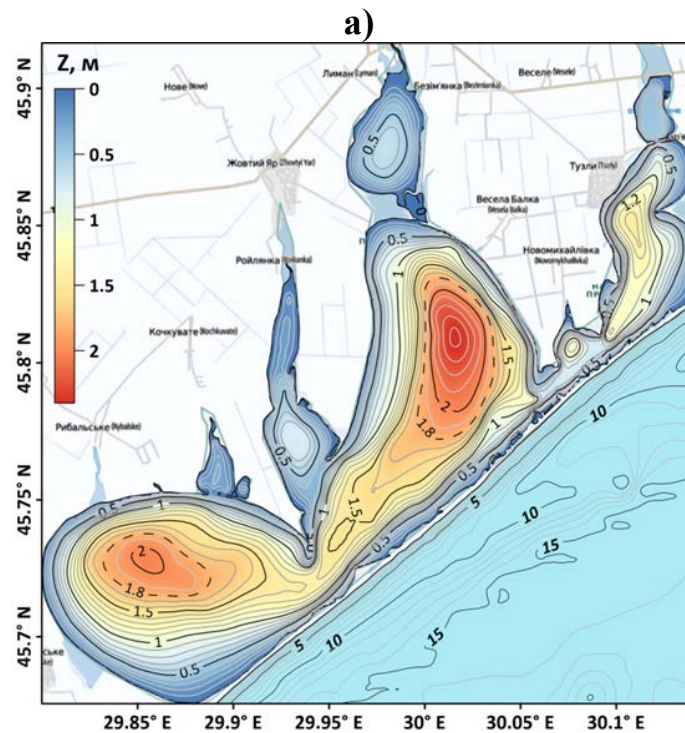


Рисунок 6.7 – Батиметрія лиманів Тузлівської групи та прилеглої морської акваторії (а). Розрахункова сітка, побудована для адаптації та калібрування моделі (б). На вставках показані: канал між лиманом Алібей та оз. Хаджидер (зверху зліва); проран між лиманом Шагани та морем (знизу справа). Цифрами 1-4 позначені контрольні (реперні) точки для аналізу результатів моделювання

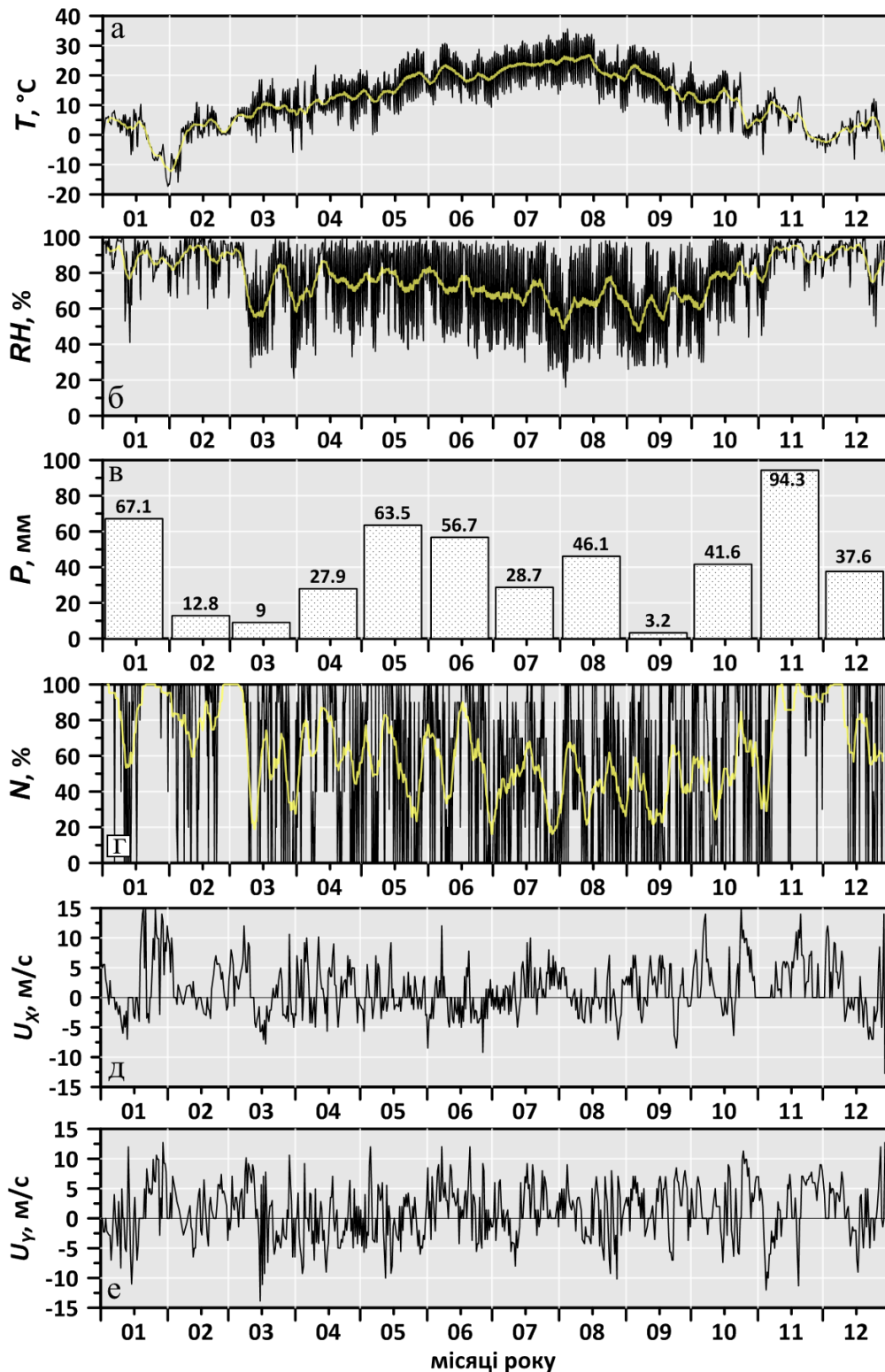


Рисунок 6.8 – Мінливість температури (а) та відносної вологості повітря (б), місячних сум атмосферних опадів (в), відсотка хмарності (г) у 2014 р. за даними ГМС «Сарата», зональних (д) та меридіональних (е) компонент вектору швидкості вітру за даними ГМП «Цареградське гирло»

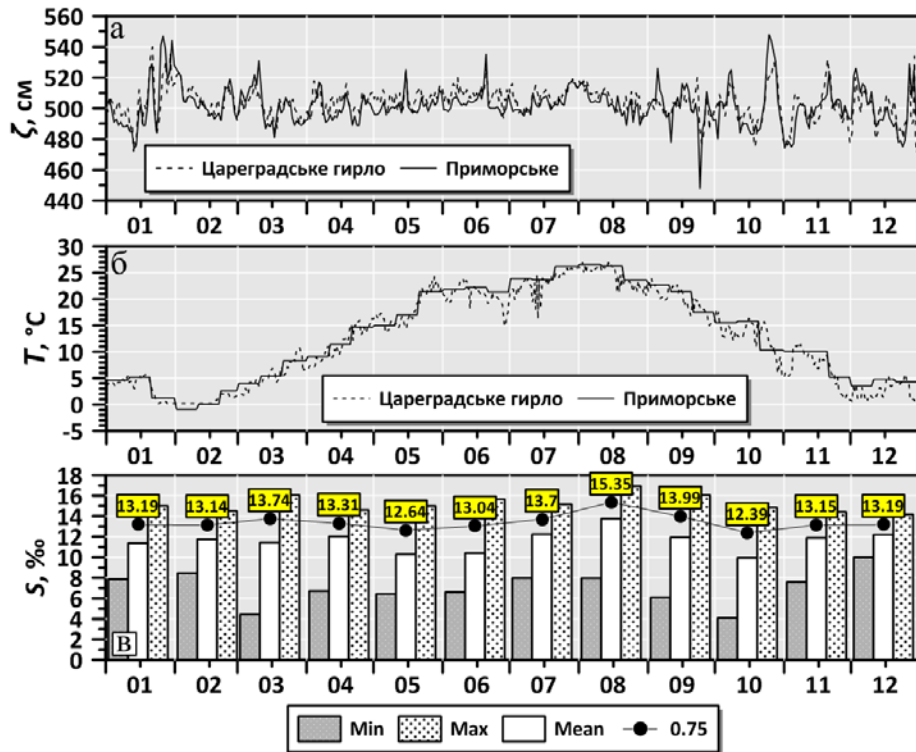


Рисунок 6.9 – Коливання рівня моря (а), мінливість температури морської води (б) у 2014 р. за даними ГМП «Цареградське гирло» та «Приморське-1». Мінімальні, максимальні, середні та 75% (точки) значення солоності морської води в різні місяці 2014 р. за даними ГМП «Приморське-1» (в)

Моделювання виконувалось для гідрометеорологічних умов 2014 року, коли зв'язок лиманів Тузлівської групи з морем здійснювався через розташовану на 24 км коси (л. Шагани) природну прорву шириною 150 м і глибиною 0,3-2,5 м (у поперечному розрізі) [34], утворену внаслідок розмиву спочатку невеликого, штучно створеного каналу. При розрахунках, на верхній (з атмосферою) відкритій границі розрахункової області задавались: часова мінливість температури та відносної вологості повітря, кількості атмосферних опадів, відсоток хмарності – за даними спостережень на ГМС «Сарата» (рис. 6.8а-г).

Мінливість вітрових умов (рис. 6.8д, е) та синфазні з ними коливання рівня моря (із 6-годинною часовою дискретністю) на бічній відкритій морській межі розрахункової області задавалась за даними спостережень на прибережному гідрометеорологічному пості (МГП) «Цареградське гирло» (рис. 6.9а). Мінливість температури та солоності морської води задавалась на всіх відкритих бічних границях моделі за даними МГП «Приморське-1». Використовувались середні декадні значення

спостереженої на даному посту температури води та значення 75 % квантіля місячної мінливості солоності води, які були лінійно проінтерпольовані із 6-ти годинною дискретністю (рис. 6.9б, в).

Роза вітрів, наведена на рис. 6.10, свідчить про домінування у 2014 році вітрів північного, північно-східного та східного напрямків, включно зі штормовими.

Початкова позначка рівня води у лиманах приймалася рівною відмітці рівня моря. Початкове значення солоності води в лиманах приймалося рівним 21, 22 і 23 ‰ для лиманів Шагани, Алібей і Бурнас відповідно.

Оскільки стаціонарні регулярні спостереження за мінливістю характеристик гідрологічного режиму лиманів Тузлівської групи (коливаннями рівня води, температури, солоності, течіями), у їх зв'язку з внутрішньо-річною мінливістю метеорологічних умов, відсутні, то для калібрування та верифікації модельних розрахунків використовувались доступні результати епізодичних нерегулярних досліджень різних установ, включно з даними натурних експедиційних спостережень за температурою, солоністю води в лиманах, течією води у прорані, виконаних фахівцями ОДЕКУ, зокрема, у 2014 р. [34].

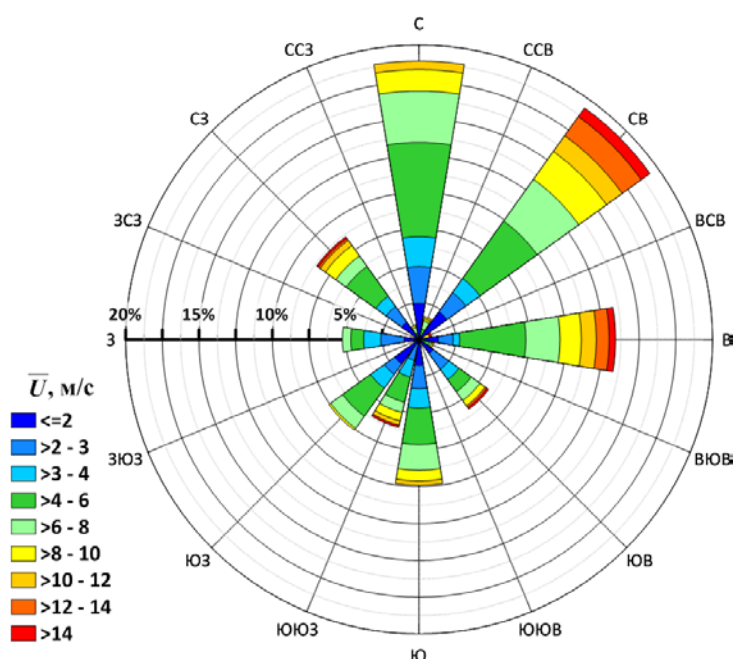


Рисунок 6.10 – Роза вітрів, побудована за даними спостережень на ГМП «Цареградське гирло» за 2014 рік

На рис. 6.11 приведені результати моделювання солоності вод в 4-х контрольних (реперних) точках на акваторії лиману (рис. 6.8б), які порівнювались з даними спостережень, виконаних у серпні 2014 р. Видно, що незважаючи на неточність завдання при моделюванні початкових значень солоності води в лиманах, мінливості гідрометеорологічних умов на границях розрахункової області, отримана задовільна відповідність між спостереженими та розрахованими значеннями. Максимальна похибка знаходиться в межах 1 ‰ при діапазоні просторово-часової мінливості солоності в акваторії водойми протягом року 17-30 ‰. Деяке завищення модельованих значень солоності, порівняно зі спостереженими, може бути викликане неврахуванням при моделюванні надходження прісної води в лимани з їх водозбору зі стоком річок та водотоків.

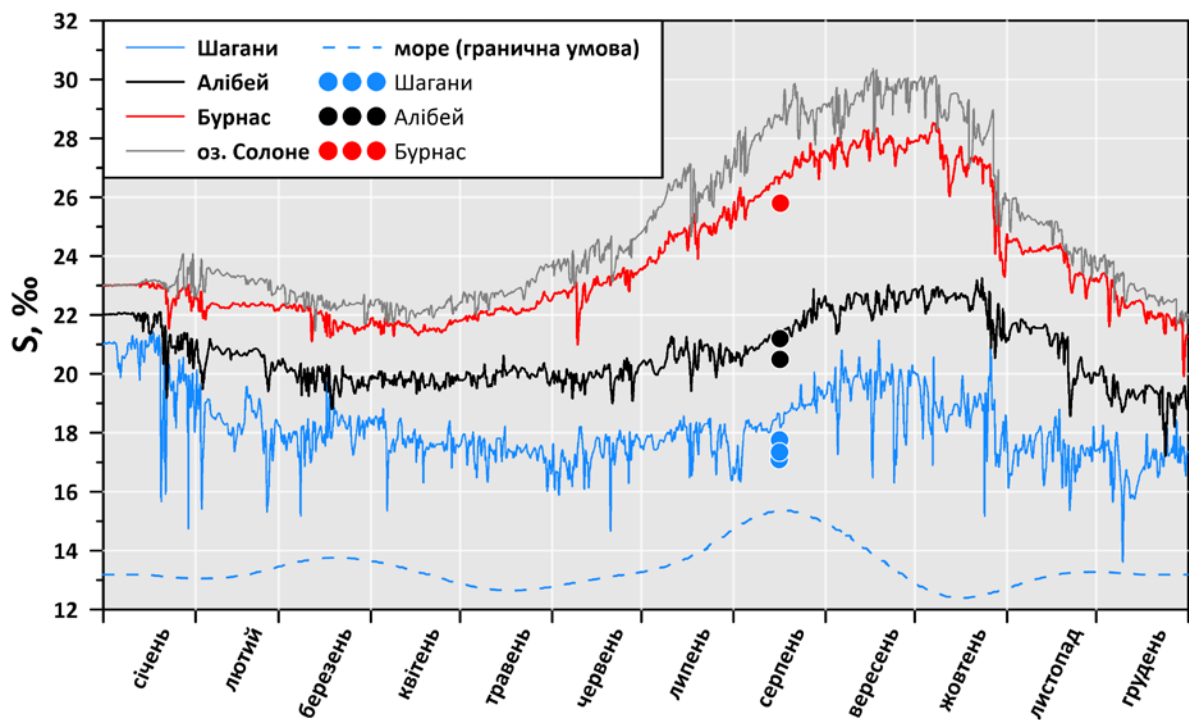


Рисунок 6.11 – Солоність, ‰, поверхневого шару вод за результатами моделювання для 2014 року в різних контрольних точках акваторії лиману (криві) та згідно даних натурних спостережень 14-17.08.2014 р. (точки)

Є дуже мало відомостей про особливості відгінно-нагінних коливань рівня води в лиманах Тузлівської групи. В [17] зазначається, що за даними спостережень, виконаних наприкінці 50-х – початку 60-х років ХХ ст., найбільші перепади рівня води спостерігаються між протилежними кінцями водойми за вітрів, спрямованих вздовж її великої осі. Зокрема, за вітрів північного – східно-північно-східного напрямку швидкістю 6-16 м/с



рівень води в північно-східній частині водойми знижується на 0,25-0,45 м, а в південно-західній – збільшується на 0,3-0,5 м, тобто амплітуда відгінно-нагінних коливань рівня води досягала 1,0 м. При такому поздовжньому уклоні рівня відбувається оголення значних ділянок дна навітряних районів водойми. Аналогічні результати отримані при моделюванні відгінно-нагінних коливань рівня води в лиманах Тузлівської групи за умов 2014 р. (рис. 6.12-6.13).

Як зазначалось раніше, солоність вод квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я та характеристики її мінливості є основним індикатором стабільності гідроекологічних умов в них, чинником, який визначає розвиток біотичних складових їх екосистем, біорізноманіття та біопродуктивність [38]. У свою чергу, характер просторово-часової мінливості солоності вод в лиманах досліджуваного типу визначається величиною дефіциту їхнього річного прісного балансу та умовами водообміну з морем через канали і прорани.



Рисунок 6.12 – Коливання рівня води, м БС, в лиманах Шагани та Бурнас у 2014 р. за результатами моделювання. Стрілки показують моменти часу значних відгінно-нагінних відхилень рівня води в лиманах, для яких побудовані поля просторової мінливості рівня

## 6.2.2 Результати сценарного моделювання водообміну з морем

Вплив різних варіантів водообміну лиманів Тузлівської групи з морем через штучно створені в косі канали, на просторово-часову

мінливість солоності їхніх вод визначався на основі результатів сценарного чисельного моделювання. Додатково до описаного вище базового «0» варіанту, який відповідав умовам 2014 р., розглядалися такі варіанти забезпечення водообміну лиманів з морем (рис. 6.14):

*Варіант 1.* Додано один штучно створений канал в північній частині коси-пересипу, прилеглий до л. Бурнас. Цей канал, шириною 15 м, функціонує безперервно протягом року. Параметри прорви в косі, прилеглої до л. Шагани (*варіант «0»*), залишаються незмінними.

*Варіант 2.* Два канали у косі-пересипу, що відокремлює Тузлівські лимани від моря: шириною 60 м – на ділянці прилеглий до л. Шагани (замість прорану), та шириною 15 м – на ділянці, прилеглий до л. Бурнас. Канали функціонують безперервно протягом року.

*Варіант 3.* Три канали у косі-пересипу: шириною 60 м – на ділянці, прилеглий до л. Шагани, та шириною по 15 м – на ділянках, прилеглих до лиманів Алібей і Бурнас. Канали функціонують безперервно протягом року.

Схема розташування каналів в косі-пересипу Тузлівських лиманів та розрахункові сітки в них наведені на рис. 6.14

Моделювання усіх варіантів здійснювалось за гідрометеорологічних умов 2014 р., описаних раніше.

Мета реалізації *варіанту 1* полягала у зниженні просторових градієнтів солоності води в акваторії групи лиманів шляхом зниження солоності води в лимані Бурнас-оз. Солоне, де вона у «0» варіанті в вересні-жовтні досягала значень 28-30 ‰ (рис. 6.11).

У *варіанті 2* створюється штучний канал шириною 60 м з відміткою дна мінус 1,0 м БС, замість неконтрольованого широкого та глибокого прорану на ділянці коси-пересипу, прилеглої до л. Шагани. Доцільність моделювання цього варіанту визначається тим, що, за свідченням [112], функціонування неконтрольованих прорв призводить до інтенсивного надходження в лимани величезних обсягів піску та мулу, які забирає море з морського боку коси, прагнучі закрити таку промоїну. В результаті, в лиманах відбувається замулення значних акваторій, включно з нерестовищами аборигенних видів риб, утворюються коси, мілководдя та острови, погіршується стан природної кормової бази, виникає загроза поступового руйнування морської коси-пересипу [112]. Тому підтримання постійного водообміну лиманів з морем через контрольовані і

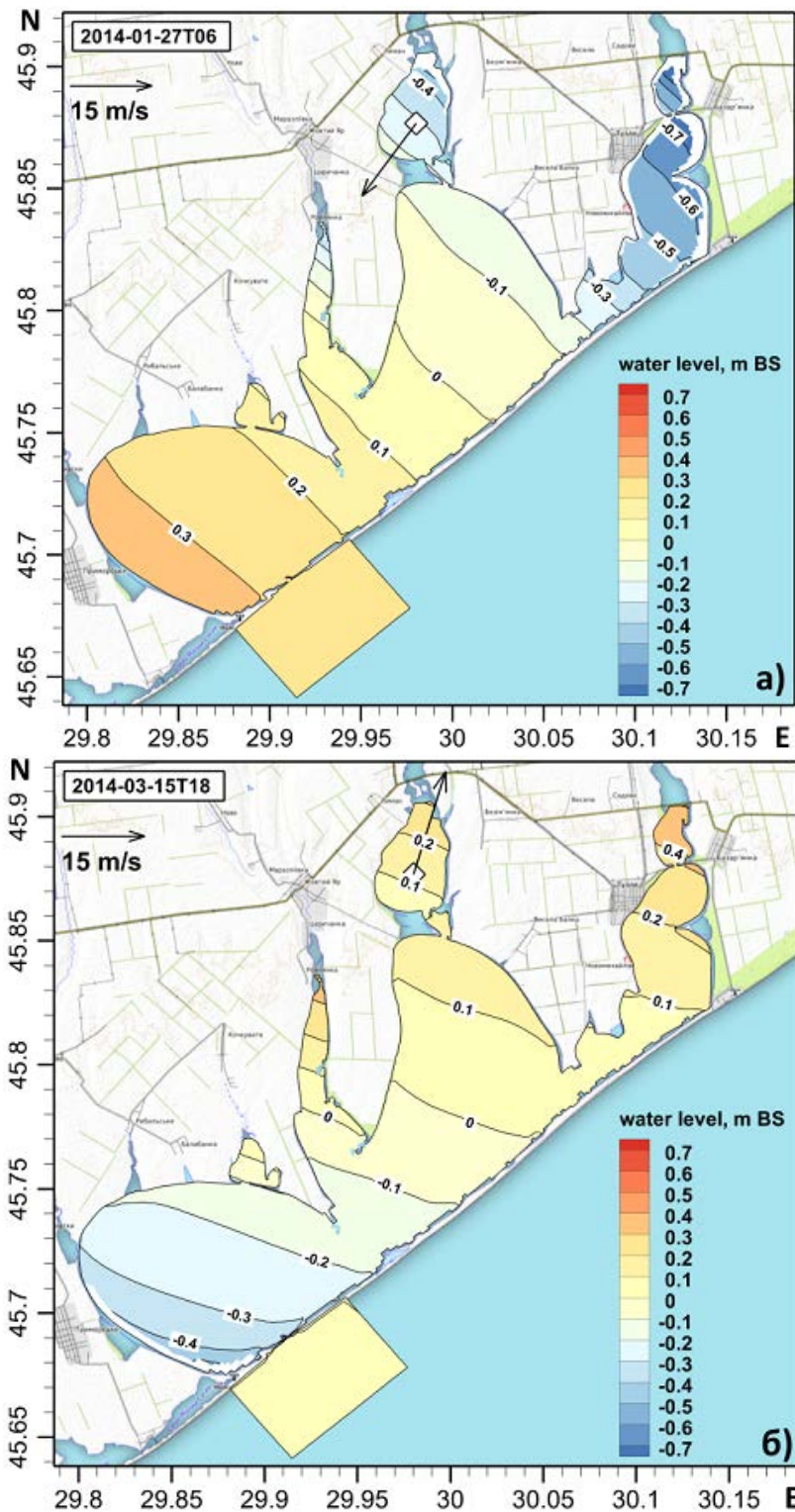


Рисунок 6.13 – Рівень води, м БС, в Тузлівських лиманах в моменти часу:  
 а) 27.01.2014 р. 06:00; б) 15.03.2014 р. 18:00; в) 07.06.2014 р. 18:00;  
 г) 24.10.2014 р. 12:00. Стрілка на карті показує напрям та швидкість вітру.  
 Білим кольором позначені ділянки осушення акваторії лиманів внаслідок  
 відгінних явищ

