

УДК 551.582 + 551.468
КП XXXXXX
№ держ. реєстр. 0119U002260
Інв. №

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ
(ОДЕКУ)

65016 України, м. Одеса, вул. Львівська, 15
тел. (0482) 32-67-35

ЗАТВЕРДЖУЮ

Ректор ОДЕКУ

д.фіз.-мат.н., проф. С.М. Степаненко



ЗВІТ

ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ
ЗМІНИ КЛІМАТУ ТА ЇХ ВПЛИВ НА ГІДРОЛОГІЧНИЙ ТА
ГІДРОЕКОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМИ ЛИМАНІВ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО
ПРИЧОРНОМОР'Я
(остаточний)

Науковий керівник НДР
д-р геогр. наук, проф.

В.М. Хохлов

2021

Рукопис закінчено 21 грудня 2021 р.
Результати роботи розглянуті Науково-технічною Радою ОДЕКУ,
протокол від 2021.12.23 № 7

СПИСОК АВТОРІВ

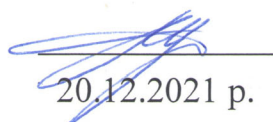
Керівник НДР,
пров. наук. співроб.,
д.геогр.н., професор
Відповідальний
виконавець,
старш. наук. співроб.,
к.геогр.н.



20.12.2021 р.

В.М. Хохлов
(реферат, вступ,
(розділ 1, висновки)
Л.В. Недострелова
(розділ 1)

Виконавці:
Пров. наук. співроб.,
д.геогр.н.



20.12.2021 р.

Тучковенко Ю.С.
(розділи 2, 4-6,
висновки)
Лобода Н.С.
(розділ 3)

Пров. наук. співроб.,
д.геогр.н.



20.12.2021 р.

Старш. наук. співроб.,
д.геогр.н.



20.12.2021 р.

Серга Е.М.
(розділ 1.1, 1.2)

Наук. співроб.



20.12.2021 р.

Кушнір Д.В.
(розділ 6)

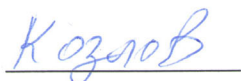
Наук. співроб.



20.12.2021 р.

Тучковенко О.А.
(розділи 2, 4)

Мол. наук. співроб.



20.12.2021 р.

Козлов М.О.
(розділ 3)

РЕФЕРАТ

Звіт про НДР: 205 с., 106 рис., 35 табл., 144 джерела, 9 додатків.

ЛИМАНИ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я, ЗМІНИ КЛІМАТУ, ВОДНИЙ ТА ЕКОЛОГІЧНИЙ МЕНЕДЖМЕНТ.

Предмет дослідження – вплив змін клімату на характеристики гідрологічного та гідроекологічного режимів лиманів північно-західного Причорномор'я та визначення найбільш ефективних шляхів їх водного та екологічного менеджменту.

Об'єкт дослідження – гідрологічний та гідроекологічний режими «закритих» лиманів північно-західного Причорномор'я.

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

Методи дослідження – методи статистичного аналізу даних спостережень на метеорологічних станціях, розташованих у північно-західному Причорномор'ї та результатів моделювання змін клімату за сценаріями RCP 4.5 та RCP 8.5 ансамблем регіональних кліматичних моделей проекту Euro-CORDEX, стохастична модель «клімат-стік» (ОДЕКУ), сучасні чисельні 3-D гідротермодинамічні моделі DELFT3D-Flow Flexible Mesh (FM) (DELTARES, 2021), Delft3D-FLOW (DELTARES, 2016) та модифікована MECCA (Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment) (NOAA, USA, 2000).

На підставі даних спостережень на прибережних гідрометеорологічних станціях, розташованих у північно-західному Причорномор'ї, та результатів моделювання змін клімату, які очікуються у першій половині XXI ст., за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5 ансамблем регіональних кліматичних моделей проекту Euro-CORDEX, виконана оцінка кліматичних змін режимних метеорологічних характеристик, які визначають складові водного балансу «закритих» лиманів для сучасного періоду 2000-2018 рр. (за даними спостережень на метеорологічних станціях) та майбутнього періоду 2021-2050 рр., порівняно з періодом до початку кліматичних змін 1961-1990 рр. (за даними Кліматичного кадастру України). Для кожного з вказаних періодів оцінені складові прісного водного балансу лиманів (атмосферні опади, що випадають на водну поверхню лиманів, приплив прісних вод до них від малих

та середніх річок, випаровування з водної поверхні лиманів) та визначена невязка (дефіцит) річного балансу. На підставі цих оцінок та їх порівняння з об'ємами вод досліджуваних лиманів, останні були ранжовані за їх вразливістю до змін клімату.

Для тих лиманів, стабілізація гідрологічного режиму і гідроекологічного стану яких, з метою збереження їх природно-ресурсного потенціалу, є найбільш актуальною задачею в сучасних та очікуваних у найближчому майбутньому умовах, виконано сценарне чисельне моделювання внутрішньорічної мінливості гідрологічних характеристик та мінералізації їх 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 досліджуваних лиманів.

ЗМІСТ

	С.
Вступ	8
1 Зміни клімату північно-західного Причорномор'я в останні десятиріччя та у найближчому майбутньому	11
1.1 Методи дослідження характеристик мінливості клімату	11
1.2 Характеристики змін клімату північно-західного Причорномор'я в останні десятиріччя.....	13
1.3 Сценарії викидів парникових газів	26
1.4 Об'єктивний вибір симуляції з ансамблю регіональних кліматичних моделей.....	28
1.5 Характеристики змін клімату північно-західного Причорномор'я у найближчі тридцять років	33
1.6 Висновки	37
2 Фізико-географічна характеристика досліджуваних лиманів.....	39
3 Оцінка припливу прісних вод від водотоків до лиманів північно-західного Причорномор'я у сучасності та майбутньому (за кліматичними сценаріями).....	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	54
3.1.4 Методичні підходи до визначення характеристик річного стоку в умовах кліматичних змін та водогосподарських перетворень.....	58
3.2 Гідролого-кліматичні характеристики базового періоду.....	59
3.3 Оцінка змін припливу прісних вод від водотоків до закритих лиманів північно-західного Причорномор'я на початку ХХІ сторіччя.....	61
3.4 Оцінка узгодженості фактичних та сценарних метеорологічних даних у часі за різними моделями.....	66
3.5 Аналіз закономірностей коливань кліматичних чинників	

формування стоку сценаріїв RCP4.5 та RCP8.5 у період 2021-2050рр. (осереднена модель).....	67
3.6 Оцінка припливу прісних вод від водотоків до закритих лиманів північно-західного Причорномор'я за кліматичним сценарієм RCP4.5.....	73
3.7 Оцінка припливу прісних вод від водотоків до закритих лиманів північно-західного Причорномор'я за кліматичним сценарієм RCP8.5.....	79
3.8 Внутрішньорічний розподіл стоку.....	84
3.9 Висновки	86
4 Оцінки зміни складових прісного водного балансу «закритих» лиманів північно-західного Причорномор'я внаслідок змін клімату...	88
5 Наслідки впливу змін клімату на гідрологічний режим, гідроекологічний стан, природні ресурси закритих лиманів	100
6 Сценарне математичне моделювання для визначення ефективної стратегії стабілізації гідрологічного та гідроекологічного режимів лиманів	104
6.1 Результати моделювання сценарію стабілізації гідроекологічного режиму Куяльницького лиману за умови відновлення стоку річки Великий Куяльник.....	104
6.2 Визначення морфометричних характеристик з'єднувального каналу, за яких відбувається стабілізація гідроекологічних умов в Тилігульському лиману.....	114
6.3 Моделювання мінливості гідрологічних характеристик водойми Сасик за різних варіантів її функціонування.....	125
6.3.1 Умови моделювання, вхідні данні	129
6.3.2 Результати адаптації та верифікації моделі.....	133
6.3.3 Мінливість солоності вод у водоймі за різних варіантів відновлення її водообміну з морем	140
6.4 Моделювання мінливості гідрологічних характеристик водойми Сасик за різних варіантів її функціонування.....	145
6.4.1 Адаптація та верифікація моделі.....	151
6.4.2 Сценарне моделювання просторово-часової мінливості солоності вод в лиманах Тузловської групи за різних умов водообміну з морем.....	158
Висновки.....	170
Перелік посилань	172
Додаток А Зміни у просторі водних ресурсів.....	186

	114
Додаток Б Статистичні параметри природного річного стоку річок в умовах ХХ сторіччя.....	188
Додаток В Статистичні параметри природного річного стоку річок для кліматичних умов ХХІ сторіччя (сценарій RCP4.5, 2021-2050pp.).....	190
Додаток Д Оцінка впливу штучних водойм на середній багаторічний приплив води від річки Хаджидер.....	191
Додаток Ж Оцінка впливу штучних водойм на середній багаторічний приплив води від річки Аліяга.....	194
Додаток З Статистичні параметри природного річного стоку річок для кліматичних умов ХХІ сторіччя (сценарій RCP8.5, 2021-2050pp.).....	196
Додаток К Внутрішньорічний розподіл припливу прісних вод за сценарієм RCP4.5.....	198
Додаток Л Внутрішньорічний розподіл припливу прісних вод за сценарієм RCP8.5.....	199
Додаток М Мінливість просторового розподілу солоності вод в акваторії Тузловських лиманів за результатами моделювання.....	200

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 умовно названих «закритими» (в західній класифікації “choked” лагуни), які на даний час не мають постійного зв'язку з морем і епізодично з'єднуються з ним штучно створеними відкритими каналами або іншими водопровідними гідротехнічними спорудами. В результаті зростання температури повітря і, як наслідок, випаровування та зменшення надходження прісних вод з водозбору, в лиманах «закритого» типу формується значний дефіцит річного прісного балансу. Якщо цей дефіцит не компенсувати, то виникає багаторічна тенденція до зменшення обсягу вод лиманів, їх обміління і, як наслідок, відбувається зростання солоності та погіршення якості вод (зростання концентрації біогенних та забруднювальних речовин, погіршення кисневого режиму та ін.) для традиційних видів природокористування.

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

Для досягнення мети в межах проекту вирішувались наступні завдання:

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

2) оцінити зміни складових прісного водного балансу «закритих» лиманів північно-західного Причорномор'я, які відбулись в наслідок змін клімату та відбудуться у майбутньому у найближчі десятиріччя;

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

4) визначити найбільш вразливі до змін клімату лимани;

5) запропонувати науково-обґрунтовані шляхи стабілізації гідрологічного та гідроекологічного режимів, збереження та відновлення природних ресурсів найбільш вразливих до змін клімату лиманів, з урахуванням їх індивідуальних гідрологічних, морфологічних, екологічних особливостей.

Актуальність та 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 «закритих» лиманів північно-західного Причорномор'я, необхідно враховувати ті зміни у формуванні їх гідрологічного та гідроекологічного режимів, які вже відбуваються та слід очікувати внаслідок зміни регіональних кліматичних умов. Саме «закриті» лимани найбільш вразливі до впливу кліматичних умов через інтенсивне випаровування з їх водної поверхні, яке може досягати однометрового шару за рік (при середній глибині лиманів від 0.6 до 5 метрів).

В межах виконання роботи перевірялась концепція впливу кліматичних змін метеорологічних чинників на гідрологічний і, як наслідок, гідроекологічний режими «закритих» 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 водойм. 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 проєкту отримано: (1) оцінки кліматичних змін режимних метеорологічних характеристик в північно-західному Причорномор'ї, які визначають складові прісного водного балансу закритих лиманів, в періоди 2000–2018 рр. (за даними спостережень на метеорологічних станціях) та 2021-2050 рр. (згідно сценаріям RCP4.5 і RCP8.5 за ансамблем регіональних кліматичних моделей проєкту Euro-CORDEX) у порівнянні з посилавальними даними Кліматичного кадастру України за період 1961-1990 рр.; (2) оцінки змін складових річного прісного балансу закритих лиманів, які відбуваються (в період 2000-2018 рр.) та очікуються у найближчому майбутньому (2021-2050 рр.) за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5 порівняно з посилавальним періодом 1961-1990 рр.; (3) оцінки нев'язок (дефіциту) річного

прісноводного балансу закритих лиманів північно-західного Причорномор'я та їх змін у XXI сторіччі. Виконане ранжування «закритих» 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 якнайкраще відповідає середнім за ансамблем значенням. Результати цієї симуляції добре відтворюють взаємозалежність між різними метеорологічними параметрами і у подальшому використовувались як вхідна інформація для оцінки складових водного балансу «закритих» лиманів північно-західного Причорномор'я.

Оскільки дані спостережень за стоком річок та водотоків, які живлять «закриті» 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 «закритих» лиманів, їх головні гідроекологічні проблеми, які посилюються внаслідок змін клімату.

Для тих лиманів, стабілізація гідрологічного режиму і гідроекологічного стану яких, з метою збереження їх природно-ресурсного потенціалу, є найбільш актуальною задачею в сучасних та очікуваних у найближчому майбутньому умовах, виконано сценарне чисельне моделювання внутрішньорічної мінливості гідрологічних характеристик та мінералізації їх 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).

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, на території України спостерігаються істотні зміни клімату (див., наприклад, [1, 2]). Вплив змін клімату у минулому на окремі природні об'єкти зазвичай досліджується з використанням наявних даних спостережень або даних ре-аналізів. 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.

На узбережжі північно-західної частини Чорного моря зміни клімату характеризуються зростанням посушливості клімату та відповідним зменшенням притоку прісних вод у прибережні лимани з їх водозбірних басейнів [3]. Найбільш чутливими та вразливими до змін клімату є екосистеми лиманів, умовно названих «закритими» (в західній класифікації «choked» лагуни), які у теперішній час не мають постійного зв'язку з морем і епізодично з'єднуються з ним штучно створеними відкритими каналами або іншими водопровідними гідротехнічними спорудами.

1.1 Методи дослідження характеристик мінливості клімату

Для дослідження розподілу середніх місячних температур повітря і кількості опадів у вибраному регіоні за період з 2000 по 2018 рр. використовувалися стандартні статистичні методи обробки гідрометеорологічної і кліматичної інформації [4-8]. Виходячи з досвіду застосування показників розподілу кліматичних характеристик (температури повітря, опадів), були взяті за основу параметри розподілів нормального (для температури) і гамма (для опадів) [9-15].

Для нормального розподілу:

- середнє вибіркве $\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i$;

- дисперсія і середньоквадратичне (стандартне) відхилення

$$D_x = S_x^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \text{ и } \sigma_x = S_x = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2};$$

$$\text{- асиметрія } As = \frac{m_3}{\sigma_x^3}, m_3 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3;$$

$$\text{- ексцес } E_k = \frac{m_4}{\sigma_x^4} - 3, \text{ де } m_4 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^4.$$

Гамма розподіл є узагальненням експоненціального розподілу і являє собою сімейство розподілів, яке залежить від значень параметрів (експоненціальне, Ерланга, χ^2 і т.д.). Його застосовують, якщо змінна є додатною і необмеженою за величиною. Серед параметрів, які визначають вид гамма розподілу, найчастіше використовують такі: λ - параметр форми, α - параметр масштабу. Але для найбільш точної оцінки розраховують ще третій параметр: c - зсув.

Необхідно відзначити, що згідно з центральною граничною теоремою теорії ймовірностей: при великих значеннях λ (параметрі форми) - гамма розподіл може бути наближений нормальним законом розподілу. Вирази для розрахунку основних параметрів, а так же характеристик розподілу, які визначені методом моментів, наведені нижче.

1. Вибіркові:

$$\text{- середнє значення } \bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i;$$

- дисперсія і середньоквадратичне (стандартне) відхилення

$$D_x = S_x^2 = \frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \text{ и } \sigma_x = S_x = \sqrt{\frac{1}{n-1} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}.$$

2. У разі використання трьох параметрів:

$$\text{- параметр форми } \lambda = 4 \frac{S_x^6}{m_3^2}, \text{ де } m_3 = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3 \text{ (треба зазначити, що}$$

при додатному m_3 (третьому моменті) величина не підкорюється гамма розподілу);

$$\text{- параметр масштабу } \alpha = \frac{1}{2} \frac{m_3}{S_x^2};$$

$$\text{- зсув } c = \bar{x} - \lambda \alpha;$$

$$\text{- математичне сподівання (середнє значення) } M(x) = \lambda \alpha + c;$$

$$\text{- асиметрія } As_g = \frac{2}{\sqrt{\lambda}};$$

- ексцес $Ex_g = \frac{6}{\lambda}$.

3. У разі використання двох параметрів:

- параметр форми $\lambda = \frac{(\bar{x})^2}{S_x^2}$;

- параметр масштабу $\alpha = \frac{S_x^2}{x}$;

- середнє значення $\bar{x}_g = \lambda \alpha$;

- дисперсія $D_g = S_g^2 = \lambda \alpha^2$;

- мода $Mo = (\lambda - 1)\alpha$;

- асиметрія і ексцес визначаються аналогічно наведеному вище.

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

Для дослідження реакції регіональних кліматів України на фактори, які визначають глобальне потепління, були обрані 11 станцій метеорологічних спостережень в південній її частині (Затишшя (134), Ізмаїл (142), Любашівка (133), Роздільна (136), Одеса (137), Сарата (139), Сербка (135), Болград (140), Очаків (154), Вознесенськ (151), Миколаїв (153)), що входять до складу Одеської, Миколаївської та Херсонської областей [16]. Аналіз, графічний і табличний супровід аналізу розподілу кліматичних характеристик в розділі наведені для показових чотирьох станцій, розташованих в різних частинах зазначеної території (Одеса, Миколаїв, Ізмаїл, Любашівка) (рис. 1.1). Як досліджувані кліматичні характеристики використовувалися дані середніх місячних значень температури повітря і місячних сум опадів за 19-річний період, з 2000 по 2018 рр. Для порівняльного аналізу також були взяті аналогічні дані з «Кліматичного кадастру України» (2006 р) (далі Кадастр), в якому осереднені метеорологічні величини за 1961-1990 роки.

Температура повітря. Дані температури повітря спочатку представлені середніми місячними значеннями в період з 2000 по 2018 рр., тобто первинна вибірка склала 228 значень. З них додатково були отримані середня річна температура повітря в період з 2000 по 2018 рр. і середня місячна багаторічна температура повітря за вказаний період. Ряди цих температур були піддані подальшому аналізу.

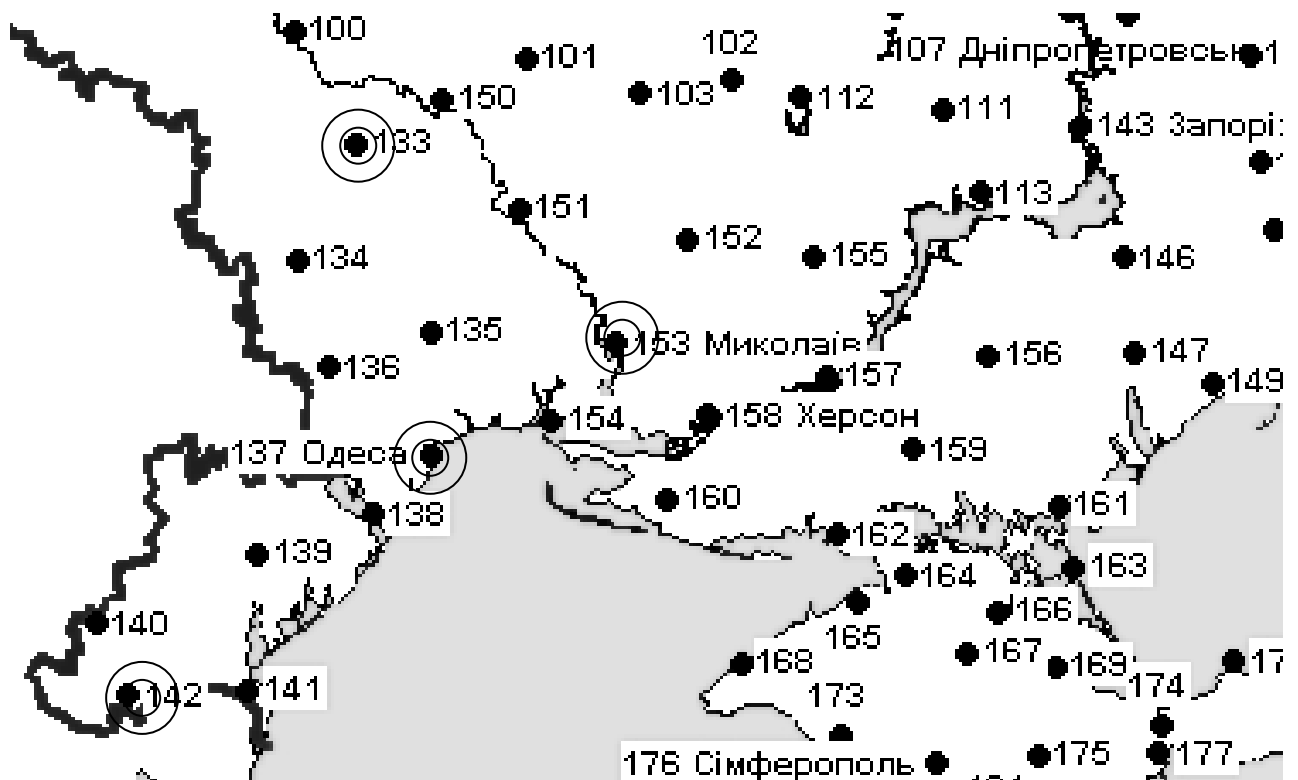


Рисунок 1.1 – Схема розташування гідрометеорологічних станцій на території Одеської та Миколаївської областей

Відомо, що річна і середня місячна температури повітря, будучи одними з основних кліматичних характеристик, формуються під впливом цілої низки зовнішніх і внутрішніх природних кліматоутворюючих чинників, наприклад, сонячної радіації, циркуляції атмосфери, характеру підстильної поверхні, потоків прихованого тепла. Великий вплив здійснює так само і антропогенний фактор. Середня місячна температура має чітко виражений сезонний хід.

Аналіз зміни річної температури повітря в період з 2000 по 2018 рр. для чотирьох обраних станцій, представлений на рис. 1.2–1.5. На них, для порівняння, позначені дані «Кліматичного кадастру України» (1961-1990 рр.): річна температура повітря та середнє квадратичне відхилення.

З одержаних даних видно, що протягом зазначеного періоду спостерігається стала тенденція до зростання річних температур повітря на усіх станціях. Це підтверджується видом поліноміального тренду другої степені (тут і далі використовується лінія саме такого тренду, тому що вона найкращим чином описує тенденцію зміни цієї величини. Однак, використовувати дану криву для апроксимації і згладжування ряду не можна, через низьку

достовірність R^2 (малі значення)). Також видно, що максимальна температура спостерігалася в 2007 році (Ізмаїл - 12,9 °С, Любашівка - 10,9 °С, Одеса - 12,5 °С, Миколаїв - 12,2 °С), мінімальна - в 2003 р (Ізмаїл - 10, 7 °С, Любашівка - 8,6 °С, Одеса - 10,1 °С, Миколаїв - 9,7 °С).

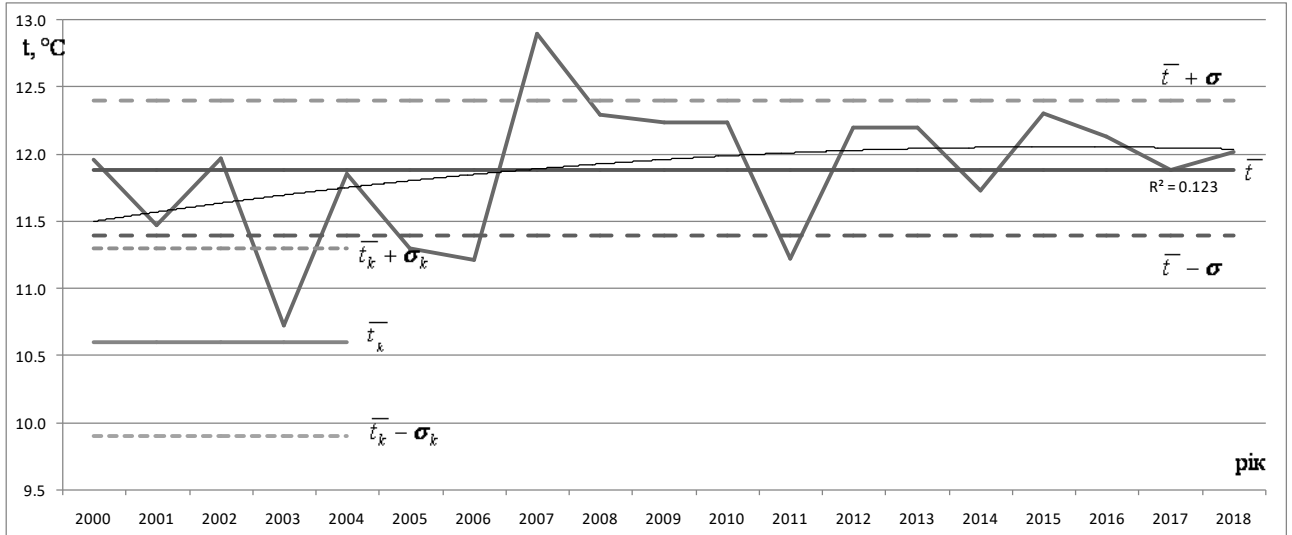


Рисунок 1.2 – Розподіл середньої річної температури повітря на протязі періоду 2000-2018 рр., станція Ізмаїл

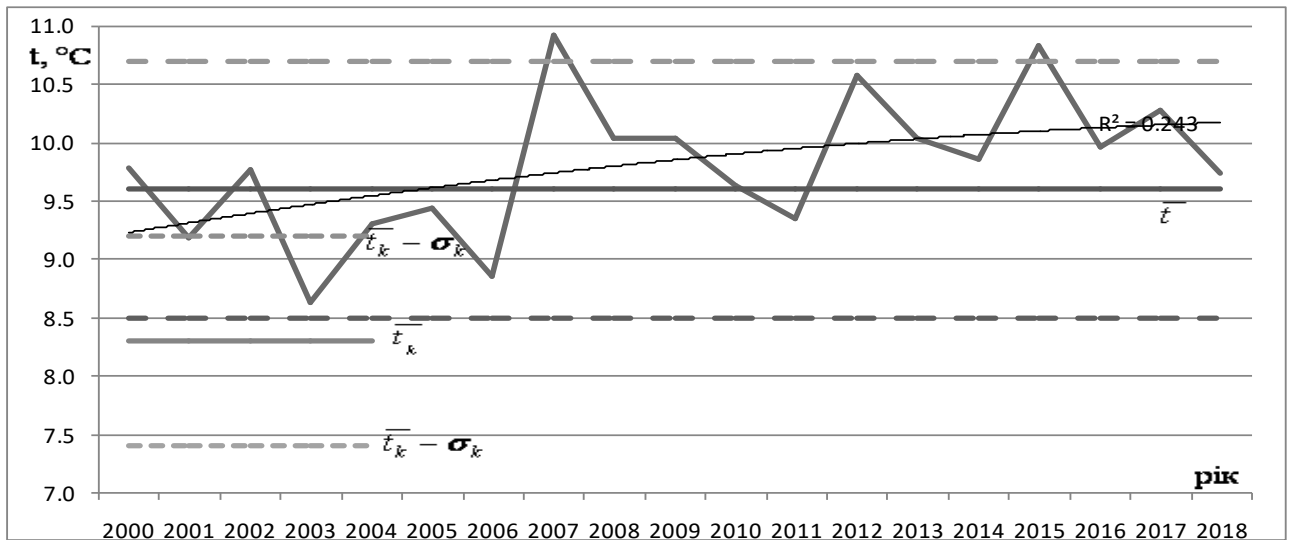


Рисунок 1.3 – Розподіл середньої річної температури повітря на протязі періоду 2000-2018 рр., станція Любашівка

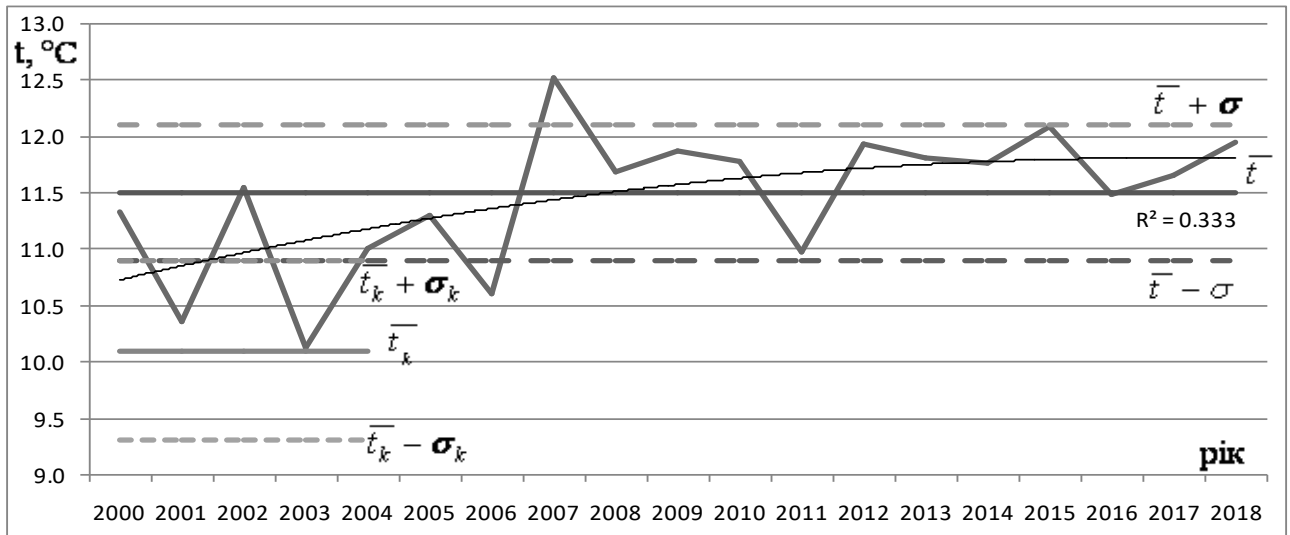


Рисунок 1.4 – Розподіл середньої річної температури повітря на протязі періоду 2000-2018 рр., станція Одеса

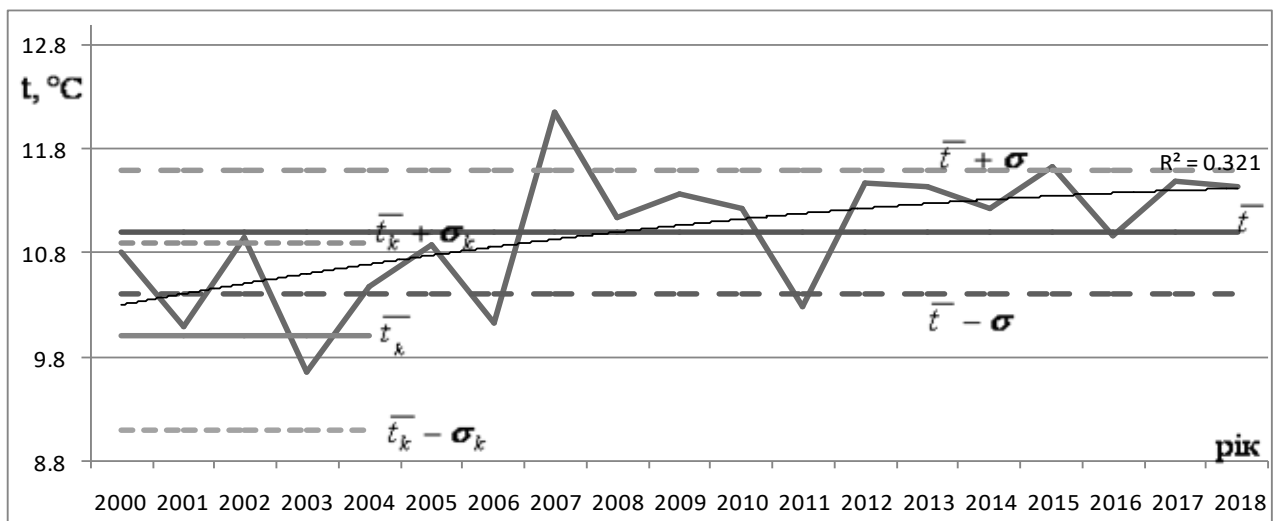


Рисунок 1.5 – Розподіл середньої річної температури повітря на протязі періоду 2000-2018 рр., станція Миколаїв

Візуально обраний період можна розділити на дві частини: з 2000 по 2006 і з 2007 р по 2018 роки. У першій частині періоду максимальні температури розташовуються в межах середнього значення, а в другій частині значно перевищують його. Ще однією особливістю є те, що розташування пікових значень температури в другій частині практично не виходить за інтервал $\bar{t} + \sigma$ (за винятком максимуму 2007 року). Що стосується мінімальних значень, то вони в першій частині розташовуються в інтервалі 2σ (за винятком мінімуму

2003 року). Порівнюючи з однойменними даними 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 в аналізованому періоді.