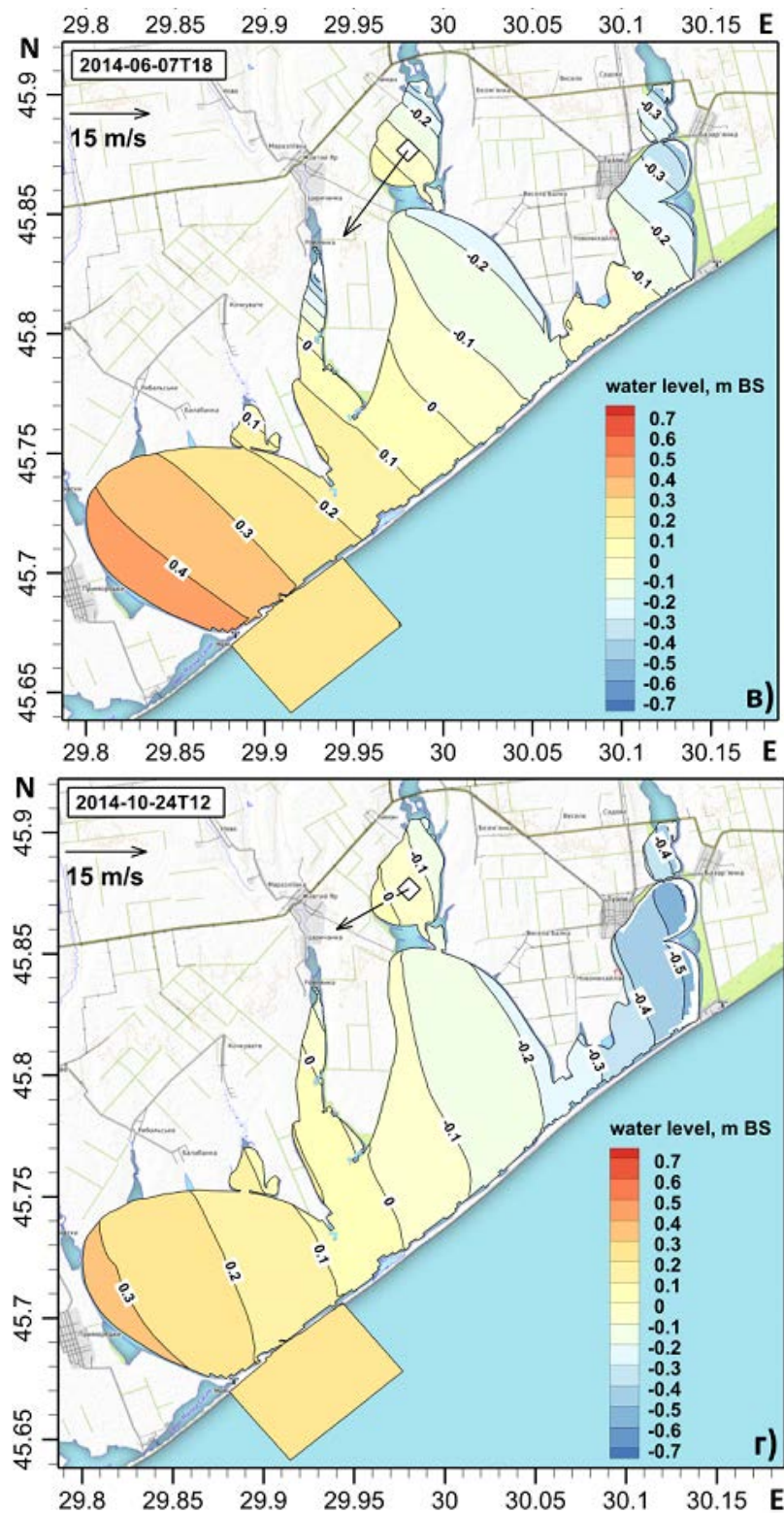


Рисунок 6.13 – Продовження

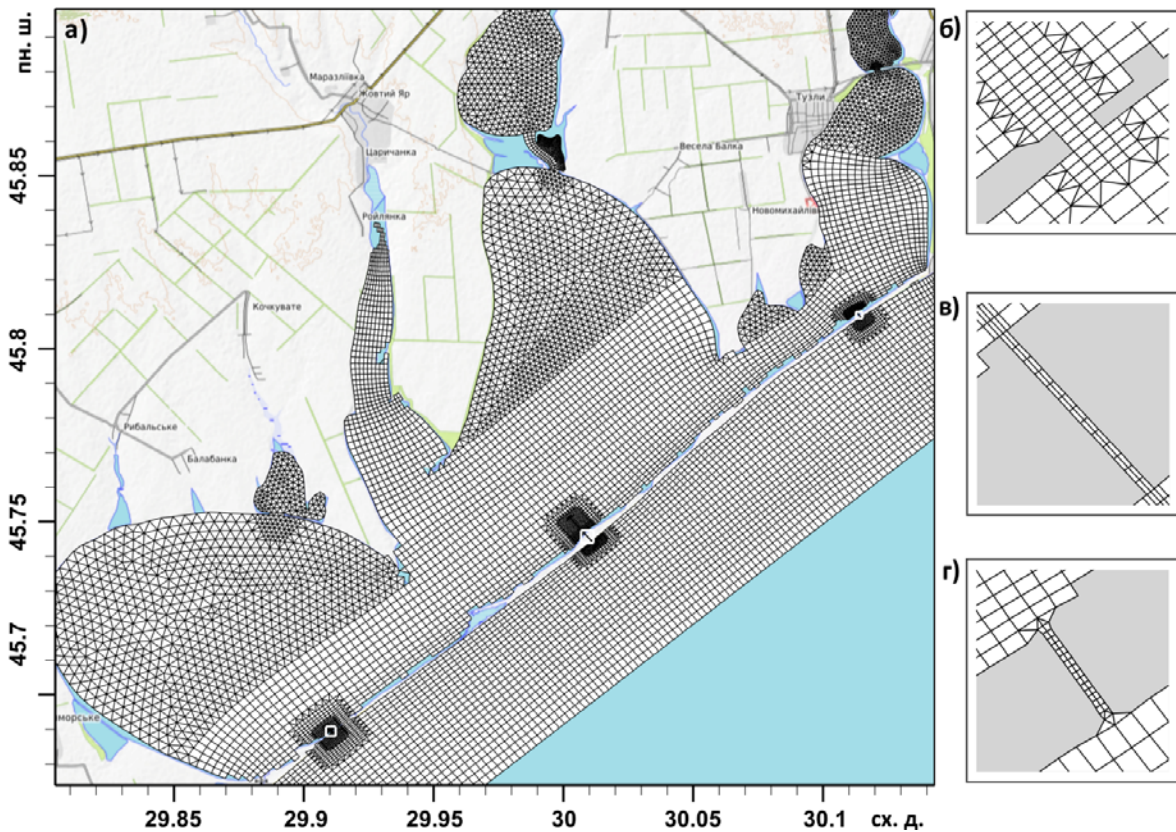


Рисунок 6.14 – Розрахункова сітка для акваторії Тузловської групи лиманів у варіанті з трьома з'єднувальними каналами (а); вбудовані розрахункові сітки в каналах: б – л. Шагани; в – л. Алібей; г – л. Бурнас

облаштовані, відповідно до встановлених вимог, штучні канали має свої переваги.

Доцільність моделювання *варіанту 3* визначається тим, що періодично виникає питання про можливість і доцільність створення не двох, а трьох і більше каналів у косі-пересипу для забезпечення стабілізації гідроекологічних умов в лиманах та підвищення їхньої рибопродуктивності. Однак, ще в [17] зазначалось, що необґрунтоване створення та функціонування необлаштованих обловно-запускних каналів в різних районах коси-пересипу збільшує загрозу розмиву окремих її ділянок, утворення широких неконтрольованих промоїн, порушує умови істотного водообміну і, як наслідок, інтенсивність рибоходу восени та навесні.

На рис. 6.15-6.16 показані результати моделювання річного циклу солоності води в лиманах при вищезазначених варіантах водообміну. З рис. 15 видно, що на кінець року моделювання солоність вод в контрольних точках лиманів Шагани, Алібей, Бурнас (17, 19 і 22 ‰ у

варіанті «0») зміниться: до 17-18 ‰ – у варіанті 1; до 21 ‰ в лиманах Шагани, Бурнас і 22 ‰ в л.Алібей – у варіанті 2; до 19 ‰ в лиманах Шагани, Бурнас і 20 ‰ в л.Алібей – у варіанті 3. Із порівняння цих значень з початковими (21, 22 і 23‰ для лиманів Шагани, Алібей і Бурнас, відповідно) можна зробити висновок, що у всіх розглянутих варіантах відбувається стабілізація гідроекологічних умов в лиманах, оскільки значення солоності на кінець року менші або дорівнюють (у варіанті 2 л. Алібей) початковим.

В цілому, результати, наведені на рис. 6.15-6.16, свідчать, що наявність двох штучних з'єднувальних каналів в косі-пересипу, що відокремлює Тузлівські лимани від моря, шириною 60 м в л.Шагани і 15 м в л. Бурнас, які функціонують цілорічно, є достатньою умовою для стабілізації в них гідроекологічних умов. І це незважаючи на те, що витрати води через штучний канал в л. Шагани значно зменшаться, порівняно з витратами води через промоїну, яка діяла до 2015 р. (рис. 6.17). В той же час, додаткове створення третього каналу в косі-пересипу на ділянці, прилеглій до л. Алібей, у варіанті 3, не дає значущого ефекту порівняно з варіантом 2, окрім зменшення максимальних значень солоності у вересні-жовтні в л. Алібей з 24 до 22 ‰, що не є принциповим.

На рис. 6.18 наведені приклади циркуляції вод в лиманах Тузлівської групи при реальних вітрових ситуаціях 15.03.2014 та 24-25.10.2014 р., за яких мали місце значні відгінно-нагінні відхилення рівня води в лиманах від незбуреного вітром стану (рис. 13б, г), та течій в каналах для варіанту 2. Видно, що у разі функціонування двох з'єднувальних каналів на ділянках коси-пересипу, прилеглих до лиманів Шагани і Бурнас, в них виникають різноспрямовані потоки води при поздовжніх відносно великої осі водойми вітрах. В періоди виникнення значних відгінно-нагінних коливань рівня води, в лиманах Тузлівської групи забезпечується інтенсивна промивка водойми морськими водами з солоністю нижчою ніж в лиманах, що запобігає накопиченню в них солей.

Різницю у просторовому розподілі солоності вод в акваторії лиманів у варіантах 2 та 3 ілюструють результати моделювання, наведені на рис. 6.19.

Для визначення часу водооновлення лиманів Тузлівської групи та їхніх ділянок морськими водами, які надходять до них через з'єднувальні канали, моделювалось проникнення у водойму домішки нейтральної плавучості, концентрація якої в морській воді приймалася рівною одній

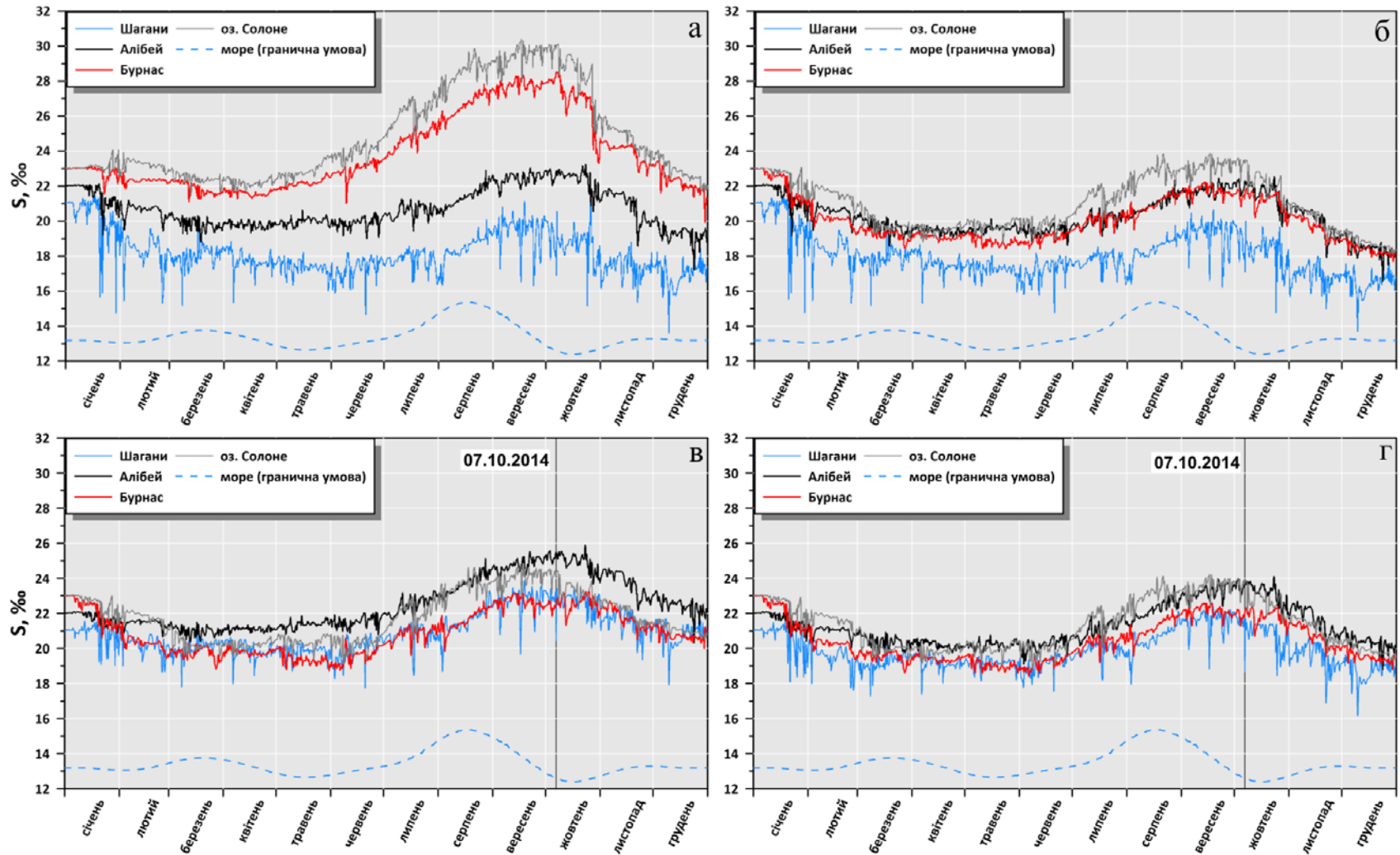


Рисунок 6.15 – Мінливість солоності, ‰, поверхневого шару вод в контрольних точках на акваторії Тузлівських лиманів за різних варіантів водообміну з морем: а – Варіант 0; б – Варіант 1; в – Варіант 2; г – Варіант 3

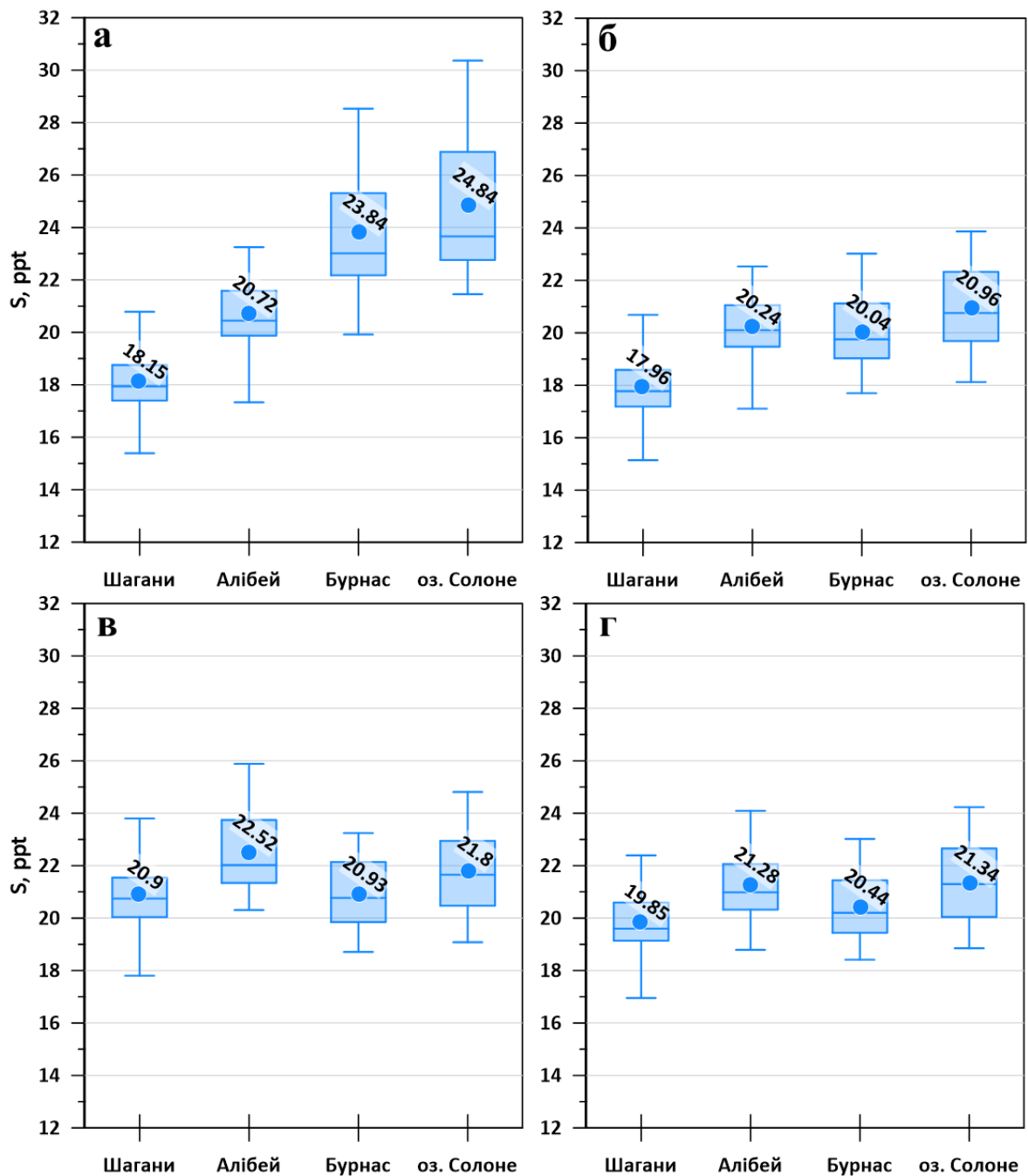


Рисунок 6.16 – Характеристики просторово-часової мінливості солоності, ‰, у поверхневому шарі вод, в контрольних точках акваторії Тузловських лиманів, за різних варіантів водообміну з морем: а – Варіант 0; б – Варіант 1; в – Варіант 2; г – Варіант 3. Представлені мінімальні, максимальні, медіані, середні (точки) значення, а також значення 0,25- та 0,75-квартілей



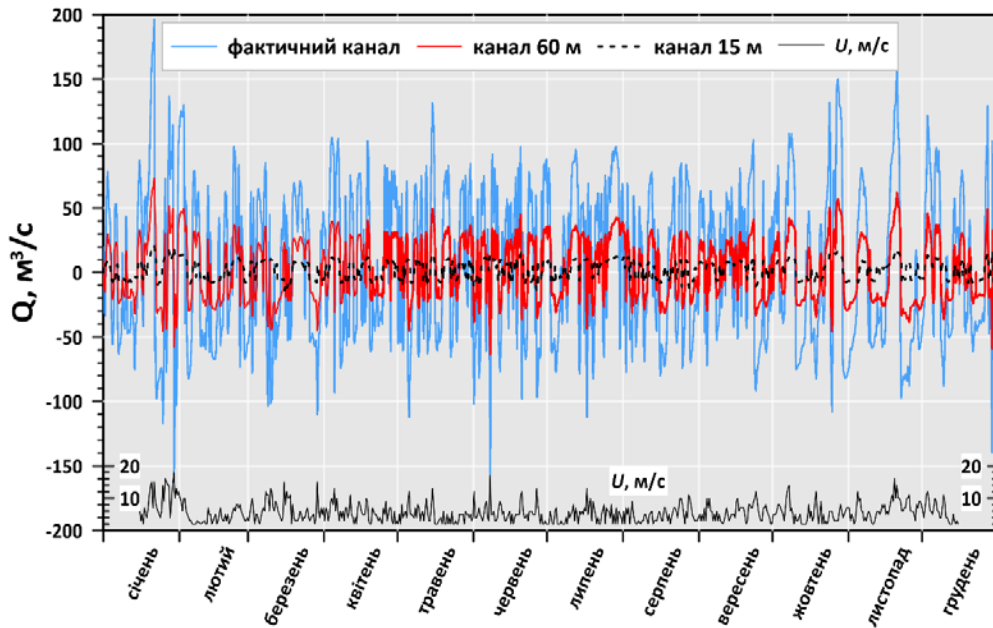


Рисунок 6.17 – Мінливість витрат води,  $\text{m}^3/\text{c}$ , в каналах, які з'єднують Тузловські лимани з морем, та модуля швидкості вітру,  $\text{m}/\text{c}$ , протягом року

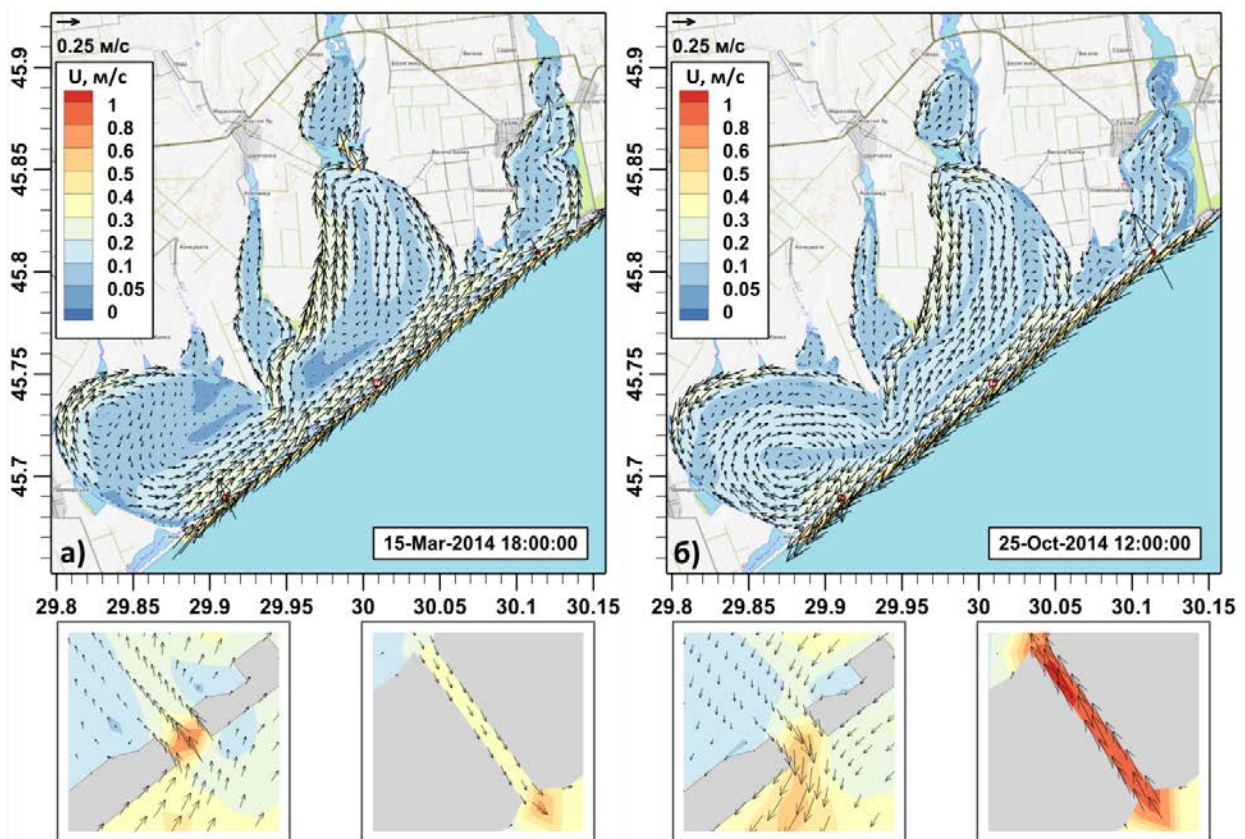


Рисунок 6.18 – Просторовий розподіл осереднених за глибиною течій,  $\text{m}/\text{c}$ , в акваторії Тузловських лиманів (зверху) та в з'єднувальних каналах (знизу) (варіант 2): а) 15.03.2014 18:00; б) 25.10.2014 12:00

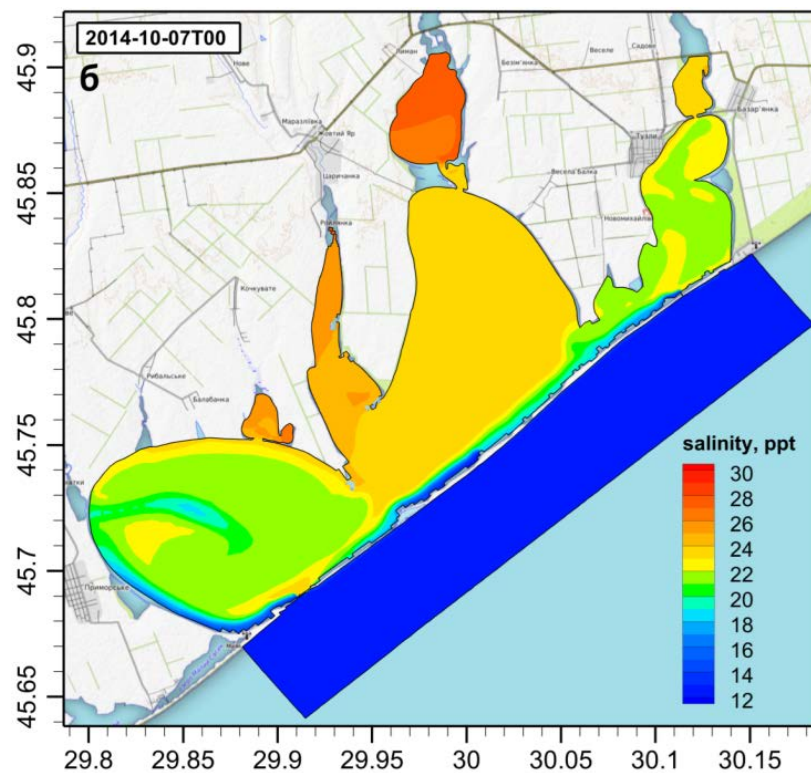
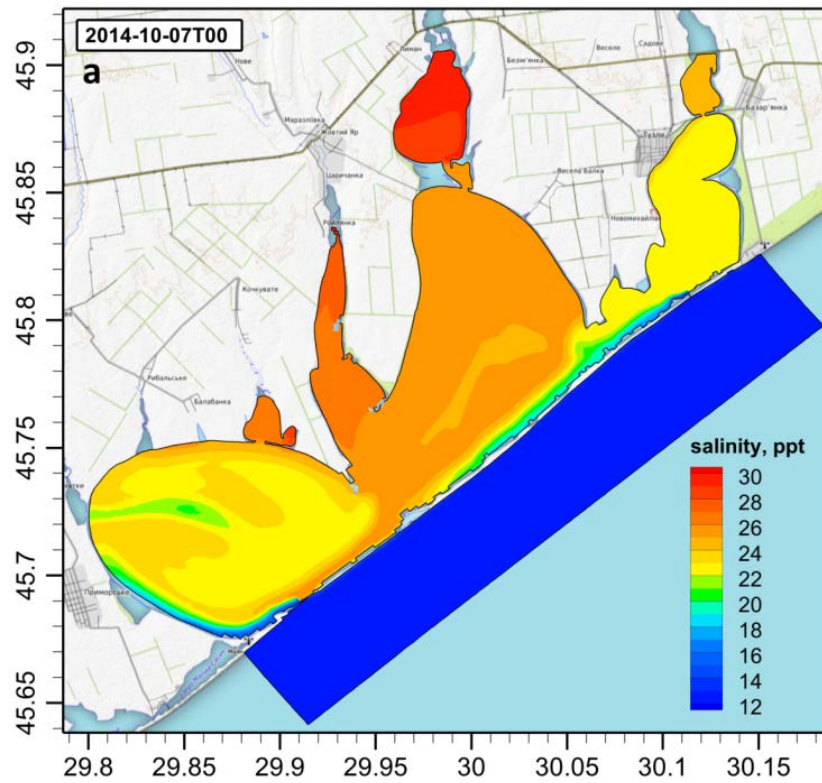


Рисунок 6.19 – Просторовий розподіл солоності поверхневого шару вод, ‰, в акваторії Тузловської групи лиманів в момент часу 07.10.2014 р. 00:00, у варіантах 2 (а) і 3 (б) функціонування з'єднувальних каналів

умовній одиниці, а в лиманах в початковий момент часу – нулю. У такій постановці, динаміка концентрації умовної домішки в кожній точці розрахункової області лиману відповідає динаміці об’ємної концентрації морської води, представленої у частках одиниці. Досягнення верхньої межі в 1,0 ум. од. відповідає повному водооновленню в розрахунковій точці акваторії в результаті надходження морських вод.

Результати розрахунків динаміки об’ємної концентрації морської води в реперних точках основних лиманів Тузлівської групи, у разі реалізації варіантів 2 і 3, показані на рис. 6.20. Вони свідчать, що час повного водооновлення лиману Шагани складе близько 8 місяців, а лиманів Алібей і Бурнас – 10 місяців у варіанті 3, і 12 місяців – у варіанті 2.

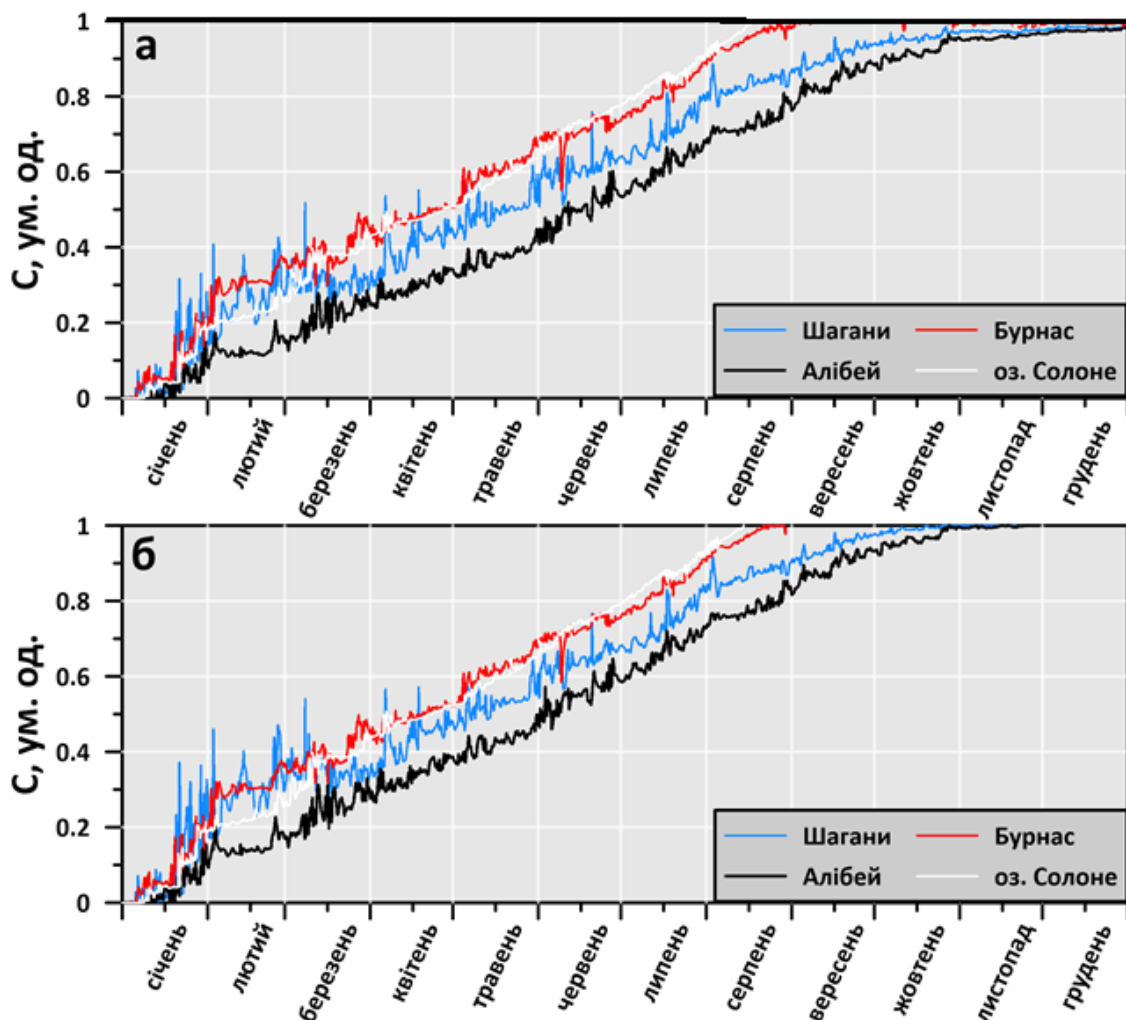


Рисунок 6.20 – Зміни концентрації консервативної домішки, в умовних одиницях (об’ємної концентрації морської води в частках від одиничного об’єму лиманних вод), яка надходить до лиманів з морськими водами у варіантах 2 (а) і 3 (б)

Отже, результати моделювання динаміки вод, відгінно-нагінних коливань рівня води, річного циклу мінливості солоності води в лиманах Тузлівської групи, отримані із використанням сучасної чисельної гідродинамічної моделі Delft3D Flow Flexible Mesh за гідрометеорологічних умов 2014 р. свідчать, що оптимальне вирішення проблеми стабілізації гідроекологічного режиму водойми полягає в забезпеченні постійного протягом року різноспрямованого водообміну з морем через два штучних з'єднувальних канали в косі-пересипу з відмітками дна мінус 1,0 м БС, шириною 60 м – для л. Шагани та 15 м – для л. Бурнас. В цьому разі не буде відбуватись засолення водойми у багаторічній перспективі. Час повного водооновлення морською водою лиману Шагани становить близько 8 місяців, а лиманів Алібей і Бурнас – 12 місяців.

В результаті розрахунків встановлено, що створення додаткового, третього каналу на ділянці коси-пересипу прилеглий до л. Алібей не дає значущого ефекту порівняно з варіантом функціонування двох каналів, окрім зменшення максимальних значень солоності у вересні-жовтні в л. Алібей з 24 до 22 ‰, що не є принциповим.

У подальшому гідротермодинамічний блок D-Flow FM пакету моделей Delft3D може бути доповнений модулями для розрахунку транспорту наносів і деформацій дна (D-Morphology), моделювання якості вод (D-Water Quality) і використаний для оцінки інтенсивності занесення/розмиву з'єднувальних каналів, ерозії/абразії дна на різних ділянках акваторії лиманів, біопродуктивності та якості їхніх вод за різних варіантів водного та екологічного менеджменту.

### 6.3 Моделювання мінливості гідрологічних характеристик водойми Сасик за різних варіантів її функціонування

Незадовільний екологічний стан вдсх. Сасик і нераціональне використання його природних ресурсів призводять до виникнення соціальної напруженості в регіоні. З метою попередження негативних санітарно-епідеміологічних ризиків та вирішення низки екологічних, соціальних та економічних проблем, які пов'язані з подальшим використанням водойми Сасик як водосховища, та реалізації прав місцевих

громад на безпечне довкілля, Одеською обласною радою було прийнято рішення від 30.10.2015 р. № 1454-VI «Про відновлення екосистеми морського лиману Сасик та реабілітацію прилеглих територій». В цьому рішенні визначається необхідність відновлення природної екосистеми (ренатуралізації) морського лиману Сасик шляхом забезпечення вільного водообміну між ним і морем через штучний з'єднувальний канал (або канали).

Вирішення проблеми повернення водоймі Сасик (рис. 6.21) природного статусу «лиману» повинне ґрунтуватися на детальних науково-обґрунтованих інженерних рішеннях для запобігання виникненню непередбачуваних негативних екологічних і соціально-економічних наслідків, в тому числі зайвих ресурсних і фінансових втрат. Серед інших, повинні бути надані обґрунтовані відповіді на наступні питання:

- визначення оптимальної кількості, морфометричних характеристик (ширина, глибина) та місць розташування каналів (каналу), які з'єднують водойму з морем для забезпечення максимального водооновлення лиману морськими водами;
- визначення кратності водооновлення водойми морськими водами у обраному варіанті та режимі експлуатації каналу (каналів);
- визначення: оптимального режиму та умов надходження морських вод до водойми в період перетворення прісноводної екосистеми в морську; необхідних заходів щодо мінімізації негативних гідроекологічних наслідків цього процесу; необхідного часу для розвитку та сталого функціонування морської екосистеми;
- оцінка очікуваних гідроекологічних характеристик лиману в умовах оптимального функціонування з'єднувального каналу (каналів), зокрема, просторово-часової мінливості солоності води;
- оцінка інтенсивності занесення каналу (каналів) піском з боку моря та витрат на підтримання його в робочому, передбаченому проектом стані; обґрунтування необхідності будівництва гідротехнічних споруд для зменшення постійних витрат коштів на розчищення каналу та забезпечення його (їх) безперервної роботи.

Вирішення визначених вище задач може бути забезпечено застосуванням сучасних чисельних математичних моделей.

В даному підрозділі викладені результати адаптації до умов водоймища Сасик і верифікації чисельної гідродинамічної моделі Delft3D Flexible Mesh, а також попереднього оцінювання очікуваної просторово-

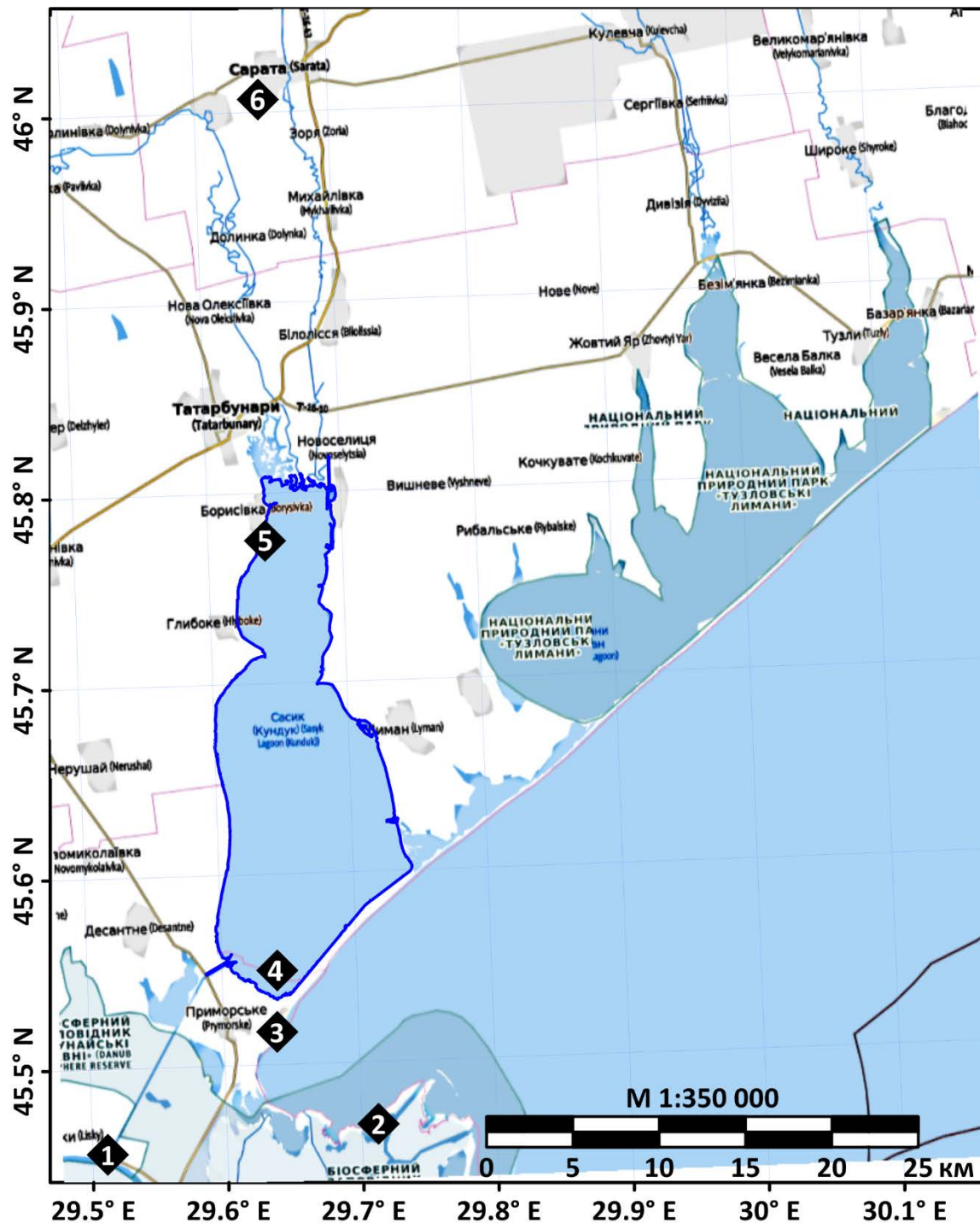


Рисунок 6.21 – Схема розташування водойми Сасик в межах Татарбунарського та Кілійського районів Одеської області: 1 – головний шлюз водопропуску «Дунай-Сасик»; 2 – морський гідрологічний пост «Усть-Дунайськ»; 3 – морський гідрологічний пост «Приморське»; 4 – контрольна точка для аналізу результатів моделювання у південній частині лиману; 5 – гідрологічний пост у с. Борисівка; 6 – ГМС «Сарата» (WMO ID=33896)

часової мінливості солоності вод лиману після встановлення режиму постійного водообміну лиману з морем.

Особливості стаціонарної вітрової циркуляції вод в лимані Сасик, за результатами моделювання із використанням методу повних потоків, вперше обговорювались в роботі [113]. Задача визначення на підставі результатів чисельного гідродинамічного моделювання оптимальних розмірів прорви, яка у разі ренатуралізації вдсх. Сасик у морський лиман забезпечить необхідну інтенсивність водообміну між лиманом і морем, вирішувалась раніше в роботі [114].

Однак, за роки, які пройшли з моменту публікації вищезгаданих робіт, методи чисельного моделювання і моделі гідрофізичних та гідродинамічних процесів зазнали суттєвого розвитку. Ні в яке порівняння не йдуть розрахункові потужності сучасних комп'ютерів, і тих, що були доступні дослідникам на початку 90-х років ХХ ст. Зазнали змін характеристики мінливості гідрометеорологічних процесів та розподіл глибин у водоймі. Тому перевірка, уточнення і доповнення [113, 114] результатами розрахунків, отриманих із застосуванням сучасних чисельних 3-D гідродинамічних моделей також є актуальною задачею.

### 6.3.1 Умови моделювання, результати адаптації і верифікації моделі

Для вирішення поставленої задачі застосовувалась чисельна гідротермодинамічна модель Delft3D Flexible Mesh (Delft3D FM) у 3D-варіанті [105].

Для адаптації моделі до умов лиману Сасик була генерована неструктурована криволінійна розрахункова сітка (рис. 6.22), яка складалась з 4697 розрахункових елементів (4927 вузлів) з перемінними розмірами – від 20 до 500 м. Сітка з достатньою точністю описує основні особливості геоморфологічної будови лиману та містить області телескопізації (1 та 2 на рис. 6.22) результатів моделювання для коректного врахування вузьких з'єднувальних каналів на акваторії лиману, із збереженням прийняттого часу розрахунків на значних (річних) проміжках часу.

Для завдання в моделі просторового розподілу глибин в лимані Сасик (в метрах Балтійської системи висот та глибин), використовувались

дані результатів промірних робіт на акваторії лиману, виконаних у 2009 році. При моделюванні використовувались 10 розрахункових рівнів за вертикаллю у  $\sigma$ -системі координат – кожен товщиною в 10% від повної локальної глибини.

Моделювання з метою верифікації моделі виконувалось за гідрометеорологічних умов 2019 року. При розрахунках, на верхній (з атмосферою) відкритій границі розрахункової області задавались: часова мінливість температури повітря, напрямку і швидкості вітру, кількості атмосферних опадів за даними спостережень на МГП «Приморське» (3 на рис. 6.21); відносної вологості повітря та відсотку хмарності неба за даними спостережень на ГМС «Сарата» (6 на рис. 6.21). На боковій відкритій границі з'єднувального каналу «Дунай-Сасик» (1 на рис. 6.21) задавались спостережені протягом 2019 р. коливання рівня води в р. Дунай (рис. 6.23а) та мінливість температури і мінералізації дунайської води, надані Дунайською гідрометеорологічною обсерваторією.

При моделюванні враховувались оцінки середньомісячних витрат стоку в лиман річок Когильник і Сарата за умов маловодного року 75 % забезпеченості (табл. 6.2) та середньоводного року 50 % забезпеченості (рис. 6.24), розраховані за моделлю «клімат-стік» [52, 53].

Відмітки дна в каналі «Дунай-Сасик» задавались на основі технічних характеристик каналу, наведених в [115, с. 33-34]. Слід зазначити, що на теперішній час існує деяка невизначеність щодо реальних відміток дна в каналі, викликана відсутністю актуальних даних промірів глибин каналу, який постійно заноситься зваженими наносами зі сторони р. Дунай. Режим роботи головного пропускного шлюзу каналу протягом 2019 р. задавався в моделі відповідно до інформації, наданої Кілійським міжрайонним управлінням водного господарства.

Випаровування з водної поверхні лиману розраховувалось в самій моделі, з урахуванням мінералізації вод лиману.

Для верифікації модельних розрахунків використовувались добові дані спостережень за рівнем і температурою води поверхневого шару вод в лимані Сасик протягом 2019 р. на гідрологічному посту «Борисівка». Вимірювання солоності води на цьому гідрологічному посту виконувались лише щоквартально. Початковий розподіл температури, солоності і відмітки рівня води у водоймі приймався однорідним у просторі.



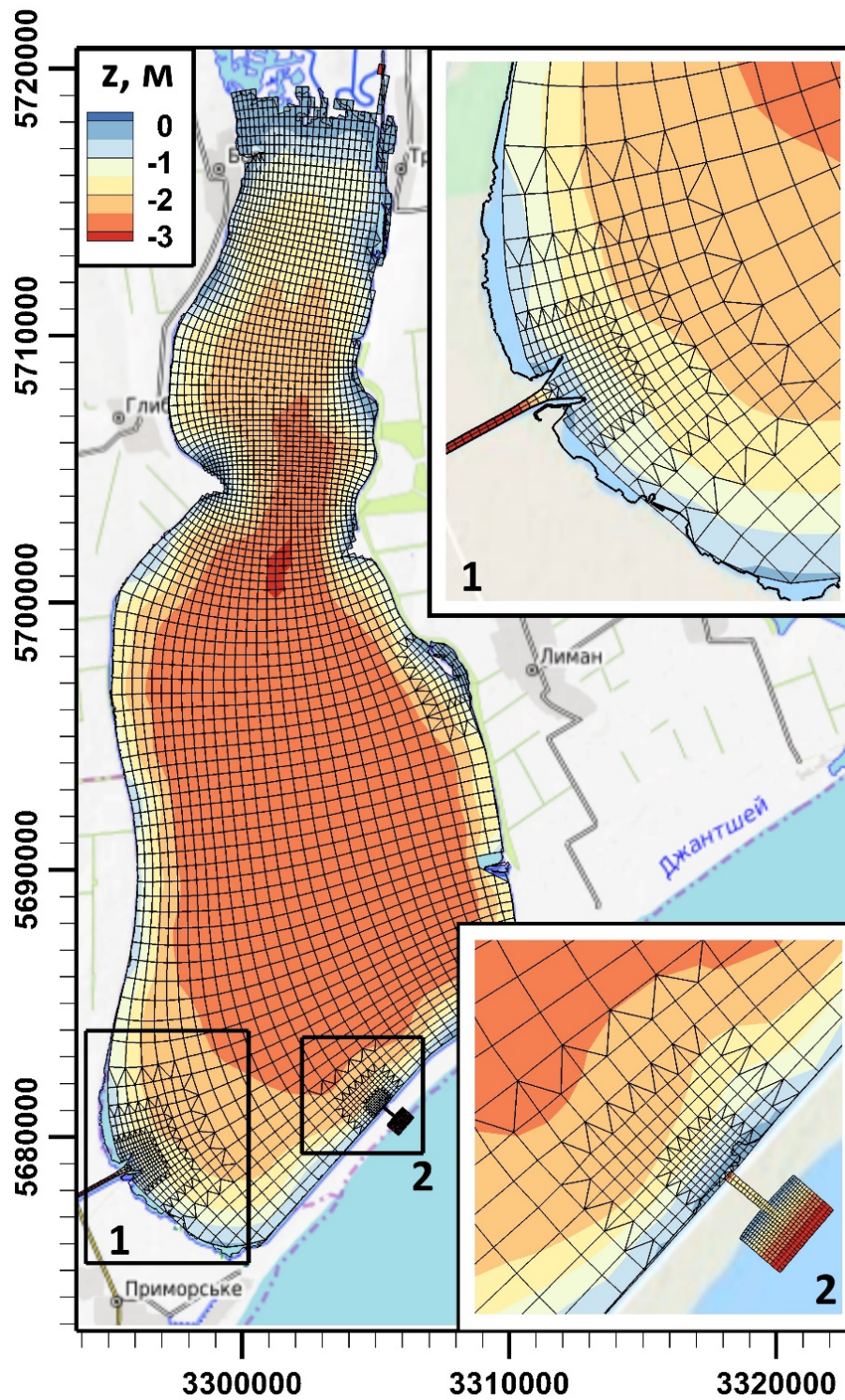


Рисунок 6.22 – Розрахункова сітка, побудована для акваторії лиману Сасик: 1 – діючий канал «Дунай-Сасик»; 2 – з'єднувальний канал «Чорне море-Сасик», що пропонується

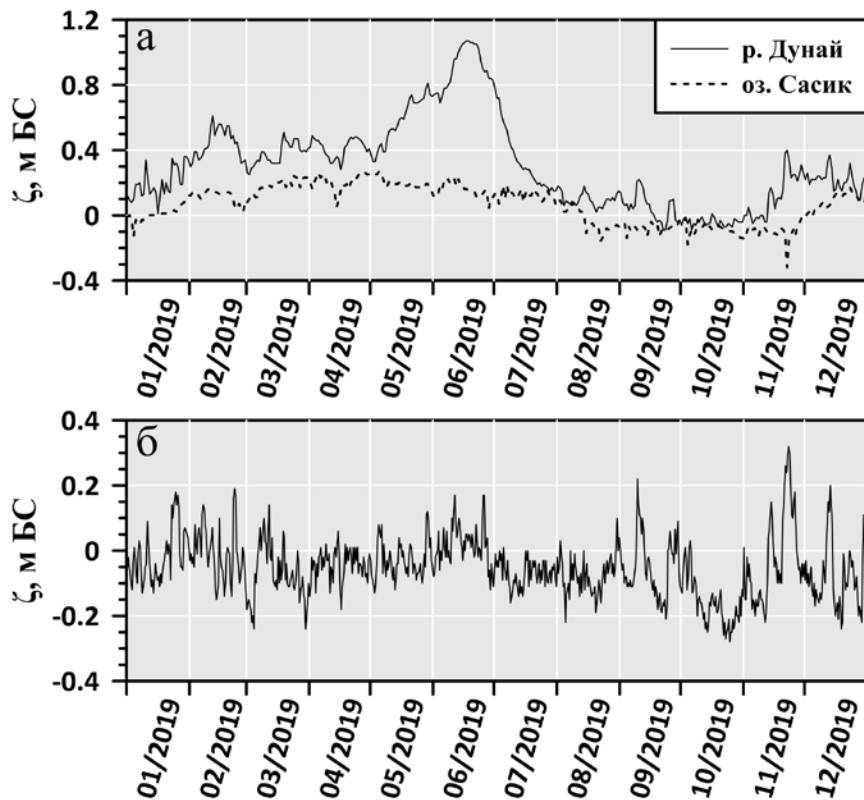


Рисунок 6.23 – Річна мінливість протягом 2019 р. відміток рівня води в р. Дунай, м BC, на відкритій границі каналу «Дунай-Сасик» та у вдсх. Сасик біля с. Борисівка (а), в море за даними МГП «Приморське» (б)

Таблиця 6.2 – Витрати річок, м<sup>3</sup>/с, Когильник і Сарата у маловодний рік 75% забезпеченості

Місяці	р.Когильник	р.Сарата
I	0	0
II	0,125	0
III	0,503	0
IV	1,02	0
V	0,254	0
VI	0,167	0
VII	0	0
VIII	0	0
IX	0	0
X	0	0
XI	0	0
XII	0	0