Параметри розподілу річної температури повітря, наведені в табл. 1.1 (ексцес і асиметрія), мають від'ємні значення, що є свідченням переважання низьких температур у досліджуваному періоді (As) і відносному вирівнюванні ймовірностей (Ex).

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

№ п/п	Найменування станції	Період 2000-2018 рр.				Дані кадастру	
		\bar{t} , °C	σ , °C	Ex	As	\bar{t}_k , °C	σ_k , °C
1.	Ізмаїл	11,9	0,51	-0,4	-0,25	10,6	0,7
2.	Любашівка	9,8	0,6	0	-0,6	8,3	0,9
3.	Одеса	11,5	0,61	-0,6	-0,4	10,1	0,8
4.	Миколаїв	11,0	0,6	-0,4	-0,6	10,0	0,9

У таблиці 1.1: \bar{t} - середньорічна температура середня за період, σ - стандартний відхил \bar{t} , Ex - ексцес, As - асиметрія, \bar{t}_k - середньорічна температура середня за кадастром, σ_k - стандартний відхил \bar{t} .

На наступному комплекті рисунків 1.6–1.9 наведений річний хід середніх місячних температур повітря в періодах 2000-2018 рр. і 1961-1990 рр. (Кадастр), а так же інтервал в одну σ для значень Кадастру.

В цілому річний хід відповідає річному ходу надходження сонячної радіації. Мінімальна температура відзначається в 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 – в липні-серпні (відповідно, Ізмаїл $23,9-23,8^\circ\text{C}$, Любашівка $22,7-21,8^\circ\text{C}$, Одеса $23,6-23,6^\circ\text{C}$, Миколаїв $23,9-23,8^\circ\text{C}$). На усіх чотирьох станціях мають місце місяці з значеннями температури, які перевищують межі інтервалу $\bar{t}_k + \sigma_k$. Так на станції Ізмаїл така ситуація спостерігається в літні місяці (червень, липень, серпень) і у вересні, на станціях Любашівка і Миколаїв - тільки в червні, липні, в Одесі - травні, червні та липні. Однак все вони (значення) знаходяться в межах двох ймовірних відхилень (2σ). Необхідно так само відзначити, що крива річного ходу середніх температур у всіх випадках розташовується вище кривої подібних температур зазначених в Кадастрі, що може бути підтвердженням кліматичних змін в бік потепління.

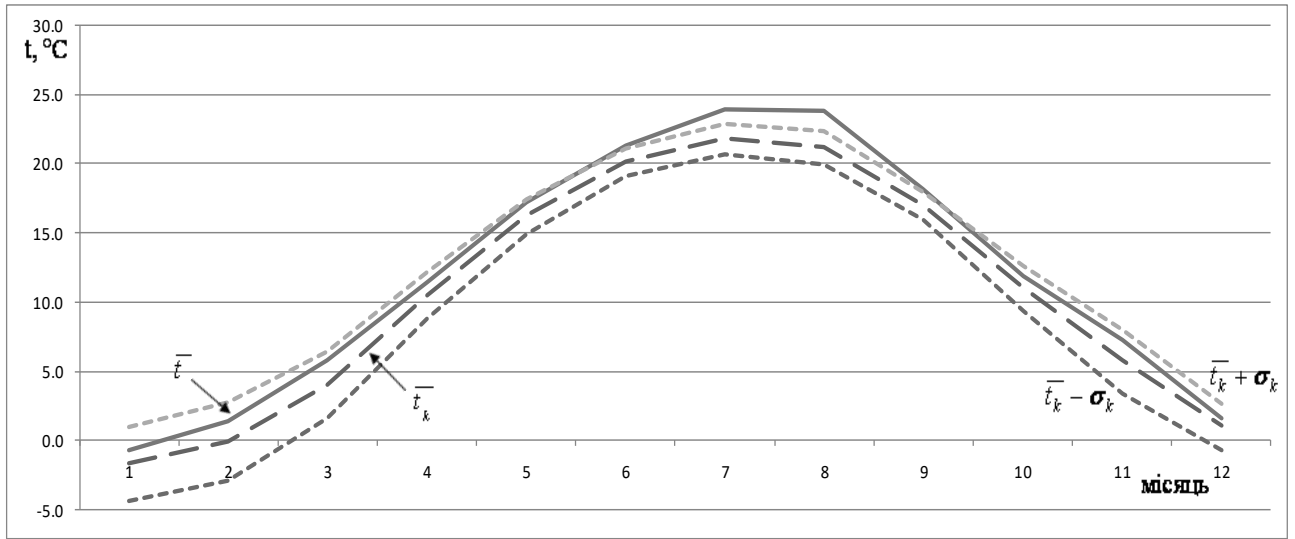


Рисунок 1.6 – Річний хід середньої за період 2000-2018 рр. місячної температури повітря, станція Ізмаїл

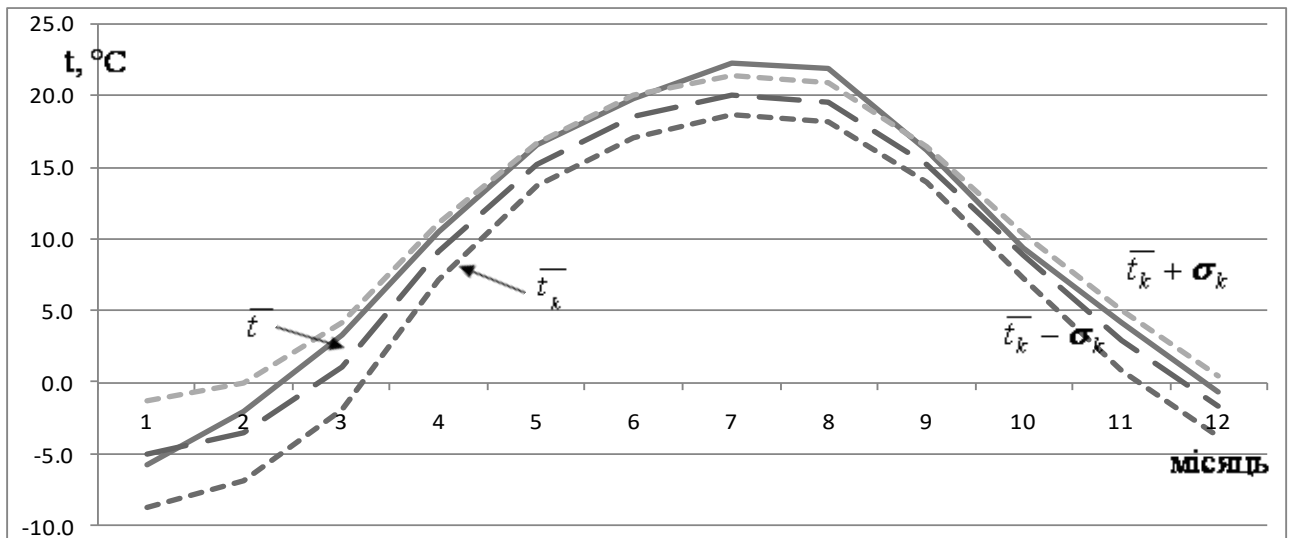


Рисунок 1.7 – Річний хід середньої за період 2000-2018 рр. місячної температури повітря, станція Любашівка

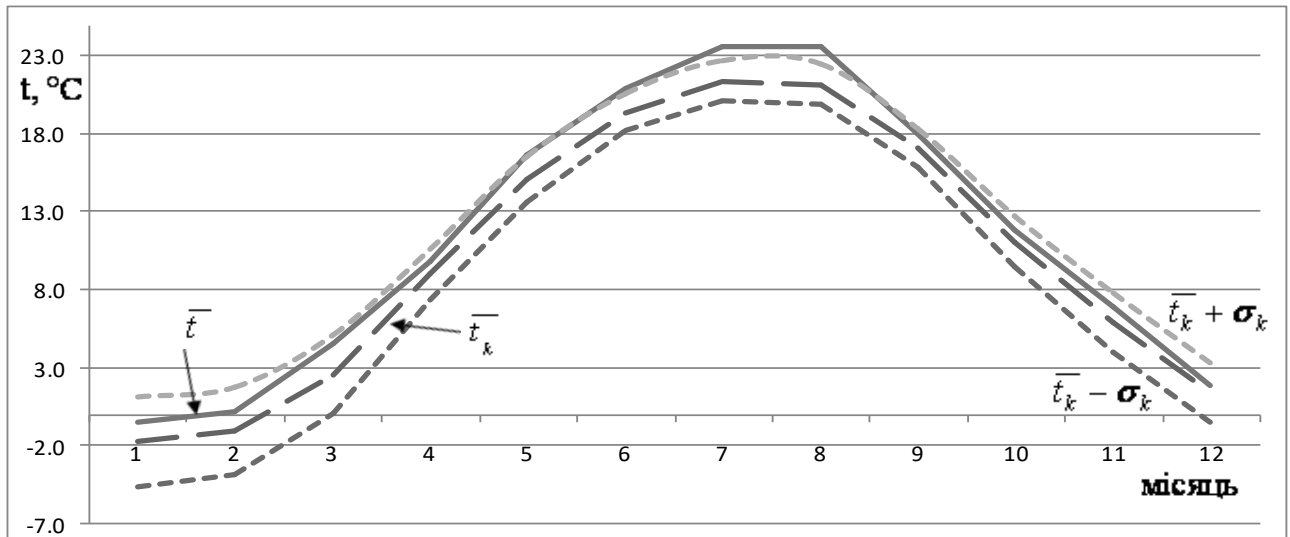


Рисунок 1.8 – Річний хід середньої за період 2000-2018 рр. місячної температури повітря, станція Одеса

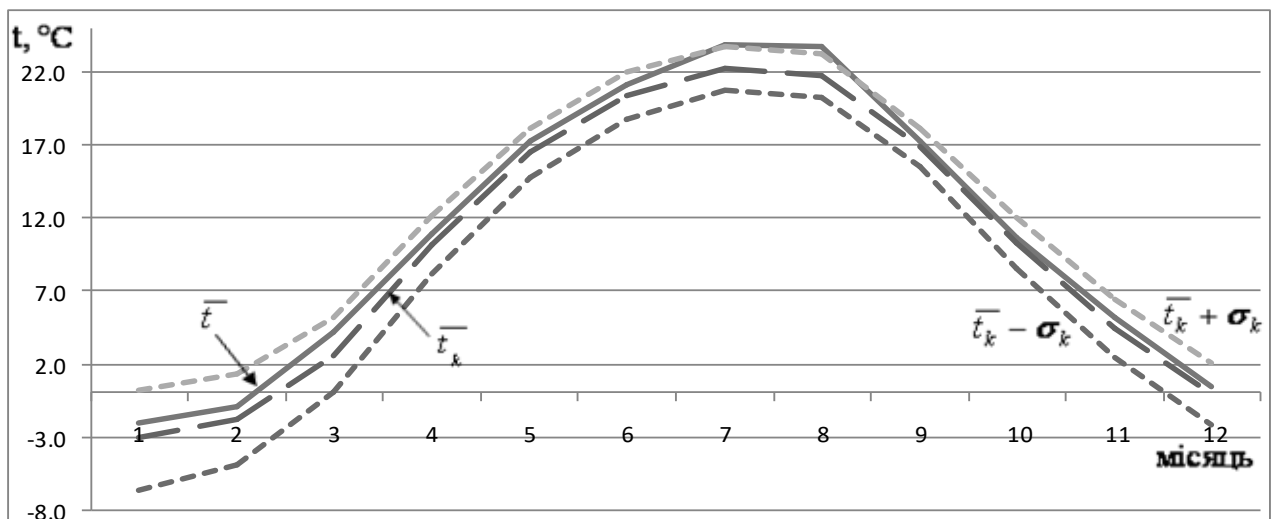


Рисунок 1.9 – Річний хід середньої за період 2000-2018 рр. місячної температури повітря, станція Миколаїв

Опади. Атмосферні опади, так само як і температура, є однією з основних характеристик клімату, і багато в чому залежать від синоптичної обстановки та місцевих умов. Останні, багато в чому визначають кількість опадів в літній час. Криві на рис. 1.10–1.13 описують річний хід місячних сум опадів осереднених за період 2000-2018 рр. і 1961-1990 рр. (Кадастр), відповідно.

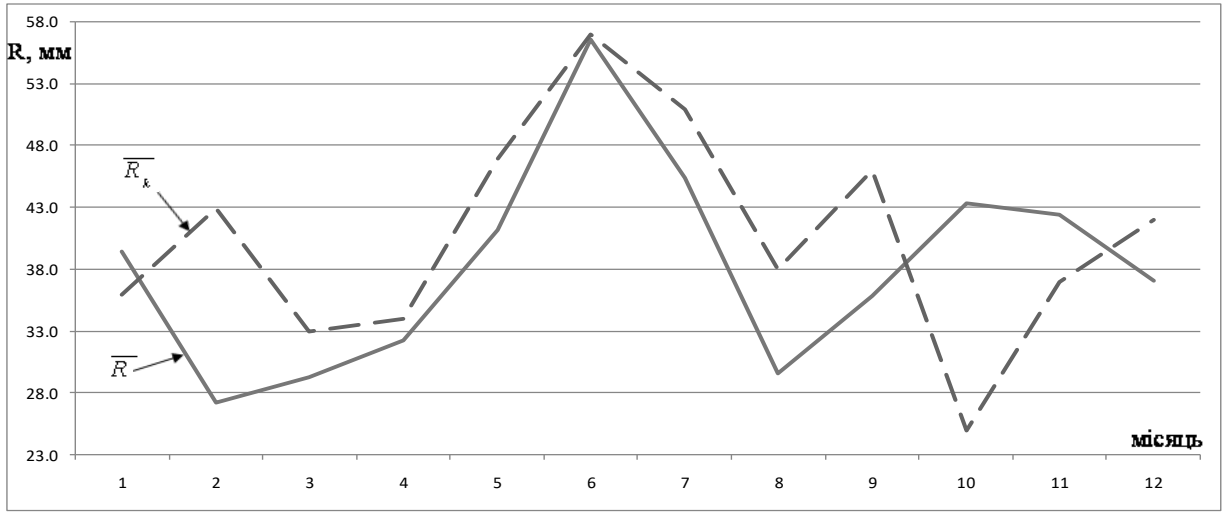


Рисунок 1.10 – Річний хід середньої за період 2000-2018 рр. місячної кількості опадів, станція Ізмаїл

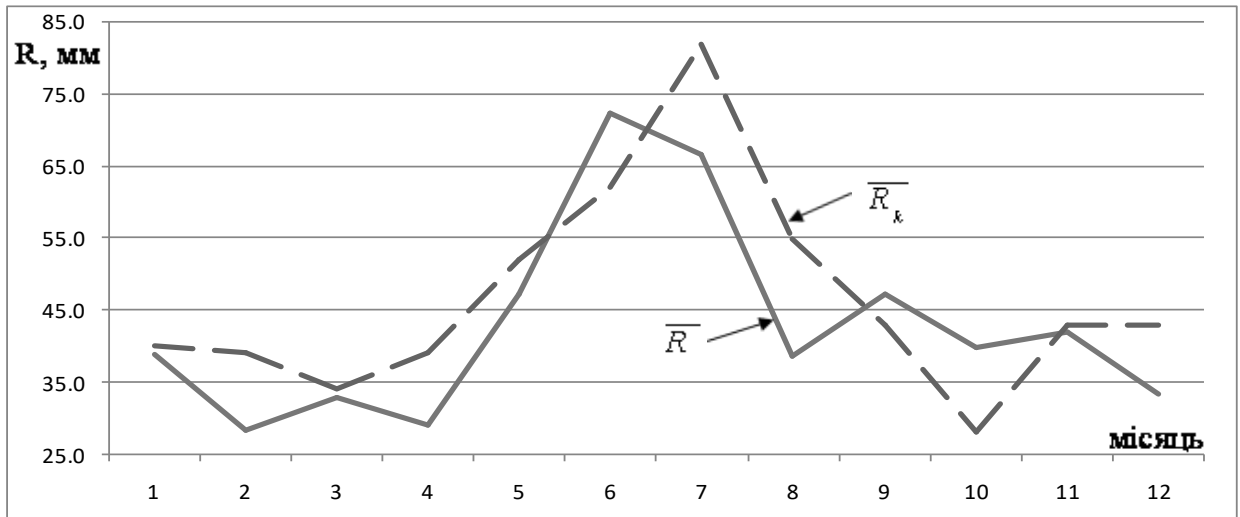


Рисунок 1.11 – Річний хід середньої за період 2000-2018 рр. місячної кількості опадів, станція Любашівка

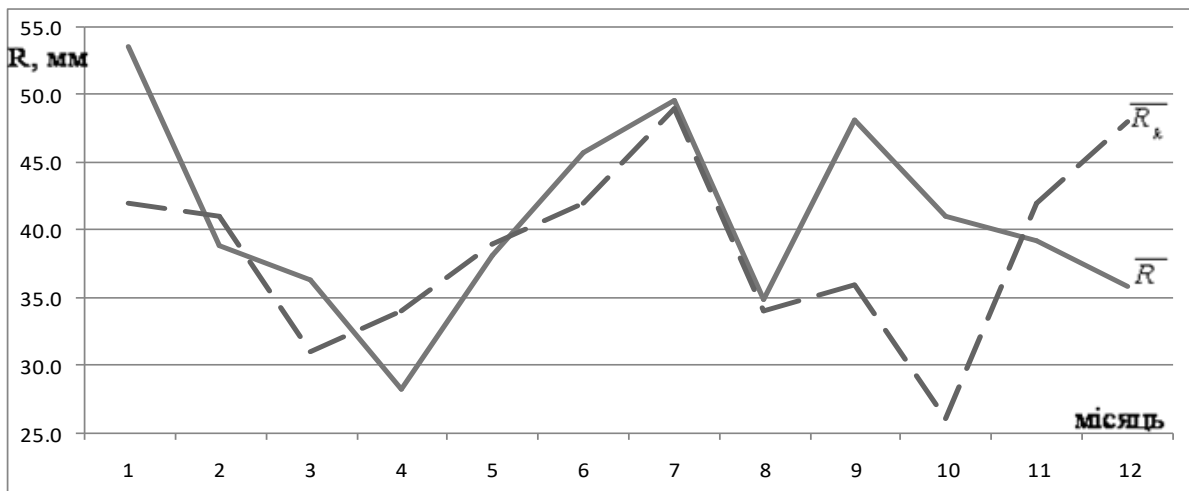


Рисунок 1.12 – Річний хід середньої за період 2000-2018 рр. місячної кількості опадів, станція Одеса

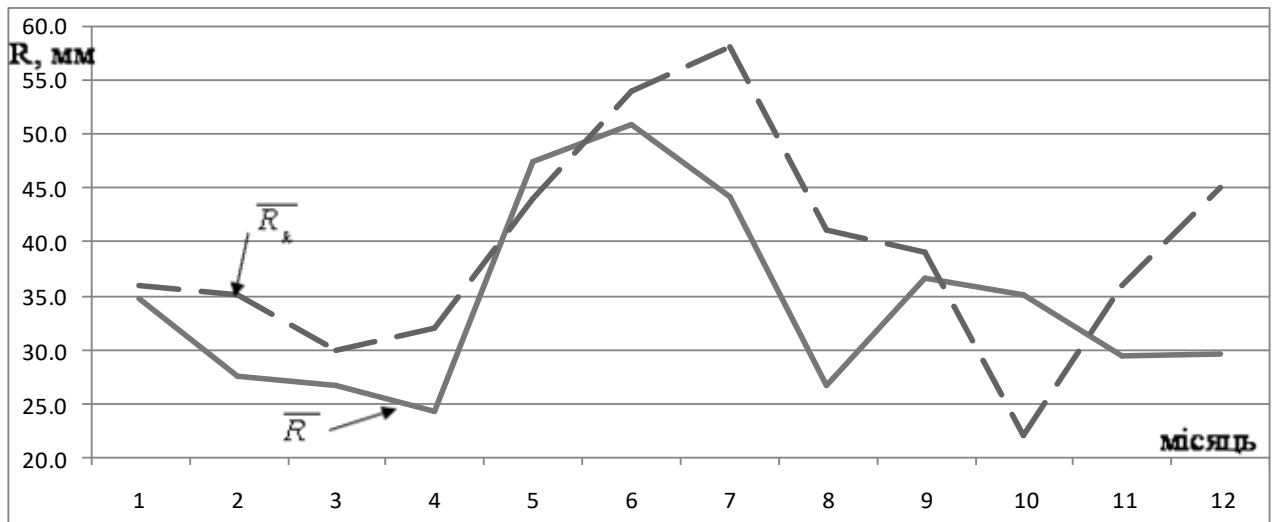


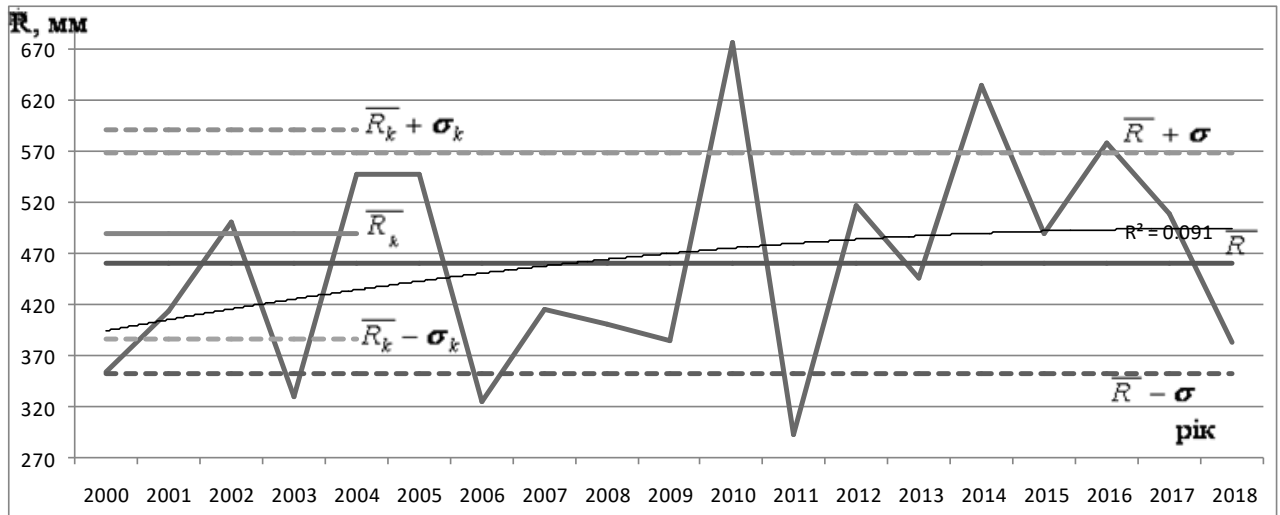
Рисунок 1.13 – Річний хід середньої за період 2000-2018 рр. місячної кількості опадів, станція Миколаїв

Згідно з графіками у річному ході основні максимуми спостерігаються в літній період, що є природно, за винятком Одеси, (Ізмаїл – 56,6 мм (червень), Любашівка – 72,2 мм (червень), Одеса – 79,7 мм (липень), Миколаїв – 50,9 мм (червень)). В Одесі найбільша кількість опадів випала в січні і липні, відповідно, 53,6 мм і 79,7 мм. Мінімальні температури для станцій Ізмаїл та Миколаїв мають по три-чотири екстремальних, приблизно рівних значення (Ізмаїл – лютий (27,2 мм); березень (29,3 мм), серпень (29,6 мм); Миколаїв – лютий (27,4 мм); березень (26,7 мм), квітень (24,3 мм), серпень (26,7 мм)). Для двох останніх станцій Одеса й Любашівка - один-два чітко виражених мінімуму (Одеса – квітень (28,2 мм); Любашівка – лютий (28,3 мм), квітень – (28,9 мм)). Порівняльний аналіз двох періодів (з даними Кадастру) дозволяє зробити висновок, що на станціях Ізмаїл, Любашівка, Миколаїв, в цілому, спостерігається зменшення кількості місячних опадів (за винятком опадів в жовтні). В Одесі, навпаки, для більшості місяців середні за період суми опадів перевищують подібні значення за період 1961-1990 рр., що зазначені в кадастрі.

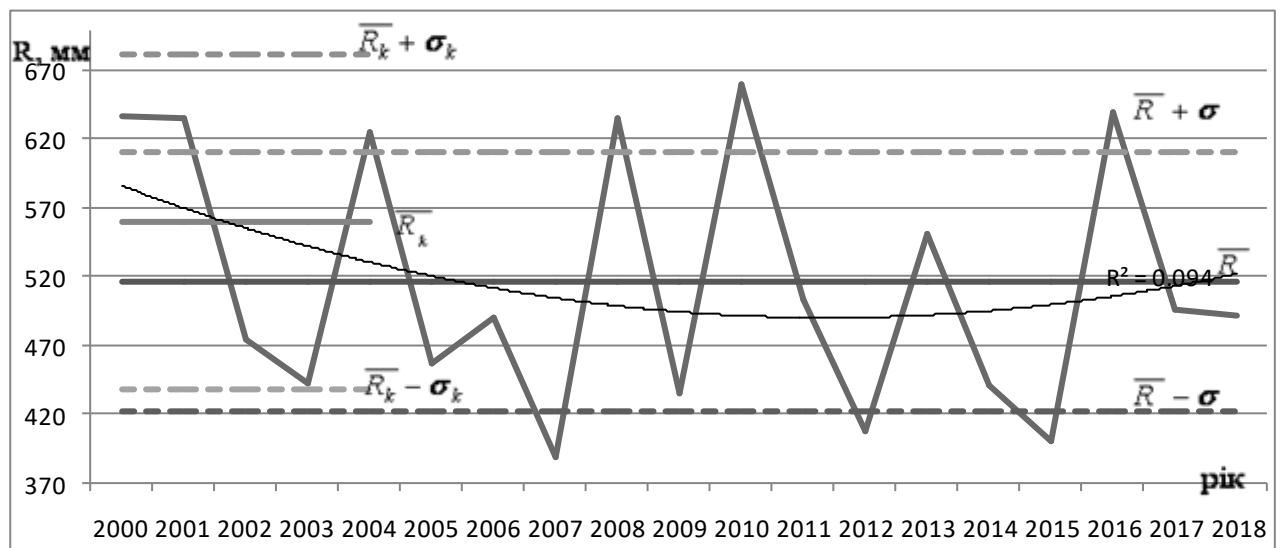
Інтерес представляють криві, які відбивають розподіл річних сум опадів (рис.1.14–1.16). Порівняння графіків дозволяє виявити деякі загальні закономірності і відмінності. Так загальним є наявність максимального піку у 2010 р зі значеннями на станції Ізмаїл – 676,2 мм, Любашівка – 660,1 мм, Одеса – 708,8 мм, Миколаїв – 653,4 мм. Подібні піки, але ті, що відповідають меншим значенням, мають місце у 2004 р і 2016 р.