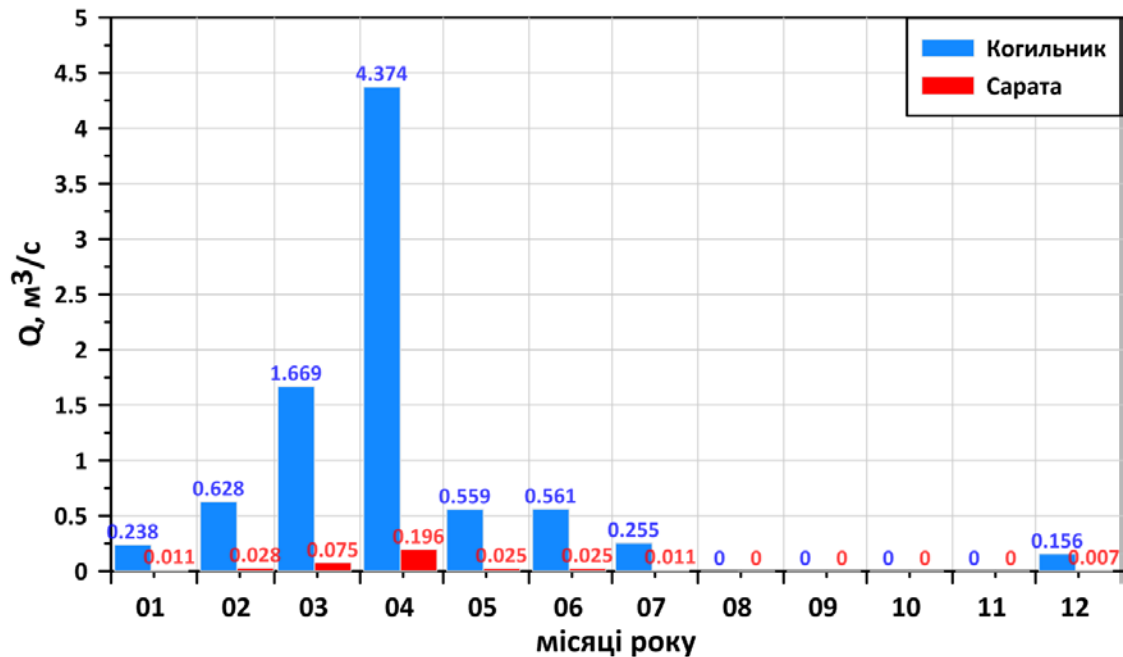


Рисунок 6.24 – Витрати річок, м³/с, Когильник і Сарата у середньоводний рік 50% забезпеченості

Під час адаптації моделі були проведені модельні розрахунки сталої вітрової циркуляції вод на акваторії лиману. Для калібрування баротропної складової моделі були використані емпіричні залежності розмаху коливань рівня води в лимані від швидкості вітру, наведені в [41] (рис. 6.25) та [114]. При цьому, основним параметром моделі, який підлягав налаштуванню, було обрано коефіцієнт поверхневого вітрового тертя  $c_d$ , який використовується для розрахунку вітрової напруги тертя  $\tau_s$  на верхній (з атмосферою) відкритій границі розрахункової області [116]:

$$|\tau_s| = \rho_a c_d U_{10}^2, \quad (6.1)$$

де  $\rho_a$  – густина повітря, кг/м³;  $U_{10}$  – швидкість вітру на висоті 10 м, м/с;  $c_d$  – коефіцієнт поверхневого вітрового тертя, який залежить від  $U_{10}$ :

$$c_d(U_{10}) = \begin{cases} c_d^A, & U_{10} \leq U_{10}^A, \\ c_d^A + (c_d^B - c_d^A) \frac{U_{10} - U_{10}^A}{U_{10}^B - U_{10}^A}, & U_{10}^A \leq U_{10} \leq U_{10}^B, \\ c_d^B + (c_d^C - c_d^B) \frac{U_{10} - U_{10}^B}{U_{10}^C - U_{10}^B}, & U_{10}^B \leq U_{10} \leq U_{10}^C, \\ c_d^C, & U_{10}^C \leq U_{10}. \end{cases} \quad (6.2)$$

Значення коефіцієнтів поверхневого вітрового тертя, встановлені під час калібрування моделі для умов лиману Сасик, приймалися рівними:  $c_d^A = 3,8 \times 10^{-3}$ ,  $c_d^B = 1,6 \times 10^{-3}$  та  $c_d^C = 1,235 \times 10^{-3}$  при швидкостях вітру 5, 10 та 15 м/с відповідно.

Моделльні розрахунки проводилось протягом 6 днів модельного часу за умов стаціонарних вітрів різних напрямків швидкістю 6 та 14 м/с. Встановлено, що усталення баротропної циркуляції вод та відхилень рівня води в лимані від стану спокою відбувається протягом перших 12-ти годин (0,5 діб) модельного часу (рис. 6.26). За умов стаціонарного вітру північного напрямку швидкістю 14 м/с максимальний перепад рівня між північною та південною частинами лиману становить 0,58 м, а за умов вітру південного напрямку тієї ж швидкості – 0,52 м. Ці значення узгоджуються з емпіричною залежністю максимального перепаду рівня між північною і південною частинами водосховища у разі вітрів північних румбів, наведеною в [114]. Однак, різниця в перепадах рівня води у разі південних і північних вітрів однієї швидкості не така велика, як при використанні залежностей наведених в [114], що може бути наслідком зміни розподілу глибин у водоймі та гідрологічних умов.

Основні параметри моделі Delft3D FM, визначені під час її калібрування для умов 2019 року, зведені в табл. 6.3.

На рис. 6.27-6.28 приведені, як приклад, результати моделювання просторової мінливості рівня води та циркуляції вод в лимані за умов стаціонарних вітрів північного, північно-західного та північно-східного напрямків швидкістю 14 м/с. Видно, що вітрова циркуляція вод в лимані має двошаровий характер у віддаленій від берегів відносно глибокій його частині, і одношаровий – у мілководній зоні вздовж берегу. Основні закономірності формування вітрової циркуляції вод у водоймищі Сасик подібні до визначених в роботах [89, 117], хоча й є особливості,

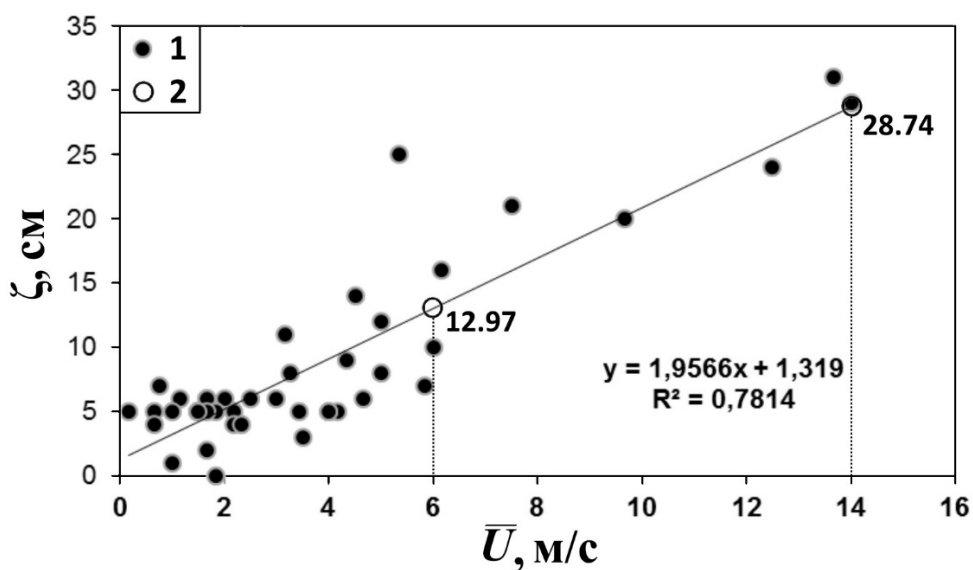


Рисунок 6.25 – Залежність розмаху коливань рівня води  $\zeta$ , см, від модуля швидкості вітру  $\bar{U}$ , м/с, для лиману Сасик за результатами: 1 – спостережень у 2011 р. [41]; 2 – розрахунків за моделлю Delft3D FM при стаціонарному північному вітрі швидкістю 6 та 14 м/с

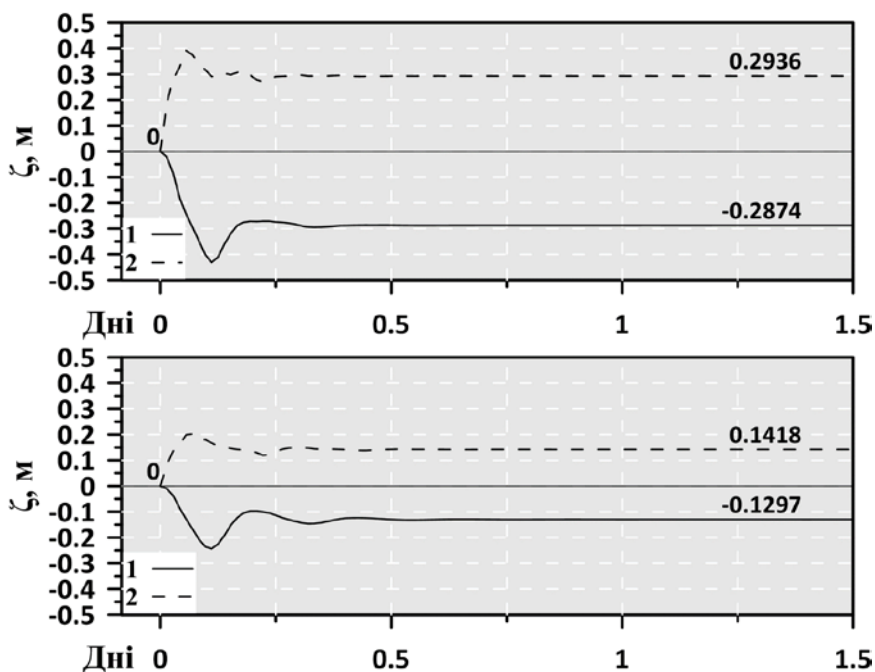


Рисунок 6.26 – Відхилення рівня води  $\zeta$ , м, від стану спокою, в лимані Сасик при стаціонарному вітрі північного напрямку швидкістю 14 м/с (а) та 6 м/с (б): 1 – північна частина лиману (точка 5 на рис. 6.21); 2 – південна частина лиману (точка 4 на рис. 6.21)

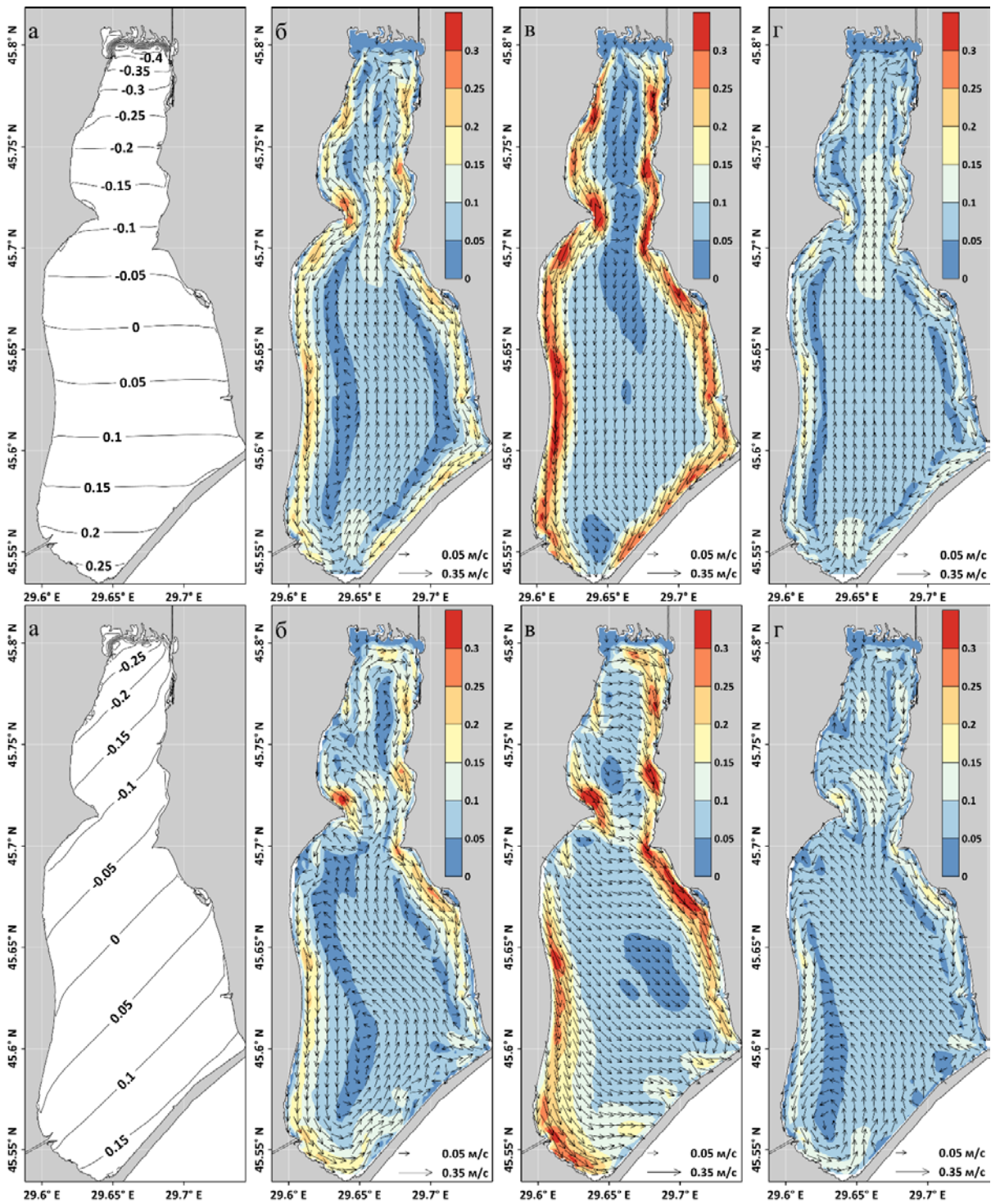


Рисунок 6.27 – Поля відхилень рівня води, м, від незбуреного стану (а), векторів та модулю швидкості осереднених за глибиною (б), поверхневих (в) та придонних (г) течій, м/с, в лимані Сасик при стаціонарних вітрах північного (зверху) та північно-західного (знизу) напрямків швидкістю 14 м/с

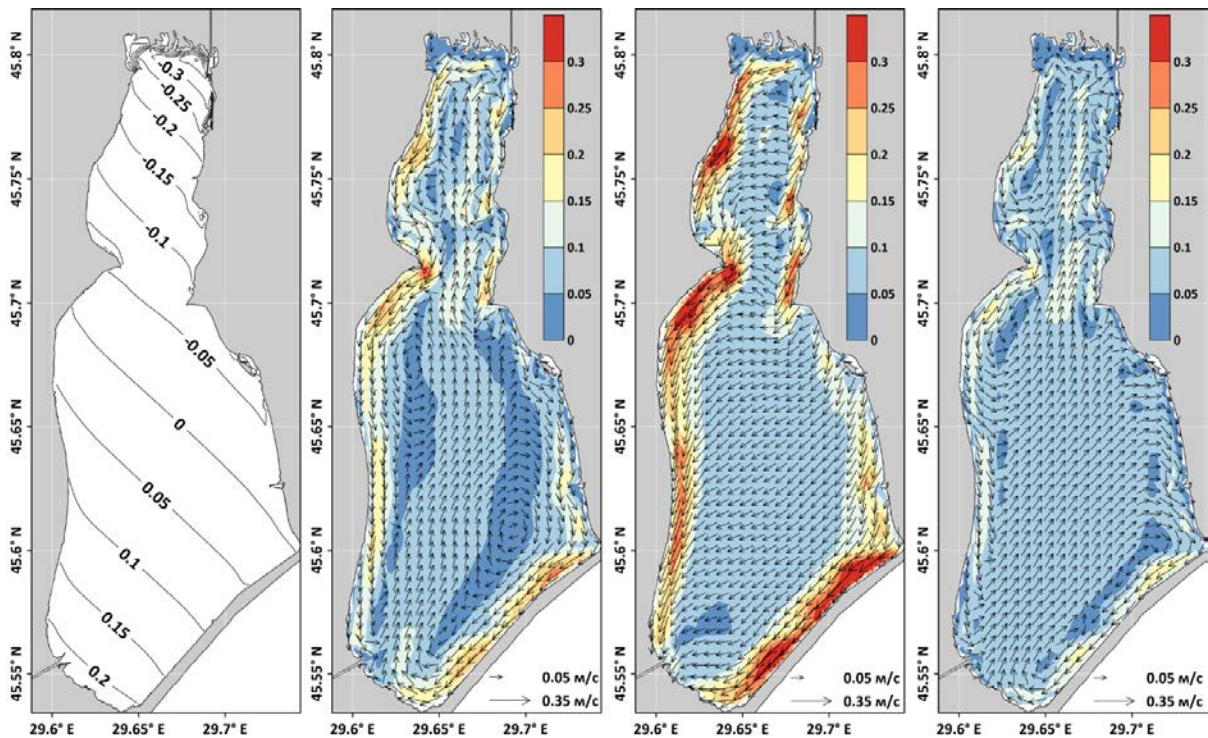


Рисунок 6.28 – Поля відхилень рівня води, м, від незбуреного стану (а), векторів та модулю швидкості осереднених за глибиною (б), поверхневих (в) та придонних (г) течій, м/с, в лимані Сасик при стаціонарних вітрах північно-східного напрямку швидкістю 14 м/с

пов'язані з просторовим розподілом глибин, конфігурацією берегів, які були встановлені завдяки застосуванню розрахункової сітки з високою просторовою деталізацією. До таких, наприклад, відноситься значно ширша, ніж у [89], баротропна компенсаційна течія, спрямована проти вітру при повздовжніх відносно осі лиману вітрах, і, відповідно, значне звуження циркуляційних вихорів по обидві сторони від її струменя в південній частині лиману.

Верифікація моделі виконувалась за гідрометеорологічних умов 2019 року.

В ході калібрування було встановлено, що при завданні кількості атмосферних опадів за даними різних гідрометеорологічних станцій – «Усть-Дунайськ», «Приморське», «Сарата», найбільш достовірні результати моделювання були отримані з використанням даних МГП «Приморське».

На рис. 6.29 представлені графіки річної мінливості виміряних та змодельованих гідрологічних характеристик вод лиману Сасик у 2019 р. Незважаючи на деяку переоцінку моделлю максимальних значень відміток

рівня води в період весняної повені (наприкінці квітня-початку травня), загальний хід рівня води в лимані протягом року відтворений моделлю достовірно (рис. 6.29а). Також добре узгоджуються модельовані і фактичні дані щодо річної мінливості поверхневої температури води в лимані (рис. 6.29в), що свідчить про коректний розрахунок тепло- та масообміну на верхній відкритій границі лиману в атмосферному блоці моделі.

Таблиця 6.3 – Параметри моделі Delft3D FM, визначені при калібруванні

№ з/п	Назва параметру моделі	Одиниці виміру	Значення, яке задавалось
1.	Коефіцієнт горизонтальної турбулентної в'язкості	м <sup>2</sup> /с	0,1
2.	Коефіцієнт горизонтальної турбулентної дифузії	м <sup>2</sup> /с	0,1
3.	Коефіцієнт вертикальної турбулентної в'язкості	м <sup>2</sup> /с	$5,0 \times 10^{-5}$
4.	Коефіцієнт вертикальної турбулентної дифузії	м <sup>2</sup> /с	$5,0 \times 10^{-5}$
5.	Коефіцієнт Смагоринського для підсіткової моделі турбулентності	-	0,1
6.	Коефіцієнт поверхневого вітрового тертя	-	від $3,80 \times 10^{-3}$ до $1,2350 \times 10^{-3}$
7.	Коефіцієнт донного тертя за Маннінгом	м <sup>-1/3</sup> с	від $1,80 \times 10^{-3}$ до $2,30 \times 10^{-3}$
8.	Число Дальтона (випаровування при вимушеній конвекції)	-	$1,60 \times 10^{-3}$
9.	Число Стентона (випаровування при контактному теплообміні з атмосферою)	-	$1,00 \times 10^{-3}$

Деякі більші розбіжності між модельованими та фактичними даними мають місце для солоності поверхневого шару вод лиману у четвертому кварталі 2019 р. (рис. 6.29б). Це можна пояснити як недостатнім обсягом наявних даних спостережень (4 вимірних значення солоності на рік), так і похибками, які виникають внаслідок: (1) неточності завдання поточних глибин у з'єднувальному каналі «Дунай - Сасик»; (2) завдання в моделі



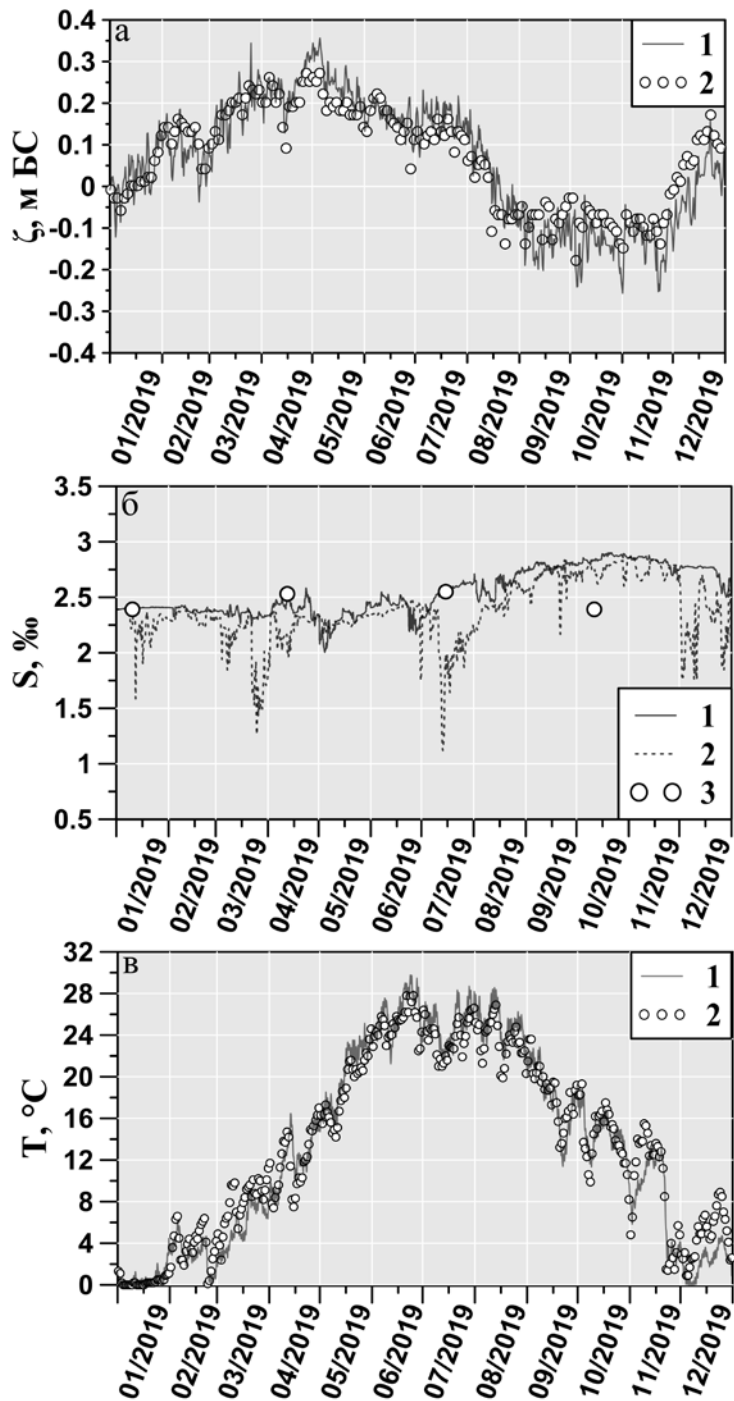


Рисунок 6.29 – Мінливість змодельованих та спостережених гідрологічних характеристик вод вдсх. Сасик у 2019 році: а – рівня води, м БС (1 – за результатами моделювання на ділянці акваторії біля с. Борисівка, 2 – натурні спостереження); б – солоності води, ‰ (1 – за результатами моделювання на ділянці акваторії біля с. Борисівка, 2 – за результатами моделювання у південній частині лиману, 3 – натурні спостереження); в – температури води, °С (1 – за результатами моделювання на ділянці акваторії біля с. Борисівка; 2 – натурні спостереження)

мінливості метеорологічних параметрів за даними метеостанцій, розташованих на значній (25-30 км) відстані від контрольної точки в лимані; (3) використанням розрахункових, а не фактичних даних щодо річкового стоку з водозбору лиману.

### 6.3.2 Мінливість солоності вод у водоймі за різних варіантів відновлення її водообміну з морем

Адаптована по умов вдсх. Сасик та верифікована за умов 2019 р. гідротермодинамічна модель Delft3D FM, була використана для оцінювання характеру коливань солоності води в лимані після відновлення його зв'язку з морем через штучно створений у пересипу сполучний канал «море-лиман» шириною 100 м та глибиною 1,5 м.

Для проведення розрахунків водообміну лиману з морем на криволінійній розрахунковій сітці було згенеровано область підвищеної деталізації, яка включала як з'єднувальний канал, так і частину прилеглої морської акваторії (2 на рис. 6.22).

В чисельних експериментах з моделлю розглядались такі варіанти водного менеджменту лиману за гідрометеорологічних умов 2019 р.:

- варіант 1 – надходження дунайських вод в лиман через канал «Дунай-Сасик» відсутнє, річковий стік в лиман відповідає **маловодному року 75 %** забезпеченості, а канал «море-лиман» шириною 100 м і глибиною 1.5 м відкритий протягом року;
- варіант 2 – надходження дунайських вод в лиман через канал «Дунай-Сасик» відсутнє, річковий стік в лиман відповідає **середньоводному року 50 %** забезпеченості, а канал «море-лиман» шириною **100 м** і глибиною 1.5 м відкритий протягом року;
- варіант 3 – надходження дунайських вод в лиман через канал «Дунай-Сасик» відсутнє, річковий стік в лиман відповідає **середньоводному року**, а канал «море-лиман» шириною **250 м** і глибиною 1.5 м відкритий протягом року;
- варіант 4 – в перший рік розрахунків надходження дунайських вод в лиман через канал «Дунай-Сасик» відсутнє, а в другий рік – **відбувається протягом травня-липня**; річковий стік в лиман відповідає **маловодному року 75 %** забезпеченості, а канал «море-лиман» шириною **100 м** і глибиною 1.5 м відкритий протягом року.

Для всіх варіантів розрахунків на відкритій морській границі з'єднувального каналу «море-лиман» задавались коливання рівня моря (рис. 6.23б), мінливість солоності та температури морської води за даними спостережень на МГП «Приморське» у 2019 р. В другий рік моделювання повторювались гідрометеорологічні умови 2019 р., але початкові гідрологічні умови для розрахунку в лимані брались з останнього моменту часу розрахунку за перший рік.

Часова мінливість солоності води в південній та північній частинах лиману, отримана при моделюванні вказаних вище варіантів водного менеджменту, показана на рис. 6.30-6.34. З рисунків видно, що у разі функціонування тільки каналу «море-лиман», до кінця першого року моделювання у варіантах 1,3 відбувається підвищення солоності вод в лимані до її значень характерних для морських вод, а у варіанті 2, коли водообмін з морем обмежений шириною з'єднувального каналу 100 м, але річковий стік відповідає умовам середньоводного року, на кінець першого року моделювання – початок другого, солоність вод в лимані залишається декілька меншою, ніж у прилеглій частині моря.

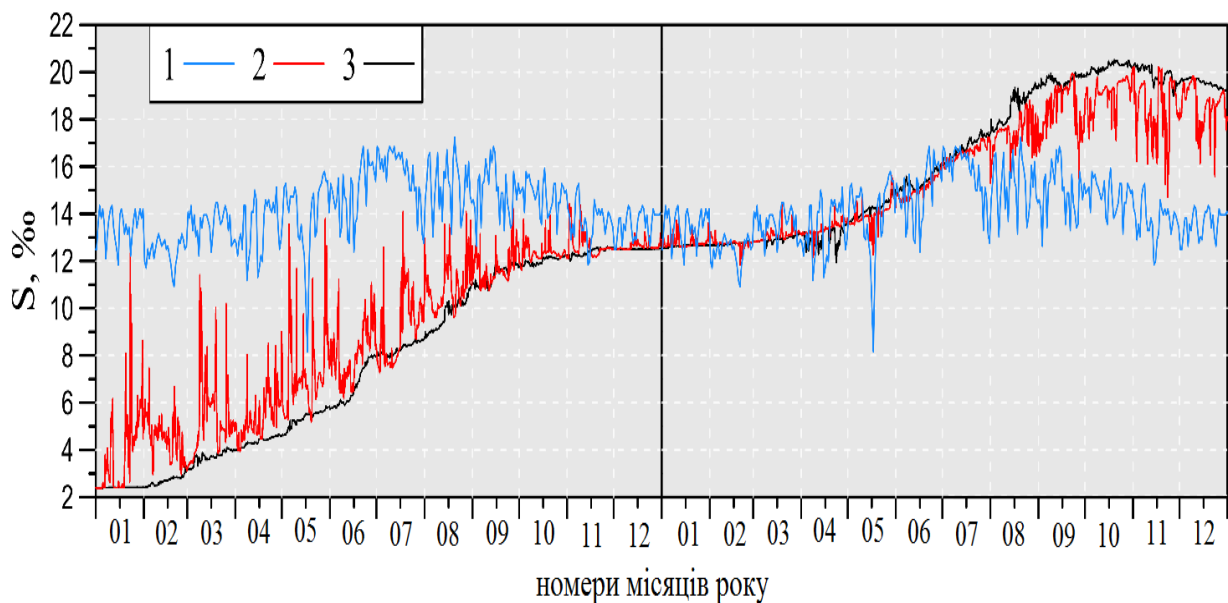


Рисунок 6.30 – Зміни солоності води в лимані Сасик у **варіанті 1** (1 – в морі біля каналу, 2 – точка в південній частині лиману; 3 – точка в північній частині лиману)

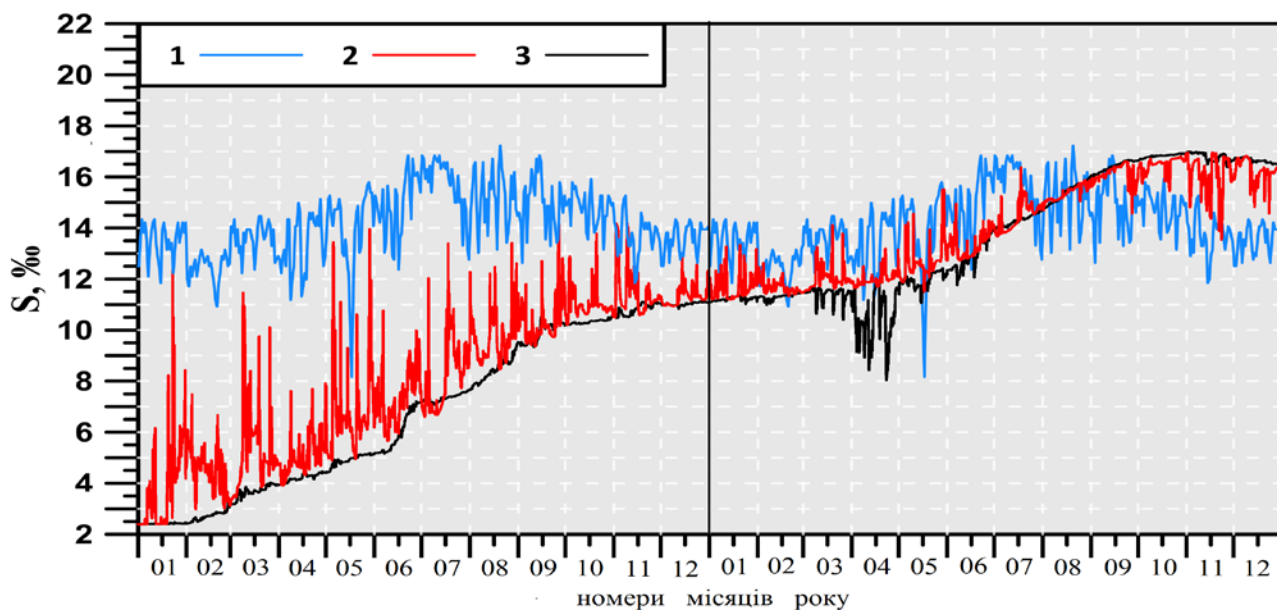


Рисунок 6.31 – Зміни солоності води в лимані Сасик у **варіанті 2** (1 – в морі біля каналу, 2 – точка в південній частині лиману; 3 – точка в північній частині лиману)

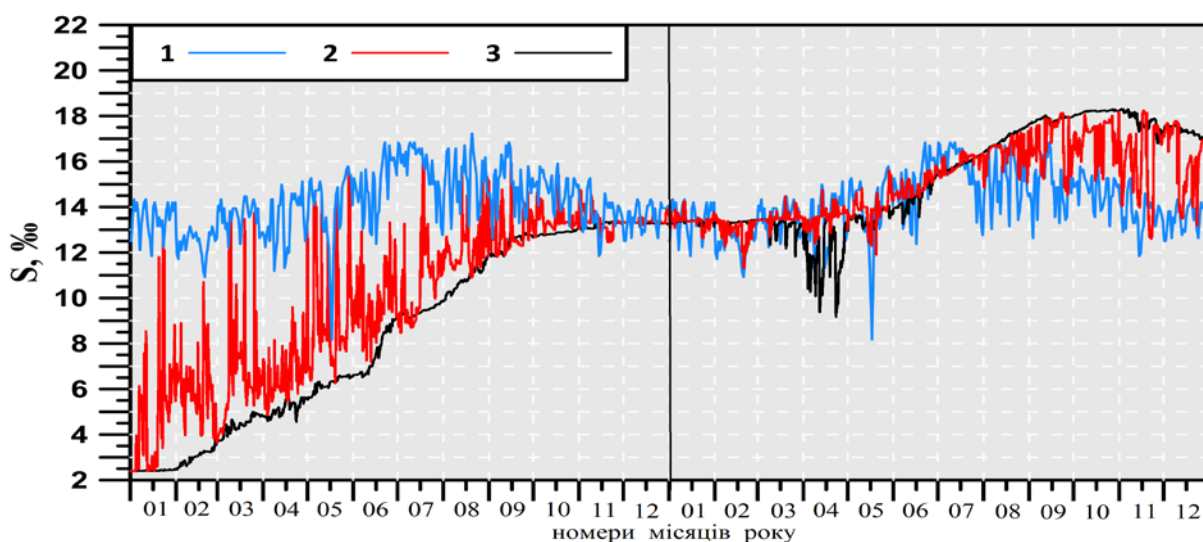


Рисунок 6.32 – Зміни солоності води в лимані Сасик у **варіанті 3** (1 – в морі біля каналу, 2 – точка в південній частині лиману; 3 – точка в північній частині лиману)

Протягом другого року моделювання солоність вод в лимані, починаючи з серпня, в усіх варіантах перевищує солоність морських вод внаслідок інтенсивного випаровування. На кінець другого року моделювання солоність лиманних вод приблизно на 5,0 ‰ перевищує солоність морських вод у варіанті 1, на 3,0 ‰ – у варіанті 2 і на 3,5 ‰ – у варіанті 3. Максимальна солоність води в лимані у жовтні-листопаді

другого року моделювання трохи перевищує 20 ‰ у варіанті 1, 18 ‰ – у варіанті 3 і дорівнює 17 ‰ – у варіанті 2.

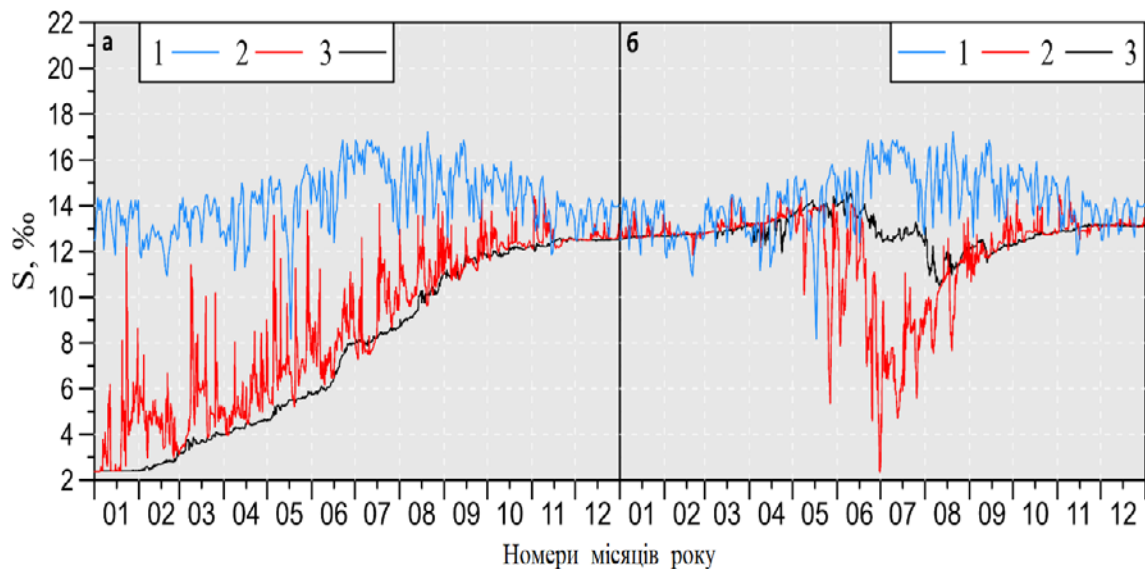


Рисунок 6.33 – Зміни солоності води в лимані Сасик у **варіант 4** (1 – в морі біля каналу, 2 – точка в південній частині лиману; 3 – точка в північній частині лиману)

Отже, постійне функціонування протягом року з'єднувального каналу «море-лиман» у варіантах 1-3 не здатне запобігти засоленню вод лиману у багаторічній перспективі і забезпечити стабілізацію його гідроекологічного режиму. Однак, такі вимоги забезпечуються у разі реалізації варіанту 4 водного менеджменту лиману (рис. 6.33), коли забезпечується надходження дунайських вод до лиману протягом травня-липня – в період, коли відмітки рівня води в р. Дунай за умов 2019 р. значно перевищували відмітки рівня води в лимані.

Мінливість просторового розподілу солоності вод в лимані Сасик протягом року, отримана при моделюванні першого року за варіантом 1 і другого року за варіантом 4 наведена на рис. 6.34.

Для визначення часу водооновлення лиману Сасик морськими водами, які надходять до нього через з'єднувальний канал, застосовувалась методика апробована в [103]. Як індикатор проникнення морських вод в лиман і ступеня водооновлення ними вод різних частин лиману, розглядалася домішка нейтральної плавучості, концентрація якої в морській воді приймалася рівною 100 умовним одиницям (ум. од.), а в лимані в початковий момент часу – нулю. У такій постановці, динаміка

концентрації умовної домішки в кожній точці розрахункової області лиману відповідає динаміці об'ємної концентрації морської води, представленій у відсотках. Досягнення верхньої межі в 100 ум. од. відповідає повному водооновленню в розрахунковій точці в результаті надходження морських вод.

Результати розрахунків динаміки об'ємної концентрації морської води в точках, які розташовані в північній і південній частинах лиману, у разі реалізації **варіанту 1** показані на рис. 6.35. Вони свідчать, що час повного водооновлення лиману складе 1 рік і 5 місяців. Незважаючи на те, що вся вода в лимані обновляється морською вже до середини 2-го року моделювання, зростання солоності вод в лимані продовжується до кінця року.

Важливим показником зміни характеристик гідрологічного режиму водоймища Сасик в перехідний період його ренатуралізації в морський лиман є динаміка зміни солоності вод. Вважається, що після відновлення водообміну з морем, при підвищенні значень солоності води до 7-8 ‰, відбудеться масова загибель прісноводних видів флори і фауни і почнеться формування морської екосистеми водоймища [118]. Результати для першого року моделювання, наведені на рис. 6.30-6.34, демонструють, що проміжок часу з моменту початку водообміну з морем, протягом якого буде досягнута ця критична межа солоності, становить для південної частини лиману приблизно 4 місяця, а для північної – 6 місяців. Однак, навіть протягом перших 4-х місяців року, солоність вод в південній частині лиману може короткочасно зростати до значень, які перевищують критичні 7-8 ‰, особливо у варіанті 3 з шириною каналу 250 м.

Отже, результати адаптації до умов водосховища Сасик та верифікації чисельної гідротермодинамічної моделі Delft3D FM свідчать про можливість її застосування для вивчення різних гідрологічних аспектів та наслідків повернення водойми до природного статусу морського лиману шляхом відновлення водообміну з морем.

На підставі результатів сценарного моделювання за гідрометеорологічних умов 2019 р. було встановлено [13], що у разі припинення надходження до водойми дунайських вод через канал «Дунай-Сасик» та встановлення постійного протягом року водообміну водойми з морем через штучний з'єднувальний канал «море-лиман» шириною 100 м і глибиною 1,5 м, час повного водооновлення лиману складе 1 рік і 5

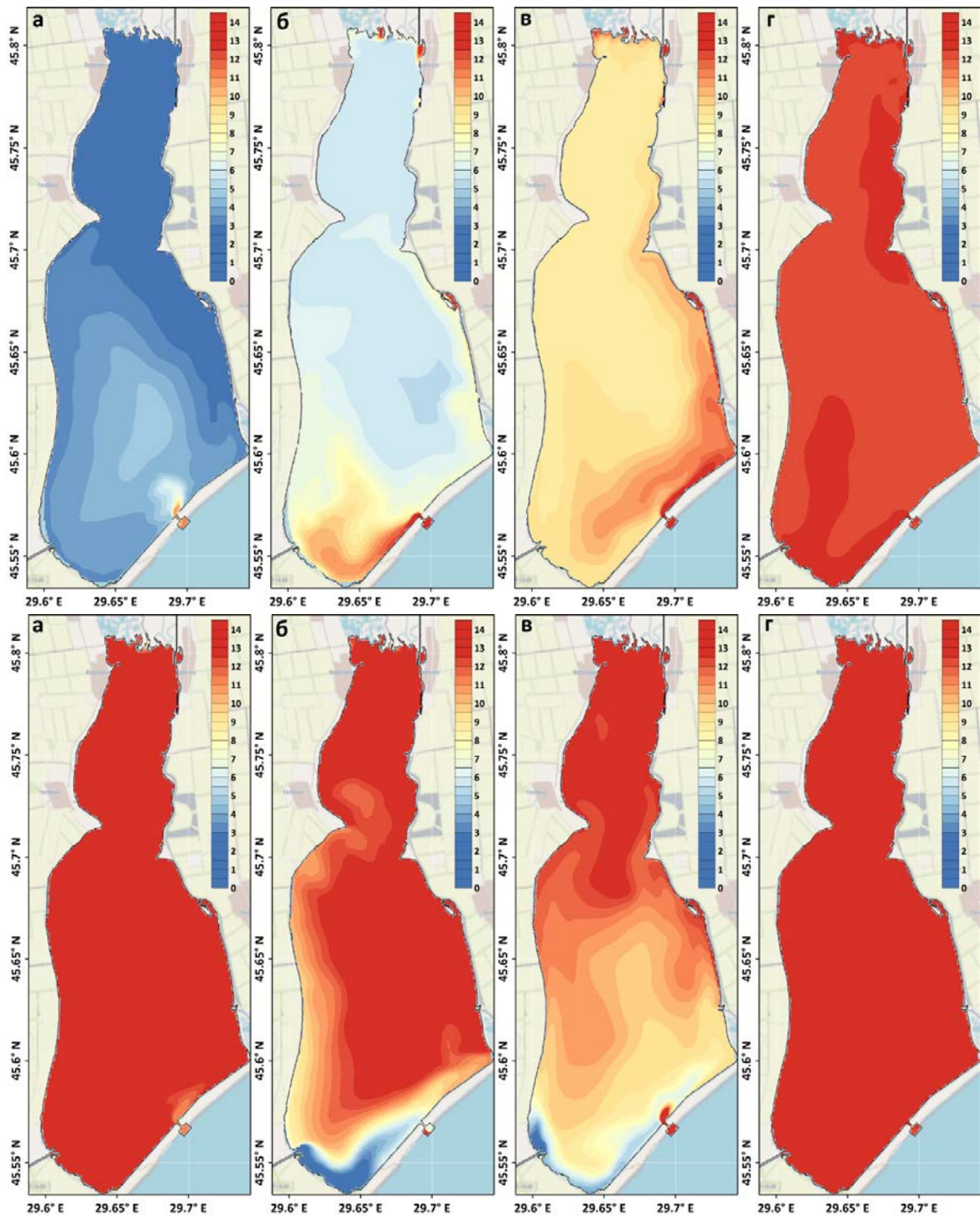


Рисунок 6.34 – Змодельовані поля солоності, ‰, у поверхневому шарі вод лиману Сасик у різні моменти часу за умов **Варіанту 1 (перший рік моделювання)** (зверху: а – 20.02.2019 р. 06:00; б – 31.05.2019 р. 00:00; в – 31.07.2019 р. 18:00; г – 15.11.2019 р. 12:00) та **Варіанту 4 (другий рік моделювання)** (знизу: а – 20.02.2019 р. 06:00; б – 27.05.2019 р. 00:00; в – 26.07.2019 р. 18:00; г – 15.11.2019 р. 12:00)

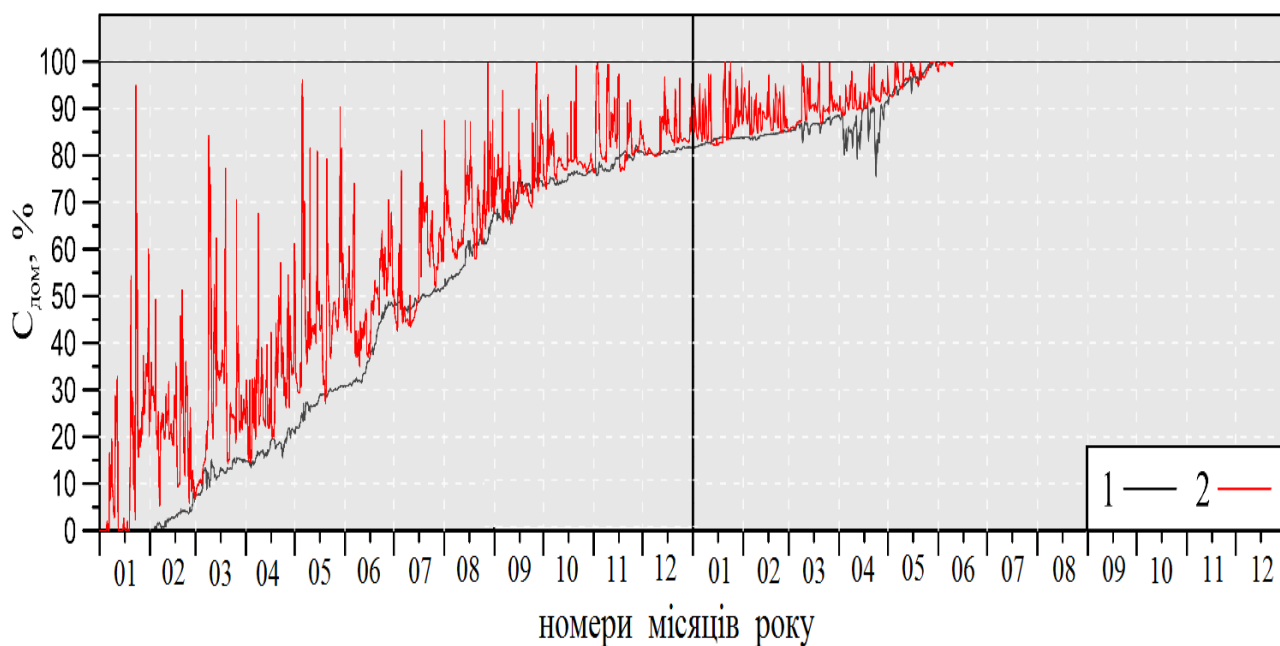


Рисунок 6.35 – Зміни об’ємної концентрації морської води, %, яка надходить до лиману через канал «море-лиман» у **варіанті 1** (1 – точка в північній частині лиману, 2 – точка в південній частині лиману)

місяців, але стабілізація солоності вод в лимані не відбудеться, тобто в багаторічній перспективі буде відбуватись засолення вод лиману. Проміжок часу з моменту початку водообміну з морем, протягом якого буде досягнута критична для існування прісноводних видів флори і фауни межа 7-8 ‰ солоності вод в лимані, становить для південної частини лиману приблизно 4 місяці, а для північної – 5,5 місяця. Після цього почнеться формування морської екосистеми водоймища.

Збільшення ширини з’єднувального каналу «море-лиман» до 250 м (варіант 3) сприяє проникненню солоних морських вод в лиман, але також не вирішує проблему багаторічного засолення водойми. Більш того, цей варіант виявляється менш ефективним з точки зору зменшення темпів зростання солоності вод в лимані, ніж варіант 2.

Разом з тим показано, що стабілізація солоності вод в лимані в другий рік моделювання може бути досягнута у разі забезпечення надходження дунайських вод до лиману протягом періоду, коли відмітки рівня води в р. Дунай значно перевищували відмітки рівня води в лимані (травень-липень 2019 р.).



#### 6.4 Визначення морфометричних характеристик з'єднувального каналу, за яких відбувається стабілізація гідроекологічних умов в Тилігульському лиману

Тилігульський лиман ( $46^{\circ} 39,3'$  -  $47^{\circ} 05,3'$  пн.ш.,  $30^{\circ}57,3'$  -  $31^{\circ}12,7'$  сх.д., рис. 6.36) відділений від моря природним піщаним пересипом, в якому наприкінці 50-х років ХХ століття в рибогосподарських цілях був прокладений штучний канал довжиною 3,3 км і глибиною 3 м, що з'єднав лиман з морем. Південна частина каналу, що примикає до моря, за минулі роки сильно обміліла внаслідок транспортування піску з боку моря.

В результаті зменшення пропускної здатності каналу і інтенсивного випаровування з водної поверхні лиману влітку, з 2007 року почався період значного зниження рівня води в лимані, який тимчасово вдалося зупинити лише в 2010 р., коли канал був відкритий в період квітень-серпень. До 2015 р. розчищення морської частини каналу стало неефективним через значне зменшення глибин на більшій частині його довжини. Було прийнято рішення про реконструкцію каналу, оскільки при тривалій відсутності зв'язку з морем в лимані не тільки виникає багаторічна тенденція зменшення об'єму води і, отже, відбувається його обміління (за 5 років рівень води в лимані знизився на 1,5 м в порівнянні з рівнем моря), але також швидкими темпами збільшується солоність води, концентрації біогенних і забруднюючих речовин [20].

За проектом реконструкції канал мав бути поглиблений до позначки мінус 2,2 м БС, що відповідає глибині в каналі  $\approx 2,0$  м. Проектна ширина каналу  $\approx 23$  м. Однак, в останній час фахівці все частіше висловлюють думку, що для запобігання багаторічній тенденції засолення лиману потрібно збільшити його глибину та ширину.

У зв'язку з вищевикладеним, вирішувалась задача визначення гідроекологічної ефективності збільшення пропускної здатності з'єднувального каналу, порівняно з проектованою, шляхом збільшення його глибини з 2,0 до 3,0 м і ширини з 23 до 100 м.