Мінімум річної суми опадів 2011 року на станції Ізмаїл (291,9 мм) збігається з відносно малими значеннями (істотно менше середнього значення,

але не мінімальними) на станціях Одеса (392,7 мм) і Миколаїв (307,8 мм). Однак у Любашівці в цей рік спостерігається кількість опадів близька до середнього за аналізований період. Екстремальні мінімальні значення на цих трьох станціях відповідають 2007 року (Любашівка – 388,1 мм), 2013 рік (Одеса – 351,4 мм) 2017 рік (Миколаїв – 257,1 мм).



Рисунку 1.14 – Розподіл річних сум опадів, середні значення та стандартні відхилення на протязі періодів 2000-2018 рр. та 1961-1990 рр. (Кадастр) на станції Ізмаїл



Рисунку 1.15 – Розподіл річних сум опадів, середні значення та стандартні відхилення на протязі періодів 2000-2018 рр. та 1961-1990 рр. (Кадастр) на станції Любашівка

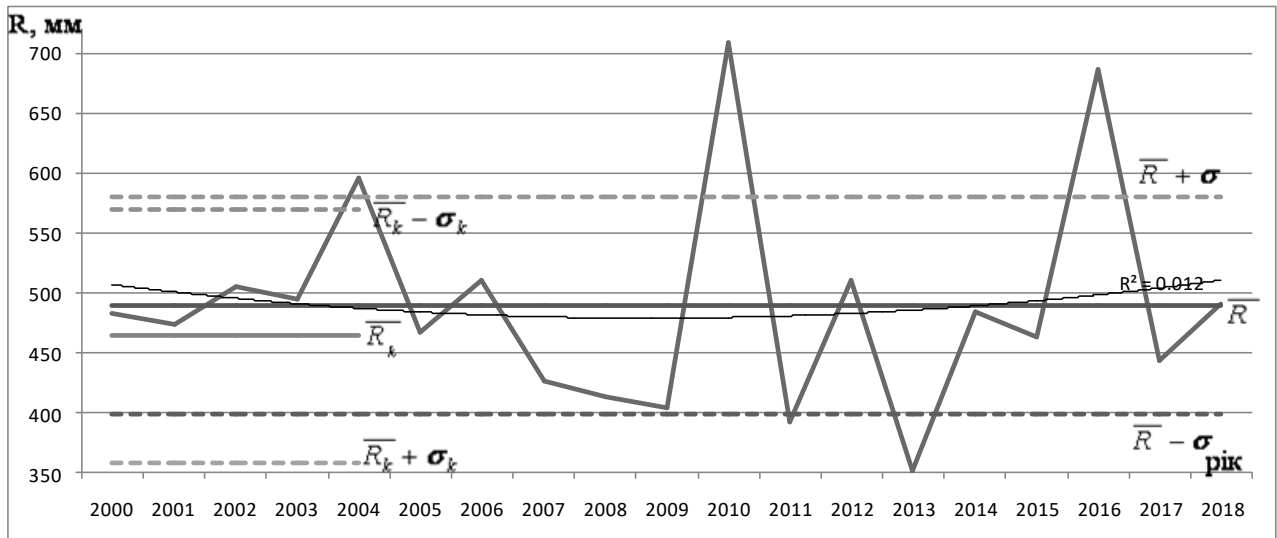


Рисунок 1.16 – Розподіл річних сум опадів, середні значення та стандартні відхилення на протязі періодів 2000-2018 рр. та 1961-1990 рр. (Кадастр) на станції Одеса

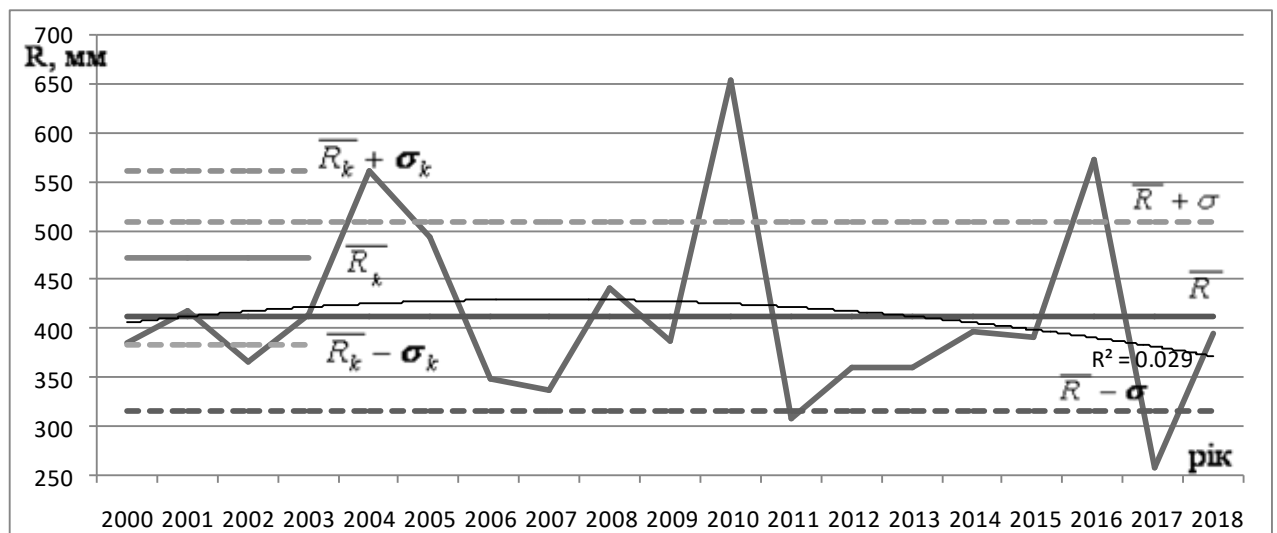


Рисунок 1.17 – Розподіл річних сум опадів, середні значення та стандартні відхилення у періоди 2000-2018 рр. та 1961-1990 рр. (Кадастр) на станції Миколаїв

Мають місце ситуації, коли в одні і ті ж роки, великим річним сума на одних станціях відповідають малі суми опадів в інших місцях спостережень, такими прикладом, можуть бути 2005, 2008, 2013 роки.

У відповідності до вигляду формального поліноміального тренда другої степені, тільки в Ізмаїлі спостерігається тенденція до зростання кількості

опадів, яка добре виражена з 2009 року. У той же час на станціях Любашівка і Одеса падіння, яке намітилося в першій половині періоду, частково компенсується незначним зростанням в наступні роки. Одночасно на станції Миколаїв простежується тенденція до зниження річної суми опадів.

Середні значення багаторічних річних кількостей опадів в аналізованому періоді на станціях Ізмаїл, Любашівка, Миколаїв менші, ніж в періоді 1961-1990 рр. (Кадастр), у середньому на 33 мм. В Одесі, навпаки, має місце перевищення значення зазначеного в Кадастрі на 26 мм (табл.1.2).

Також присутні відмінності і в стандартних відхиленнях багаторічних річних сум опадів, найбільше з яких, в порівнянні з Кадастром, на станції Любашівка: 93,8 мм і 122,4 мм (Кадастр), а найменше в Ізмаїлі: 107,8 мм і 102,4 мм (Кадастр) (табл.1.2). Причому на станціях Ізмаїл та Миколаїв значення стандартних відхилень дещо більше, ніж аналогічні у періоді 1961-1990 рр. (Кадастр), а на станціях Одеса і Любашівка - менше. Однак, звертаючи увагу на значення коефіцієнта варіації, можна зробити висновок про відсутність суттєвих змін коливності в розподілі опадів (табл.1.2, 1.3, 1.4).

Дані зазначені в таблицях 1.3 і 1.4 свідчать про таке:

а) відповідно до високих значень параметра форми λ , розподіл річних сум опадів наближається до нормального закону. Крім того, при G - розподілі з урахуванням третього параметра (зсуву), якій сприяє більш точному розрахунку характеристик, найбільш близькі розподіли до нормального закону на станціях Ізмаїл та Любашівка. При двох параметричному G - розподілі показники параметра форми дещо вирівнюються;

Таблиця 1.2 – Статистичні характеристики кількості опадів за періоди 2000-2018 рр. та 1961-1990 рр. (кадастр)

№ п/п	Найменування станції	Період 2000-2018 рр.		Період 1961-1990 рр.		
		$\bar{R}_s, мм$	$\sigma_s, мм$	$\bar{R}_k, мм$	$\sigma_k, мм$	$K_{k,вар}$
1.	Ізмаїл	460	107,8	489	102,4	0,21
2.	Любашівка	516	93,8	560	122,4	0,22
3.	Одеса	490	90,7	464	105,9	0,23
4.	Миколаїв	413	96,8	472	88,8	0,19

В таблиці 1.2: \bar{R}_s - річна сума опадів середня за період, σ_s - стандартний відхил \bar{R}_s , \bar{R}_k - середньорічна сума опадів за кадастром, σ_k - стандартний відхил \bar{R}_k .

Таблиця 1.3 – Характеристики G – розподілу річної суми опадів у період 2000-2018 рр. при врахуванні трьох параметрів (λ, α, c)

№ п/п	Найменування станції	λ	α , мм	c , мм	Ex	As	K_{var}	\bar{R} , мм
1.	Ізмаїл	49,6	15,3	-298,9	0,12	0,28	0,23	460
2.	Любашівка	46,2	13,8	-120,8	0,13	0,29	0,18	516,5
3.	Одеса	4	45,2	309	1,51	1,0	0,19	489,7
4.	Миколаїв	4,8	44,2	201,2	1,25	0,9	0,23	412,9

В таблиці 1.3: λ - параметр форми, α - параметр масштабу, c - зсув, Ex - ексцес, As - асиметрія, K_{var} - коефіцієнт варіації, \bar{R} - середнє значення.

Таблиця 1.4 – Характеристики G- розподілу річної суми опадів у період 2000-2018 рр. при врахуванні тільки двох параметрів (λ, α)

№ п/п	Найменування станції	λ	α , мм	Ex	As	σ , мм	D , мм ²	Mo , мм	\bar{R} , мм
1.	Ізмаїл	18,2	25,2	0,32	0,47	107,8	11614	434,8	460
2.	Любашівка	30,3	17,0	0,2	0,36	93,8	8799	499,4	516,5
3.	Одеса	29,2	16,8	0,21	0,37	90,7	8226	472,9	489,7
4.	Миколаїв	18,2	22,7	0,33	0,47	96,8	9362	390,2	412,9

В таблиці 1.4: λ - параметр форми, α - параметр масштабу, Ex - ексцес, As - асиметрія, σ - стандартний відхил, D - дисперсія, Mo - мода, \bar{R} - середнє значення.

б) зміна параметра масштабу α повністю відповідає зміні параметрам форми. При великих значеннях λ , α приймає менші значення, що означає зменшення розкиду розглянутої метеорологічної величини. Теж саме спостерігається при варіаціях знака при параметрі зсуву (табл. 1.3): при додатному зсуві c , λ – більше, α – менше, і навпаки;

в) ексцес Ex і асиметрія As є додатними, тобто «хвіст» стає більш важким справа, що показує зсув середньої величини вправо від значення медіани, а значить збільшення вкрай великих значень.

1.3 Сценарії викидів парникових газів

Майбутні зміни клімату є однією з найбільших проблем, що постали перед людством в новому сторіччі. Потреба в інформації про зміни клімату необхідна для того, щоб оцінити їх вплив на людину і природні системи з метою розвитку відповідних засобів адаптації і стратегії пом'якшення негативного впливу кліматичних змін на національному і навіть регіональному рівні.

Діяльність людини змінила і продовжує змінювати поверхню Землі і склад її атмосфери. Деякі з цих змін мають прямий або опосередкований вплив на енергетичний баланс Землі і, таким чином, є чинниками, що впливають на зміну клімату. Радіаційний вплив (РВ) є результатом зміни енергетичного балансу системи Земля як реакції на певні зовнішні фактори, при цьому позитивний РВ веде до потепління, а негативний РВ- до похолодання кліматичної системи. Крім глобального середнього радіаційного й енергетичного впливу, просторовий розподіл і часова еволюція впливу і зворотний кліматичний зв'язок також відіграють значну роль у визначенні можливого впливу різних факторів на клімат. Зміни поверхні суші можуть також впливати на локальний і регіональний клімат за допомогою процесів, які не є радіаційними за своєю природою [17].

Глобальні кліматичні моделі є основними інструментами, що використовуються для проектування тривалості та інтенсивності змін клімату в майбутньому. При цьому використовуються кліматичні моделі різних рівнів складності, від простих кліматичних до моделей перехідної складності, повних кліматичних моделей і моделей усієї Земної кліматичної системи. Ці моделі розраховують майбутні кліматичні режими на основі низки сценаріїв зміни антропогенних факторів. Для нових кліматичних розрахунків, виконаних у рамках проекту Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) Всесвітньої програми досліджень клімату (World Climate Research Programme), використовується новий набір сценаріїв, а саме Репрезентативні траєкторії концентрацій (Representative Concentration Pathways – RCP).

Репрезентативні траєкторії концентрацій – сценарії, які включають часові ряди викидів і концентрацій всього набору парникових газів, аерозолів і хімічно активних газів [17]. Слово репрезентативний означає, що кожна RCP показує лише один з багатьох можливих сценаріїв, які призвели б до визначення конкретних характеристик радіаційного впливу. Термін траєкторія підкреслює, що розглядаються не тільки рівні довгострокових концентрацій, але також і їх очікувана зміна, побудована в часі для визначення кінцевого

результату. В усіх сценаріях RCP атмосферна концентрація CO₂ є вищою за сьогоденний рівень унаслідок зростання сукупних викидів CO₂ протягом XXI сторіччя.

Сценарії RCP визначаються приблизною сумарною величиною радіаційного впливу до 2100 року порівняно з 1750 р.: 2,6 Вт·м⁻² для RCP2.6; 4,5 Вт·м⁻² для RCP4.5; 6,0 Вт·м⁻² для RCP6.0 і 8,5 Вт·м⁻² для RCP8.5. Ці чотири RCP містять один сценарій зменшення викидів, який передбачає низький рівень впливу (RCP2.6); два сценарії стабілізації (RCP4.5 і RCP6.0) і сценарій з дуже високими рівнями викидів парникових газів (RCP8.5) [17, 18]. Згідно RCP6.0 і RCP8.5, радіаційний вплив не досягає максимального значення до 2100 р., а продовжує постійно збільшуватись; в RCP2.6 цей вплив досягає максимуму і потім знижується; і в RCP4.5 він стабілізується до 2100 р.

Таким чином, RCP можуть відображати результати цілого ряду заходів в області клімату в XXI сторіччі в порівнянні з їх відсутністю в Спеціальній доповіді про сценарії викидів (СДСВ), що використовувались в попередніх доповідях з питань зміни клімату [19]. Сценарії СДСВ були розроблені лише з використанням послідовного підходу, іншими словами, із залученням соціально-економічних, демографічних і технологічних факторів, які потім використовувались в простих кліматичних моделях для визначення концентрацій парникових газів.

З іншого боку, кожен сценарій RCP представляє набори даних з високим просторовим розділенням щодо змін у землекористуванні і викидів забруднюючих повітря речовин за секторами економіки, а також визначає річні концентрації парникових газів і антропогенних викидів.

Сценарії RCP ґрунтуються на комбінації комплексних оцінних моделей, простих кліматичних моделей та моделей атмосферної хімії і глобального вуглецевого циклу. Хоча RCP охоплюють широкий діапазон значень сукупних впливів, вони не включають весь спектр викидів, описаних в літературі, особливо що до аерозолів [17, 18].

В цій роботі при моделюванні прогностичних змін режиму температури й опадів використовувались дані експерименту CORDEX – Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment, 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.

1.4 Об'єктивний вибір симуляції з ансамблю регіональних кліматичних моделей

Дослідження впливу змін клімату у майбутньому на такі природні об'єкти як лимани за допомогою чисельних моделей потребує вхідної гідрометеорологічної інформації у вузлах просторової сітки, відстань між якими має відповідати горизонтальним розмірам лиманів, тобто декілька кілометрів. Таким вимогам задовольняють результати моделювання майбутнього клімату ансамблем з 14 симуляцій різних моделей проекту CORDEX [20-21].

Застосування гідротермодинамічних моделей, наприклад [22], для оцінки майбутніх гідроекологічних характеристик лиманів північно-західної частини Чорного моря можна зробити або використовуючи як вхідну інформацію результати за усім ансамблем симуляцій, або відібравши результати однієї, «оптимальної», моделі з ансамблю за умови, що ця модель відповідає певним вимогам. Такою вимогою може бути, наприклад, її найбільша близькість до середнього по ансамблю 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.

Як вхідна інформація використовувались результати моделювання за проектом CORDEX для періоду 2021-2050 років. З чотирьох можливих сценаріїв брались два – RCP4.5 і RCP8.5 [23], для яких кількість симуляцій в ансамблі, які надавали інформацію з роздільною здатністю $\sim 12,5$ км у горизонтальній площині для Європи 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), становила 14 за 5 регіональними кліматичними моделями (табл. 1.5). 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 [24] 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 °С), тоді як збільшення температури влітку та взимку становитиме 2,5–3,5 °С. В Одесі, на відміну від сьогоднішнього, очікується додатна середньомісячна температура повітря протягом всього року, і тільки 25% симуляцій показують від’ємні середньомісячні мінімальні температури.

На рис. 1.18 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.

Процедура відбору симуляцій була такою [25].

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 по ансамблю. Процедура відбору «оптимальної» симуляції для кожного вузла та сценарію є такою:

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

$$\bar{T}_m^a = \frac{1}{30} \sum_1^{30} \frac{1}{14} \sum_{s=1}^{14} T_{m,s},$$

$$\bar{P}_m^a = \frac{1}{30} \sum_1^{30} \frac{1}{14} \sum_{s=1}^{14} P_{m,s},$$

$$\bar{E}_m^a = \frac{1}{30} \sum_1^{30} \frac{1}{14} \sum_{s=1}^{14} E_{m,s}.$$

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

$$T'_{m,s} = |T_{m,s} - \bar{T}_m^a|,$$

$$P'_{m,s} = |P_{m,s} - \bar{P}_m^a|,$$

$$E'_{m,s} = |E_{m,s} - \bar{E}_m^a|.$$

Таблиця 1.5 – регіональні кліматичні моделі

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

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
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/>

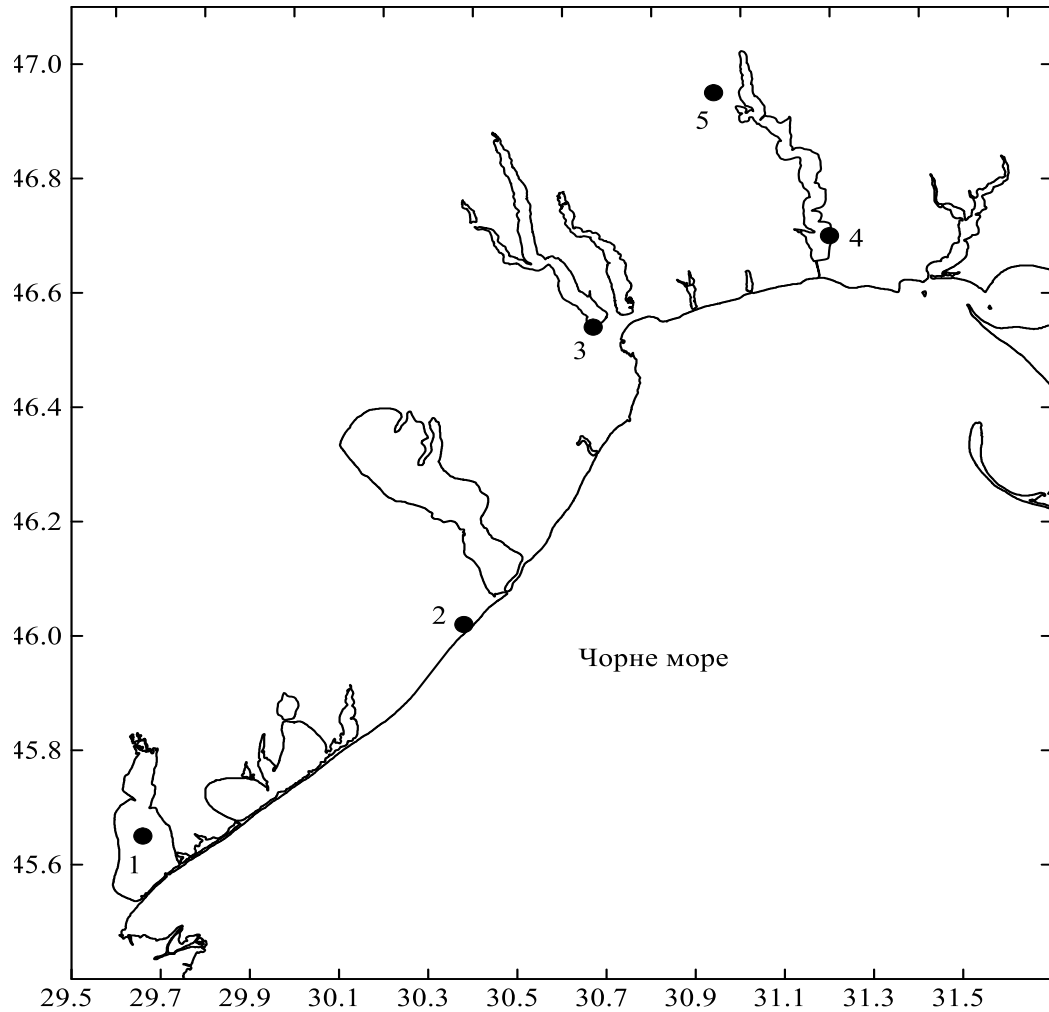


Рисунок 1.18 – Розташування вузлів сітки моделей проекту CORDEX (чорні точки) на узбережжі північно-західної частини Чорного моря

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

$$T_{m,s}^r = T'_{m,s} / (T'_{m,s})_{\max},$$

$$P_{m,s}^r = P'_{m,s} / (P'_{m,s})_{\max},$$

$$E_{m,s}^r = E'_{m,s} / (E'_{m,s})_{\max}.$$

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

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

5. Кращою вважається симуляція з мінімальним значенням D_s .

Таблиця 1.6 містить результати розрахунку значень D_s по вузлах сітки, наведених на рис. 1.18, 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	
	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5	RCP4.5	RCP8.5
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	0.451	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	0.403	0.368	0.449	0.464	0.516	0.523	0.429	0.492	0.408	0.429
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	0.394	0.514	0.468	0.653	0.953	0.736	0.818	0.652	0.748	0.589

1.5. Характеристики змін клімату північно-західного Причорномор'я у найближчі тридцять років

На рис. 1.19–1.24 наведено річний хід різних метеорологічних параметрів за симуляцією CLMcom4 в різних районах Північно-західного Причорномор'я.

Річний хід температури повітря (рис. 1.19) 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 по обох сценаріях, 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 Хаджибеївський – 1,0 °С, що розташований на північному заході регіону дослідження. 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. 1.20) 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. 1.20 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. 1.21) 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 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

Хаджибеївський. Тут максимум виявлено в червні, який становить 60 мм. Мінімальне значення також прогнозується в грудні-січні і змінюється від 17 до 20 мм.

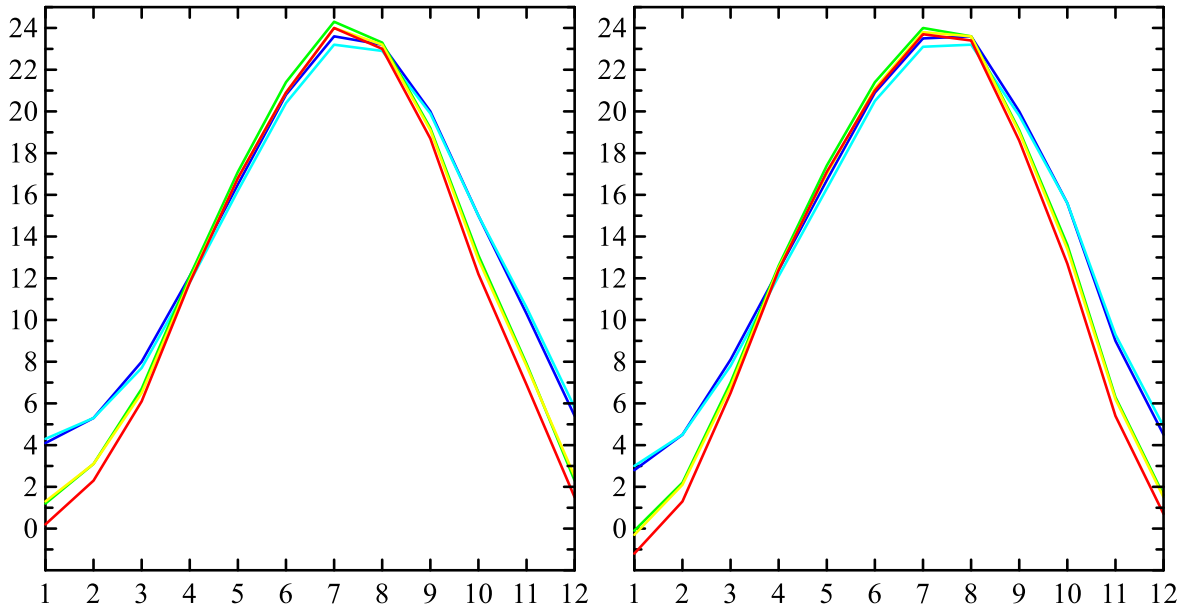


Рисунок 1.19 – Річний хід температури (°C) у різних частинах Північно-західного Причорномор'я для сценаріїв RCP4.5 (ліва панель) та RCP8.5 (права панель) (— Сасик, — Будакський, — Хаджибеївський, — Тилігульський-південь, — Тилігульський-північ)

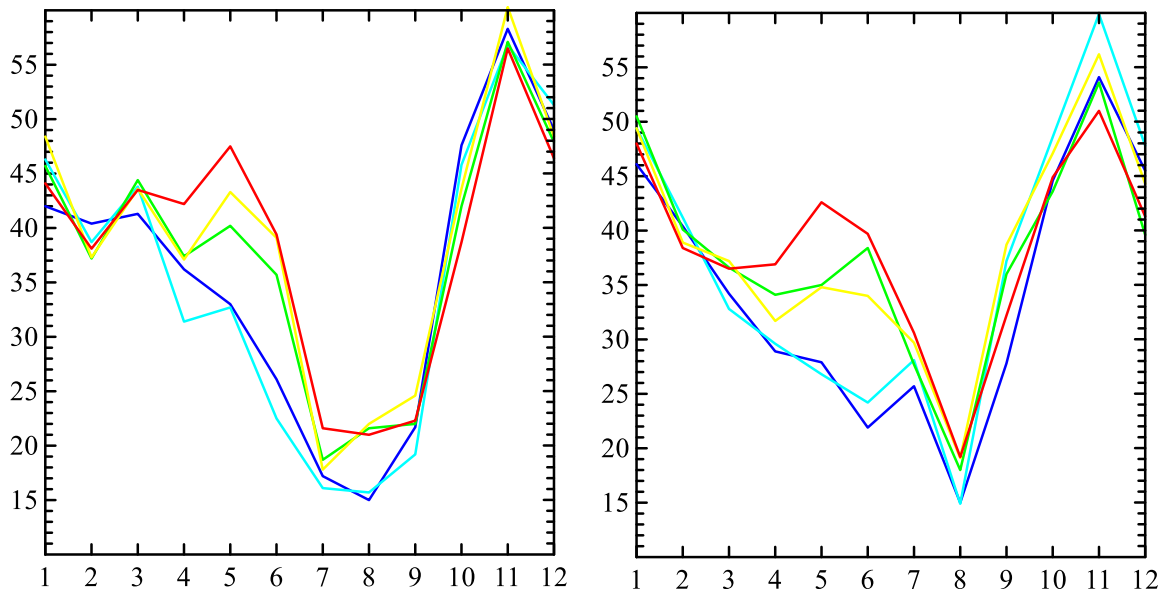


Рисунок 1.20 – Річний хід опадів (мм) у різних частинах Північно-західного Причорномор'я для сценаріїв RCP4.5 (ліва панель) та RCP8.5 (права панель) (— Сасик, — Будакський, — Хаджибеївський, — Тилігульський-південь, — Тилігульський-північ)

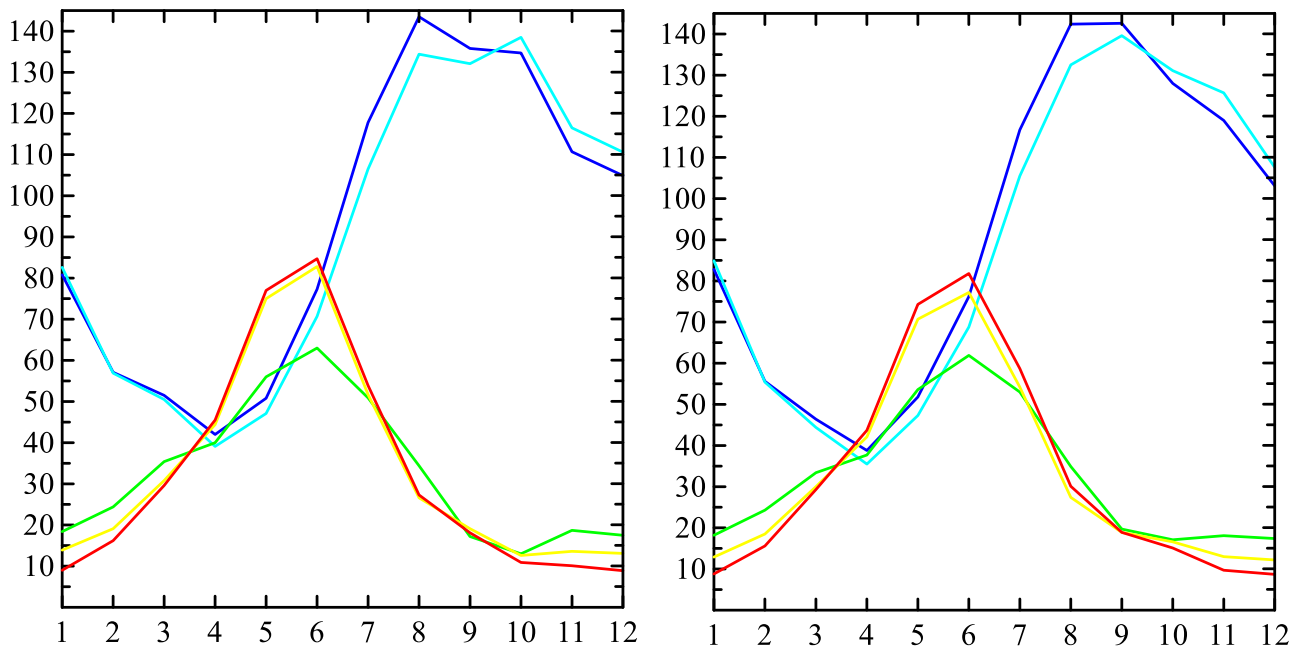


Рисунок 1.21 – Річний хід випаровування (мм) у різних частинах Північно-західного Причорномор'я для сценаріїв RCP4.5 (ліва панель) та RCP8.5 (права панель) (— Сасик, — Будакський, — Хаджибеївський, — Тилігульський-південь, — Тилігульський-північ)

Розподіл хмарності (рис. 1.22) має яскраво визначений річний хід, що мало різниться між сценаріями. Мінімальній відсоток хмарності виявлено в липні-серпні з 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 прогноуються 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. 1.23) має чітко виражений характер з максимум в липні за обома сценаріями, що становить 11 г/кг для лиманів Сасик і Будакський на півдні області розрахунку. На інших об'єктах очікуються максимальні значення також в липні, але в межах 9-9,4 г/кг. Мінімальна питома вологість прогноується 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. 1.24). В центральній частині і на півночі області розрахунку швидкість вітру протягом року змінюється мало: для лиману Хаджибеївський характерними будуть коливання від 3,6 до 4,0 м/с, що є найменшими значеннями швидкості вітру для всієї області дослідження;

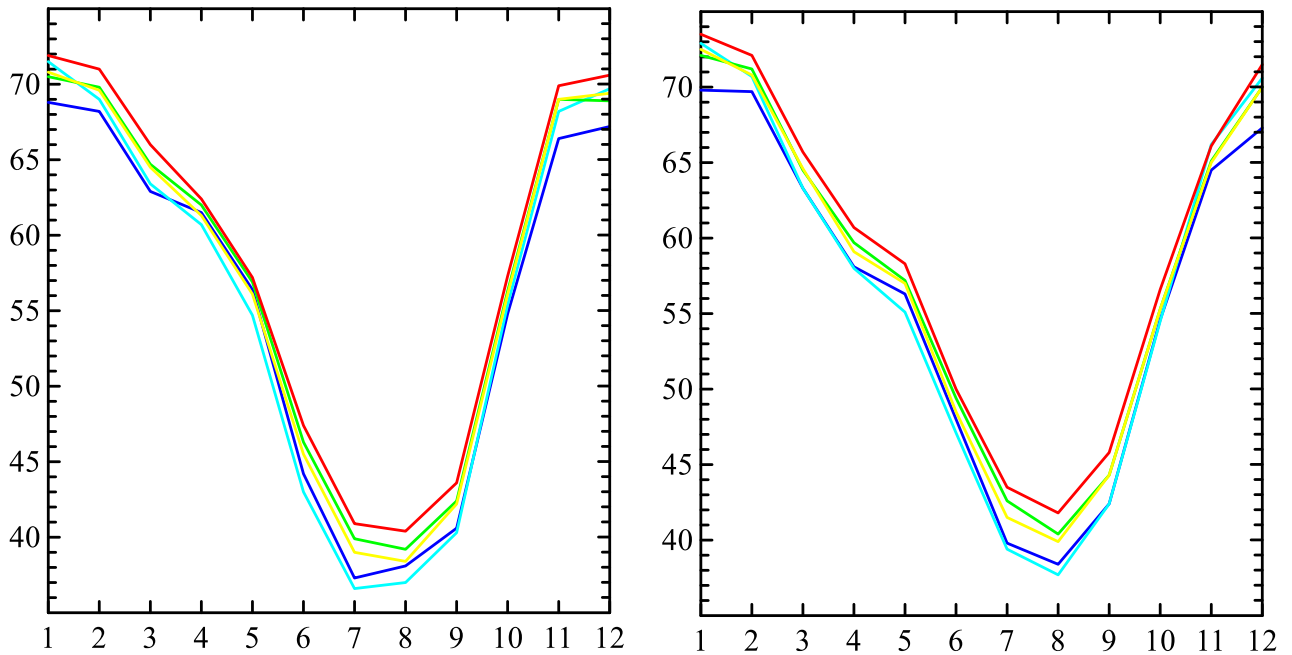


Рисунок 1.22 – Річний хід хмарності (%) у різних частинах Північно-західного Причорномор'я для сценаріїв RCP4.5 (ліва панель) та RCP8.5 (права панель) (— Сасик, — Будакський, — Хаджибеївський, — Тилігульський-південь, — Тилігульський-північ)

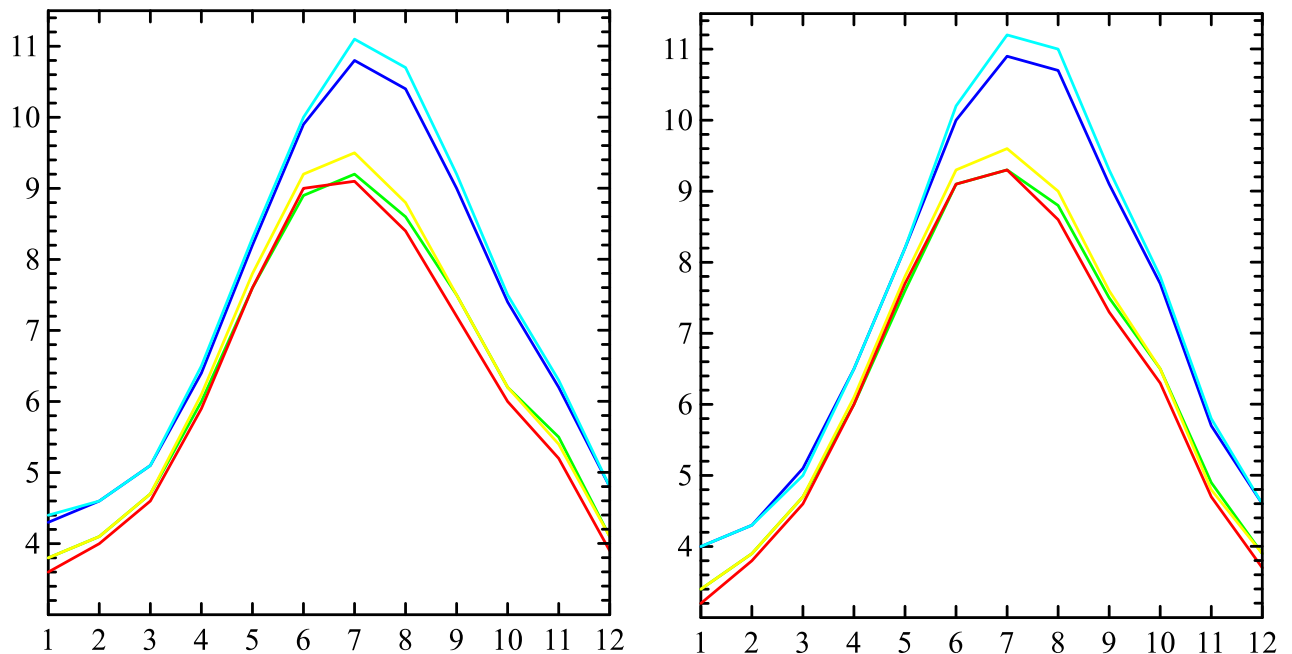


Рисунок 1.23 – Річний хід питомої вологості (г/кг) у різних частинах Північно-західного Причорномор'я для сценаріїв RCP4.5 (ліва панель) та RCP8.5 (права панель) (— Сасик, — Будакський, — Хаджибеївський, — Тилігульський-південь, — Тилігульський-північ)

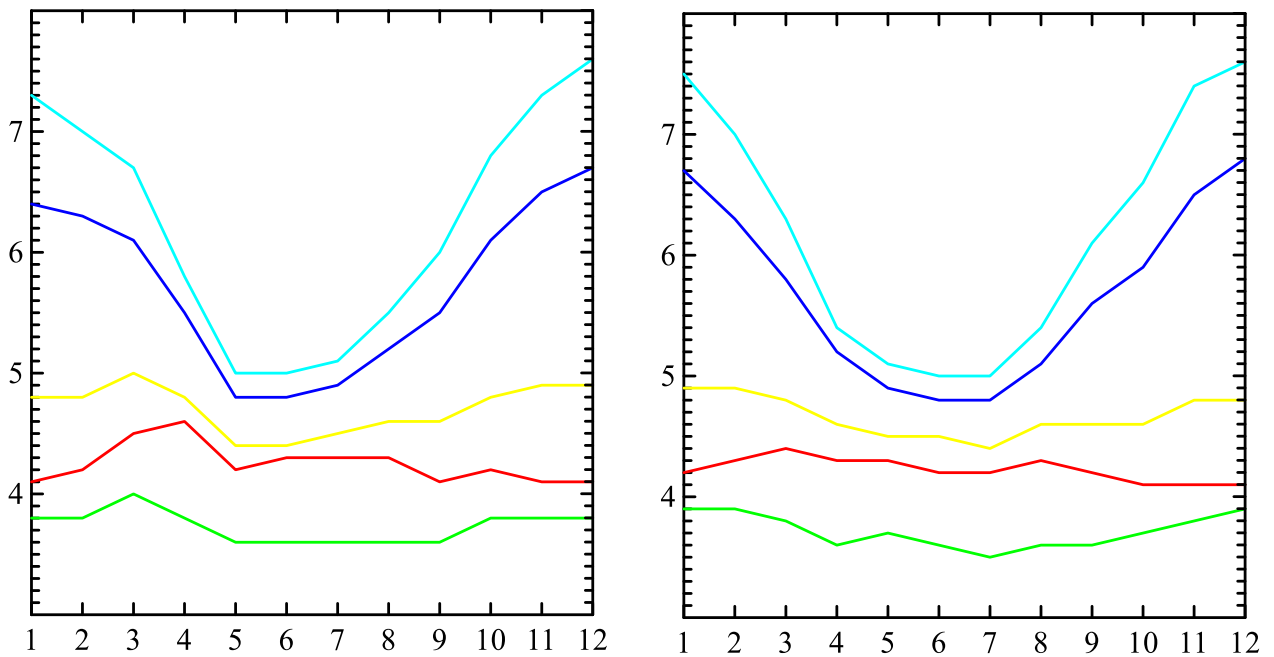


Рисунок 1.24 – Річний хід швидкості вітру (м/с) у різних частинах Північно-західного Причорномор'я для сценаріїв RCP4.5 (ліва панель) та RCP8.5 (права панель) (— Сасик, — Будакський, — Хаджибеївський, — Тилігульський-південь, — Тилігульський-північ)

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 Будакський. 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.

1.6 Висновки

В дослідженні для моделювання змін режиму температури й опадів використовувались дані експерименту CORDEX, який широко використовується в аналогічних дослідженнях (див., наприклад, [26, 27]).

Структура проектування клімату в межах CORDEX базується на новому наборі глобальних кліматичних моделей CMIP5.

За результатами проекту була створена база даних метеорологічних величин (середньомісячні температура, опади, відносна вологість повітря, швидкість вітру, хмарність) для 24 станцій, розташованих у північно-західному Причорномор'ї та Молдові на водозборах малих річок, що підпитують лимани північно-західного Причорномор'я, для періоду 2021-2050 рр. База даних складається з результатів ансамбля 14 моделей для сценаріїв змін клімату RCP 4.5 та RCP 8.5. Для кожного вузла сітки та сценарію з ансамблю відібрано одну єдину симуляцію, яка якнайкраще відтворює річний хід T , P і E у порівнянні з середнім по ансамблю. Такою симуляцією виявлено CLMcom4 і саме тому вихідні результати цієї симуляції рекомендовано як вхідні параметри для моделювання гідрологічного та гідроекологічного режимів лиманів та їхніх водозборів у найближчому майбутньому.

Не зважаючи на те, що відстань між лиманами є доволі великою (~180 км по прямій лінії між вузлами 1 і 5 на рис. 1.18), 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 гідротермодинамічних моделей для оцінки майбутніх гідроекологічних характеристик лиманів. Сама ж методика відбору оптимальної симуляції, беручи до уваги майбутні зміни клімату в Україні (наприклад, [1, 2, 23, 24, 28, 29]), може використовуватись для інших аналогічних досліджень впливу змін клімату на природні об'єкти України.

Взагалі ж, аналіз очікуваних змін показав, що тенденції, які спостерігаються протягом сучасного кліматичного періоду будуть тривати й у найближчі 30 років.

2 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ДОСЛІДЖУВАНИХ ЛИМАНІВ

На ділянці узбережжя північно-західної частини Чорного моря в межиріччі 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 звані «закритими» (в західній класифікації – «choked lagoons» [30]), істотно ізольовані від моря лимани, які епізодично з'єднуються з морем штучно створеними з'єднувальними каналами або іншими водопровідними гідротехнічними спорудами.

До другої групи лиманів, зокрема, відносяться такі основні, досліджуються в межах проекту: Сасик (перетворений у водосховище і планується до ренатуралізації), Тузловська група (Шагани, Алібей, Бурнас), Будацький (Шаболатський), Хаджибейський, Куяльницький, Дофіновський (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 їх пересипах могли періодично утворюватися природні прірви. 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, Тузловська група лиманів) та на затоплені 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, Дофіновський, Тилігульський лимани).

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 затоплену морськими водами долину річки Тилігул. Він витягнутий субмеридіонально з північно-північного-заходу на південно-південний-схід. Його довжина складає ≈ 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 складає 126 км², об'єм вод – 680 млн. м³. 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 р.Тилігул, мілководна, з глибинами менше 4 м. Середня глибина лиману складає 5,4 м [31].



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 – Дофіновський; 13 – Григорівський; 14 – Тилігульський; 15 – Тузли; 16 – Березанський; 17 – Дніпровсько-Бузький

Наприкінці 50-х років ХХ сторіччя в рибогосподарських цілях у пересипі 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 в море. 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.

В останні десятиріччя ХХ ст. канал функціонував епізодично, з багаторічними перервами. Шлюз на вході в канал був зруйнований. З морського боку канал інтенсивно заноситься піском і потребує щорічного часткового відновлення і поглиблення на ділянці завдовжки до 500 м.

Площа водозбірної басейну Тилігульського лиману – 5420 км². У лиман впадають річки: Тилігул (площа водозбору 3550 км², довжина 173 км), Балайчук (площа водозбору 586 км², довжина 52 км), Царега (площа водозбору 657 км², довжина 46 км), Хуторська (площа водозбору 108 км², довжина 19 км). Поверхневий бічний приплив прісних вод по тимчасових водотоках (балках, ярах), які впадають в лиман, формується на площі 349 км². Основна частина стоку в Тилігульський лиман (більше 85 %) надходить від річки Тилігул [31].

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° 33,6' – 46° 48' пн. ш., 30° 34,8' – 30° 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. Лиман витягнутий субмеридіонально з Пн-Пн-Зх на Пд-Пд-Сх та являє собою продовження долини річки Великий Куяльник. Довжина лиману за останні 40 років змінювалась в межах 16-25 км; ширина лиману збільшується з півночі на південь від 0,6-2 км до 3,0- 3,6 км. Найбільша глибина в лимані, встановлена за результатами польових досліджень влітку 2009 р., становила 1,8 м при позначці рівня мінус 6,42 м БС. Площа водного дзеркала лиману змінюється в залежності від його наповнення від 19 до 74 км²; об'єм води може досягати 370 млн. м³ [32].

У 2018 р., при середньорічній позначці рівня води в лимані мінус 6,17 м БС, його середньорічний об'єм вод становив 29,7 млн. м³, площа водної поверхні – 45,52 км², а середня глибина, відповідно, 0,65 м.

Основною річкою, що впадає в лиман, є річка Великий Куяльник. Це одна з невеликих річок Північно-Західного Причорномор'я довжиною 170 км. Водозбірний басейн річки вузький, його максимальна ширина – близько 18 км; площа – 1860 км² [32].

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

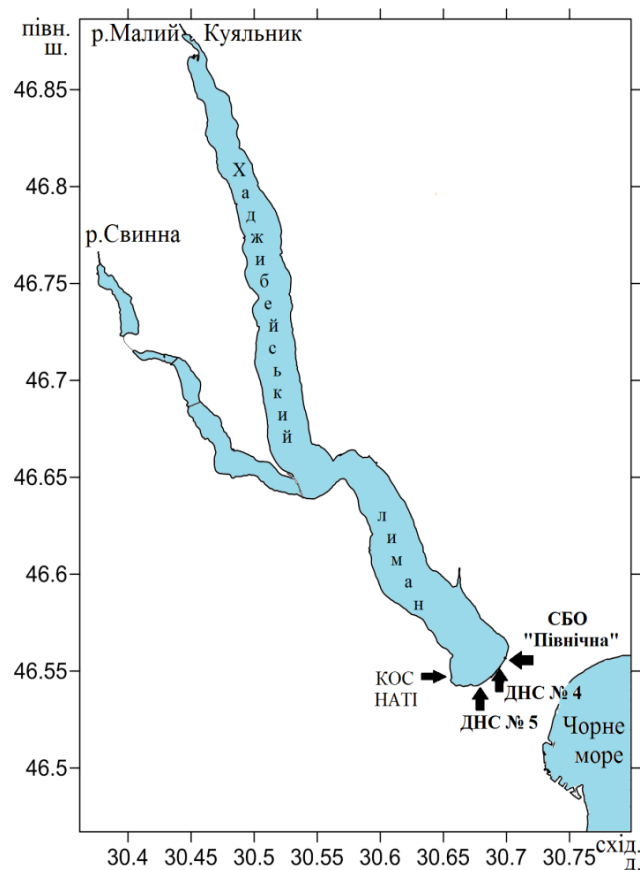


Рисунок 2.2 – Карта-схема Хаджибейського лиману з розташуванням природних та антропогенних джерел надходження вод

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 сучасної відмітки рівня води в лимані +1,5 м БС, площа його водного дзеркала становить 114 км²,

об'єм води дорівнює 729 млн. м³, середня глибина – 6.5 м, максимальна – до 16 м (в середній частині лиману). Площа водозбірного басейну лиману – 2700 км². В лиман впадають річки Малий Куяльник (площа водозбору 1540 км², довжина 118 км) та Свинна (площа водозбору 772 км², довжина 54,1 км) [33].

Площа водозбору Хаджибейського лиману складає 2,7 тис. км². В лиман впадають річки Малий Куяльник (площа водозбору 1540 км², довжина 118 км) та Свинна (площа водозбору 772 км², довжина 54,1 км). 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. м³, а в басейні р. Свинна – 9 шт. з сумарним об'ємом 7,02 млн. м³. У сучасних умовах стік р. Свинна майже повністю затримується ставками, розташованими на її гирловій ділянці [33].

Антропогенними чинниками, які значною мірою визначають мінливість рівня води в лимані, є надходження зворотних, частково очищених стічних вод м. Одеси з СБО «Північна» (27,18 млн. м³/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).

Дофіновський лиман розташований в 6 км на схід від сучасної міської смуги м.Одеси. Він витягнутий в меридіональному напрямку з ПдПдЗх на ПнПнСх і відділений від моря пересипом з піску і черепашки шириною 100 - 150 м і протяжністю 800 м. Утворився лиман 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 Дофіновського лиману з урахуванням басейну р.В.Аджалик і Чорної балки \approx 110 км², з них площа водозбору власне лиману \approx 50 км². Площа водного дзеркала лиману, без врахування Олександрівського ставка, який відділений від лиману дамбою, становить 6,0 км²; об'єм вод – 4,5 млн. м³; середня глибина, відповідно, 0,7 м; максимальна глибина – 1,1 м. Довжина вздовж осі – 6,9 км, середня ширина – 1,0 км, максимальна ширина – 2,2 км [34, 35].

Прісна вода може надходити до лиману з системи ставків розташованих на території с.Олександрівка у об'ємах 200-300 м³/доб, а також переливатися через дамбу, яка відділяє лиман від Олександрівського ставка, коли він переповнюється [36]. В роботі [35] річний об'єм поверхневого стоку в лиман 50% забезпеченості оцінюється в 1,8 млн.м³, а в [36] – в 3,03 млн.м³; в маловодний рік 95% забезпеченості – 1,36 млн.м³ [36].

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 складає 200 м [36].

Будацький (Шаболатський) лиман розташований в Одеській області за 18 км від міста Білгород-Дністровський. Лиман відмежований від моря вузьким пересипом шириною 80-200 метрів. Лиман 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 31,1 км², а об'єм вод – 32,0 млн.м³ [34, 37]. Водозбірна площа лиману складає 156 км².

В даний час Шаболатський і Дністровський лимани з'єднані двома каналами, які залишаються відкритими протягом усього року. Навесні і восени, лиман з'єднаний 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 в районі 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 [38].

Тузловська група лимано-лагун, 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 Тузловської групи лиманів виділяють 3 основних («первинних») лимани: Шагани, Бурнас, Алібей, – та ряд «вторинних» лиманів (рис. 2.2). Всі вони можуть бути об'єднані в такі 3 групи на базі основних лиманів: **Шагани** + Будури + Магалеvський + Мартаза; **Алібей** + Карачаус + Хаджидер; **Бурнас** + Курудіол + 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.

Оціночний середній багаторічний об'єм групи має величину близько 240 млн.м³ (коливання від 190 до 290 млн.м³), середня багаторічна площа відповідно 196,5 км² (коливання від 187 до 206 км²), середня глибина – 1,0-1,30 м.

Площа водозбору Тузловської групи лиманів складає 2231 км². Основними водотоками, які періодично живлять лимани прісною водою є:

балки річка Хаджидер (оз.Хаджидер-л.Алібей) – з площею водозбору устя 894 км²; річка Алкалія-устя (оз.Солоне-л.Бурнас) – 443 км². Об’єм надходження прісних вод зі стоком цих річок оцінюється в 7,7 та 3,8 млн.м³, відповідно [39].



Рисунок 2.2 – Водойми - складові Тузловської групи лиманів

Історично **водосховище Сасик** сформувалося як водоймище естуарно-лиманного типу з природним водообміном з прилеглою частиною Чорного моря (Жебріяньською бухтою) через прорви, які періодично утворювались в піщаному пересипі, що відокремлює його від моря. Особливості гідрологічного режиму Сасика в природному стані зумовлювались головним чином наявністю та інтенсивністю зовнішнього водообміну з морем [40].

До 1978 р. морський лиман Сасик складався з двох частин: північної солонуватоводної (розпрісненої), в яку з півночі впадають річки Когильник та Сарата, та південної солоної. Від моря відокремлювався вузьким (до 0,5 км) піщаним пересипом, сполучався з ним протокою. У деякі роки протоку замивало, і лиман ставав на декілька років безстічним, що призводило до швидкого засолення.

В 1978 році в рамках «проекту століття» - будівництва водогосподарського комплексу «Дунай-Дністер-Дніпро», побудови першої черги Дунай-Дніпровської зрошувальної системи лиман Сасик було відокремлено від моря шляхом розширення 15-кілометрового пересипу, по якій проходить автодорога та укріплення його бетонними елементами, а сам лиман було поєднано з

Дунаєм шлюзованим каналом та обладнано системою шлюзів - водоскидів і рибо загороджувальних споруд.

Водозбірна площа водосховища Сасик знаходиться у межах Татарбунарського, Арцизького і Тарутинського районів Одеської області, своїм південним кінцем примикає до Жебриянської бухти Чорного моря. Площа водного дзеркала водосховища Сасик при відмітці рівня води в ньому +0,2 м БС (НПУ) становить 207 км², а об'єм вод – 500 млн. м³, а при відмітці рівня 0 м БС, відповідно, 197,4 км² і 414,3 млн. м³. Довжина водойми з півночі на південь складає 29 км, а ширина змінюється від 3 до 12 км. Середня глибина у водосховищі дорівнює 2,2 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 км². Річище її частково розчищене і спрямлене. Вода зрегульована шлюзами, використовується для промислового й сільськогосподарського водопостачання та зрошення. Когильник має довжину 243 км, площу басейну водозбору – 3910 км² [41, 42].

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 [43]. Перша частина призначена для розрахунків характеристик природного (непорушеного водогосподарською діяльністю) стоку річок на базі метеорологічних даних. Друга частина моделі «клімат-стік» призначена для визначення побутового (перетвореного водогосподарською діяльністю) стоку.

Теоретичною основою моделювання природного стоку є рівняння водно-теплового балансу водозбору у модифікації В.С. Мезенцева [44], реалізоване для території України в ОДЕКУ [45]. Теоретичною основою моделювання побутового стоку є стохастична модель коливань річного стоку, яка використовує для імітаційного моделювання рівняння водогосподарських балансів водозборів, представлені у ймовірнісному виді [46]. Особливістю стохастичного блоку моделі є те, що входними даними для генерування рядів статистичних рядів побутового стоку слугують статистичні параметри природного стоку, визначені за метеорологічними даними. Такий підхід є дуже важливим для північно-західного Причорномор'я, де метеорологічна вивченість території є набагато кращою ніж гідрологічна.

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 у виді максимально можливого випаровування або так званий «теплоенергетичний еквівалент»,

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 (X.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 – максимально можливе випаровування з поверхні суші (мм);

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

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

Максимально можливе випаровування E_m визначається через прибуткові складові теплового балансу поверхні суші (теплоенергетичні ресурси клімату)

$$E_m = \frac{R^+ + P^+ + (B_1 - B_2)}{L} \quad (3.5)$$

де 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

ΔB);

L – «приховане» тепло пароутворення;

LE – витрата тепла на випаровування.

Характеристика E_m отримала назву «теплоенергетичного еквіваленту», оскільки внаслідок ділення на «приховане» тепло пароутворення виражається в мм шару. «Теплоенергетичний еквівалент» являє собою шар води, який міг би випаритися з поверхні суші, якби на процес випаровування були витрачені усі теплоенергетичні ресурси клімату:

Слід зазначити, що максимально можливе випаровування E_m завжди більше величини випаровування E з поверхні суші, яке розраховується за формулою

$$E = E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}} \quad (3.6)$$

де E – величина випаровування з поверхні суші.