Для вирішення поставленого завдання використовувалась чисельна тривимірна нестационарна гідротермодинамічна модель в постановці [19, 106]. Характерна особливість моделі полягає в можливості її використання для розрахунків динаміки вод і поширення домішки в морських акваторіях, окремі ділянки яких мають менший (підсітковий) розмір в одному з

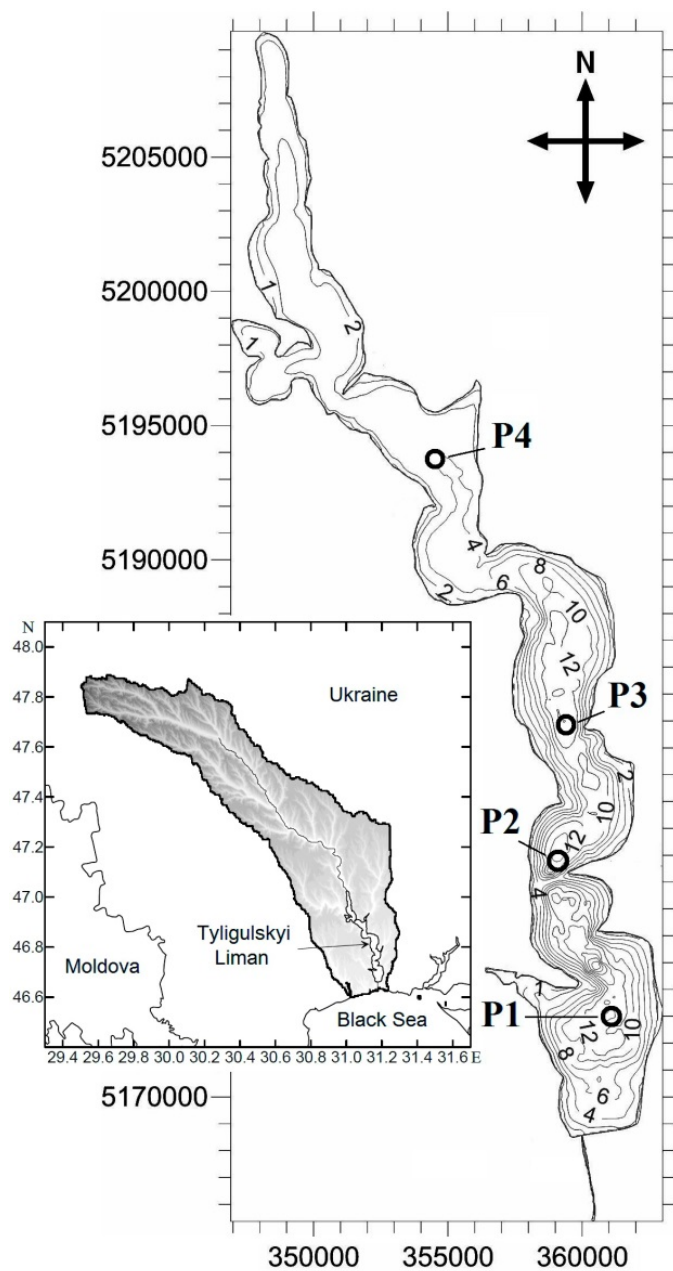


Рисунок 6.36 – Географічне розташування, карта глибин (в метрах) та розташування реперних точок на акваторії Тилігульського лиману, в яких аналізувалися результати розрахунків. На осях координат вказані відмітки сітки Універсальної поперечної проєкції Меркатора (Universal Transverse Mercator – UTM) в метрах, зона 36N

горизонтальних напрямків, ніж крок розрахункової сітки (наприклад, сполучний канал). Опис рівнянь моделі, параметризацій і граничних умов в адаптованій для Тилігульського лиману версії наведено в [119]. При

моделюванні враховувалося падіння позначки рівня води в лимані за рахунок різниці добових сум атмосферних опадів і випаровування.

Для розрахунку швидкості випаровування з водної поверхні лиману використовувалася формула ГГІ [120], з урахуванням поправочного множника, що враховує вплив солоності [121]:

$$E=0.14(1+0.72W)(e_0-e_a)K_s, \quad (6.3)$$

$$\text{де } K_s = 0.75 + 0.25 \exp(-0.065S_o). \quad (6.4)$$

Тут  $E$  – швидкість випаровування, м/добу;  $W$  – швидкість вітру, м/с;  $e_0$  – пружність насиченої водяної пари, яка розраховувалася по змодельованій температурі води поверхневого шару;  $e_a$  – реальна пружність водяної пари, яка розраховувалася на основі спостережених значень температури і відносної вологості повітря;  $S_o$  – солоність вод поверхневого шару.

При моделюванні акваторія лиману (рис. 6.36), з урахуванням з'єднувального каналу, покривалася горизонтальною розрахунковою сіткою  $41 \times 107$  вузлів з кроком 400 м. Використовувались 10 розрахункових рівнів по вертикалі в  $\sigma$  - системі координат. Крок інтегрування рівнянь моделі за часом становив 3 с для баротропної складової швидкості течій і 18 – для барокліної.

При функціонуванні з'єднувального каналу спрямованість і інтенсивність водообміну з морем визначаються морфологічними характеристиками каналу (шириною, глибиною) і ініційованими вітром короткоперіодними відгінно-нагінними коливаннями рівня води в лимані і морі.

Як індикатор проникнення морських вод в лиман і ступеня водооновлення ними вод різних частин лиману, використовувалася домішка нейтральної плавучості, концентрація якої в морській воді приймалася рівною 100 умовним одиницям (ум. од.), а в лимані в початковий момент часу – нулю.

Моделювання проникнення морських вод в лиман проводилося за реальних гідрометеорологічних умов, які спостерігались у 2012 р. При моделюванні часова мінливість напрямку і швидкості вітру, температури повітря, а також позначки рівня моря (з дискретністю 6 годин), солоності і температури морської води (середні декадні значення) на морський відкритій межі з'єднувального каналу задавалася на основі даних

спостережень, виконаних на прибережній гідрометеорологічній станції «порт Південний». Сток р. Тилігул задавався на основі середньодекадних даних спостережень на гідрологічному посту «Березівка».

Вертикальний розподіл температури і солоності води в лимані в початковий момент часу задавався однорідним у просторі. При інтегруванні за часом рівнянь гідродинамічної моделі, з асиміляцією описаної вище інформації на межах розрахункової області, формування горизонтально неоднорідної просторової структури полів температури і солоності води відбувається, зокрема, в результаті різної інтенсивності прогрівання і осолонення (при випаровуванні) вод в мілководних і глибоких частинах акваторії лиману, вертикального турбулентного перемішування теплих поверхневих і холодних придонних вод в районах глибоких улоговин в південній і центральній частинах лиману, проникнення в акваторію лиману прісних вод річки Тилігул і морських вод (з меншою солоністю, ніж в лимані) через сполучний канал.

Верифікація моделі виконувалась шляхом моделювання мінливості температури і солоності, позначки рівня води в лимані за реальних умов його водообміну з морем через з'єднувальний канал, який був відкритий з 21 травня до 28 липня 2012 р. і мав ширину  $\approx 25$  м і мінімальну пропускну здатність через сильне обміління (до 0,25 – 0,35 м) протяжної ділянки каналу, яка примикає до моря. Початкова позначка рівня води в лимані приймалася рівною мінус 0.35 метрів в Балтійській системі (м БС).

На рис. 6.37-6.38 наведено порівняння мінливості позначок рівня, значень температури і солоності води, отриманих в результаті моделювання і спостережених в лимані. Видно, що модель, в цілому, правильно відтворює часову мінливість гідрологічних характеристик в лимані.

Сценарні розрахунки проникнення морських вод в Тилігульський лиман та ступеня водооновлення різних його ділянок за гідрометеорологічних умов 2012 р. проводилися для трьох варіантів морфометричних характеристик прямокутного перетину з'єднувального каналу при позначці рівня моря мінус 0,25 м БС:

- 1) глибина каналу 2,0 м, ширина 23 м;
- 2) глибина каналу 3,0 м, ширина 23 м
- 3) глибина каналу 3,0 м, ширина 100 м.

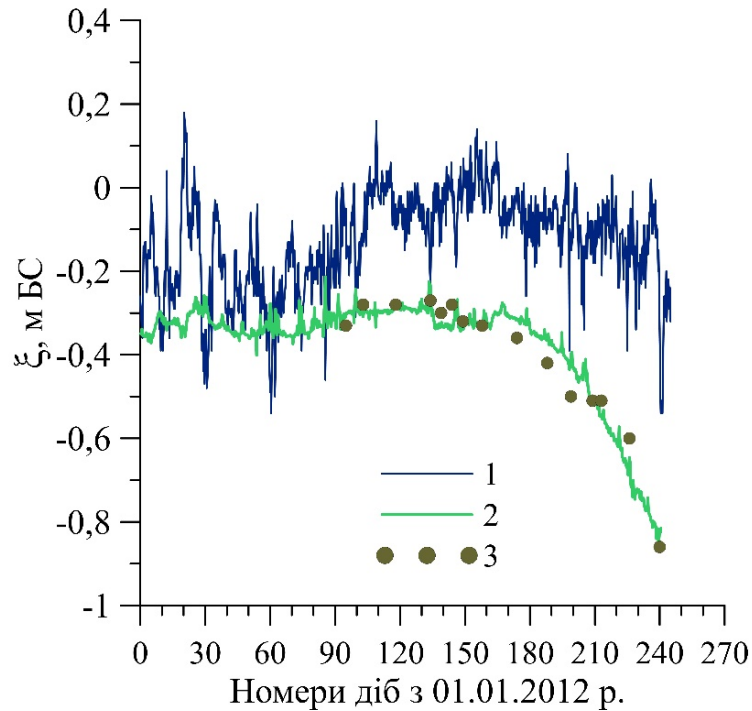


Рисунок 6.37 – Мінливість позначок рівня води (в м БС) за умов 2012 р.:  
 1 – спостережена в прилеглий до лиману акваторії моря; 2 – модельована і  
 3 – спостережена в Тилігульському лимані

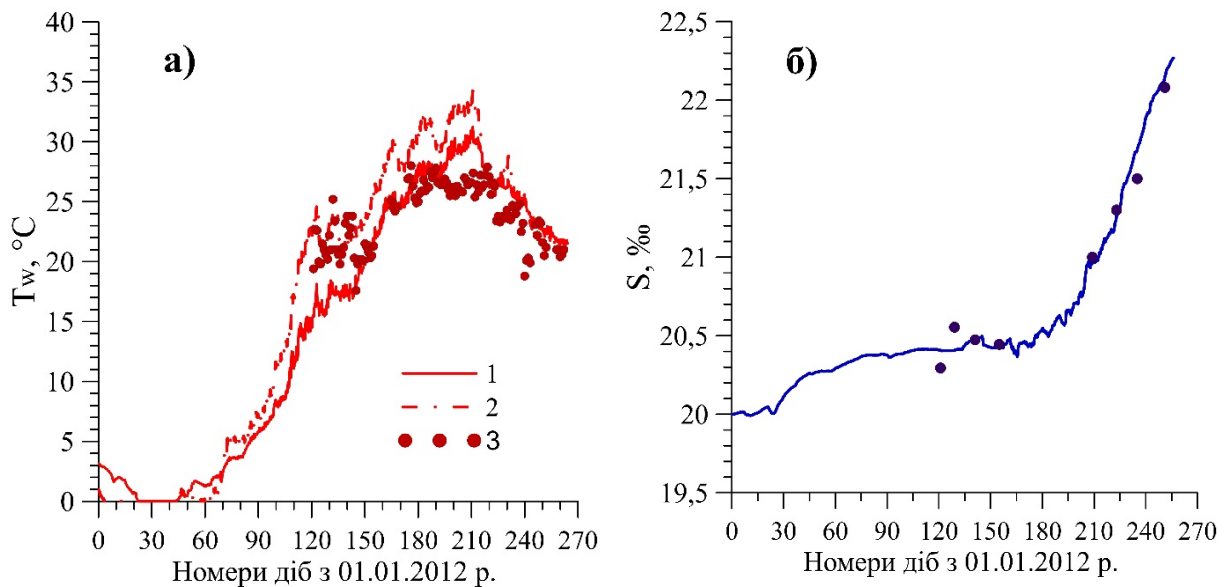


Рисунок 6.38 – Мінливість температури, в °С, (а) та солоності води, в ‰,  
 (б) за умов 2012 р.: 1 – за даними моделювання в поверхневому шарі  
 центральної частини лиману; 2 – за даними моделювання на мілководді; 3  
 спостережена – в центральній частині Тилігульського лиману

На відміну від роботи [103] вважалося, що канал функціонує впродовж всього року. Початкова позначка рівня води в лимані приймалася рівною позначці рівня моря. Вертикальний розподіл температури і солоності води в лимані в початковий момент часу, як і при верифікації моделі, задавався однорідним у просторі.

Для зменшення впливу початкових умов розрахунки виконувались протягом 3 років модельного часу.

На рис. 6.39 показані результати розрахунків мінливості позначки рівня води в лимані. Видно, що поглиблення з'єднувального каналу до 3 м, а особливо збільшення ширини сполучного каналу до 100 м, призводять до збільшення амплітуди коливань рівня води в лимані, обумовлених викликаними вітром відгінно-нагінними коливаннями рівня води в прилеглий частині моря. Це буде сприяти інтенсифікації градієнтних вітрових течій як у самому лимані, так і в каналі.

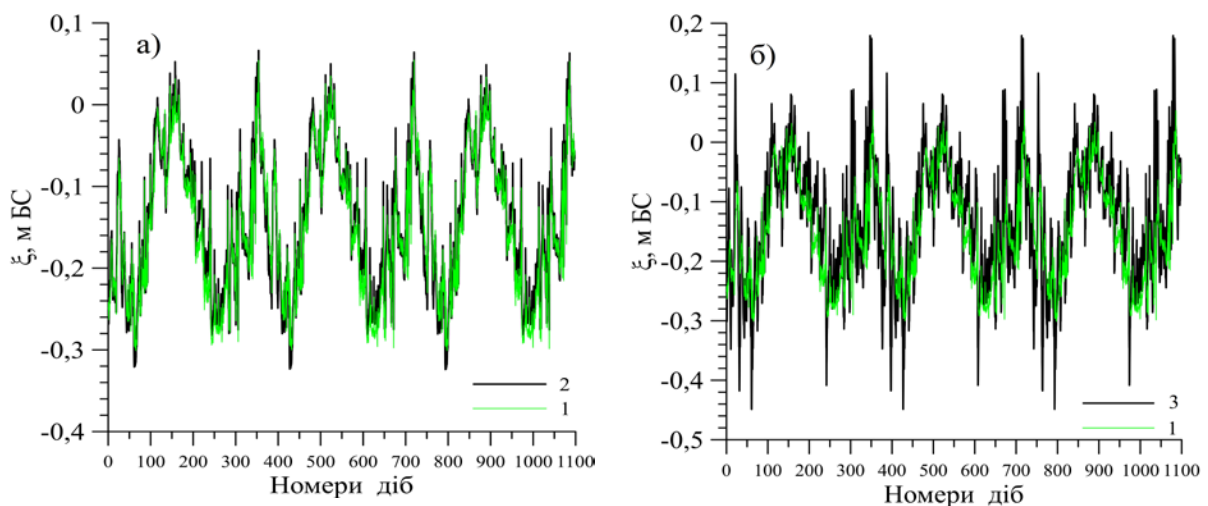


Рисунок 6.39 – Мінливість позначок рівня води в лимані, м БС, протягом 3 років моделювання за гідрометеорологічних умов 2012 р. при різних морфометричних характеристиках з'єднувального каналу: 1 – глибина 2,0 м, ширина 23 м; 2 – глибина 3,0 м, ширина 23 м; 3 – глибина 3,0 м, ширина 100 м

Приведена на рис. 6.40 динаміка, протягом трьох років моделювання, солоності вод та об'ємної концентрації морської води (%) в реперних точках акваторії лиману (рис. 6.36) свідчить, що поглиблення каналу з 2 до 3 метрів глибини буде сприяти зменшенню темпів багаторічної тенденції

засолення лиману внаслідок збільшення інтенсивності водообміну з морем, але не здатне усунути цю проблему. Лише у разі одночасного поглиблення сполучного каналу до 3 м та збільшення його ширини до 100 м швидкість промивки лиману морськими водами буде достатня для запобігання засоленню вод лиману.

У разі, якщо глибина з'єднувального каналу становить 2 м а ширина 23 м, наприкінці третього року моделювання відсоток морської води в одиниці об'єму перехідних лиманних вод становить близько 70% в південній частині лиману, 65 % – в його центральній частині і 40-50 % – в мілководній північній частині лиману (рис. 6.40, крива 1). За умови поглиблення з'єднувального каналу до 3 м, вищевказані значення зростуть, відповідно, до 79, 73 та 50-64 % (рис. 6.40, крива 2). При порівнянні результатів для 2 і 3 року моделювання, можна приблизно оцінити приріст за рік об'ємної концентрації морської води в реперних точках акваторії лиману та період повного водооновлення різних його частин. При глибині з'єднувального каналу 2 м, останній становить близько 6 років для південної і центральної частин лиману, 7 років – для північної частини. У разі поглиблення каналу до 3 м період повного водооновлення лиману зменшиться на  $\approx 1$  рік.

При збільшенні ширини з'єднувального каналу до 100 м і його глибині 3 м повне водооновлення усіх частин лиману в результаті водообміну з морем відбувається протягом 3 років (рис. 6.40, крива 3). За цей час концентрація умовної домішки в усіх реперних точках розрахункової області лиману досягає 100 ум.од. Коливання солоності води в південній частині лиману стабілізуються у межах 15-19 ‰, в центральній – 18,5-20,5 ‰, а в північній – 20-23 ‰.

В той же час слід зазначити, що реконструкція штучного з'єднувального каналу шляхом його поглиблення навіть до передбачених проектом 2 м, у разі забезпечення безперервної протягом року роботи каналу, сприяє значному збільшенню промивки лиману морськими водами і забезпечує стабілізацію коливань рівня води в лимані. Про це свідчить порівняння результатів моделювання проникнення морських в лиман до (рис. 6.41) і після (рис. 6.40, крива 1) реконструкції штучного з'єднувального каналу, а також результати наведені на рис. 6.38 та 6.39.

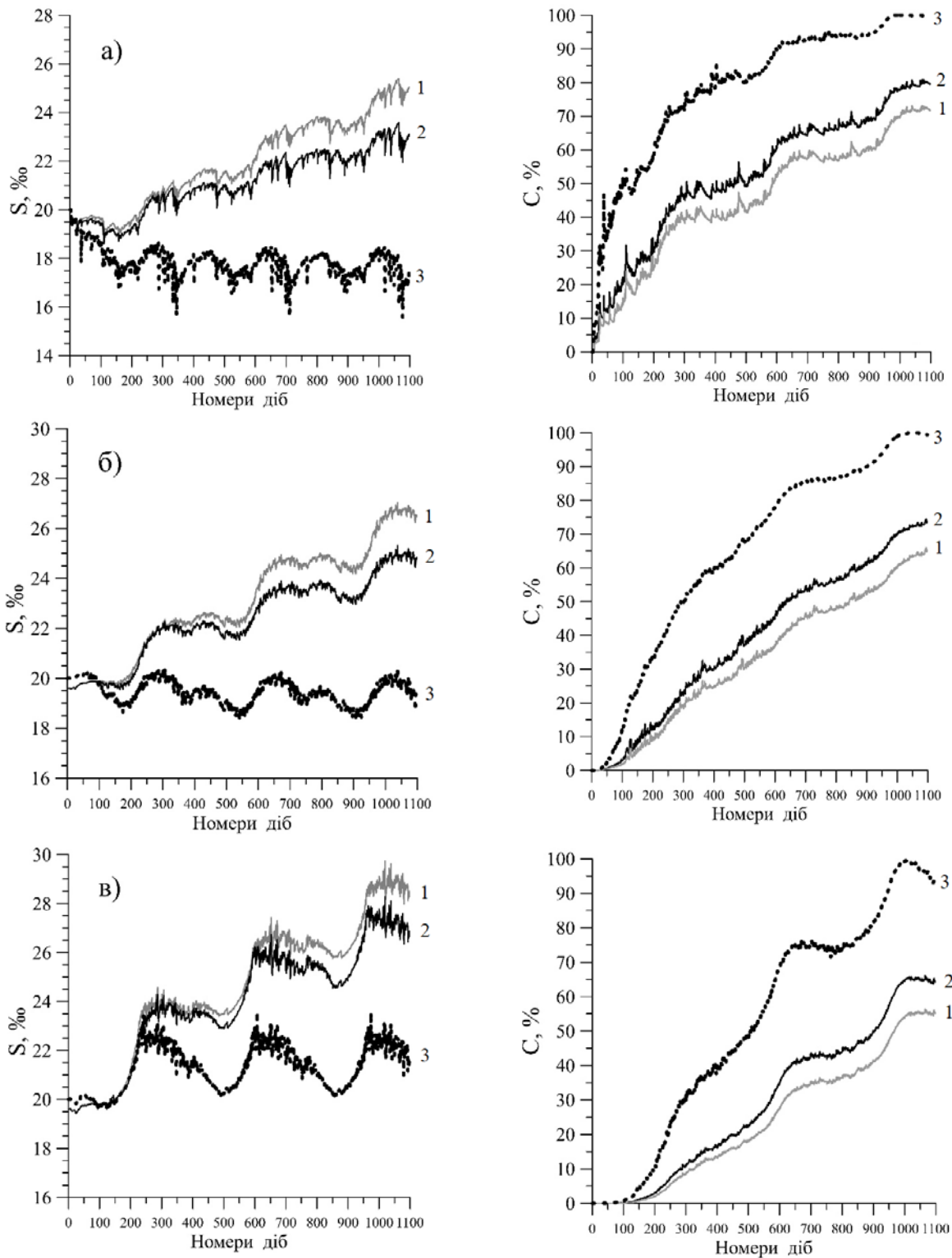


Рисунок 6.40 – Багаторічна динаміка солоності вод (ліворуч) та об’ємної концентрації морської води (%) в реперних точках акваторії лиману (див. рис. 6.36; а – Р1; б – Р3, в – Р4) при різних морфометричних характеристиках з’єднувального каналу: 1 – глибина 2,0 м, ширина 23 м; 2 – глибина 3,0 м, ширина 23 м; 3 – глибина 3,0 м, ширина 100 м



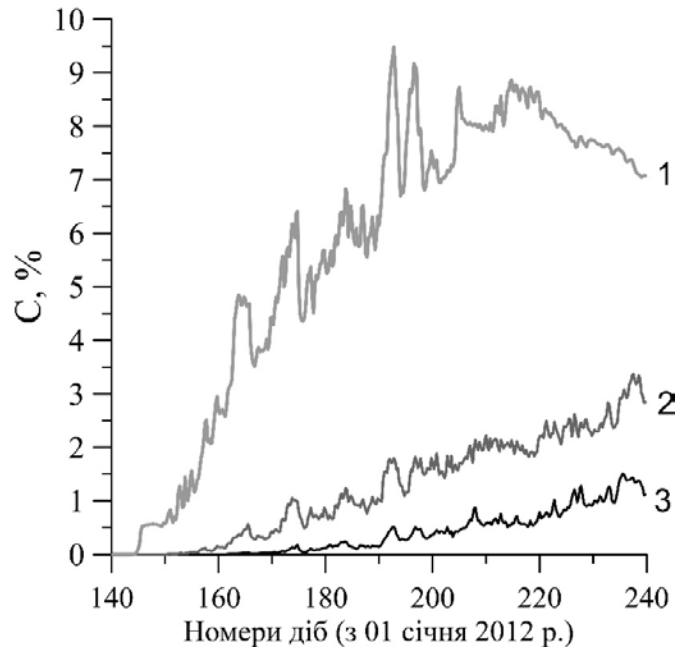


Рисунок 6.41 – Часова динаміка об’ємної концентрації морської води (%) в реперних точках акваторії лиману (див. рис. 6.36; 1 – P1; 2 – P2, 3 – P3) в період з початку функціонування каналу у 2012 р. при реальних глибинах в ньому до початку реконструкції

Отже, застосування для Тилігульського лиману методу оцінки часу водооновлення різних ділянок акваторії морськими водами, які надходять через з’єднувальний канал, із використанням показника об’ємної концентрації морської води у перехідних водах лиману, показало, що для вирішення проблеми стабілізації гідроекологічного режиму лиману необхідно забезпечити постійний протягом року водообмін з морем через штучний з’єднувальний канал шириною 100 м і глибиною 3 м.

## ВИСНОВКИ

В роботі виконана кількісна оцінка регіональних змін клімату, які вже відбулися та очікуються у найближчому майбутньому в північно-західному Причорномор'ї, визначений їх вплив на прісний водний баланс квазізакритих морських лиманів (з урахуванням антропогенної діяльності на водозборах), за результатами сценарного математичного моделювання визначенні ефективні шляхи стабілізації гідрологічного та гідроекологічного режимів лиманів в сучасних та очікуваних кліматичних умовах.

Показано, що для визначення очікуваних у найближчому майбутньому (2021-2050 рр.) кліматичних умов в північно-західному Причорномор'ї слід використовувати результати модельної симуляції, отримані із використанням регіональної моделі CLMcom-CCLM4-8-17 (сумісно з глобальною моделлю MPI-ESM-LR), які є найближчими до середніх за ансамблем з 14 симуляцій значень (за різними регіональними кліматичними моделями проекту Euro-CORDEX).

На підставі аналізу змін режимних метеорологічних характеристик, які визначають складові прісного водного балансу квазізакритих лиманів, встановлено, що з початку XXI ст. відбувається:

- поступове підвищення температури повітря – середня річна температура повітря в період 2000-2018 рр. на 10-14 % (1,1-1,5 °C) вища ніж в період 1961-1990 рр., а очікувана в період 2021-2050 рр. – вища на 23-36 % (2,3-3,6 °C);
- зменшення відносної вологості повітря в період 2021-2050 рр. на 10-16 %;
- збільшення річного шару випаровування з водної поверхні водойм на 13-15 % в період 2000-2018 рр. уздовж північного узбережжя північно-західної частини Чорного моря і на 7-9 % – уздовж західного узбережжя;
- в період 2021-2050 рр. збільшення річного шару випаровування з водної поверхні лиманів тільки за рахунок підвищення температури повітря – на 11-20 %, а у разі врахування очікуваного зменшення відносної вологості – на 29-56 %;
- збільшення на 2-6 % річної кількості атмосферних опадів у період 2000-2018 рр. уздовж західного узбережжя північно-західної частини Чорного

моря, порівняно з періодом 1961-1990 рр., і навпаки їх зменшення на 3-4 % уздовж північного узбережжя.

- в період 2021-2050 рр. зменшення атмосферних опадів на 3-11 % в 2021-2050 рр. уздовж західного узбережжя північно-західної частини Чорного моря, порівняно з періодом 1961-1990 рр., та їх відновлення до значень базового періоду уздовж північного узбережжя.

В результаті оцінювання очікуваного припливу прісних вод від річок до квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я із використанням моделі «клімат–стік» за метеорологічними даними, отриманими для обраної модельної траєкторії змін клімату за сценаріями RCP4.5 та RCP8.5 встановлено, що, в середньому, об'єм припливу прісних вод до лиманів у порушених водогосподарською діяльністю умовах за умови збереження сучасного рівня водогосподарської діяльності, в період 2021-2050 рр., порівняно з референтним періодом до 90-х років ХХ ст., зменшиться на близько 55 % в кліматичних умовах траєкторії RCP4.5 та на близько 70 % у кліматичних умовах траєкторії RCP8.5.

Встановлено, що зміни кліматичних умов, які вже відбулись і очікуються в ХХІ ст. викликають збільшення дефіциту річного прісного водного балансу квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я, які для окремих лиманів, як, наприклад, Куяльницького, Дофінівського, Тузловської групи лиманів (у разі відсутності зв'язку з морем) можуть створювати загрозу їх зникнення. За вразливістю до змін клімату через виникнення значного річного дефіциту прісного водного балансу, у разі відсутності інших джерел надходження вод (наприклад, з моря), лимани ранжовані у такій послідовності: Куяльницький, Дофінівський, Будацький (за відсутності надходження вод з Дністровського лиману), Тузлівська група, Сасик, Тилігульський, Хаджибейський (за відсутності антропогенного стоку).

За результатами сценарного чисельного моделювання різних варіантів гідроекологічного менеджменту показано, що ефективно вирішення проблеми стабілізації гідроекологічного режиму квазізакритих лиманів північно-західного Причорномор'я в умовах збільшення дефіциту прісного водного балансу зумовленого зміною клімату полягає в забезпеченні постійного протягом року різноспрямованого водообміну з морем через штучні з'єднувальні канали з такими морфометричними характеристиками, за яких не буде відбуватись засолення лиманів у багаторічній перспективі:

- для Тилігульського лиману – через штучний канал, який з’єднує лиман з морем, шириною 100 м і глибиною 3 м;
- для ренатуралізованої водойми Сасик – через штучний з’єднувальний канал «море-лиман» шириною 100 м і глибиною 1,5 м та забезпечення надходження до лиману дунайських вод протягом періоду, коли відмітки рівня води в р. Дунай значно перевищують відмітки рівня води в лимані;
- для Куяльницького лиману – відновлення середнього багаторічного стоку річки Великий Куяльник до 80% від природного, шляхом скорочення сумарного об’єму заповнення штучних водойм з 12 млн.м<sup>3</sup> до 2 млн.м<sup>3</sup> та продовження подачі морської води в лиман через трубопровід у зимовий сезон середнього за водністю року протягом 1,5-2,0 місяців (з середини грудня до кінця січня);
- для Тузлівської групи лиманів – два штучних канали в косі-пересипу з відмітками дна -1,0 м БС, шириною 60 м – для оз. Шагани та 15 м – для оз. Бурнас.

## СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Хохлов В. Н. Количественное описание изменений климата Европы во второй половине XX века. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2007. № 2. С. 35-42.
2. Серга Е. М., Хохлов В. М., Недострелова Л. В. Сучасна динаміка показників основних кліматичних характеристик на станціях Північно-Західного Причорномор'я. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2020. № 26. С. 37-49.
3. Tuchkovenko Y., Loboda N., Khokhlov V. The physio-geographical background and ecology of Tyligulskyi Liman Lagoon. In: Lillebø, A. I., Stålnacke, P., Gooch, G.D. (eds.) *Coastal Lagoons in Europe. Integrated Water Resource Management*. London: IWA Publishing, 2018. P. 77-85.
4. Хохлов В. М., Єрмоленко Н. С. Майбутні зміни клімату та їх вплив на режим опадів та температури в Україні. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2015. № 16. С. 76-82.
5. Балабух В. А., Малицкая Л. В., Ягодинец С. Н., Лавриненко Е. Н. Проекция изменения климатических средних и показателей экстремальности термического режима к середине XXI века в Украине. *Природопользование*. 2018. № 1. С. 97-113.
6. Краковська С. В., Паламарчук Л. В., Гнатюк Н. В., Шпиталь Т. М. Проекції приземної температури та відносної вологості повітря в областях України до середини XXI ст. за даними ансамблів регіональних кліматичних моделей. *Геоінформатика*. 2018. № 3. С. 62-77.
7. EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research / Jacob D. et al. *Regional Environmental Change*. 2014. Vol. 14(2)/ Pp. 563-578.
8. Лоєва І. Д., Серга Е. М., Школьний Є. П. Методи теорії випадкових процесів: навчальний посібник. Одеса: ТЕС, 2019. 132 с.
9. Пановский Г.А. Статистические методы в метеорологии. Л.: Гидромет. изд-во, 1967. 241 с.
10. Науменко Л.Ю. Статистична структура полів літніх опадів на території Українського степу при західних циркуляційних процесах. *Вісник*

- Київського національного університету імені Тараса Шевченка*. 1991. № 1. С. 73-79.
11. Keggenhoff I., Elizbarashvili M., Amiri-Farahani A., King L. Trends in daily temperature and precipitation extremes over Georgia, 1971-2010. *Weather and Climate Extremes*. 2014. Vol. 4. P. 75-85.
  12. Kusunoki S., Mizuta R., Hosaka M. Future changes in precipitation intensity over the Arctic projected by a global atmospheric model with a 60-km grid size. *Polar Science*. 2015. Vol. 9(3). P. 277-292.
  13. Кушнір Д. В., Тучковенко Ю. С. Моделювання мінливості гідрологічних характеристик водойми Сасик за різних варіантів її функціонування. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2020. № 26. С. 116-129.
  14. Хохлов В. М., Серга Е. М., Недострелова Л. В. Об'єктивний вибір симуляції з ансамблю регіональних кліматичних моделей. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2021. № 28. С. 29-36.
  15. Moss R. H. et al. The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*. 2010. Vol. 463. P. 747-756.
  16. Замфірова М. С., Хохлов В. М. Режим температури повітря та опадів в Україні в 2021-2050 роках за даними ансамблю моделей CORDEX. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2020. № 25. С. 17-27.
  17. Розенгурт М.Ш. Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов одесских лиманов: монография. Киев: Наукова думка, 1974. 217 с.
  18. Северо-западная часть Черного моря: биология и экология: монография / под ред. Ю. П. Зайцева, Б. Г. Александрова, Г. Г. Миничевой. Киев: Наукова думка, 2006, с. 351-355.
  19. Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья: монография / Одесский государственный экологический университет; под ред. Ю.С. Тучковенко, Е.Д. Гопченко. Одесса: ТЕС, 2012. 224 С.
  20. Водні ресурси та гідроекологічний стан Тилігульського лиману: монографія / за ред. Ю.С. Тучковенко, Н.С. Лободи. Одеса: ТЕС, 2014. 276 с.
  21. Водний режим та гідроекологічні характеристики Куяльницького лиману / за ред. Лободи Н.С., Гопченка Є.Д. Одеса, ТЕС, 2016. 332 с.
  22. Тучковенко Ю.С., Козлов М.О. Водний баланс Хаджибейського лиману у сучасний період. *Вісник Одеського державного екологічного*

- університету, 2017, 21. С. 66-77.
23. Соколов Е.В. Интегрально-диагностическая оценка экосистемы Дофиновского лимана. *Вісник Одеського державного екологічного університету*. 2012. 14. С.36-47
  24. Тучковенко Ю.С., Гопченко Е.Д., Адобовский В.В., Большаков В.Н. Регулирование гидроэкологического режима Дофиновского лимана. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2008. № 3. С. 124 - 147.
  25. Шуйский Ю.Д., Выхованец Г.В. Природа Причерноморских лиманов: монография. Одесса: Астропринт, 2011. 276 с.
  26. Бургаз М. І. Особливості формування іхтіоценозу Шаболатського лиману в умовах антропогенної трансформації водойми: дис... к-та біол. наук / ІМБ НАН України. Одеса, 2018. 189 с.
  27. Попова О.М. Морфометрія та топонімія гідрологічних об'єктів Національного природного парку «Тузловські лимани». *Вісник ОНУ. Сер.: Географічні та геологічні науки*. 2016. Т. 21. Вип. 2. С.64-84.
  28. Розробка заходів щодо відновлення і підтримання сприятливих гідрологічного і гідрохімічного режимів в районі Тузловської групи лиманів. Звіт про науково-дослідну роботу заключний, ДР № 0103U006209, (наук. кер. Є. Д. Гопченко)/ Од. держ. еколог. ун-т. 2003. 158 с.
  29. Старушенко Л. И., Бушуев С. Г. Причерноморские лиманы Одешчины и их рыбохозяйственное использование: монография / Оф ИнБЮМ. Одесса: Астропринт, 2001. С.32-43.
  30. Лиманно-устьевые комплексы Причерноморья: географические основы хозяйственного освоения / под ред. Г.И. Швевса. Ленинград: Наука, 1988. 303 с.
  31. Шекк П.В. Ихтиофауна водоемов Национального природного парка "Тузловские лиманы" и ее рыбохозяйственное использование. *Рибогосподарська наука України*. 2015. 2. С. 5-19.
  32. Моделивання гідрологічного і гідрохімічного режимів Тузлівської групи лиманів, спрямованих на покращення їх екологічного стану: Звіт про НДР заключний. ДР № 0104U010367 (наук. кер. Є. Д. Гопченко) / Од. держ. еколог. ун-т. 2004. 88 с.
  33. Гопченко Е. Д., Тучковенко Ю. С. Сценарное моделирование водно-солевого режима Тузлівских лиманов. *Экологическая безопасность*

- прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2003. Вып.10. С. 243 - 255.
34. Стабилизация гидрологического и гидрохимического режимов Тузлівських лиманов путем регулирования водообмена с морем / Гопченко Е.Д., и др. *Вісник Одеського державного екологічного університету*. 2005. Вип.1. С. 187 - 194.
35. Управление качеством вод Причерноморских лиманов и Придунайских озер путем регулирования водного баланса / Иванов В. А. и др. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2006. Вып. 14. С. 93 - 106.
36. Иванов В. А., Тучковенко Ю. С. Прикладное математическое моделирование качества вод шельфовых морских экосистем: монография / Морской гидроф. ин-т НАН Украины; Одес. гос. экол. ун-т. Севастополь : НПЦ ЭКОСИ-Гидрофизика, 2006. 368 с.
37. Стабилизация гидроэкологического режима Тузловской группы лиманов путем регулирования водообмена с морем. Отчет про научно-исследовательскую работу (науч. рук. Ю. С. Тучковенко) / Одесский государственный экологический университет. 2014. 70 с.
38. Шекк П. В. Екологічні чинники формування природної продуктивності водойм північно-західного Причорномор'я. *Науково-практичний журнал «Екологічні науки»*. 2015. 1 (8). С. 45-53.
39. Попова О. М. Просторова динаміка солоності акваторій Національного природного парку «Тузлівські лимани» за екстремальних умов 2020 року. *Академику Л.С. Бергу – 145 лет: сборник научных статей*. ISBN 978-9975-3404-9-6. Бендеры: Есо-TIRAS, 2021. С.437-440.
40. Лозовіцький П.С. Гідрологічний режим та оцінювання якості води озера-водосховища Сасик у часі. *Часопис картографії*. 2013. Вип. 6. С. 146-170
41. Иванова Н.О. Динаміка рівня водної поверхні Сасика на різних етапах існування водойми. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2018. №4 (51). С. 63-75.
42. Ляшенко А. В., Зорина-Сахарова Е. Е. Гидроэкологическая характеристика лимана Сасык и Сасыкского водохранилища. *Гідробіологічний журнал*. 2017. 53 (1). С. 28-46.
43. Ляшенко А.В., Зорина-Сахарова Е. Е. Гидролого-гидрохимическая



- характеристика лимана Сасык и Сасыкского водохранилища. *Гідробіологічний журнал*. 2016. 52 (6). С. 99-109.
44. Тучковенко Ю.С. Современный гидроэкологический режим водохранилища Сасык и проблемы его реконструкции в морской лиман. Труды международной научно-практической конференции «Современные проблемы водохранилищ и их водосборов»: Т.1 «Гидро- и геодинамические процессы», 17 - 20 мая. Пермь, Россия, 2011. С. 162 – 167.
45. Тучковенко Ю.С., Гопченко Є.Д. Аналіз сучасного гідрологічного режиму водосховища Сасик та експертна оцінка очікуваних його змін при реконструкції у морський лиман. *Матеріали звітної науково-технічної конференції науково-педагогічних працівників Одеського державного екологічного університету*, 2-4 лютого. Одеса: ОДЕКУ. 2009. С.38-40.
46. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С., Божок Ю.В., Козлов М.А. Модель “климат-сток” в расчетах и прогнозах водных ресурсов Украины. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2019. 3(54). С. 53-54.
47. Мезенцев В.С., Карнацевич И.В. Увлажненность Западно-Сибирской равнины: монография. Ленинград: Гидрометеиздат, 1969. 75 с.
48. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С. Оцінювання природних водних ресурсів України за методом водно-теплового балансу. *Наук. праці УкрНДГМІ*. 2001. Вип. 249. С.106-120.
49. Loboda N.S. & Phan Van Chinnh. Statistical modelling and estimating the irrigation and man-made effect on annual runoff and water resources. *GIS and Remote Sensing in Hydrology, Water Resources and Environment. (proceedings of ICGRHWE held Tree Gerges Dam, Chine.)*. 2004. IAHS Publication 289 in the IAHS Series of Proceedings and Reports. P.215-218.
50. Лобода Н.С. Проблемы гидрологических расчетов в условиях антропогенного воздействия и модель ”климат-сток”. *Метеорологія, кліматологія та гідрологія*. 2007. Вип. 50., Ч.2. С. 14-19.
51. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 447 с.
52. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: монография. Одесса: Экология, 2005. 208 с.

53. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях): монография. Київ: КНТ, 2005. 188 с.
54. Loboda N.S. The assessment of present and future Ukrainian water resources on meteorological evidence. *Climat and Water*. 1998. Vol.1. Pp.1486-1494.
55. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Оценка возможных изменений водных ресурсов Украины в условиях глобального потепления. *Гидробиологический журнал*. 2000. 36(3). С. 67-78.
56. Лобода Н.С., Гопченко Є.Д. Стохастичні моделі у гідрологічних розрахунках: навч. пос. Одеса: Екологія, 2006. 200 с.
57. Лобода Н.С., Гопченко Е.Д. Модели оценки и прогноза состояния водных ресурсов рек бассейна Придунайских озер в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях. *Метеорологія, кліматологія і гідрологія*. 2001. Вип. 42. С. 50 - 62.
58. Лобода Н.С., Шахман І.О. Функції відгуку водогосподарських систем Нижнього Подніпров'я на зрошення сільськогосподарських масивів водами Дніпра. *Вісник Одеського державного екологічного університету*. Одеса: ТЕС. 2006. Вип.3. С. 175-181.
59. Определение гидрологических характеристик для условий республики Молдова. СР D.01.05-2012. 180 с.
60. Гребінь В. В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз): монографія. Київ : Ніка-центр, 2010. 316 с.
61. Швебе Г.И., Ігошин М.І. Каталог річок і водойм України: навч.-довід. посіб. / під ред. Є.Д. Гопченка. Одеса: Астропринт, 2003. 390 с.
62. Лобода Н.С. Моделювання впливу змін клімату на характеристики стоку річок України. *Кліматичні зміни та їх вплив на сфери економіки України / за ред. С.М. Степаненка, А.М. Польового*. Одеса: ТЕС, 2015. С.451-482.
63. Семенова І.Г. Синоптичні та кліматичні умови формування посух в Україні: монографія. Харків: ФОП Панов А.М., 2017. 236 с.
64. Родда Дж. К. Грани гидрологии: монография. Т.2. Ленинград: Гидрометеиздат, 1987. 534 с.
65. Сафранов Т. А., Чугай А.В. Стан і якість природного середовища прибережної зони Північно-Західного Причорномор'я: монографія. Харків: ФОП Панов А.М., 2017.
66. Лобода Н.С., Тучковенко Ю.С. Дослідження впливу змін річкового стоку

- за кліматичними сценаріями на гідроекологічний стан північно-західної частини Чорного моря. *Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету імені Володимира Гнатюка. Серія: біологія. Спеціальний випуск: гідроекологія.* 2010. 3 (44). С.143-145.
67. Гопченко Е. Д., Лобода Н. С. Научно-методические подходы к оценке составляющих водно-солевых балансов лиманов. *Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья* / под ред. Ю. С. Тучковенко, Е. Д. Гопченко. Одесса : ТЭС, 2011. С.12-44.
68. Лобода Н.С., Отченаш Н.Д., Гриб О.М. Опис штучних водойм на водозборі річки Великий Куяльник та регламентування їх роботи у сучасності та майбутньому. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2018. 21. С.50-59.
69. Лобода Н.С., Куза А.М. Антропогенне навантаження на стік річки Великий Куяльник в умовах кліматичних змін. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія.* 2017. 3(46). С. 33-41.
70. Giorgy F., Jones C., Ghassem R. Addressing climate information needs at the regional level: the CORDEX framework. *WMO Bulletin.* 2009. 58 (3). Pp. 175-183.
71. Лобода Н. С., Куза А. М., Козлов О. М. Оцінка можливих змін водних ресурсів річок водозбору Куяльницького лиману на початку XXI сторіччя (2021-2050 рр.) за моделями кліматичного сценарію RCP4.5. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2019. 23. С.42-53.
72. Лобода Н.С., Козлов М.О., Куза А.М. Прогностичні оцінки водних ресурсів Північно-Західного Причорномор'я у XXI сторіччі за набором кліматичних сценаріїв на базі моделі «клімат-стік». *Річки та лимани Причорномор'я на початку XXI сторіччя: зб. тез доп. всеукр. наук.-практ. конф., 17-18 жовтня.* Одеса: ТЕС, 2019. С. 100-102.
73. Лобода Н. С., Козлов М. О. Оцінка водних ресурсів річок України за середніми статистичними моделями траєкторій змін клімату RCP4.5 та RCP8.5 у період 2021-2050 роки. *Український гідрометеорологічний журнал.* 2020. № 25. С. 93-104.
74. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С., Овчарук В.А. Гідрологічні розрахунки: підручник. Одеса: ТЕС, 2014. 484с.
75. Лобода Н.С. Оцінка стану водних ресурсів України в умовах змін регіонального клімату та їх вплив на економіку України. *Оцінка впливу*

- кліматичних змін на галузі економіки України / під ред. С.М. Степаненко, А.М. Польового). Одеса.: Екологія, 2011, С.566-605.
76. Водний Кодекс України: Закон України від 06.06.1995 № 213/95-ВР. Відомості Верховної Ради України. 1995. № 24. ст.190
- 77.Loboda N. S., Gryb O. M. Hydroecological Problems of the Kuyalnyk Liman and Ways of Their Solution. *Hydrobiological Journal*. 2017. 53(6). Pp.87-95.
- 78.Гопченко Є., Лобода Н. Динаміко - стохастична модель стоку зрошуваних річок Північно-Західного Причорномор'я в умовах глобального потепління. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія: науковий збірник*. Т.1. Київ: Ніка - центр, 2000. С. 154 - 158.
- 79.Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2000 establishing a framework for Community action in the field of water policy. Current consolidated version: 20/11/2014. <http://data.europa.eu/eli/dir/2000/60/oj>
- 80.Лобода Н.С., Тучковенко Ю.С., Гриб О.М., Кушнір Д.В. Обґрунтування ефективності заходів по відновленню стоку річки Великий Куяльник з метою стабілізації гідрологічного режиму Куяльницького лиману на початку ХХІ сторіччя. *Проблеми гідрології, гідрохімії, гідроекології*. Київ: Ніка-Центр, 2019. 330 с.
- 81.Kushnir D., Tuchkovenko Yu. (2018) Assessment of effectiveness of coastal protection structures for ensuring a constant lagoon-sea water exchange in the North-Western Black Sea Region. *Geographia Technica*. 13(1). Pp.62–72
- 82.Горбачова Л.О. Сучасний внутрішньорічний розподіл стоку річок України. *Український географічний журнал*. 2015. №3. С. 16-23.
- 83.Гопченко, Є. Д., Шакірманова, Ж. Р., Овчарук, В. А. Обґрунтування методики розрахунку характеристик максимального стоку водопіль і дощових паводків в басейні Хаджибейського лиману. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2014. №14. С. 155-162.
84. Зміни клімату та їх вплив на гідрологічний та гідроекологічний режими лиманів північно-західного Причорномор'я»: Звіт про науково-дослідну роботу, проміжний, 2-й етап (наук. кер. В. М. Хохлов). ДР № 0119U00192260. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 2020. 109 с.
- 85.Справочник по водным ресурсам / под ред. Б.И. Стрельца. Київ : Урожай, 1987. С. 102-103.

86. Яцик А. В., Бишовец Л. Б., Богатов Е. А. Малі річки України / під ред. Яцика А. В. Київ: Урожай, 1991. 293 с.
87. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Визначення внутрішньорічного розподілу при розрахунках стоку за метеорологічними даними сценаріїв глобального потепління (басейн Тилигульського лиману, сценарій М10) на базі моделі “клімат-стік”. *Лимани Північно-західного Причорномор'я: сучасний гідро екологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення*: матер. всеукр. наук.-практ. конф., Одеса: ТЕС, 2014. С.25-27.
88. Loboda N. S., Tuchkovenko Y. S., Kozlov M. O., Katynska I. V. Assessment of River Water Inflow into the Sasyk Estuary-Reservoir According to RCP4.5 and RCP8.5 Climate Change Scenarios for 2021-2050. *Journ. Geol. Geograph. Geoecology*. 2021. 30(2). Pp. 315–325.
89. Тимченко В.М. Эколого-гидрологические исследования водоемов Северо-Западного Причерноморья: монография / Институт гидробиологии АН Украины. Киев: Наукова думка, 1990. 240 с.
90. Кліматичний Кадастр України (електронна версія) / Державна гідрометеорологічна служба УкрНДГМІ. Центральна Геофізична Обсерваторія. Київ, 2006.
91. Loboda N., Vozhok Y. Impact of climate change on water resources of North-Western Black Sea region. *Int. J. Res. Earth. Environ. Sci.* 2015. 2(9). Pp. 1-6.
92. Иванов Н. Н. Об определении величин испаряемости, М.: Изв. ГГО, 1954. С. 189-196.
93. Тучковенко Ю.С., Тучковенко О.А. Главные гидроэкологические проблемы Тилигульского лимана. *Матеріали VIII Міжнародної науково-технічної конференції «Проблеми екології та енергозбереження», 20-22 вересня*. Миколаїв. 2013. С.247-251
94. Тучковенко Ю. С., Тучковенко О. А. Модель эвтрофикации морских и лиманных экосистем северо-западного Причерноморья. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2018. 21. С. 75-89.
95. Шекк В. В., Лобода Н. С. Вплив змін клімату на структуру та функції водних екосистем, стан природних іхтіоценозів і перспективи розвитку аквакультури. *Кліматичні зміни та сільське господарство. Виклики для аграрної науки та освіти: тези доповідей міжнародної наук.-практ.*

- конф., 13-14 березня. Київ, 2018. С. 318-323.
- 96.Шекк П. В. та Бургаз М. И. Современная стратегия пастбищной марикультуры в солоноватоводных лиманах северо-западного Причерноморья. *Актуальные научные исследования в современном мире: Сборник научных трудов*. 2017. 3 (23). С. 22-30.
- 97.Экологические закономерности распределения морской прибрежной ихтиофауны (Черноморско-Азовский бассейн) / Виноградов А. К., Богатова Ю. И., Синегуб И. А., Хуторной С. А. Одесса: Астропринт, 2017. С. 271-320.
- 98.Тучковенко О.А., Тучковенко Ю.С. Оцінка змін характеристик гідроекологічного режиму Тилигульського лиману під дією кліматичних чинників. *Водні біоресурси та аквакультура*. 2021. 2(10). С. 176-186.
- 99.Coastal Lagoons in Europe: Integrated Water Resource Strategies. In: Lillebø, Stålnacke and Gooch (Eds). 2015. London: IWA Publishing. 227 p.
100. Тучковенко Ю. С., Лобода Н. С. Влияние изменений климата на стратегию водного менеджмента лагун северо-западного Причерноморья. *Перший Всеукр. гідрометеорологічний з'їзд з міжнародною участю : тези доповідей, 22-23 березня*. Одеса: ТЕС, 2017. С. 312 - 313..
101. Anthony A., Atwood J., August P. et al. (2009). Coastal lagoons and climate change: ecological and social ramifications in U.S. Atlantic and Gulf coast ecosystems. *Ecology and Society* 14(1): 8 [online] URL: <http://www.ecologyandsociety.org/vol14/iss1/art8/>
102. Тучковенко Ю. С., Кушнір Д. В. , Лобода Н. С. Оценка влияния условий водообмена с морем на изменчивость уровня и солености воды в Тилигульском лимане. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2015. № 16. С.232-241.
103. Tuchkovenko Y., Tuchkovenko O., Khokhlov V. Modelling water exchange between coastal elongated lagoon and sea: influence of the morphometric characteristics of connecting channel on water renewal in lagoon. *EUREKA: Physics and Engineering*. 2019. 5. Pp. 37-46.
104. Deltares. (2021). 3D/2D modelling suite for integral water solutions Delft3D. Functional Descriptions. Deltares systems, version: 2.20, SVN revision: 52614. URL: [https://content.oss.deltares.nl/delft3d/manuals/Delft3D-Functional\\_Specifications.pdf](https://content.oss.deltares.nl/delft3d/manuals/Delft3D-Functional_Specifications.pdf) (дата звернення:

- 03.12.2021).
105. Deltares. (2021). D-Flow Flexible Mesh – Computational Cores and User Interface – User Manual, version: 2022.02, SVN revision: 73609. Delft, the Netherlands. URL: [http://content.oss.deltares.nl/delft3d/manuals/D-Flow\\_FM\\_User\\_Manual.pdf](http://content.oss.deltares.nl/delft3d/manuals/D-Flow_FM_User_Manual.pdf) (дата звернення: 05.11.2021)
  106. Hess K.W. *Mecca2 Program Documentation*. NOAA Technical Report NOS CS 5, Silver Spring, MD, 2000. 49 p.
  107. Тучковенко О. А., Кушнір Д. В. Результати чисельного моделювання внутрішньорічної мінливості гідрологічних характеристик Куяльницького лиману за умов відновлення стоку річки Великий Куяльник. *Всеукраїнська наук.-практ. конф. «Річки та лимани Причорномор'я на початку XXI сторіччя»*: матеріали, 17-18 жовтня. Одеса: ТЕС, 2019. С. 143-145.
  108. Тучковенко Ю.С., Кушнір Д.В. Результати чисельного моделювання внутрішньорічної мінливості характеристик гідрологічного режиму Куяльницького лиману. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2016. №17. С.137-139.
  109. Науково-дослідні роботи з гідрологічного, гідрохімічного, гідробіологічного та медико-біологічного обстеження стану Куяльницького лиману та морської води з Одеської затоки (гідрологічне обстеження) на 2016 рік: Звіт з НДР заключний (наук.кер. Н.С. Лобода). ДР№0116U007903 / Од. держ. еколог. ун-т. 2016. 263 с.
  110. Тучковенко, Ю.С., Кушнір, Д.В., Лобода, Н.С. Результати чисельного моделювання внутрішньорічної мінливості гідрологічних характеристик Куяльницького лиману за різних обсягів стоку річки Великий Куяльник. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2017. 20. С. 105-119.
  111. Тучковенко Ю. С., Хохлов В. М., Лобода Н. С. Оцінка впливу зміни клімату на складові прісного водного балансу лиманів північно-західного Причорномор'я. *Другий Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд: тези доповідей*, 7-9 жовтня. Одеса, 2021. С. 209-211.
  112. Шекк П. Тузловские лиманы, каналы, прорвы и кефалевый промысел. *Вечерняя Одесса*, №134-135 (10981-10982), 10 декабря 2020 г. URL: <http://vo.od.ua/rubrics/ehkoklub/45582.php> (дата звернення 04.12.2021 р.)