Таким чином, «теплоенергетичний еквівалент» або максимально можливе випаровування E_m є величиною, яка за своїм фізичним змістом близька до величини E_0 випаровуваності або максимально можливого випаровування. Поняття випаровуваності E_0 багатьма авторами представлялось як верхня межа випаровування, але інтерпретувалася по-різному: «випар зі зволоженої поверхні» (М.І. Будико); «випар з водної поверхні при тій же комплексі метеорологічних умов, що і над сушею» (Н.А.Багров); «випар з поверхні полів, вкритих рослинністю, коли вологість ґрунту близька до найменшої польової вологості» (А.Р.Константинов). На відміну від інших авторів В.С.Мезенцеву вдалося надати однозначний фізичний зміст поняттю «випаровуваність», використовуючи теплоенергетичний еквівалент, який розраховується за даними про 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

$$w_1 - w_2 = 0, \quad (3.7)$$

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 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 розроблена залежність середніх багаторічних величин максимально можливого випаровування від температур повітря [47]

$$\bar{E}_m = 13,3 \sum_V^{IX} \bar{T}_M - 307, r = 0,94; \quad (3.11)$$

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

$\sum_V^{IX} \bar{T}_M$ – сума норм середніх місячних температур повітря за літній період (із 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, отримана 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 із водозбору потребує визначення середньої зваженої величини стоку як це представлено у нормативних документах [48]. Порівняння норм річного кліматичного стоку із фактичними (спостереженими) даними для водозборів річок України із стійким підземним живленням показало задовільну узгодженість цих величин. 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 $\pm 10\%$ [49].

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_{PEP}) як добуток норми кліматичного стоку \bar{Y}_K , що визначається за картою ізоліній, помноженої на цей коефіцієнт

$$\bar{Y}_{PP} = K_{PEP} \bar{Y}_K. \quad (3.12)$$

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}_{PP} [50]

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

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 $\bar{Y}_{PP}=10$ мм) для кліматичних умов узбережжя Чорного моря до 1989 року. 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 [51]. Розрахункова формула 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 в змінених кліматичних умовах, розрахована за метеорологічними даними, мм;

\bar{E}'_m - базова (установлена до початку значущих змін клімату) норма максимально можливого випаровування, яка визначається за даними про температуру повітря згідно із формулою (3.11), мм;

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

$\Delta\bar{X}$ - зміна сумарних опадів за сценаріями;

$\Delta\bar{T}$ - сумарна зміна температур повітря, яка визначає величину максимально можливого випаровування;

\bar{E}'_m - норма максимально можливого випаровування у сценарних кліматичних умовах, тобто максимально можливе випаровування, яке розраховується за даними кліматичного сценарію

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

де $\Delta\bar{T}$ - сумарна зміна температур повітря за розрахунковий період, яка впливає на величину максимально можливого випаровування.

Було досліджено чутливість кліматичного стоку, розрахованого за моделлю “клімат - стік”, до змін метеорологічних характеристик [52]. На основі числових експериментів встановлено, що зміна норм 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 $\pm 2,5^\circ\text{C}$. Можливі зміни метеорологічних характеристик, наведені в сценаріях, перевищують зазначені пороги, що означає існування статистично значущого відгуку математичної моделі «клімат-стік» на прогнозовані сценаріями кліматичні зміни. Алгоритм визначення характеристик природного річного стоку за моделлю “клімат-стік” наступний.

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

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

3. Розрахунки середніх багаторічних величин річного кліматичного стоку у вузлах сітки, запропонованої сценарієм за формулою (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.

Оцінка змін характеристик стоку та кліматичних чинників його формування надавалась у вигляді відносних відхилень δ середніх багаторічних величин, які спостерігались до 1989р. (базовий період) та у розрахунковий період:

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

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

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

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;

$\overline{Y_K}$ - середня багаторічна величина річного кліматичного стоку, розрахована за даними до 1989 р. (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;

$\Delta W_{БП}$ - безповоротні вилучення стоку з поверхневих водотоків;

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

Підчас 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 [53]. На першому етапі виконувалась генерація рядів непорушеного водогосподарською діяльністю стоку методами стохастичного моделювання. На вході моделі

використовувались статистичні параметри побутового стоку. На другому етапі формувалися рівняння водогосподарських балансів, які становлять детерміністичну основу моделі. Третій етап досліджень передбачає вивчення структури антропогенних складових ΔW . Особливістю запропонованої моделі побутового стоку є виділення природних чинників і кількісних показників рівня (масштабу) водогосподарських перетворень. Природні чинники мають стохастичну природу, обумовлену коливаннями клімату, і, внаслідок цього, пов'язані з водністю річок, наприклад, додаткове випаровування з водної поверхні штучних водойм, дефіцити водоспоживання води рослинами і таке інше. Для введення цих чинників у модель досліджувалися закони їх розподілу та узгодження з річним стоком за забезпеченістю. Показники масштабів водогосподарських перетворень на водозборах (площі зрошування, осушення, водної поверхні штучних водойм) відносяться до числа не випадкових параметрів 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 [54]. Апроксимація отриманих залежностей математичними функціями дозволила отримати узагальнені розрахункові рівняння, названі “функціями антропогенного впливу”. Функції відгуку представляються через «коефіцієнти антропогенного впливу» [55]

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

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

A_f – значення параметра побутового 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 [56].

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 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 ;

α_A – коефіцієнти антропогенного впливу на параметр A , які залежать від норми кліматичного стоку \bar{Y}_K як інтегрального показника зволоженості водозбору.

Визначення коефіцієнтів α_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 зменшення водності річок та значна кількість штучних водойм (80%) почала пересихати, через що до втрат на додаткове випаровування додалися втрати на заповнення штучних водойм. Антропогенний коефіцієнт, який характеризує втрати на заповнення штучних водойм водою, визначається як відношення

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

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

\bar{W}_3 – об'єм заповнення;

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

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'_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;

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

$f_{ЗР}$ – відносна площа зрошуваних земель; v_0 – безрозмірна характеристика середнього за весь вегетаційний період рівня зволоження ґрунту, при якому розвиток відповідної сільськогосподарської культури є оптимальним;

ξ – коефіцієнт зворотних вод; η – коефіцієнт корисної дії зрошувальної системи; a_A, b_A, d_A, m_A – коефіцієнти рівнянь множинної регресії для різних статистичних параметрів стоку A .

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

Особливістю моделі «клімат-стік» є те, що у блоці розрахунків побутового стоку вхідними є статистичні параметри природного стоку. Природний стік у свою чергу може визначатися як для сучасних умов, так і сценарних кліматичних умов. Функції антропогенного впливу представляються у вигляді наборів коефіцієнтів антропогенного впливу заданого чинника водогосподарської діяльності (зрошування, осушування, 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 3.1.2. Коефіцієнти антропогенного впливу залежать головним чином від показників кожного розглядуваного виду антропогенної діяльності. Сумарний вплив різних чинників визначається через коефіцієнт їх сумісної дії

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

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

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

де $\bar{Y}'_{\text{ПР}}, C'_{\text{ПР}}, C'_{\text{ПР}}$ – 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 $\bar{Y}_{\text{поб}}, C_{\text{поб}}, C_{\text{поб}}$, 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.

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. Після 1989 року зміни температур повітря на території рівнинної України набули статистичної значущості, а 1989 рік вважається переламним [57].

Карта розподілу ізоліній середніх багаторічних величин (норм) розрахованого за (3.8) кліматичного стоку (рис. 3.1) побудована на топографічній основі 1:500000 для рівнинної території України для кліматичних умов минулого сторіччя, коли вплив змін глобального клімату ще не був значущим (до 1989 р.). З цієї карти видно, що зоні недостатньої водності, наведеної в роботі [58] відповідають ізолінії 70-20 мм.

Суттєве значення при оцінках змін водних ресурсів внаслідок потепління клімату відіграє дослідження динаміки змін співвідношення ресурсів тепла \bar{E}_m та вологи \bar{X} , яке розглядається як характеристика зволоженості (посушливості) клімату:

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

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

\bar{E}_m - середнє багаторічне значення максимально можливого випаровування, мм.

Більшість індексів посушливості базуються на порівнянні зволоження \bar{X} із втратами на випаровування, які представляються через радіацію, температури повітря і інші характеристики клімату. У даному випадку для оцінки

потенціальних втрат на випаровування використаний теплоенергетичний еквівалент або максимально можливе випаровування \overline{Em} .



Рисунок 3.1 – Просторовий розподіл норм річного кліматичного стоку на території України за даними до 1989 р. [59]

За величиною β_X виділяються такі області зволоженості (посушливості) [60]:

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

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

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

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

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

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

Значення $\beta_X=0,5$ розглядається як межа між зоною недостатнього зволоження та напіваридною зоною (рис. 3.2). 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 територію Степового Криму [61].

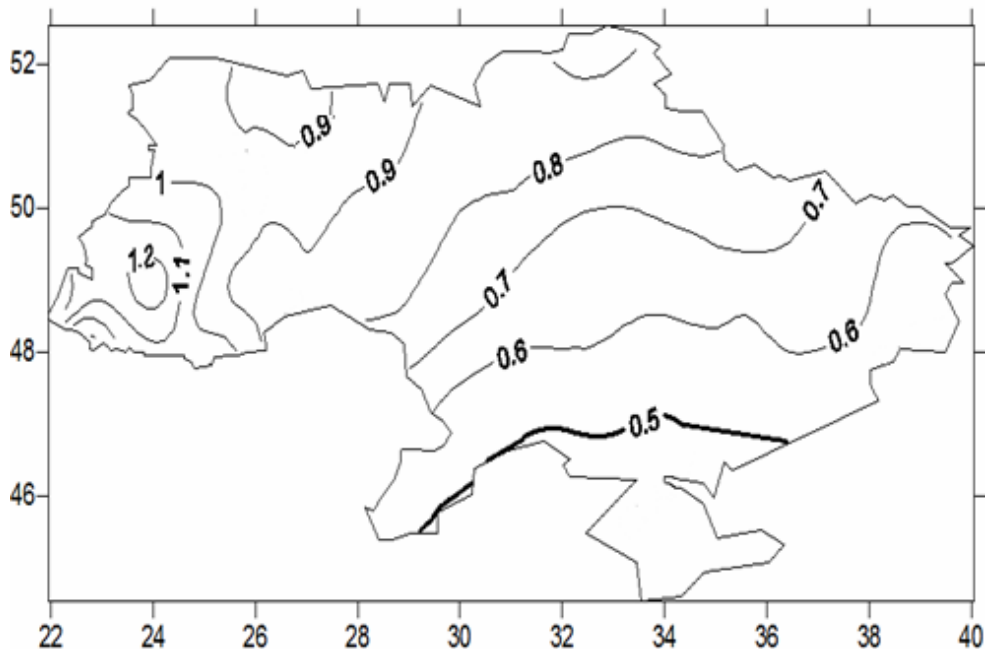


Рисунок 3.2 - Просторовий розподіл показника зволоженості/посушливості β_x , визначеного за даними до 1989 року (до початку значущого впливу глобального потепління)

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

Північно-західне Причорномор'я відноситься до найбільш вразливих територій з точки зору змін клімату [62]. Досліджувана територія у минулому сторіччі належала до зони недостатнього зволоження. Показник посушливості β_x знаходився 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. 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 на цій території діє лише два гідрологічних пости Тилігул – с. Березівка та Куяльник – с. Северинівка

(останній у 2019 році закритий). Метеорологічна освітленість даними набагато краща. У зв'язку із цим розроблена в ОДЕКУ модель «клімат - стік» широко використовувалась у минулому сторіччі для оцінок характеристик природного та побутового стоку на базі даних метеорологічних спостережень [63].

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 [64]. Скорочення припливу прісних вод від водотоків, які допіру живили закриті лимани північно-західного Причорномор'я, призвело до всихання останніх, зменшення площ водної поверхні та об'ємів, швидкого зростання солоності води, порушення сталого водного та сольового балансів [65]. Ці обставини створили загрозу погіршення рекреаційних властивостей лиманів та вплинули на умови риборозведення [66].

З метою виявлення змін, які відбулися у досліджуваному регіоні, починаючи з 1989 р., були виконані розрахунки складових водно-теплового балансу території за період 1989-2018 рр. та проведено їх порівняння із базовим періодом.

На рисунку 3.3 показана просторово-часова динаміка змін показника посушливості на території Одеської області у період 1990-2019 рр. при порівнянні із базовим періодом (до 1989 р.). 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, 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: значення стоку змінюються з 25 мм на півночі до 13 мм на півдні. Зменшення місцевих водних ресурсів за рахунок змін клімату становить 25 %.

У проведених фахівцями ОДЕКУ дослідженнях було показано, що цей стік суттєво перетворений водогосподарською діяльністю, насамперед, штучними водоймами, сумарний об'єм яких на окремих притоках може перевищувати середній багаторічний об'єм стоку річки [67].

За результатами розрахунків характеристик річного стоку р. Великий Куяльник у створі Северинівка було отримано, що з 1953 по 1988 рік середній багаторічний побутовий річний стік річки Великий Куяльник становив 7,5 мм (13 млн.м³), а у період 1989-2014 рр. він вже зменшився до 1,88 мм (3,50 млн.м³)

[32]. У хронологічному ході річного спостереженого (побутового) стоку виявлений статистично значущий тренд, який показує стійку тенденцію до зменшення (рис. 3.7).

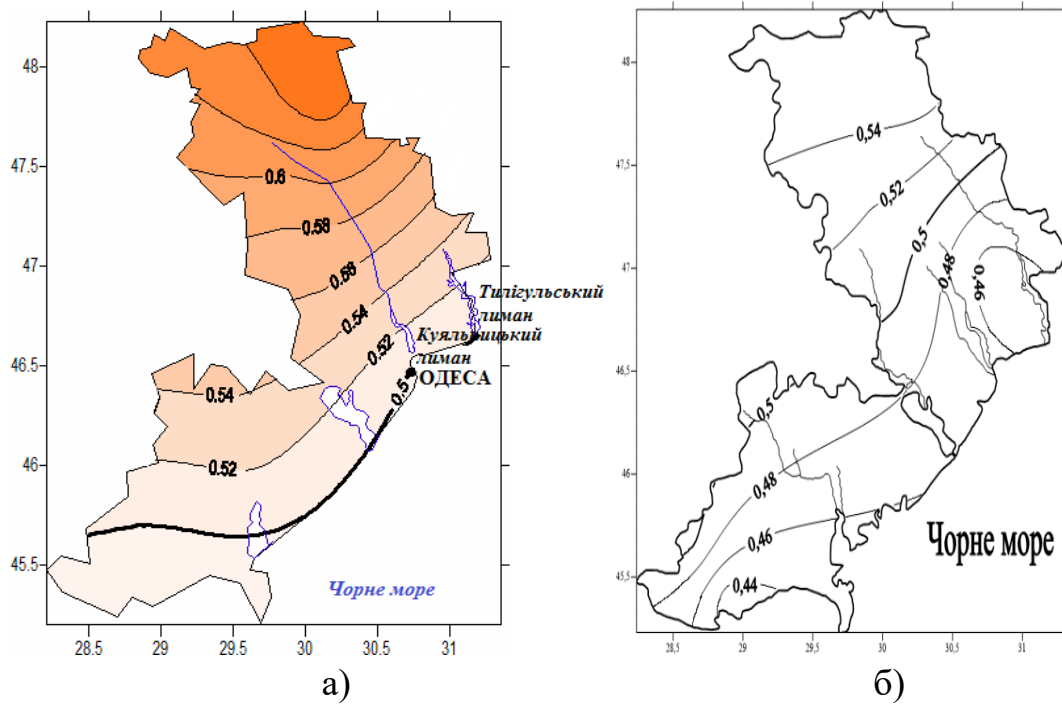


Рисунок 3.3 – Просторовий розподіл показника зволоженості β_x на території Одеської області (а – за базовими даними (до 1989 р.; б – у період 1990-2019 рр.)

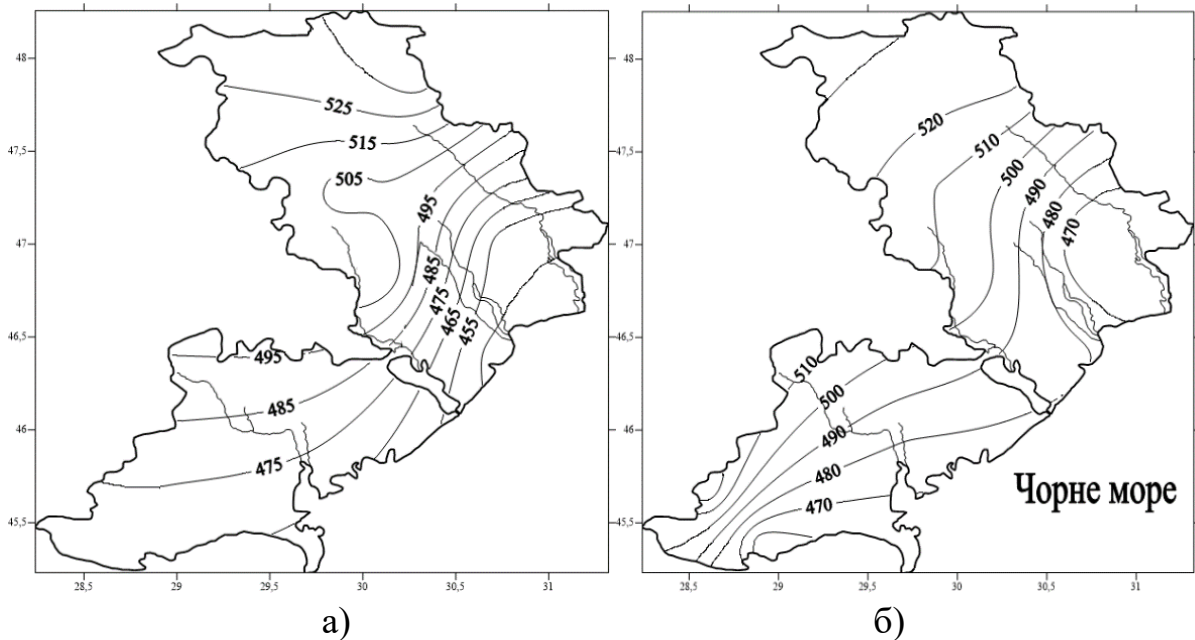


Рисунок 3.4 – Просторовий розподіл середніх багаторічних сум опадів на території Одеської області (а – за базовими даними (до 1989 р.); б – у період 1990-2019 рр.)

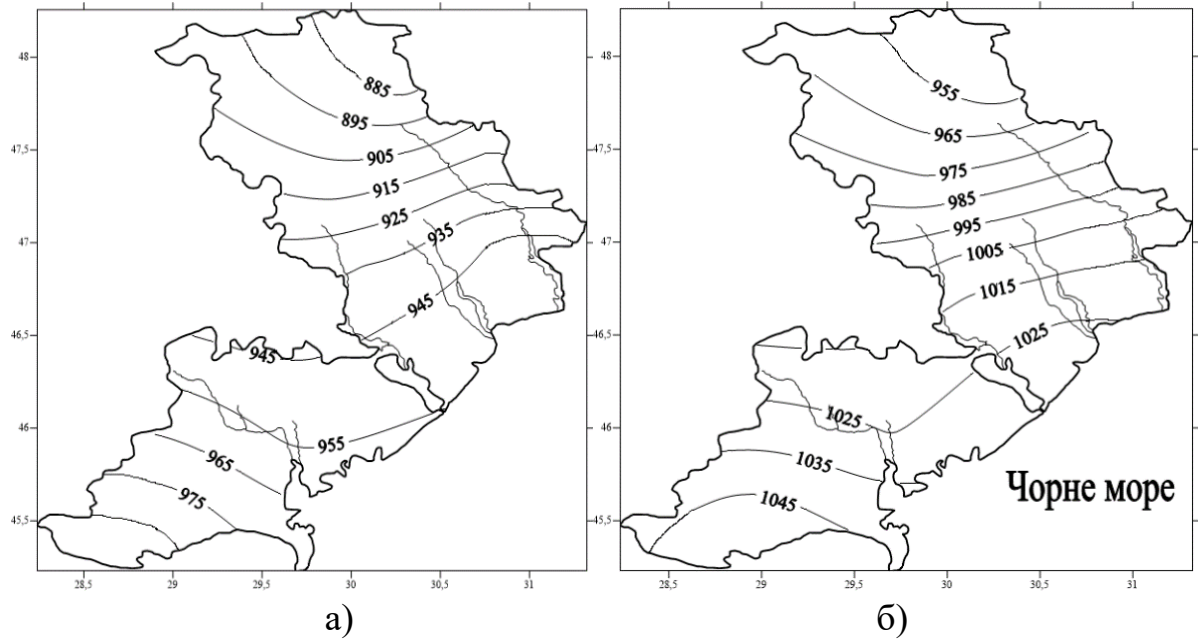


Рисунок 3.5 – Просторовий розподіл середніх багаторічних значень максимально можливого випаровування (мм) на території Одеської області (а – за базовими даними (до 1989 р.; б – у період 1990-2019 рр.)

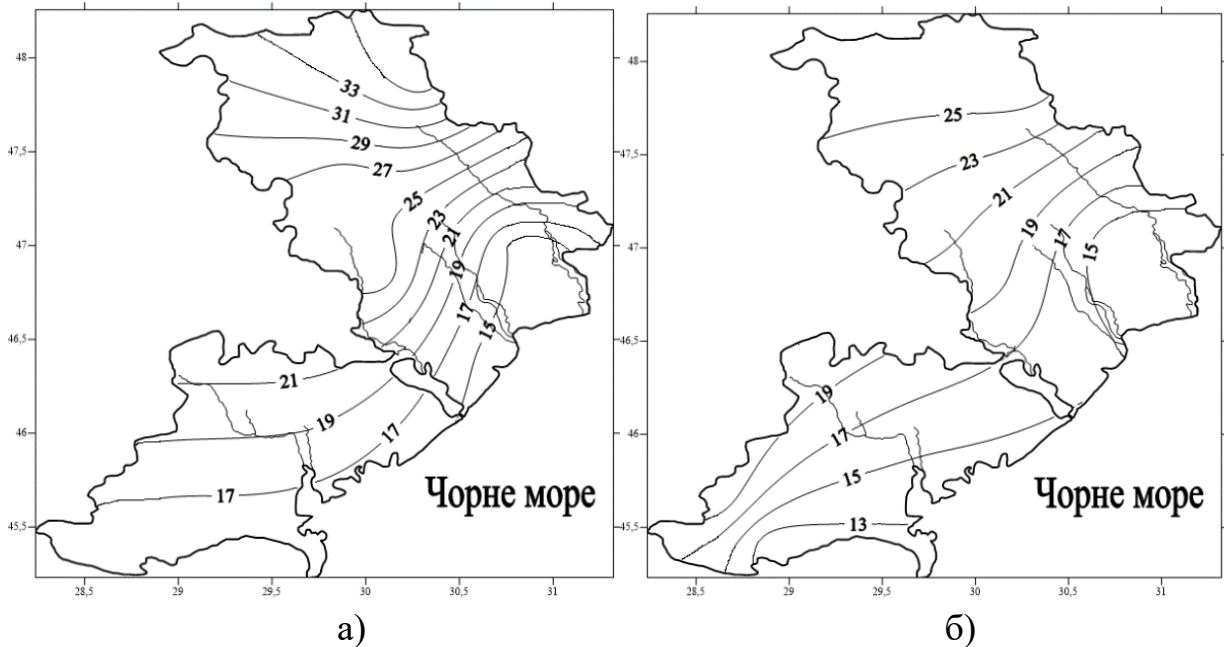


Рисунок 3.6 – Просторовий розподіл ізолій зонального (кліматичного) стоку на території Одеської області (а – за базовими даними, до 1989 р.; б – у період 1990-2019 рр.)

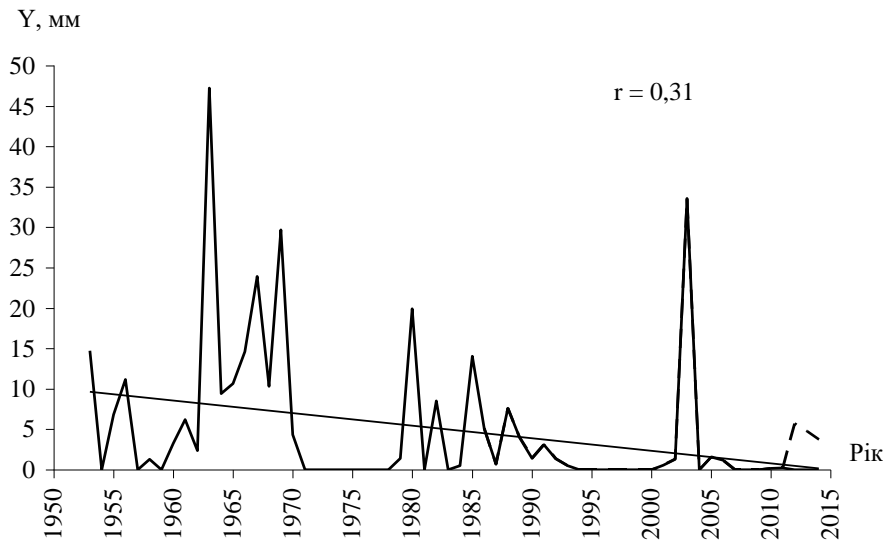


Рисунок 3.7 – Хронологічний хід річних шарів стоку Y у створі р. В. Куяльник – с. Северинівка за період 1953-2014 рр. (— 1953-1985 рр. (відновлені дані), - - - - - 1986-2014 рр. (спостережені дані), на графіку показана лінія тренду [32]

Вигляд різницевої інтегральної кривої річного стоку р. Куяльник дозволяє зробити висновок про існування маловодної фази у коливаннях річного стоку, яка розпочалася ще з кінця 60 років минулого сторіччя (рис. 3.8). Саме тоді відбувалася інтенсифікація розвитку сільського господарства на південному заході України. Саме у цей час почалася розбудова значної кількості штучних водойм та малих водосховищ, призначення яких полягало у внутрішньорічному регулюванні стоку.

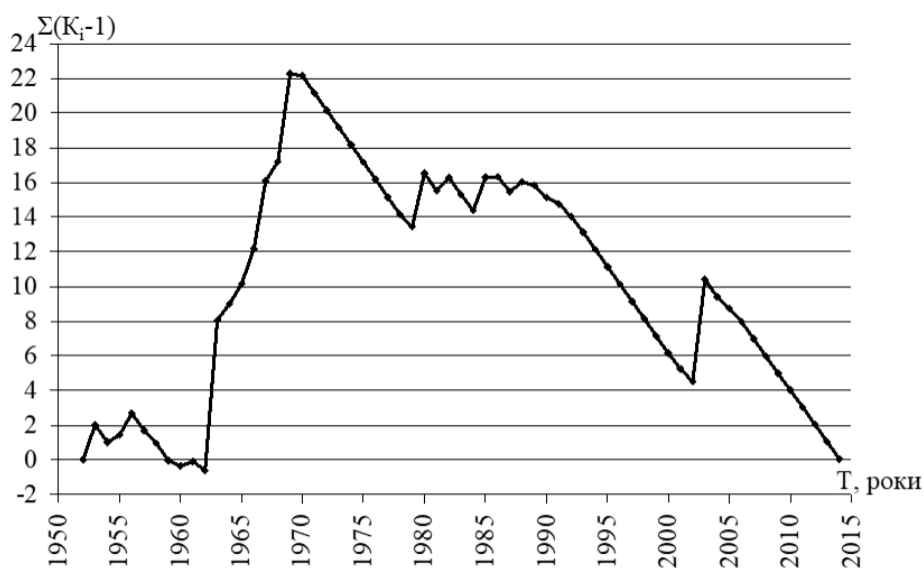


Рисунок 3.8 – Різницева інтегральна крива річних витрат води р. Великий Куяльник – Северинівка за 1953-2014 рр.

Схожа ситуація спостерігається і на річці Тилігул (замикальний створ Березівка), де починаючи з 1989 р. відбулося зменшення водних ресурсів з 30,1 млн.м³ до 14,6 млн.м³, що дорівнює 51,5 %, але 28 % з них, як це було показано у роботі [31], обумовлено антропогенним впливом, а не наслідками змін клімату (табл. 3.1).

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 W, млн.м ³	30,1	14,6	-51,5

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.