113. Тимченко В.М. Эколого-гидрологические исследования водоемов Северо-Западного Причерноморья: монография. Київ.: Наукова думка, 1990. 240 с.
114. Лонин С.А., Тучковенко Ю.С. Водообмен лимана Сасык и Черного моря. *Водные ресурсы*. 1995. 22(4). С. 107-117. <http://eprints.library.odeku.edu.ua/4526/>
115. Математичне моделювання процесів замулення підвідних каналів-ковшів до шлюзів-регуляторів на придунайських озерах. Звіт з НДР, ДР№ 0113U005799 (наук. керівник – проф. О.Г. Кулібабін) / Од. держ. екол. ун-т. Одеса, 2017. 152 с.
116. Interactions between Lake-Level Fluctuations and Waterlogging Disasters around a Large-Scale Shallow Lake: An Empirical Analysis from China / Wang Z., Wang K., Liu K., Cheng L. Et al. *Water*. 2019. 11(2). P.318. URL: <https://www.mdpi.com/2073-4441/11/2/318> (дата звернення: 05.010.2020).
117. Тучковенко Ю. С., Кушнир Д. В., Гриб О. Н. Моделирование ветровой циркуляции вод и денивеляций уровня в Куяльницком лимане. *Вісник Одеського державного екологічного університету*. 2017. Вип. 22. С.80-89. <http://eprints.library.odeku.edu.ua/2293/>
118. Розробка соціально-економічного та екологічного обґрунтування відновлення гідрологічного режиму озера Сасик: звіт з НДР (науковий керівник: к.б.н. О.Г. Васенко) / Український науково-дослідний інститут екологічних проблем. Харків. 2004. 215 с.
119. Тучковенко Ю.С., Иванов В.А., Тучковенко О.А. Моделирование водообмена Тилигульского лимана с Черным морем. *Морской гидрофизический журнал*. Севастополь: Морск.гидрофиз.ин-т, 2012. № 5. С. 42- 58
120. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. Ленинград: Гидрометеиздат, 1969. 84 с.
121. Панин Г. Н., Брезгунов В. С. О влиянии солёности воды на ее испарение. *Известия РАН. Физика атмосферы и океан*. 2007. Том 43 (5). С. 718-720.



## ДОДАТОК А

### ЗМІНИ У ПРОСТОРІ ВОДНИХ РЕСУРСІВ

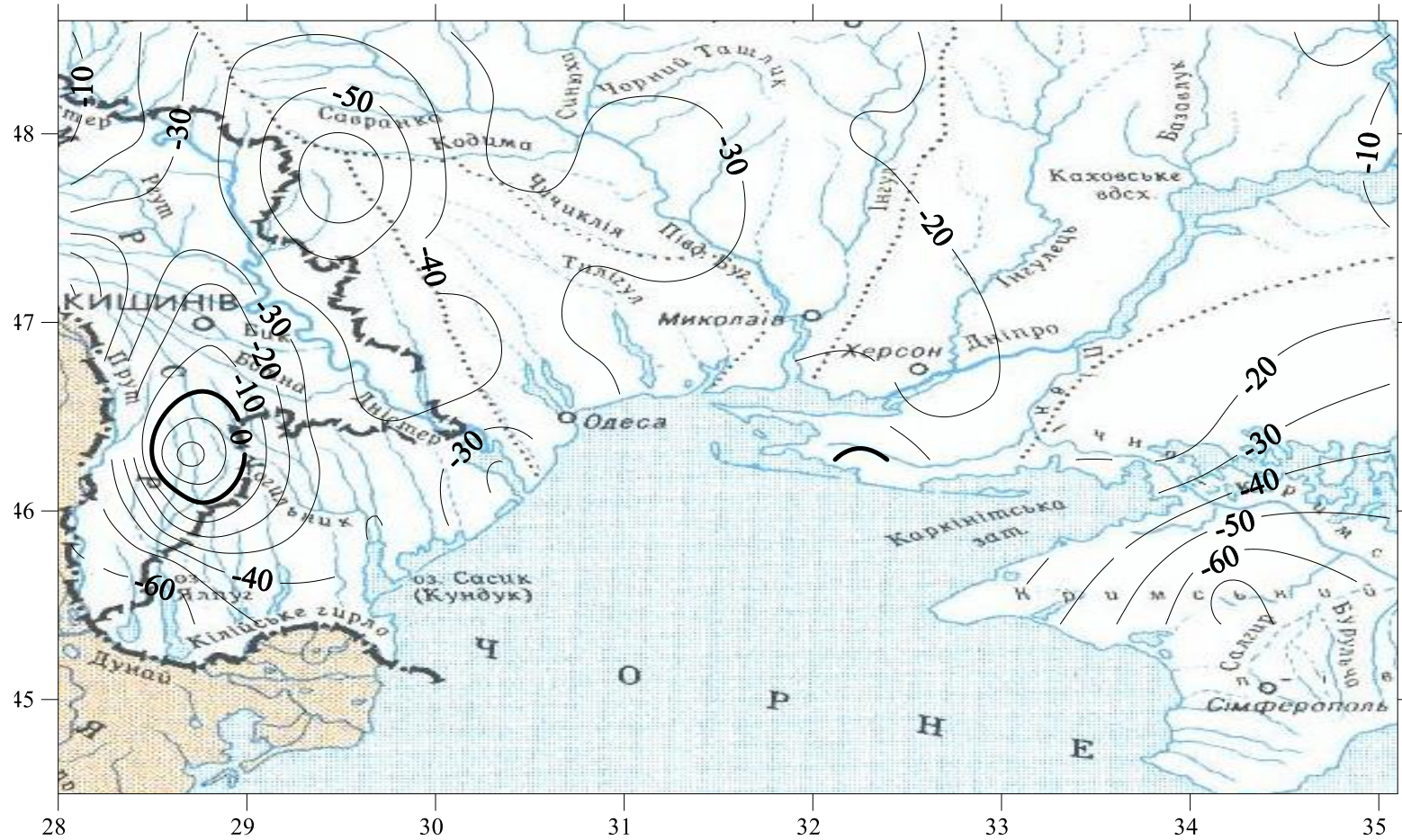


Рисунок А.1 – Зміни у просторі водних ресурсів (осереднена модельна траєкторія сценарію RCP4.5) для періоду 2021-2050рр. при порівнянні із базовими даними, отриманими до 1989р.

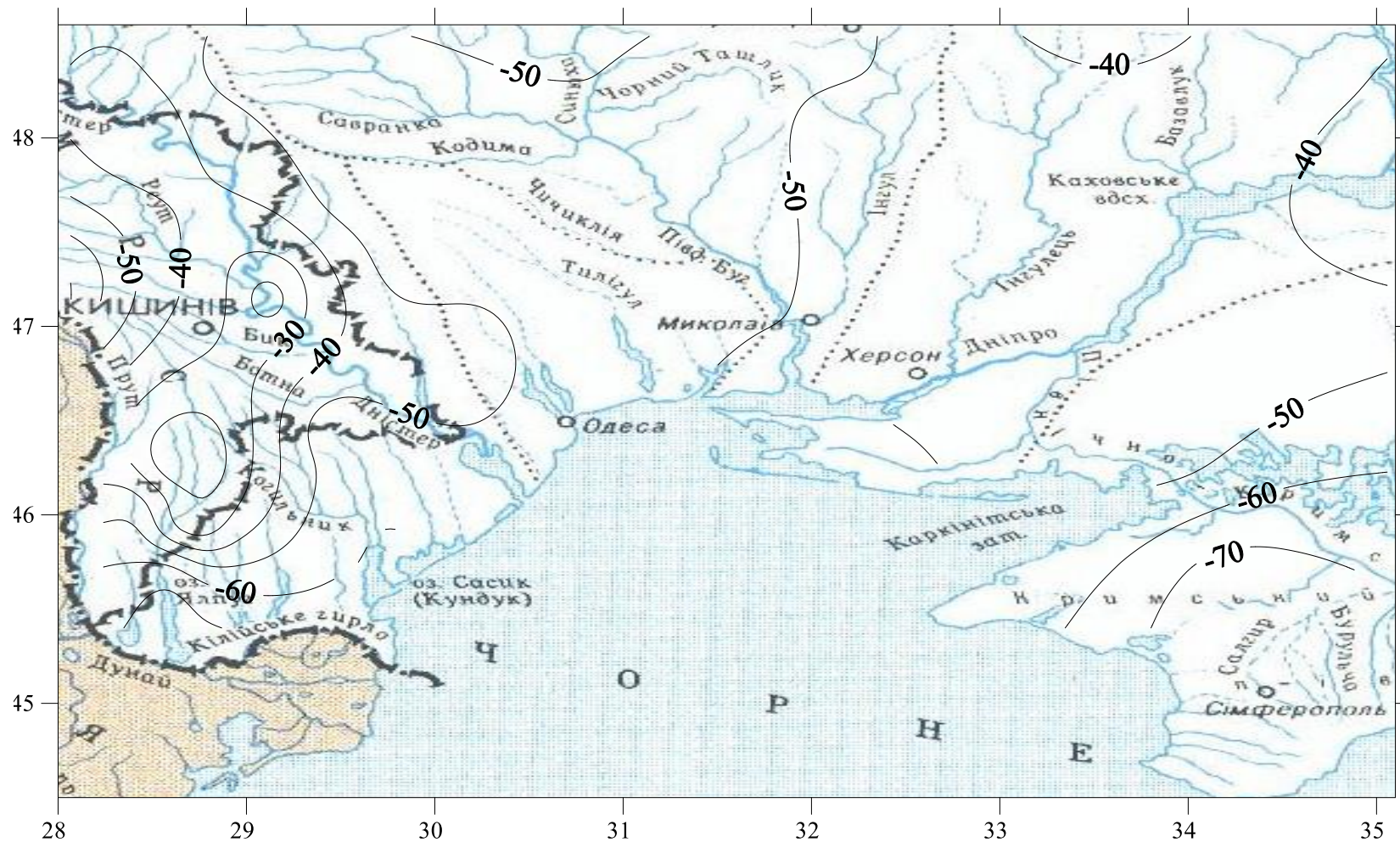


Рисунок А.2 – Зміни у просторі водних ресурсів (осереднена модельна траєкторія сценарію RCP8.5) для періоду 2021-2050рр. при порівнянні із базовими даними, отриманими до 1989р.

ДОДАТОК Б  
СТАТИСТИЧНІ ПАРАМЕТРИ ПРИРОДНОГО РІЧНОГО СТОКУ РІЧОК В УМОВАХ ХХ СТОРІЧЧЯ

Таблиця Б.1 – Статистичні параметри природного річного стоку річок, які живили квазізакриті лимани північно-західного Причорномор'я у кліматичних умовах ХХ сторіччя (до 1989р.)

Назва річки	Куди впадає	Норма кліматичного стоку $\bar{Y}_K$ , мм	Середня висота водозбору $H_{сер}$ , м	Площа водозбору $F$ , км <sup>2</sup>	Коефіцієнти впливу підстильної поверхні $K_{пер}$	Об'єм припливу $W$ , млн.м <sup>3</sup>
Когильник	Лиман Сасик	27	130	3910	0.55	58.2
Сарата	Лиман Сасик	17	100	1250	0.46	9.78
Хаджидер	Озеро Хаджидер (лиман Алібей)	16	90	894	0,43	6.15
Алкалія	Озеро Солоне (лиман Бурнас)	15	70	631	0,37	3.50
Малий Куяльник	Хаджибейський лиман	22	110	1540	0,49	16.6
Свинна	Хаджибейський лиман	20	85	871	0.42	7,23
Великий Куяльник	Куяльницький лиман	23	120	1860	0,52	20,4
Довбока	Куяльницький лиман	18	35	69,5	0,369	0,332

Таблиця Б.1 – Продовження

Млинова	Куяльницький лиман	16	25	2,2	0,235	0,00828
Балка Баштанна	Куяльницький лиман	16	30	8.70	0.25	0,0348
Річка Кубанка	Куяльницький лиман	17	37	136.5	0.27	0,629
Балка Гіндельдорфська	Куяльницький лиман	15	21	15.0	0.22	0,0502
Балка Корсунцівська	Куяльницький лиман	15	20	17.0	0.22	0,0561
Тилигул	Тилигульський лиман	25	120	3550	0,52	46,0
Царега	Тилигульський лиман	20	50	657	0.31	4,07
Балайчук	Тилигульський лиман	20	60	586	0.34	3,98
Хуторська	Тилигульський лиман	13	54	108	0.32	0,452

ДОДАТОК В  
СТАТИСТИЧНІ ПАРАМЕТРИ ПРИРОДНОГО РІЧНОГО СТОКУ РІЧОК ДЛЯ КЛІМАТИЧНИХ УМОВ ХХІ  
СТОРИЧЧЯ (СЦЕНАРІЙ RCP4.5, 2021-2050 РР.)

Таблиця В.1 – Статистичні параметри природного річного стоку річок, визначені за моделлю “клімат-стік”, для кліматичних умов ХХІ сторіччя (сценарій RCP4.5, осереднена модельна траєкторія, 2021-2050 рр.)

Назва річки	Зміни кліматичного стоку, %	Норма кліматичного стоку $\bar{Y}_K$ , мм	Середня висота водозбору $H_{сер}$ , м	Площа водозбору $F$ , км <sup>2</sup>	Коефіцієнти впливу підстильної поверхні $K_1; K_2$	Об'єм припливу $W_{пр}$ , млн.м <sup>3</sup>
Когильник	-22	21	130	3802	0.55	43,9
Сарата	-30	12	100	1250	0.46	6,9
Хаджидер	-30	11,2	90	894	0,43	4,31
Алкалія	-30	10,5	70	631	0,37	2,45
Малий Куяльник	-40	13	110	1540	0,49	9,81
Свинна	-40	12	85	871	0.42	4,34
Великий Куяльник	-32	15,6	120	1860	0,52	15,1
Довбока	-33	12,0	35	69,5	0,369	0,221
Млинова	-33	11	25	2,2	0,235	0,00616
Балка Баштанна	-33	11	30	8.70	0.25	0,0239
Річка Кубанка	-33	11,4	37	136.5	0.27	0,421
Балка Гіндельдорфська	-33	10,5	21	15.0	0.22	0,0351
Балка Корсунцівська	-33	10,5	20	17.0	0.22	0,0393
Тилигул	-32	17	120	3550	0,52	31,4
Царега	-28	14	50	657	0.31	2,85
Балайчук	-28	14	60	586	0.34	2,79
Хуторська	-28	9	54	108	0.32	0,312

## ДОДАТОК Г

### ОЦІНКА ВПЛИВУ ШТУЧНИХ ВОДОЙМ НА СЕРЕДНІЙ БАГАТОРІЧНИЙ ПРИПЛИВ ВОДИ ВІД РІЧКИ ХАДЖИДЕР

Таблиця Г.1 – Оцінка впливу штучних водойм на середній багаторічний приплив води від річки Хаджидер до озера Хаджидер, що з'єднується з лиманом Алібей у різні періоди

Річка	$\bar{W}_{ПР}$ , млн.м <sup>3</sup>	Об'єм штучних водойм, млн. м <sup>3</sup>	$f_B$ , %	Коефіцієнти антропогенного впливу $K_{\bar{Y}}$ при різних чинниках			$\bar{W}_{ПОБ}$ , млн.м <sup>3</sup>
				$K_{\bar{Y},3}$	$K_{\bar{Y}}^L$	$K_{\bar{Y},СУМ}$	
Базовий період (до 1989р.)							
<b>Хаджидер</b>	6,15	4,04**	0,01	0,34	0,99	0,33	2,03
Період 2021-2050 рр. за сценарієм RCP4.5 (осереднена модельна траєкторія)							
	4,31	4,04**	0,01	0,062	0,99	0,05	0,21
Період 2021-2050 рр. за сценарієм RCP8.5 (осереднена модельна траєкторія)							
	3,08	4,04**	0,01	0,00	0,996	0,00	0,00
$K_{\bar{Y}}^L$ – коефіцієнт впливу додаткового випаровування з водної поверхні; $K_{\bar{Y},3}$ – коефіцієнт впливу втрат на заповнення штучних водойм; $K_{\bar{Y},3P}$ – коефіцієнт впливу зрошення за рахунок місцевого стоку; $K_{\bar{Y},СУМ}$ – сумарний коефіцієнт антропогенного впливу; ** – заповнення штучних водойм на 40%.							

## ДОДАТОК Д

### ОЦІНКА ВПЛИВУ ШТУЧНИХ ВОДОЙМ НА СЕРЕДНІЙ БАГАТОРІЧНИЙ ПРИПЛИВ ВОДИ ВІД РІЧКИ АЛКАЛІЯ

Таблиця Д.1 – Оцінка впливу штучних водойм на середній багаторічний приплив води від річки Алкалія до озера Солоне (лиман Бурнас) у різні періоди

Річка	$\bar{W}_{ПР}$ , млн.м <sup>3</sup>	Об'єм штучних водойм, млн. м <sup>3</sup>	$f_B$ , %	Коефіцієнти антропогенного впливу $K_{\bar{Y}}$ при різних чинниках			$\bar{W}_{ПОВ}$ , млн.м <sup>3</sup>
				$K_{\bar{Y},3}$	$K_{\bar{Y}}^L$	$K_{\bar{Y},СУМ}$	
Базовий період (до 1989р.)							
<b>Алкалія</b>	3,50	1,35**	0,05	0,61	0,984	0,59	2,08
Період 2021-2050 рр. за сценарієм RCP4.5 (осереднена модельна траєкторія)							
	1,75	3,38	0,05	0,00	0,977	0,00	0,00
$K_{\bar{Y}}^L$ – коефіцієнт впливу додаткового випаровування з водної поверхні; $K_{\bar{Y},3}$ – коефіцієнт впливу втрат на заповнення штучних водойм; $K_{\bar{Y},3P}$ – коефіцієнт впливу зрошення за рахунок місцевого стоку; $K_{\bar{Y},СУМ}$ – сумарний коефіцієнт антропогенного впливу; ** – заповнення штучних водойм на 40%.							

## ДОДАТОК Е

СТАТИСТИЧНІ ПАРАМЕТРИ ПРИРОДНОГО РІЧНОГО СТОКУ РІЧОК ДЛЯ КЛІМАТИЧНИХ УМОВ ХХІ  
СТОРИЧЧЯ (сценарій RCP8.5, 2021-2050 pp.)

Таблиця Е.1 – Статистичні параметри природного річного стоку річок, визначені за моделлю “клімат-стік”, для кліматичних умов ХХІ сторіччя (сценарій RCP8.5, осереднена модельна траєкторія, 2021-2050 pp.)

Назва річки	Зміни кліматичного стоку, %	Норма кліматичного стоку $\bar{Y}_K$ , мм	Середня висота водозбору $H_{сер}$ , м	Площа водозбору $F$ , км <sup>2</sup>	Коефіцієнт впливу підстильної поверхні	Об'єм припливу $W_{пр}$ , млн.м <sup>3</sup>
Когильник	-37	17	130	3802	0.55	35,5
Сарата	-55	9	100	1250	0.46	5,18
Хаджидер	-50	8	90	894	0,43	3,08
Алкалія	-50	7.5	70	631	0,37	1,75
Малий Куяльник	-45	12	110	1540	0,49	9,06
Свинна	-45	11	85	871	0.42	3,97
Великий Куяльник	-45	12.6	120	1860	0,52	12,1
Довбока	-44	10	35	69,5	0,369	0,184
Млинова	-50	8	25	2,2	0,235	0,00414
Балка Баштанна	-50	8	30	8.70	0.25	0,0174
Річка Кубанка	-47	9	37	136.5	0.27	0,333



Таблиця Е.1 – Продовження

Балка Гіндельдорфська	-53	7	21	15.0	0.22	0,0234
Балка Корсунцівська	-53	7	20	17.0	0.22	0,0262
Тилігул	-50	13	120	3550	0,52	24,0
Царега	-50	10	50	657	0.31	2,04
Балайчук	-50	10	60	586	0.34	1,99
Хуторська	-50	6.5	54	108	0.32	0,226

## ДОДАТОК Ж

## ВНУТРІШНЬОРІЧНИЙ РОЗПОДІЛ ПРИПЛИВУ ПРІСНИХ ВОД ВІД РІЧОК ЗА СЦЕНАРІЄМ RCP4.5

Таблиця Ж.1 – Внутрішньорічний розподіл припливу прісних вод від річок північно-західного Причорномор'я за сценарієм RCP4.5 (в умовах водогосподарської діяльності)

Річка	Внутрішньорічний розподіл стоку по місяцях, млн.м <sup>3</sup>												Річний об'єм стоку, млн.м <sup>3</sup>
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Когильник	1,99	4,79	4,39	2,88	2,00	2,67	1,55	1,58	2,45	2,18	2,39	1,39	32,0
Сарата	0,0634	0,484	0,924	0,806	0,0729	0	0	0	0	0	0	0	2,35
Хаджидер	0,00567	0,0433	0,0825	0,0772	0,00651	0	0	0	0	0	0	0	0,21
Алкалія	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0	0,00
Тилігул	0,526	4,02	7,66	6,69	0,604	0	0	0	0	0	0	0	19,5
Великий Куяльник	0	0	2,99	3,38	0,898	0,052	0,104	0	0	0	0	0	7,42
Малий Куяльник	0,0	0,0	2,33	2,63	0,699	0,0405	0,0809	0	0	0	0	0	5,78
Свинна	0,0164	0,125	0,238	0,208	0,0188	0	0	0	0	0	0	0	0,608

## ДОДАТОК К

## ВНУТРІШНЬОРІЧНИЙ РОЗПОДІЛ ПРИПЛИВУ ПРІСНИХ ВОД ВІД РІЧОК ЗА СЦЕНАРІЄМ RCP8.5

Таблиця К.1 - Внутрішньорічний розподіл припливу прісних вод від річок північно-західного Причорномор'я за сценарієм RCP8.5 (в умовах водогосподарської діяльності)

Річка	Внутрішньорічний розподіл стоку по місяцях, млн.м <sup>3</sup>												Річний об'єм стоку, млн.м <sup>3</sup>
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Когильник	1,53	3,70	3,93	2,22	1,54	2,06	1,19	1,22	1,90	1,68	1,85	1,08	23,4
Сарата	0,0167	0,128	0,244	0,213	0,0193	0	0	0	0	0	0	0	0,622
Хаджидер	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
Алкалія	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,00
Тилігул	0,338	2,58	4,91	4,29	0,388	0	0	0	0	0	0	0	12,5
Великий Куяльник	0,00	0,00	1,28	1,43	0,381	0,022	0,044	0	0	0	0	0	3,14
Малий Куяльник	0,00	0,00	2,08	2,35	0,624	0,0361	0,0722	0	0	0	0	0	5,16
Свинна	0,00427	0,0325	0,0621	0,0542	0,00490	0	0	0	0	0	0	0	0,158

Наукове електронне видання

ТУЧКОВЕНКО Юрій Степанович,  
ХОХЛОВ Валерій Миколайович,  
ЛОБОДА Наталія Степанівна,  
КУШНІР Дмитро Валентинович,  
СЕРГА Едуард Миколайович

**ВПЛИВ ЗМІН КЛІМАТУ НА ГІДРОЛОГІЧНИЙ ТА  
ГІДРОЕКОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМИ ЛИМАНІВ ПІВНІЧНО-  
ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я**

Монографія

**Видавець і виготовлювач**

Одеський державний екологічний університет  
вул. Львівська, 15, м. Одеса, 65016  
тел./факс: (0482) 32-67-35  
E-mail: [info@odeku.edu.ua](mailto:info@odeku.edu.ua)  
Свідоцтво суб'єкта видавничої справи  
ДК № 5242 від 08.11.2016