3.4 Оцінка узгодженості фактичних та сценарних метеорологічних даних у часі за різними моделями

У даній роботі з метою оцінки припливу прісних вод до закритих лиманів північно-західного Причорномор'я використані кліматичні проєкції експерименту CORDEX (Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment), створеного Всесвітньою програмою досліджень клімату для формування ансамблю прогностичних регіональних кліматичних моделей CMIP5 [68]. Усього розглянуто 14 кліматичних моделей, в яких реалізовані траєкторії кліматичних змін RCP4.5 та RCP8.5. Розрахунковий період становить 30 років (2021-2050 рр.). Оцінки кліматичного стоку надавалися у вузлах координатної сітки, положення яких відповідає координатам метеостанцій України та Молдови. Оцінки ресурсів вологи, тепла та водних ресурсів виконувались для кожної із 14 моделей траєкторій RCP4.5 й RCP8.5, а також за осередненими по ним даними (осереднена модель). Середня статистична модель є результатом

осереднення даних, отриманих для всіх розглянутих моделей. Такий підхід вже був застосований авторами для оцінок водних ресурсів північно-західного Причорномор'я [69]. Було отримано, що різниця між результатами розрахунків водних ресурсів за різними моделями може бути дуже великою до $\pm 80\%$. Застосування осередненої моделі 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 моделі (рис. 3.9-3.12). Через згладжування вихідних даних під час їх осереднення по моделям амплітуда коливань значно менша у порівнянні із спостереженими даними

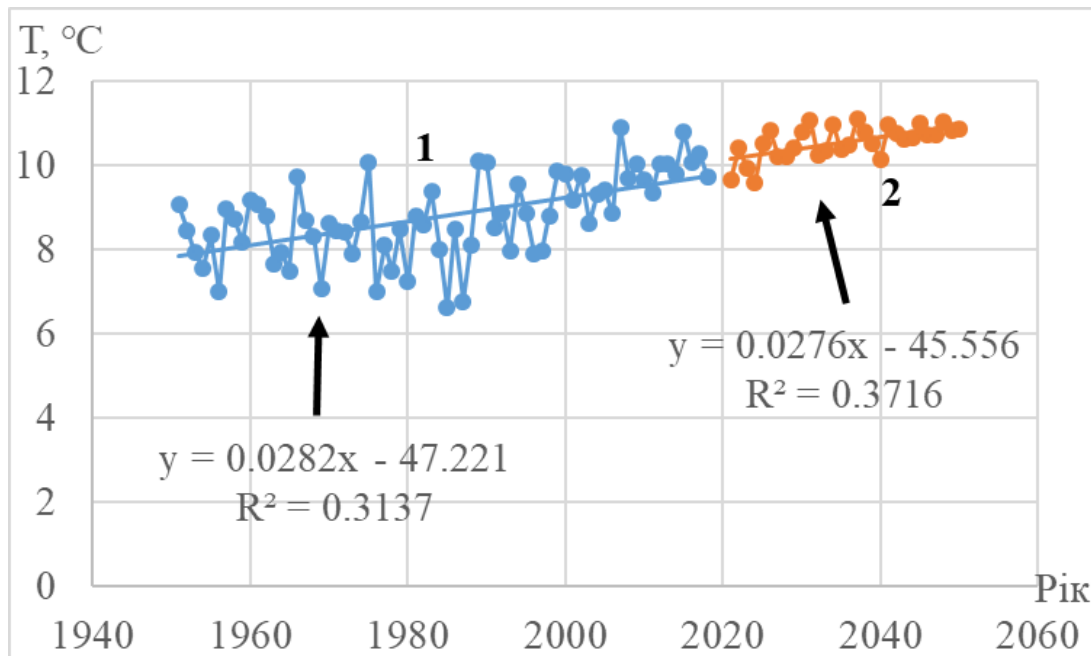


Рисунок 3.9 – Суміщені хронологічні графіки спостережених і прогнозованих середньорічних температур повітря за осередненою моделлю сценарію RCP4.5 по метеостанції Любашівка (1- спостережені дані, 2 – прогнозні дані)

3.5 Аналіз закономірностей коливань кліматичних чинників формування стоку сценаріїв RCP4.5 та RCP8.5 у період 2021-2050 рр. (осереднена модель)

Розрахунки середніх багаторічних значень кліматичного річного стоку виконувалися 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) [70].

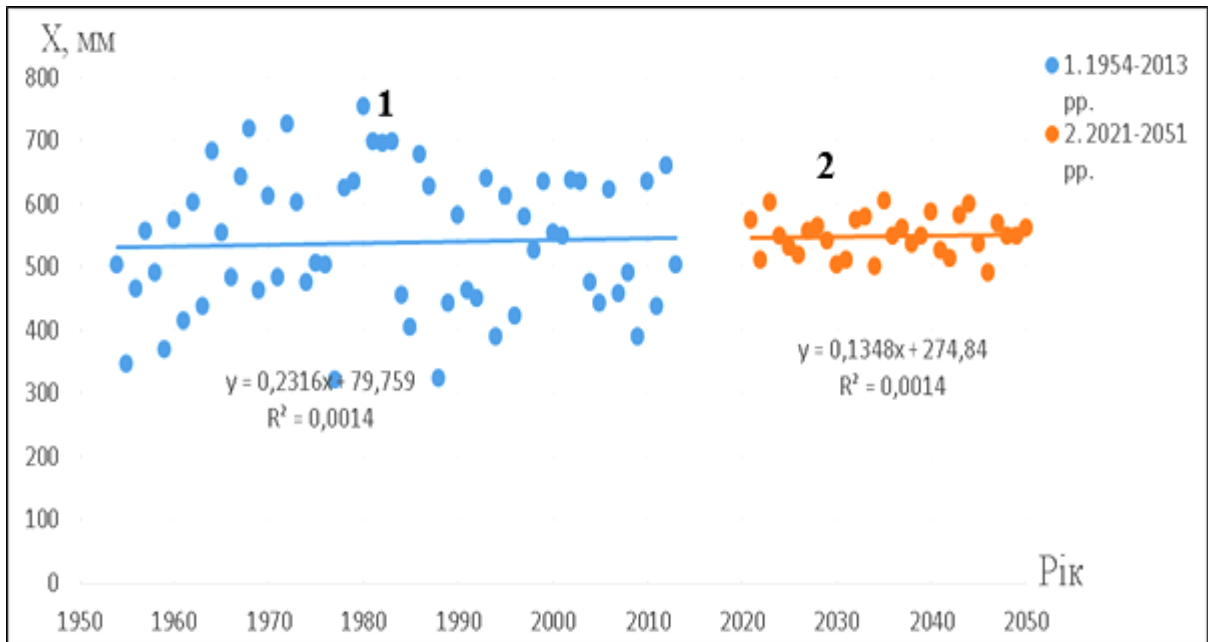


Рисунок 3.10 – Суміщені хронологічні графіки спостережених і прогнозованих річних сум опадів, за осередненою моделлю сценарію RCP4.5 по метеостанції Любашівка (1- спостережені дані, 2 – прогнозні дані)

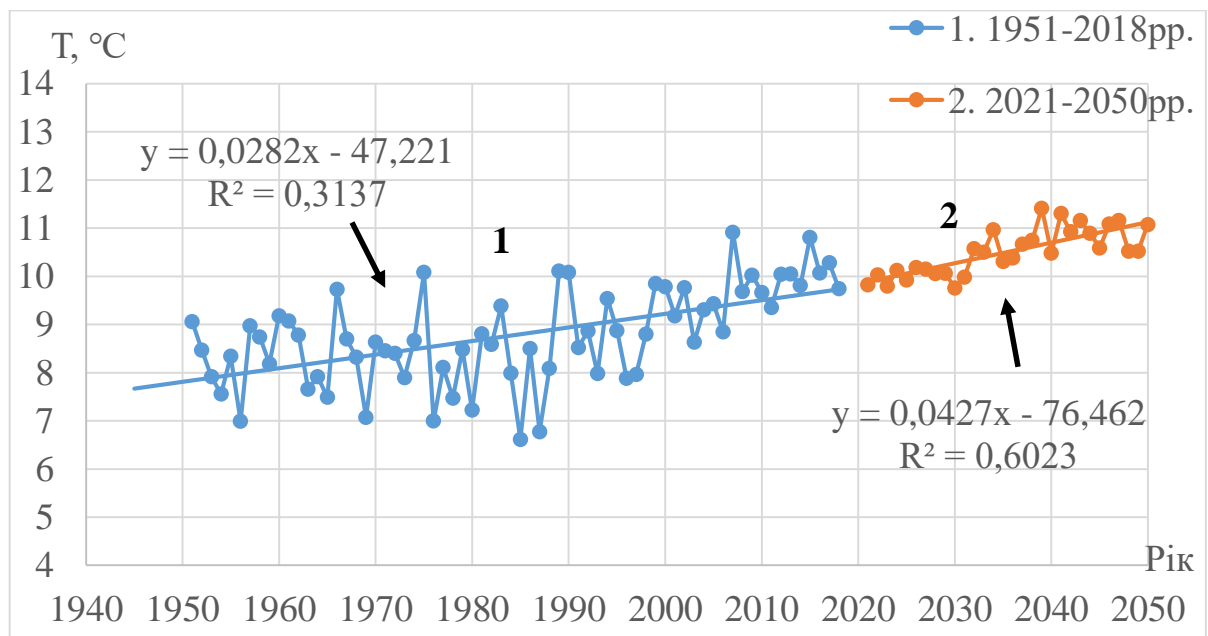


Рисунок 3.11 – Суміщені графіки хронологічного ходу спостережених і прогнозованих середньорічних температур повітря, ст. Любашівка за сценарієм RCP8.5 (осереднена модель)

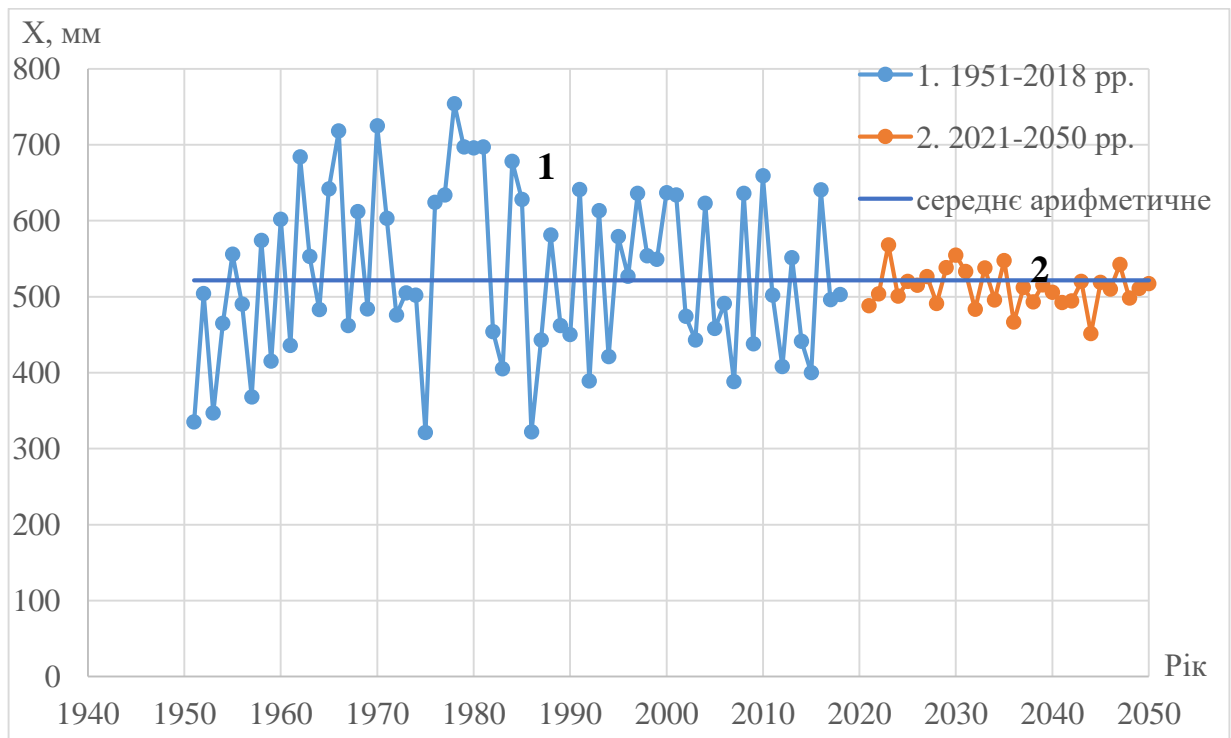


Рисунок 3.12 – Суміщені графіки хронологічного ходу спостережених і прогнозованих річних сум опадів, ст. Любашівка за сценарієм RCP8.5 (осереднена модель)

Детальний аналіз особливостей коливань кліматичних чинників у різні розрахункові інтервали (рік, теплий сезон, холодний сезон) формування стоку представлений у проміжному звіті з даного дослідження за 2019 рік. У ході цього дослідження було встановлено, що коливання досліджуваних метеорологічних характеристик на усіх розглянутих метеостанціях синхронні і можуть бути описані єдиною осередненою по всіх метеостанціях кривою. Ця обставина дозволила виявити основні тенденції їх змін на території північно-західного Причорномор'я.

За кривими коливань середніх річних температур повітря (рис. 3.13) для осередненої моделі 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.

Підчас розгляду різницевих інтегральних кривих середніх річних температур повітря отримано, що з 2029 року буде спостерігатися додатна або посушлива фаза (рис. 3.14, рис. 3.15).

У коливаннях опадів статистично значущих трендів не виявлено (рис. 3.16). За різницевою інтегральною кривою у коливаннях річних сум опадів

З 2042 року за траєкторією RCP4.5 очікується зволожена фаза коливань (рис. 3.17).

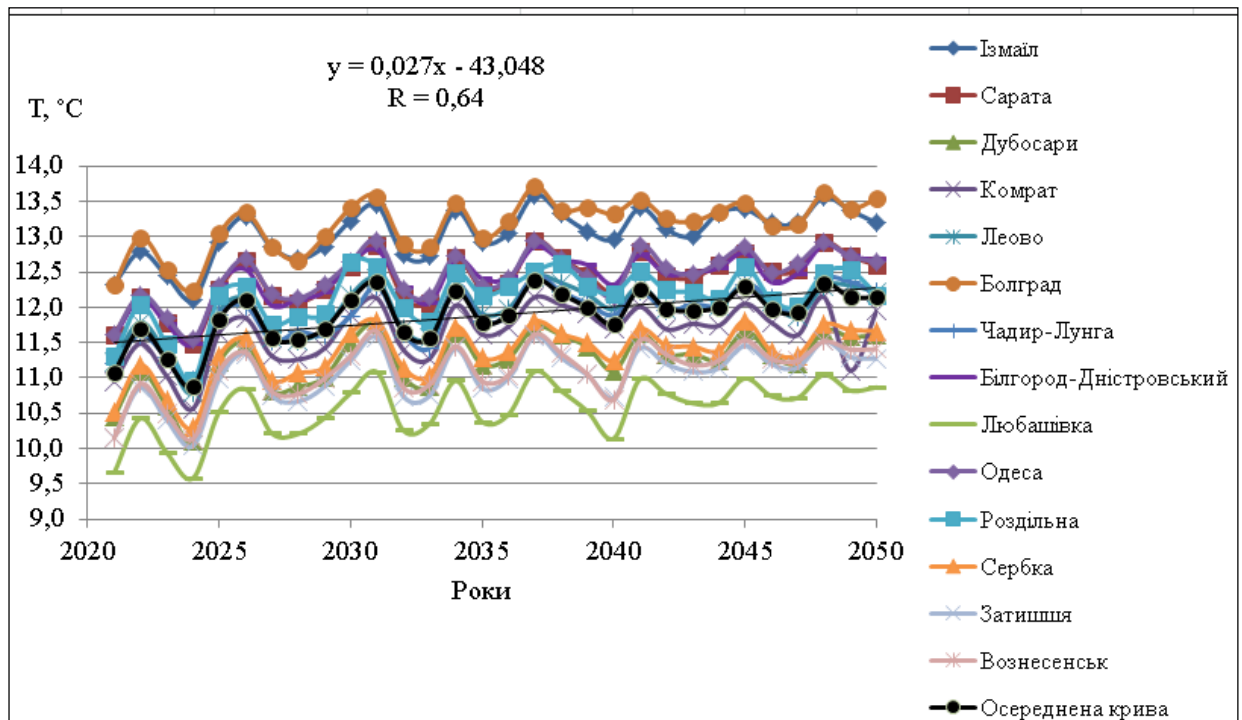


Рисунок 3.13 – Суміщені графіки хронологічного ходу середньорічних температур повітря та рівняння лінійної регресії для осередненої кривої сценарію RCP4.5

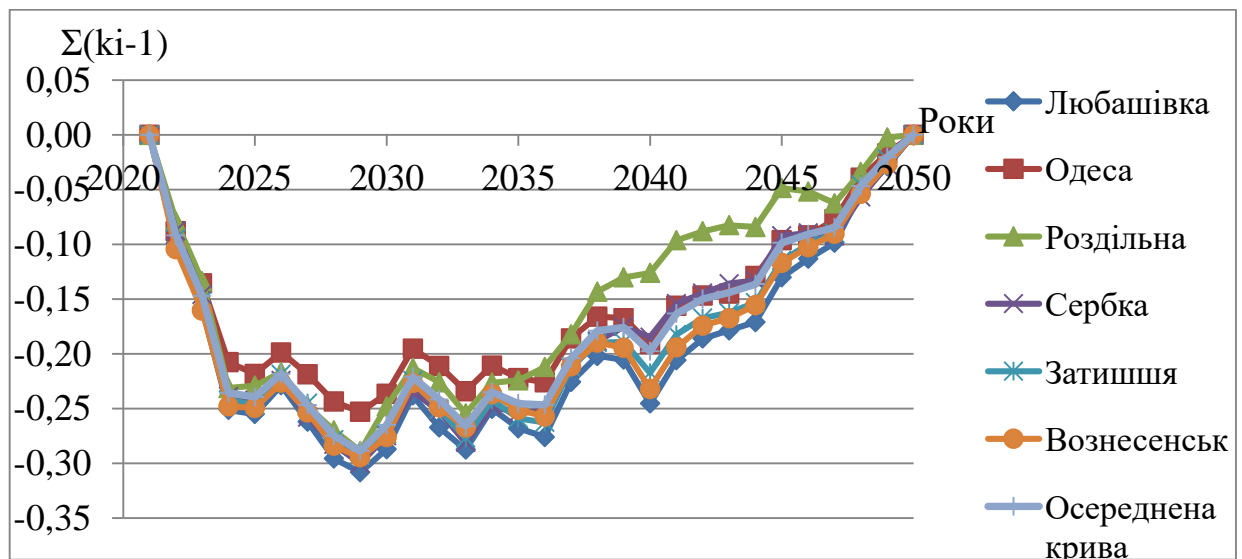


Рисунок 3.14 – Різницеви інтегральні криві прогнозованих середньорічних температур повітря, осереднена модель (метеостанції межиріччя Дністер-Південний Буг)

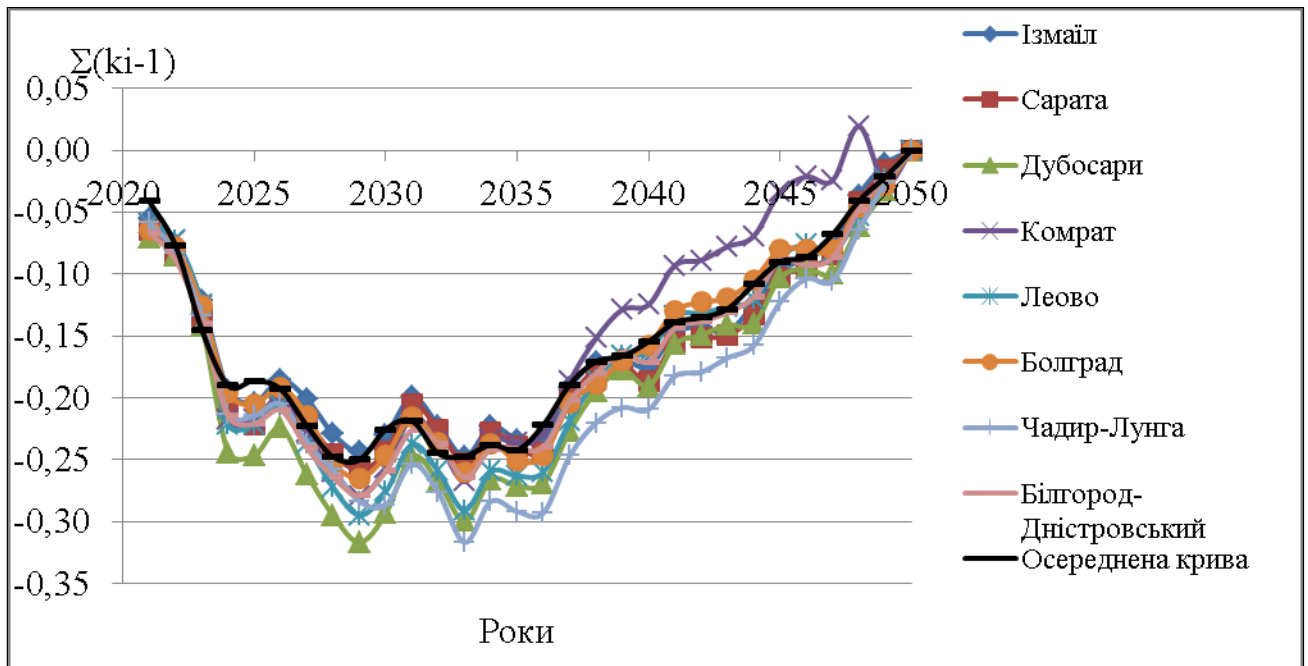


Рисунок 3.15 – Різницева інтегральна крива прогнозних середньорічних температур повітря, осереднена модель (метеостанції межиріччя Дунай-Дністер)

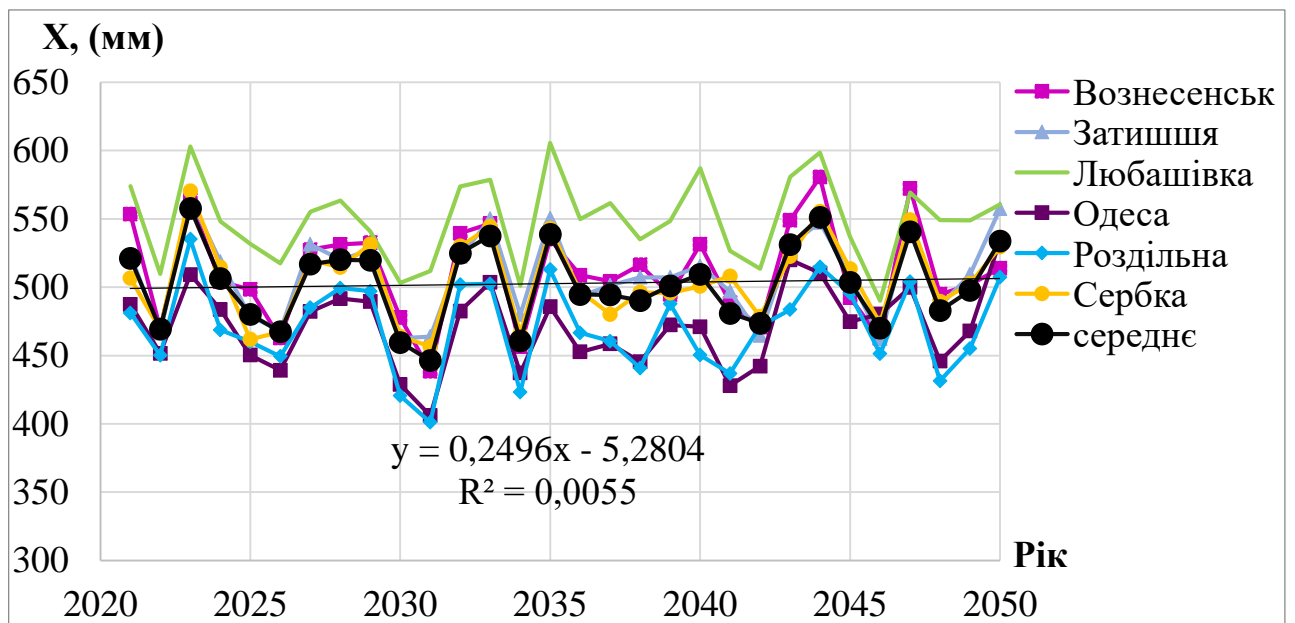


Рисунок 3.16 – Суміщені хронологічні графіки ходу річних сум опадів за даними сценарію RCP4.5 та осереднена крива змін, межиріччя Дністер-Південний Буг

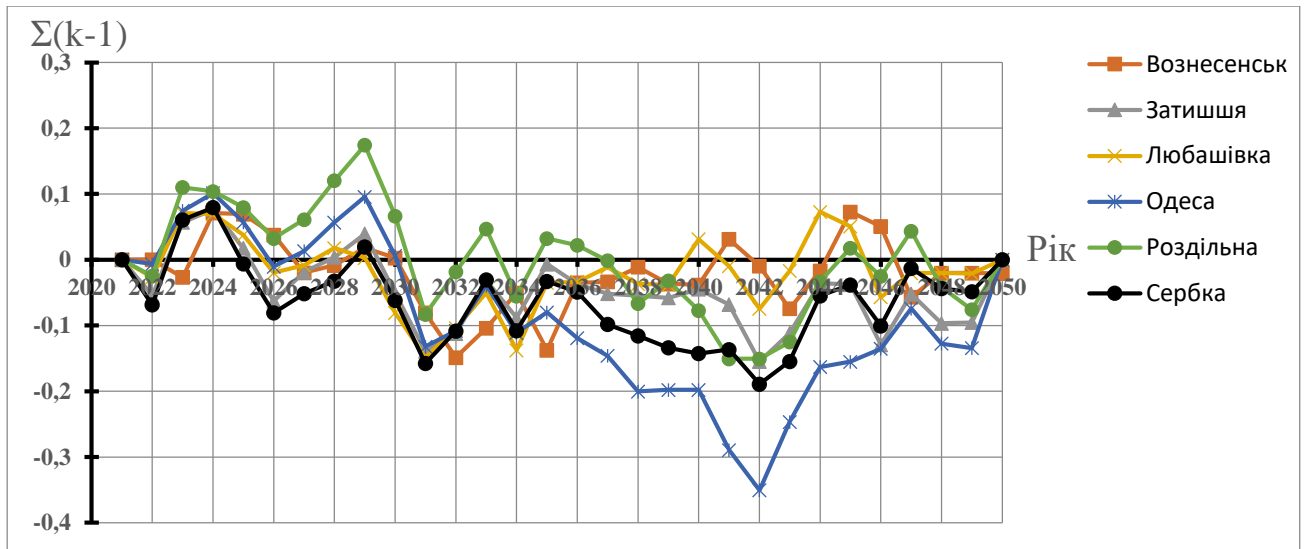


Рисунок 3.17 – Суміщені різницеві інтегральні криві для річних сум опадів за сценарієм RCP4.5 (осереднена модель) (метеостанції межиріччя Дністер-Південний Буг)

За осередненою моделлю сценарію RCP8.5 початок додатної фази коливань середніх річних температур повітря (рис. 3.18) та від'ємної фази коливань річних сум опадів припадає на 1931 рік (рис. 3.19).

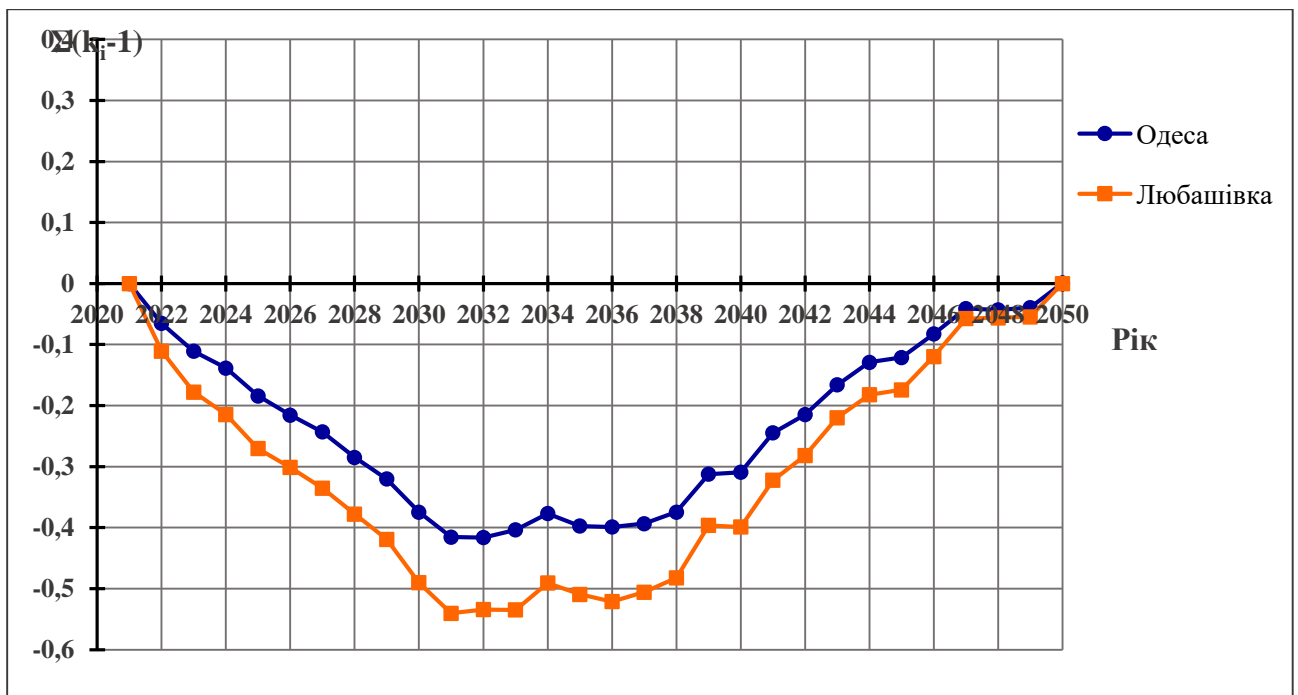


Рисунок 3.18 – Суміщені різницеві інтегральні криві для середньорічних температур повітря за сценарієм RCP8.5 (осереднена модель) (метеостанції Одеса, Любашівка)

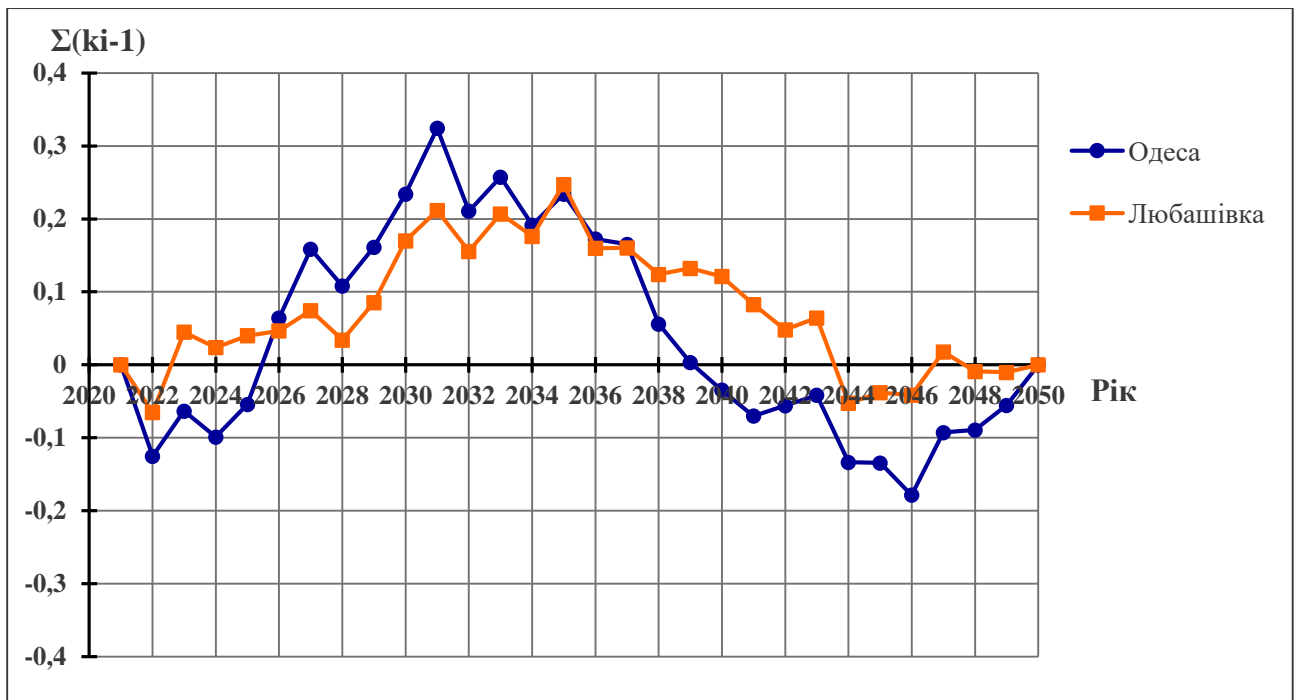


Рисунок 3.19 – Суміщені різницеві інтегральні криві для річних сум опадів за сценарієм RCP8.5 (осереднена модель) (метеостанції Одеса, Любашівка)

Отримані результати показують, що за обома сценаріями (RCP4.5 та RCP8.5) у 2021-2050 рр. очікується додатна фаза коливань температур повітря, початок якої буде знаходитися у межах 2029-2031 рр. Головна різниця між сценаріями RCP4.5 та RCP8.5 полягає у коливаннях опадів. Згідно сценарію RCP4.5 зволожена фаза змінить суху у 2042 році, а за сценарієм RCP8.5 вже з 1931 року розпочнеться суха фаза їх коливань.

Порівняння результатів прогнозування за осередненою моделлю та окремо взятими моделями показало, що для території північно-західного Причорномор'я найкраща відповідність є властивою для моделі CLMcom4 (рис. 3.20, рис. 3.21).

3.6 Оцінка припливу прісних вод від водотоків до закритих 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 осереднених моделей сценаріїв регіональних змін клімату RCP4.5 та RCP8.5 (проект EURO-CORDEX, 14 математичних моделей), опубліковані у роботі [71]. Просторовий розподіл змін водних ресурсів у період 2021-2050 рр. представлений у вигляді карти ізоліній (рис. 3.22).

Фрагмент цієї карти (додаток А) використаний для визначення середніх багаторічних величин кліматичного стоку водотоків, які живлять лимани північно-західного Причорномор'я (додатки Б, В).

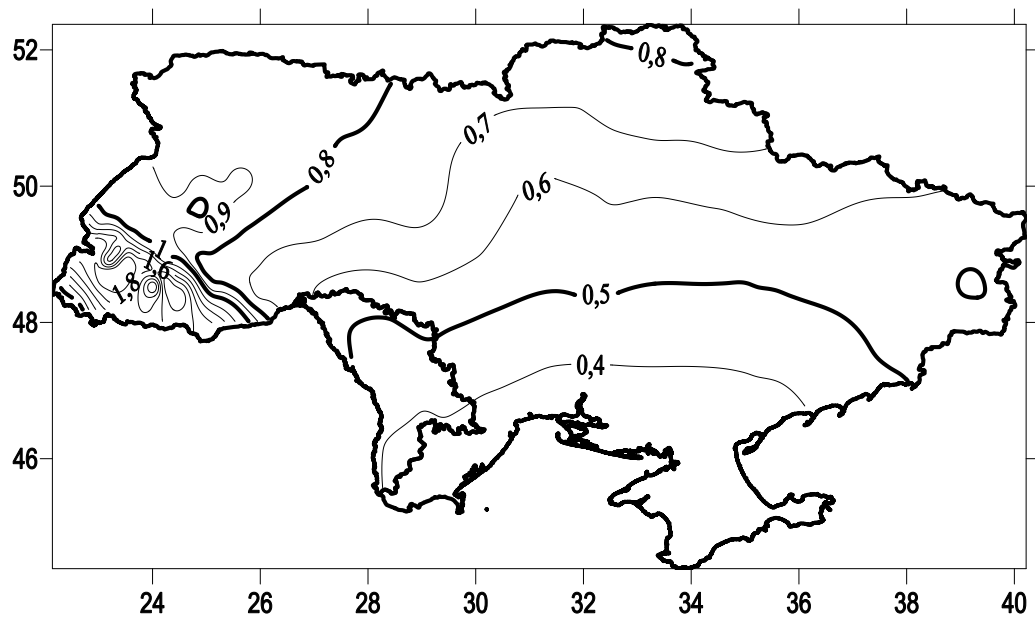


Рисунок 3.20 – Просторовий розподіл показника зволоженості β_X , визначеного за даними сценарію RCP8.5 (модель CLMcom4) для періоду 2021-2050 рр.

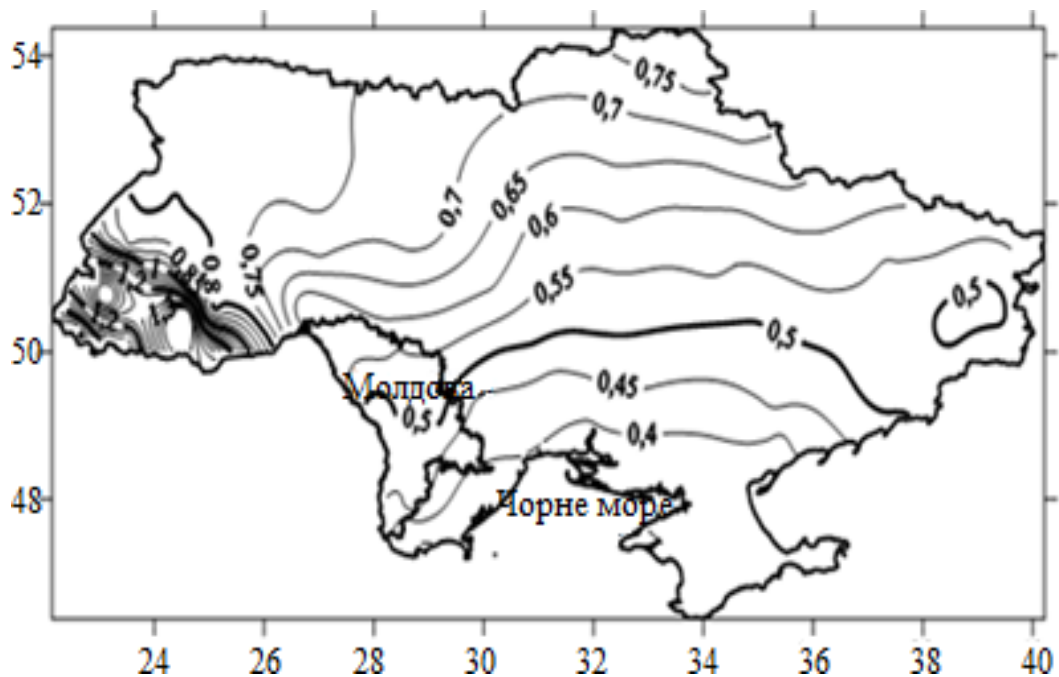


Рисунок 3.21 – Просторовий розподіл показника зволоженості/посушливості, визначеного за даними сценарію RCP8.5 (осереднена модель) для періоду 2021-2050 рр.

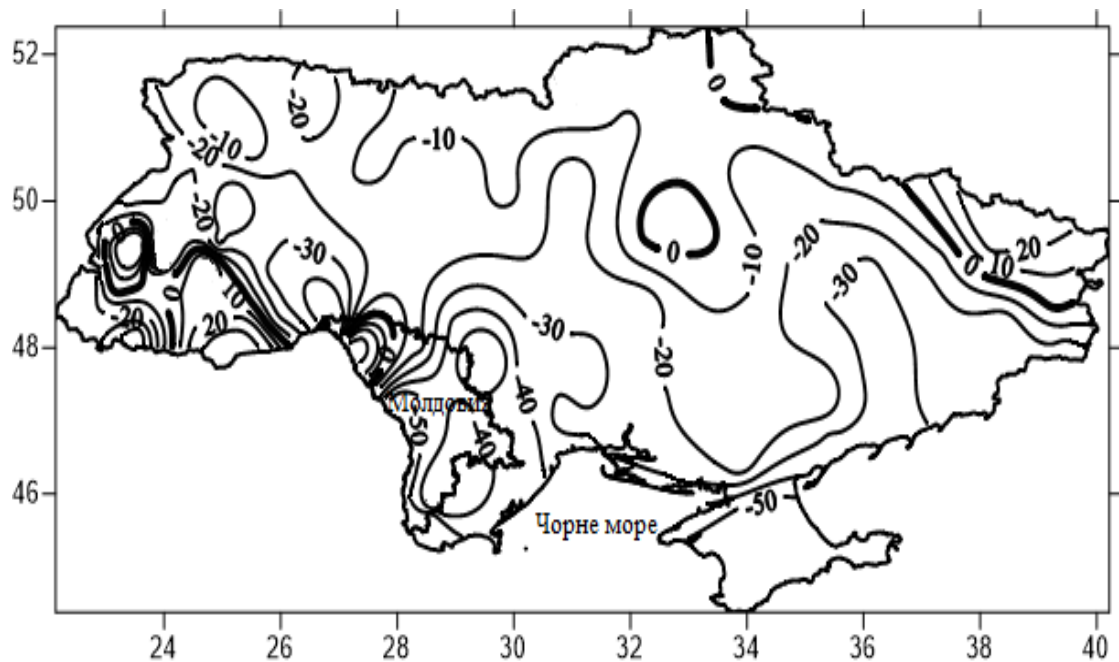


Рисунок 3.22 – Зміни у просторі водних ресурсів (осереднена модель траєкторії RCP4.5) для періоду 2021-2050 рр. при порівнянні із базовими даними до 1989 р.

Наслідки впливу змін клімату на середні багаторічні величини кліматичного (розрахованого за метеорологічними даними) річного стоку 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, характеризується нестійким підземним живленням і пересихають у маловодні роки. У таких випадках зональний (кліматичний) і природний стік річки відрізняються одне від одного за рахунок впливу азонських 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 $K_{пер}$ (дивись рівняння 3.12) від норм кліматичного (зонального) до природного (непорушеного водогосподарською діяльністю) стоку згідно із моделлю «клімат-стік» рекомендовано установлювати в залежності від середньої висоти водозбору, яка є непрямою характеристикою пласкості земної поверхні [72]

$$K_{\text{ПЕР}} = 1 - 0,003(280 - H_{\text{СЕР}}), \text{ при } H_{\text{СЕР}} < 280\text{м}, \quad (3.46)$$

$$K_{\text{ПЕР}} = 1, \text{ при } H_{\text{СЕР}} \geq 280\text{м}, \quad (3.47)$$

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

Роль висоти пояснюється наступним чином. Чим менша висота місцевості, тим менший уклон 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 $\bar{Y}_{\text{ПР}}$ 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 Б. У минулому сторіччі (до початку значущих змін температурного режиму) найбільший об'єм прісних вод надходив до лиманів від річок Когильник ($W=58.2$ млн.м³, лиман Сасик), Тилігул (46,0 млн.м³, Тилігульський лиман), Великий Куяльник (20,4 млн.м³, Куяльницький лиман), Малий Куяльник (16,6 млн.м³, Хаджибейський лиман).

Згідно із результатами розрахунків припливу прісних вод до лиманів у непорушених водогосподарською діяльністю (природних) кліматичних умовах сценарію RCP4.5 (додаток В), зменшення цього припливу становитиме у середньому 31,2 % від базового (табл. 3.2).

Вченими ОДЕКУ встановлено, що основними чинниками водогосподарської діяльності у північно-західному Причорномор'ї є штучні водойми [73]. 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 ХХІ 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) [74].

Таблиця 3.2 – Результати оцінки змін припливу прісних вод від водотоків до 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 ³		Зменшення припливу прісних вод, %
	Базові	За сценарієм RCP4.5	
Когильник	58,2	43,9	24,5
Сарата	9,78	6,90	29,4
Сумарний приплив до лиману Сасик	68,0	50,8	25,3
Хаджидер	6,15	4,31	29,9
Алкалія	3,50	2,45	30,0
Тилігул	46,0	31,4	31,7
Сумарний приплив з басейну Тилігульського лиману	56,0	38,5	31,2
Великий Куяльник	20,4	15,1	26,0
Сумарний приплив прісних вод до Куяльницького лиману	22,2	16,4	26,0
Малий Куяльник	16,6	9,81	40,9
Свинна	7,23	4,34	40,0
		Середнє значення	31,0

Річки північно-західного Причорномор'я відносяться до малих, які мають площу менше 2000 км². Виключення становить річка Когильник із площею 3910 км². 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 [75]. Зміни клімату викликають зменшення природної водності річок (додаток В), 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

водоєм, середнє зменшення стоку водотоків північно-західного Причорномор'я досягне 55,5 % (табл. 3.3). Згідно із рекомендаціями ООН перевищення змін стоку більш ніж на 50 % указує на тенденцію до руйнування водних ресурсів. На окремих річках (Алкалія, Хаджидер, Свинна) спрогнозовано, що зменшення середнього багаторічного стоку перевищує 70 %, що означає безповоротне руйнування водних ресурсів річок.

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

Річка	Об'єми припливу побутового стоку до лиманів у різних кліматичних умовах, млн.м ³		Зменшення припливу прісних вод, %
	Базові (до 1989 р.)	За сценарієм RCP4.5	
Когильник	44,2	30,3	32,0
Сарата	4,99	2,35	46,5
Сумарний приплив до лиману Сасик	49,2	32,6	33,7
Хаджидер	2,03	0,21	89,6
Алкалія	1,02	0,00	100
Тилігул	33,1	19,5	41,0
Сумарний приплив з басейну Тилігульського лиману	38,8	21,5	44,6
Великий Куяльник	12,8	6,80	46,9
Сумарний приплив прісних вод до Куяльницького лиману	13,2	6,83	48,2
Малий Куяльник	12,6	5,78	54,1
Свинна	2,3	0,608	73,6
		Середнє значення	55,5%

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 [76]. 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 (додатки Д, Ж).

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

Сценарій RCP8.5 не передбачає суттєвих змін у викидах парникових газів при порівнянні із сучасним періодом. Це означає збереження тенденцій до зростання температур повітря. Різницева інтегральна крива середніх річних температур повітря, побудована по суміщеному ряду спостережених (1945-2018рр.) та сценарних (2021-2050рр.) даних, показує (рис. 3.23), що додатна фаза коливальності буде тривати далі.

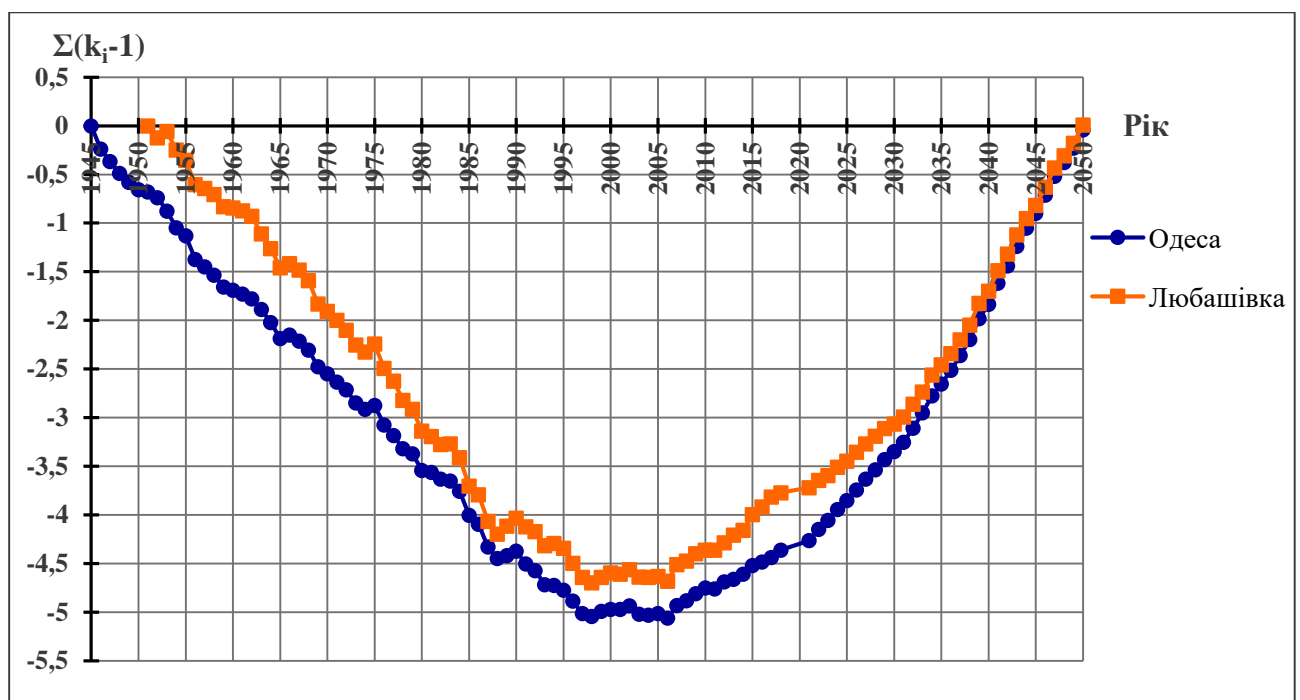


Рисунок 3.23 – Суміщені різницеві інтегральні криві для середньорічних температур повітря за сценарієм RCP8.5 (осереднена модель) (метеостанції Одеса, Любашівка) (1945-2050 рр.)

У коливаннях річних сум опадів сформується маловодна фаза. Цікаво, що коливання опадів у прибережній зоні (Одеса) дещо відрізняються від особливостей коливань, притаманних суходолу (рис. 3.24). Однак при розгляді сценарних даних на обох метеостанціях сформується маловодна (суха) фаза. На суходолі маловодна фаза установилася ще з початку сторіччя. На узбережжі ця фаза почнеться з 2031 року. Таким чином, у 2021-2050 рр. за сценарієм RCP8.5 прогнозуються несприятливі умови формування стоку.

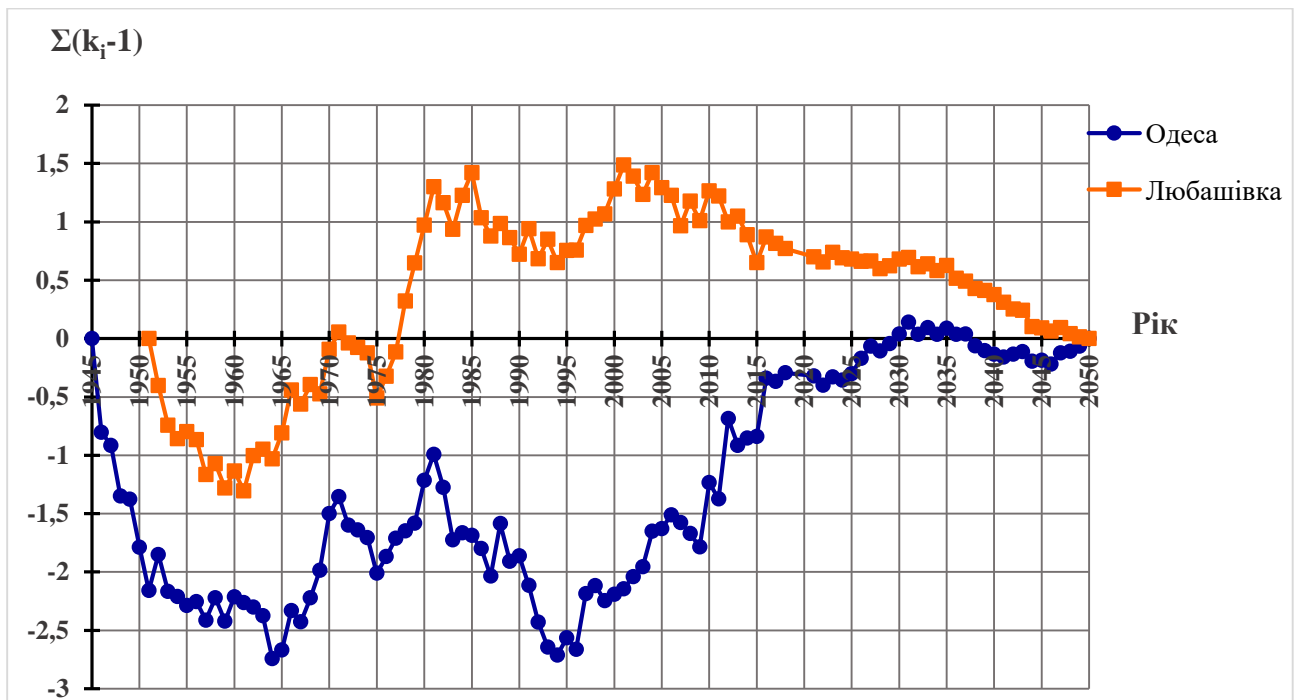


Рисунок 3.24 – Суміщені різницеві інтегральні криві для річних сум опадів за сценарієм RCP8.5 (осереднена модель) (метеостанції Одеса, Любашівка) (1945-2050 рр.)

Встановлено [77], що зменшення водних ресурсів рівнинної України буде відбуватися від 20% на 30% на північному 70 % на південному заході (рис. 3.25). Фрагмент цієї карти (додаток А) використаний для визначення середніх багаторічних величин річного кліматичного стоку водотоків, які живлять закриті лимани північно-західного Причорномор'я. Визначення характеристик кліматичного, природного та перетвореного водогосподарською діяльністю річного стоку відбувалося за таким алгоритмом.

1. Побудова карти ізолій змін річного кліматичного стоку у заданих кліматичних умовах при порівнянні із базовим.
2. Виділення водозбору досліджуваної річки та визначення за картою ізолій середнього зваженого за площею значення середнього багаторічного кліматичного (зонального) стоку.

3. Розрахунки коефіцієнту переходу від кліматичного стоку до природного. Цей коефіцієнт урахує вплив підстильної поверхні.
4. Визначення показників водогосподарської діяльності на водозборі.
5. Розрахунки характеристик перетвореного водогосподарською діяльністю стоку на основі розрахунків коефіцієнтів антропогенного впливу.

За отриманими результатами розрахунків (додаток 3) було встановлено, що у середньому зменшення природного річного стоку малих та середніх річок на території північно-західного Причорномор'я в кліматичних умовах сценарію RCP8.5 будуть становити 43,6 % (табл. 3.4), а з урахуванням наслідків водогосподарської діяльності зменшення припливу прісних вод досягне 71,8 % (табл. 3.5).

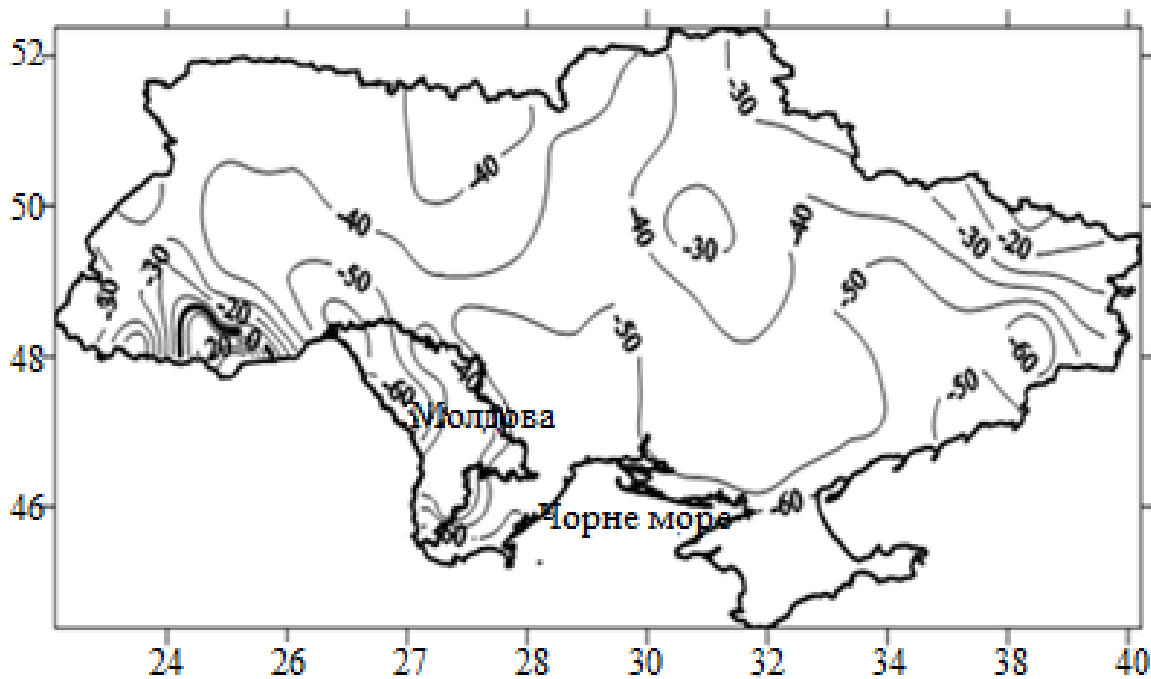


Рисунок 3.25 – Зміни у просторі водних ресурсів (осереднена модель траєкторії RCP8.5) для періоду 2021-2050 рр. при порівнянні із базовими даними до 1989 р.

Негативні наслідки водогосподарського впливу, особливо штучних водойм, на приплив прісних вод до 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 [78].

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 ³		Зменшення припливу прісних вод, %
	Базові	За сценарієм RCP8.5	
Когильник	58,2	35,5	39,0
Сарата	9,78	5,18	47,0
Сумарний приплив до лиману Сасик	68,0	40,7	40,1
Хаджидер	6,15	3,08	49,9
Алкалія	3,50	1,75	50,0
Тилігул	46,0	24	47,8
Сумарний приплив з басейну Тилігульського лиману	56,0	29,0	48,2
Великий Куяльник	20,4	12,1	40,7
Сумарний приплив прісних вод до Куяльницького лиману	22,2	16,4	26,1
Малий Куяльник	16,6	9,06	45,4
Свинна	7,23	3,97	45,1
		Середнє значення	43,6

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 ³		Зменшення припливу прісних вод, %
	Базові (до 1989 р.)	За сценарієм RCP8.5	
Когильник	44,2	23,4	47,0
Сарата	4,99	0,622	87,5
Сумарний приплив до лиману Сасик	49,2	24,0	51,2
Хаджидер	0,21	0,00	100
Алкалія	0,00	0,00	-
Тилігул	33,1	12,5	62,2
Сумарний приплив з басейну Тилігульського лиману	38,8	13,3	65,7
Великий Куяльник	12,8	3,15	75,4
Сумарний приплив прісних вод до Куяльницького лиману	13,2	3,15	76,1
Малий Куяльник	12,6	5,16	59,0
Свинна	2,3	0,158	93,0
		Середнє значення	71,8

Дослідження, проведені в ОДЕКУ, показали, що такого роду заходи будуть ефективними лише до 2030 року, поки вплив змін клімату на водні ресурси буде меншим, ніж вплив водогосподарської діяльності. Коли наслідки змін клімату стають вагомими (зменшення водних ресурсів більш

ніж на 50 %), ефективність скорочення кількості водойм та їхніх об'ємів заповнення знижується. Додаткове надходження відновлених прісних води не зможе перекрити дефіциту водних балансів лиманів у маловодні та середні за водністю роки [79] та [80].

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, лімітуючим періодом з травня по січень наступного року включно, з лімітуючим сезоном з травня по листопад включно [81].

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 майбутнього використовується розподіл, отриманий за даними, які були виміряні після 1989 року, тобто з початку значущих змін температурного режиму. На основі такого підходу був розрахований внутрішньорічний розподіл річок Куяльник та Тилігул [82].

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 використовувати 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 по сезонах та місяцях у характерні за водністю роки (багатоводний, середній, маловодний, дуже маловодний, табл. 3.6), які детально описані в [83].

Внутрішньорічний розподіл невивчених у гідрологічному відношенні річок північно-західного Причорномор'я у період після 1989 рр. (табл. 3.7) був

отриманий з літературних джерел [84] та в результаті імітаційного моделювання та [85]. Узагальнені результати наведені в табл. 3.7.

Таблиця 3.6 – Типова схема розподілу (%) річного стоку для району XV (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

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. значна частина його формується не тільки в березні, але й у лютому-місяці (20,6 % у порівнянні із 6,9 % до 1989 р.). Це пояснюється потеплінням та зростанням ролі відлиг у цей зимовий місяць. Внесок квітня та травня місяця у формування стоку зменшується майже вдвічі. З червня місяця до січня більшість річок пересихає.

Оцінки припливу прісних вод від водотоків до закритих лиманів по місяцям у середній багаторічний рік наведені у Додатку К (RCP4.5) та додатку Л (RCP8.5). Найбільший приплив прісних вод буде надходити від річки Когильник, де стік буде зберігатися у середньому протягом усього року. Ця річка характеризується найбільшим водозбором і через це більшою стійкістю до змін клімату й впливу водогосподарських перетворень. Однак, прогнозоване навіть для цієї річки зменшення її водності буди посилювати дефіцит водного балансу лиману Сасик [86].

3.9 Висновки

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

За даними метеорологічних спостережень встановлено, що у період після 1989 р. (рік початку статистично значущих змін температур повітря) максимально можливе випаровування зросло від 4,5 % (на півночі досліджуваної території) до 6,0 % – на півдні. Середні багаторічні опади за період 1989-2018 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 (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. Значне зменшення стоку зумовленого потеплінням пояснюється впливом водогосподарської діяльності.

Основним чинником водогосподарської діяльності на водозборах північно-західного Причорномор'я є штучні водойми.

Аналіз коливань кліматичних чинників формування стоку у період 2021-2050 рр. (дані осередненої моделі проекту EURO-CORDEX) показав, що зростання середніх річних температур повітря на території північно-західного Причорномор'я буде відбуватися на обома сценаріями: RCP4.5 та 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) 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 із даними сценарію RCP8.5 (осереднена модель з 14 моделей проекту EURO-CORDEX), починаючи з 2031 року зростання температур повітря буде відбуватися на фоні від'ємної фази коливань річних сум опадів, що призведе до зменшення стоку 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 зменшувати негативний вплив потепління на формування стоку малих та середніх річок північно-західного Причорномор'я.

Отримано, що зменшення припливу прісних вод до закритих лиманів північно-західного Причорномор'я у 2021-2050 рр. у кліматичних умовах сценарію RCP4.5, згідно із даними осередненої моделі проекту EURO-CORDEX, буде становити 31,0 %, а з урахуванням впливу водогосподарської діяльності – 55,5 %. Зменшення річного багаторічного стоку більш ніж на 50 % згідно із рекомендаціями ООН указує на процес руйнації водних ресурсів.

Встановлено, що зменшення припливу прісних вод до закритих лиманів північно-західного Причорномор'я у 2021-2050 рр. у кліматичних умовах сценарію RCP8.5 в результаті використання даних осередненої моделі проекту EURO-CORDEX буде становити 43,6 %, а внаслідок впливу водогосподарської діяльності 71,8 %. При перевищенні змін водних ресурсів більш ніж 70% вони вважаються безповоротно зруйнованими.

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 перерозподіл: значна частина стоку буде утворюватися у лютому місяці підчас відлиг.

4 ОЦІНКИ ЗМІНИ СКЛАДОВИХ ПРІСНОГО ВОДНОГО БАЛАНСУ «ЗАКРИТИХ» ЛИМАНІВ ПІВНІЧНО-ЗАХІДНОГО ПРИЧОРНОМОР'Я ВНАСЛІДОК ЗМІН КЛІМАТУ

Природний прісний водний баланс «закритих» лиманів північно-західного Причорномор'я формується з приходних та витратних його складових. До перших відносяться: атмосферні опади на водне дзеркало водойми, надходження вод з водозбірного басейну лиману зі стоком річок та інших малих водотоків. До других – випаровування з водної поверхні лиману. Отже рівняння річного прісного балансу закритого лиману може бути записано в такий спосіб:

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

де δW – нев'язка (дефіцит або профіцит) річного прісного водного балансу, млн. м³/рік;

W_P – об'єм атмосферних опадів, що випали на водну поверхню лиману, млн. м³/рік;

W_R – об'єм припливу води по водотоках з водозбірного басейну до лиману, млн. м³/рік;

W_E – об'єм води, що випарився з водної поверхні лиману за рік, млн. м³/рік.

У разі додатного значення δW 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 прірви у пересипу) або штучного (через штучно створювані канали) їх водообміну з морем. У цьому разі рівняння водного балансу лиману набуває такий вигляд:

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

де $\delta W_{SEA} = W_{S-L}^+ - W_{S-L}^-$ – різниця між об'ємами води, які вийшли з лиману до моря W_{S-L}^- або надійшли з моря до лиману W_{S-L}^+ через прірву або канал(и) протягом року.

Мета цього розділу полягала в отриманні кількісних оцінок впливу змін регіонального клімату, які відбулися та очікуються у найближчому

майбутньому, на прісний водний баланс «закритих» морських лиманів (в західній класифікації “choked” лагун [30]) північно-західного Причорномор’я, які на даний час не мають постійного зв'язку з морем і епізодично з'єднуються з ним штучно створеними відкритими каналами або іншими водопровідними гідротехнічними спорудами.

Для визначення кліматичних змін метеорологічних характеристик в північно-західному Причорномор'ї, які визначають формування складових водного балансу лиманів, 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 в причорноморських регіонах українського узбережжя північно-західної частини Чорного моря. Додатково залучались данні 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 за 1961–1990 роки (далі – Кадастр) [87]. Тому цей період у подальшому будемо звати посиляльним або базовим. Зауважимо, що за свідченням [57, 88] початок суттєвих змін клімату і водних ресурсів в Україні припадає саме на кінець 80-х років XX ст., отже метеорологічні і гідрологічні характеристики в період 1961–1990 рр. дійсно є посиляльними для визначення як зміни кліматичних умов, так і визначення їх наслідків.

Очікувані кліматичні умови у найближчому майбутньому (2021-2050 рр.) визначались за результатами проекту Euro-CORDEX [22] для двох сценаріїв змін клімату RCP4.5 і RCP8.5 [25]. З ансамблю з 14 симуляцій за різними регіональними кліматичними моделями була обрана одна – CLMcom4, яка якнайкраще відповідає середнім за ансамблем симуляцій значенням (регіональна модель CLMcom-CCLM4-8-17 у поєднанні з глобальною моделлю MPI-ESM-LR) [89]. За даними цієї модельної симуляції були отримані оцінки очікуваних у найближчому майбутньому багаторічних середньомісячних значень приземної температури повітря, питомої вологості повітря та сум атмосферних опадів. На рис. 1.18 показані вузли сітки моделей проекту CORDEX, в яких вказані метеорологічні параметри обирались для визначення типової для періоду 2021-2050 років внутрішньорічної мінливості їх середніх місячних значень.

Оцінка річного шару випаровування з водної поверхні лиманів в першому наближенні здійснювалась із використанням розрахункової формули [8] на підставі даних 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 (%).

В таблиці 4.1 наведені данні щодо річної норми атмосферних опадів (мм) за періоди 2000–2018 та 2021-2050 рр. (за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5) у порівнянні з даними Кадастру (1961-1990 рр.). Слід відзначити деяке збільшення річної кількості опадів в період 2000-2018 рр. порівняно з періодом 1961-1990 рр. на станціях розташованих уздовж західного узбережжя північно-західної частини Чорного моря (Одеса, Білгород-Дністровський, Сарата), з наступним їх очікуваним зменшенням за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5 в 2021-2050 рр. На станціях Сербка та Південний північного узбережжя, навпаки, в 2021-2050 навпаки очікується незначне збільшення річної кількості опадів.

Таблиця 4.1 – Річна норма кількості *атмосферних опадів* (мм) за періоди 2000–2018 та 2021-2050 рр. (за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5) у порівнянні з даними 1961-1990 рр. Кадастру

№ п/п	Найменування станції	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

В табл. 4.2-4.3 наведені середні річні значення температури повітря і відносної вологості повітря обчислені на підставі багаторічних середньомісячних значень за періоди 1961-1990, 2000–2018 та 2021-2050 рр. (за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5). З табл. 4.2 видно, що протягом XXI ст. відзначається поступове підвищення температури повітря порівняно з посиальним періодом 1961-1990 рр. Середня річна температура повітря в

період 2000-2018 рр. на 11-14 % вища ніж в період 1961-1990 рр., а в очікувана в період 2021-2050 рр. – вища на 26-28 %.

Таблиця 4.2 – Середня річна *температура повітря* (°C) обчислена за періоди 2000–2018 та 2021-2050 рр. (за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5) у порівнянні з даними 1961-1990 рр. Кадастру

№ п/п	Найменування станції	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 4.3 – Середнє річне значення *відносної вологості повітря* (%) обчислене за періоди 2000–2018 та 2021-2050 рр. (за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5) у порівнянні з даними 1961-1990 рр. Кадастру

№ п/п	Найменування станції	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

Середні річні значення відносної вологості повітря в період 2000-2018 рр. незначно відрізняються від притаманних посиленню періоду 1961-1990 рр. на відміну від визначених як очікувані в період 2021-2050 рр. за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5 у відповідності з симуляцією CLMcom4 (табл. 4.3). Останні

зменшуються на 10-17 % порівняно з характерними для сучасного періоду значеннями.

Річні шари випаровування з водної поверхні в районах розташування обраних для аналізу метеорологічних станцій в північно-західному Причорномор'ї, обчислені із використанням формули (4.4) за періоди 1961-1990, 2000-2018 та 2021-2050 рр. (за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5), наведені в табл. 4.4. Видно, що з початку XXI ст. (2000-2018 рр.) випаровування з поверхні водойм збільшилось на 13-15 % уздовж північного узбережжя північно-західної частини Чорного моря і на 7-9 % – уздовж західного узбережжя, порівняно з посиляльним періодом 1961-1990 рр.

Таблиця 4.4 – Річна норма *випаровування* (мм) розрахована за періоди 2000–2018 та 2021-2050 рр. (за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5) у порівнянні з посиляльним періодом 1961-1990 рр.

№ п/п	Найменування станції	1961-1990 роки (дані Кадастру)	2000-2018 роки	2021-2050 роки, за сценарієм RCP8.5 <i>*(**)</i>	2021-2050 роки, за сценарієм RCP4.5 <i>*(**)</i>
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;

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

Як зазначалося вище, у відповідності з обраною симуляцією CLMcom4, очікується зменшення в період 2021-2050 рр. річних значень відносної вологості повітря на 10-17 % порівняно з характерними для сучасного періоду значеннями. Однак тенденція наявності таких суттєвих змін не виявляється при порівнянні даних спостережень за вологістю повітря в періоди 2000-2018 та 1961-1990 рр. (табл. 4.3). Тому в табл. 4.4 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. 4.4 свідчать, що тільки за рахунок підвищення температури повітря річний шар випаровування з водної поверхні лиманів в період 2021-2050 рр. збільшиться на 16-20 % порівняно з посиляльним періодом 1961-1990 рр. У разі врахування очікуваних змін не тільки температури повітря, але й його відносної вологості, шар випаровування збільшиться на 33-56 %.

Морфометричні характеристики досліджуваних «закритих» лиманів Північно-західного Причорномор'я, які використовувались для оцінки змін складових їх прісного водного балансу та величин нев'язки річного прісного водного балансу, які відбулись в останні десятиріччя та очікуються у майбутньому внаслідок зміни клімату, приведені в табл. 4.5. Площі водного дзеркала лиманів були актуалізовані до умов 2020 р. за даними супутникових знімків із використанням інструментів Google Maps та Google Earth, а об'єми води оцінені через доступні в джерелах відомості про середню глибину водойм. Внутрішньорічні зміни об'єму вод в лиманах та площі їх водної поверхні не враховувались.

Таблиця 4.5 – Морфометричні характеристики досліджуваних «закритих» лиманів Північно-Західного Причорномор'я прийняті для розрахунків складових їх прісного водного балансу

№ п/п	Найменування лиману	W – об'єм вод, млн. м ³	S – площа водного дзеркала, км ²	$H_{сер}$ – середня глибина, м
1	Тилігульський	680,4	126,03	5,4
2	Дофіновський	4,48	6,4	0,7
3	Хаджибейський	755,0	116,16	6,5
4	Куяльницький	29,98	45,52	0,65
5	Будацький	31,5	30,0	1,05
6	Тузловська група	240,0	208,7	1,15
7	Сасик	453,2	206,0	2,2

В табл. 4.6-4.9 приведені оцінки складових прісного водного балансу окремих «закритих» лиманів північно-західного Причорномор'я та величини нев'язки їх річного прісного водного балансу отримані для періодів 1961-1990, 2000–2018 та 2021-2050 рр. (за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5). Оцінки річних

об'ємів припливу прісних вод до кожного з лиманів з їх водозбірних басейнів були отримані із використанням моделі «клімат-стік» і взяті з розділу 3. Використовувались оцінки побутового (перетвореного водогосподарською діяльністю) стоку основних річок.

Результати наведені в табл. 4.6 свідчать, що до початку прояву кліматичних змін (до початку 90-х років ХХ ст.) дефіцит річного прісного водного балансу не перевищував декілька відсотків від об'єму води в них для більшості «закритих» лиманів, окрім Тузловської групи і Будацького лиману. Але для останнього це не створювало значних проблем, оскільки не враховувалась можливість надходження до нього розпріснених вод з Дністровського лиману через штучно створені єрики в плавнях.

Однак оцінки складових річного водного балансу для перших десятирічь ХХІ ст., наведені в табл. 4.7, свідчать про формування або поглиблення дефіциту річного прісного водного балансу для всіх «закритих» лиманів (рис. 4.1). Особливо відчутними ці зміни були для Куяльницького лиману, де сформувався річний дефіцит прісного балансу в 34 % від загального об'єму вод лиману, Дофіновського лиману – до 16 %. Для Тузловської групи лиманів дефіцит збільшився з 20.8 % в посиляльній період до 26.5 % в період 2000-2018 рр., для Тилігульського – з 0.7 до 6.5 %, для вдсх. Сасик – з 1.6 до 7.4 %.

Таблиця 4.6 – Оцінки складових річного прісного балансу досліджуваних «закритих» лиманів Північно-Західного Причорномор'я в посиляльній період 1961-1990 рр.

№ п/п	Найменування лиману	W_P , млн. м ³ /рік	W_R , млн. м ³ /рік	W_E , млн. м ³ /рік	δW , млн. м ³ /рік
1	Тилігульський	58,97	38,8	-101,83	-5,06
2	Дофіновський	2,96	1,8	-4,81	-0,06
3	Хаджибейський	53,90	14,9	-87,35	-18,55
4	Куяльницький	21,12	13,2	-34,23	-0,09
5	Будацький	12,99	0,0	-22,44	-9,45
6	Тузлівська група	100,59	9,65	-160,28	-50,04
7	Сасик	95,11	49,2	-151,54	-7,23

Таблиця 4.7 – Оцінки складових річного прісного балансу досліджуваних «закритих» лиманів Північно-Західного Причорномор'я у сучасний період (2000-2018 рр.)

№ п/п	Найменування лиману	W_P , млн. м ³ /рік	W_R , млн. м ³ /рік	W_E , млн. м ³ /рік	δW , млн. м ³ /рік
1	Тилігульський	56,08	14,6	-114,94	-44,3
2	Дофіновський	2,99	1,8	-5,50	-0,7
3	Хаджибейський	56,34	6,39	-100,13	-37,4
4	Куяльницький	22,08	6,83	-39,24	-10,3
5	Будацький	13,77	0,0	-24,45	-10,7
6	Тузлівська група	101,84	6,76	-171,97	-63,8
7	Сасик	96,29	32,6	-162,59	-33,7

Очікувані в період 2021-2050 рр. за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5 оцінки складових прісного водного балансу окремих «закритих» лиманів Північно-західного Причорномор'я та величини нев'язки їх річного прісного водного балансу наведені в табл. 4.8-4.9. Видно, що врахування очікуваних змін відносної вологості повітря за результатами симуляції CLMcom4 призводить до значного збільшення нев'язки річного прісного водного балансу лиманів.

Для таких лиманів як Куяльницький, Дофіновський нев'язка річного балансу, перевищує 80 % від загального об'єму їх вод, в Тузловській групі і Дофіновському лимані нев'язка близька до 50% об'єму вод у водоймі, а у вдсх. Сасик – до 20% від загального об'єму вод (рис. 4.1). В той же час, нев'язки річного прісного балансу лиманів розраховані у припущенні, що суттєвих змін вологості повітря в період 2021-2050 рр. у порівнянні з 2000-2018 рр. не відбудеться, збільшуються менше (рис. 4.2). Більше 50% від загального об'єму вод вони складають для Куяльницького та Дофіновського лиманів, близько 40 % для Будацького лиману та Тузловської групи, 16 % – для водойми Сасик.

Отже отримані результати свідчать, що зміни кліматичних умов, які вже відбулись і очікуються в ХХІ ст. викликають збільшення дефіциту річного прісного водного балансу «закритих» лиманів північно-західного Причорномор'я, які для окремих лиманів можуть створювати загрозу їх зникнення (див. рис. 4.1-4.2). Це потребує розробки нових стратегій їх водного та екологічного менеджменту.

Таблиця 4.8 – Оцінки складових річного прісного балансу досліджуваних «закритих» лиманів Північно-Західного Причорномор'я в період 2021-2050 рр. за сценарієм RCP8.5

№ п/п	Найменування лиману	W_P , млн. м ³ /рік	W_R , млн. м ³ /рік	W_E^* , млн. м ³ /рік	W_E^{**} , млн. м ³ /рік	δW^* , млн. м ³ /рік	δW^{**} , млн. м ³ /рік
1	Тилігульський	58,10	13,3	-140,65	-126,03	-69,25	-54,63
2	Дофіновський	2,92	0,5	-7,32	-5,73	-3,90	-2,31
3	Хаджибейський	52,74	5,3	-136,26	-104,31	-78,22	-46,27
4	Куяльницький	20,67	3,2	-53,49	-40,88	-29,62	-17,01
5	Будацький	13,2	0	-28,92	-27,87	-15,72	-14,67
6	Тузлівська група	85,98	0	-213,92	-185,53	-127,94	-99,55
7	Сасик	81,29	24,0	-202,25	-175,42	-96,96	-70,13

* – з урахуванням очікуваних суттєвих змін вологості повітря

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

Таблиця 4.9 – Оцінки складових річного прісного балансу досліджуваних «закритих» лиманів Північно-Західного Причорномор'я в період 2021-2050 рр. за сценарієм RCP4.5

№ п/п	Найменування лиману	W_P , млн. м ³ /рік	W_R , млн. м ³ /рік	W_E^* , млн. м ³ /рік	W_E^{**} , млн. м ³ /рік	δW^* , млн. м ³ /рік	δW^{**} , млн. м ³ /рік
1	Тилігульський	58,48	19,5	-140,90	-126,0	-60,92	-48,02
2	Дофіновський	2,92	0,6	-7,33	-5,75	-3,81	-2,23
3	Хаджибейський	52,27	6,39	-136,49	-104,54	-77,83	-45,88
4	Куяльницький	20,48	6,83	-53,49	-40,97	-26,18	-13,66
5	Будацький	12,6	0	-29,1	-24,96	-16,5	-12,36
6	Тузлівська група	89,32	0,21	-215,59	-185,74	-126,06	-96,21
7	Сасик	84,45	32,65	-203,83	-175,61	-86,73	-58,51

* – з урахуванням очікуваних суттєвих змін вологості повітря

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

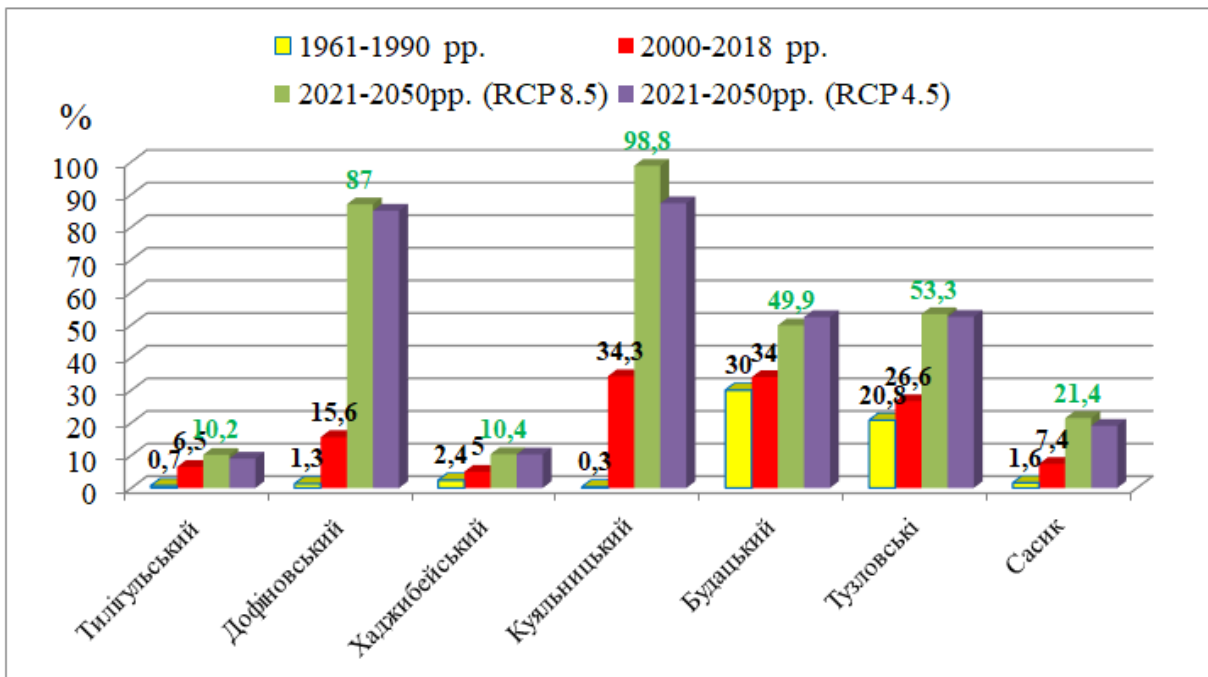


Рисунок 4.1 – Відсоток річного дефіциту прісного водного балансу (розрахований з урахуванням сумарного впливу на випаровування зміни як температури, так і відносної вологості повітря) від середньорічного об'єму води в «закритих» лиманах північно-західного Причорномор'я

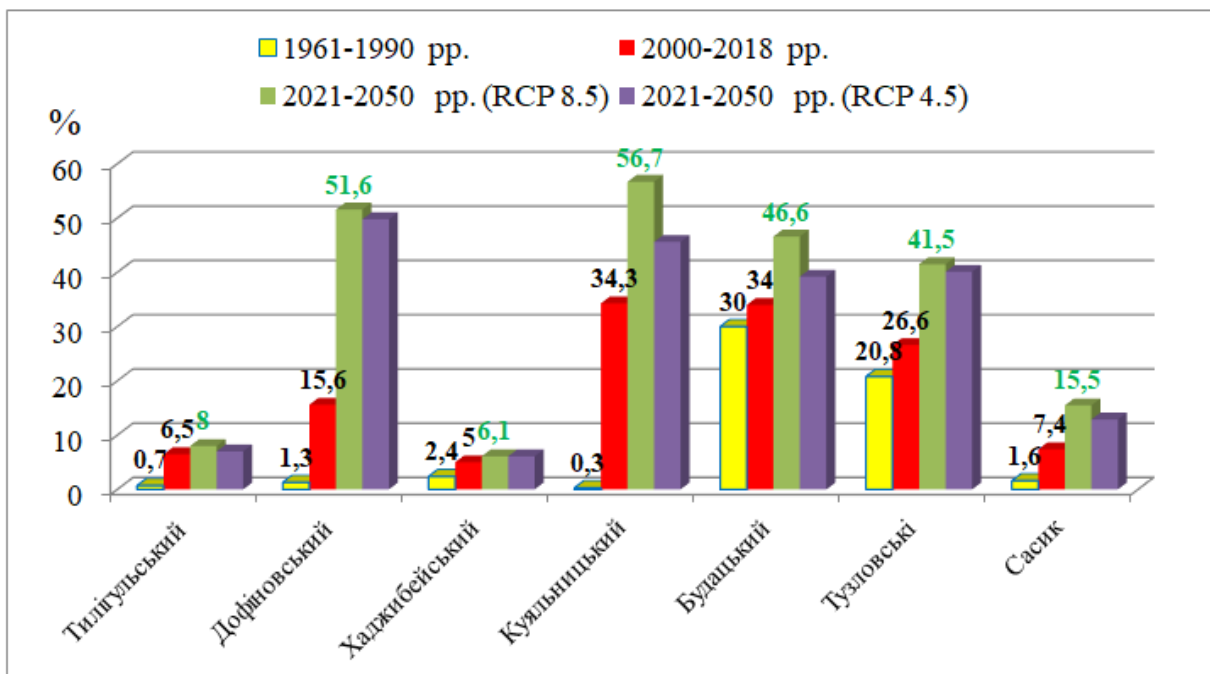


Рисунок 4.2 – Відсоток річного дефіциту прісного водного балансу (розрахований з урахуванням впливу на випаровування тільки зміни температури повітря) від середньорічного об'єму води в «закритих» лиманах північно-західного Причорномор'я

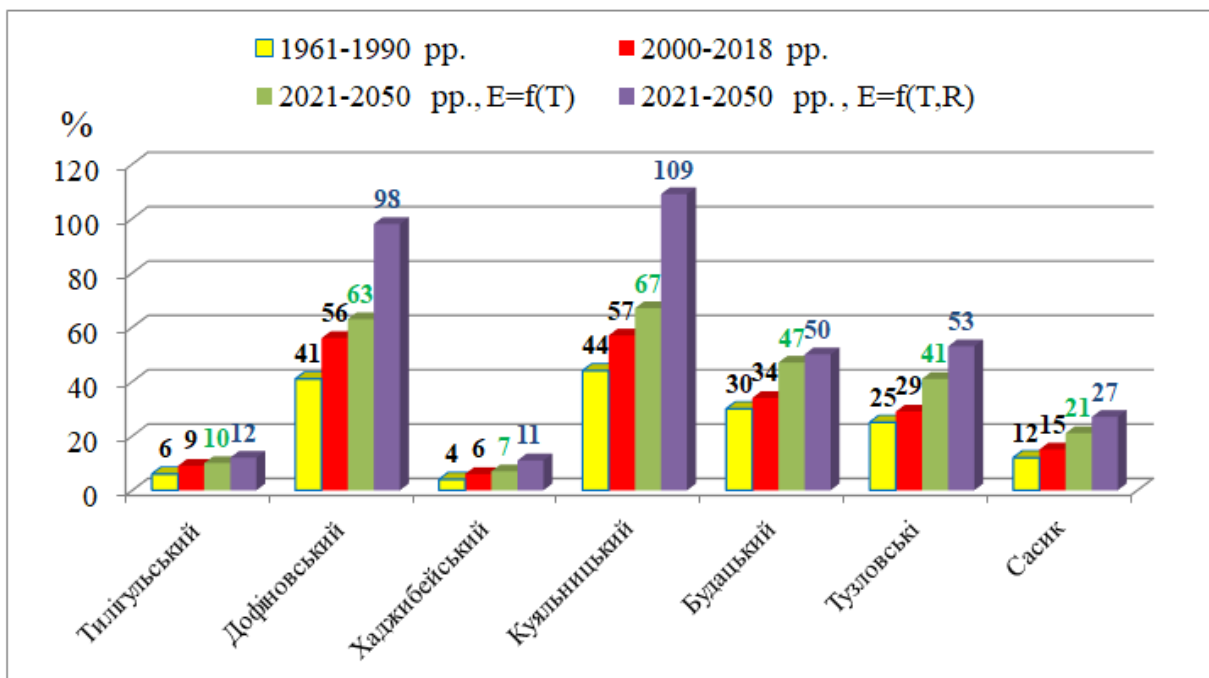
Одна із задач дослідження полягала в ранжуванні «закритих» лиманів за їх вразливістю до змін клімату. Оскільки кліматичні зміни призводять до збільшення дефіциту річного прісного балансу досліджуваних лиманів, то як показник їх вразливості до таких змін використовувались виражені у відсотках співвідношення:

- між дефіцитом річного прісного водного балансу і загальним середнім багаторічним об'ємом вод в кожному з лиманів (рис. 4.1-4.2):

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

- між різницею річних об'ємів атмосферних опадів і випаровування (при незмінній середній багаторічній площі водної поверхні лиманів) і загальним середнім багаторічним об'ємом вод в кожному з лиманів (рис. 4.3):

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



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 RCP8.5

Рисунок 4.3 – Відсоток річного дефіциту прісного водного балансу, який формується за рахунок різниці опади-випаровування, від середньорічного об'єму води в лиманах

Чим вище значення вищевказаних показників-індексів, тим більша чутливість лиману до зміни клімату. З рис. 4.1-4.3 видно, що в цілому, 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, Дофіновський, Будацький (за відсутності надходження вод з Дністровського лиману), Тузловська група, Сасик, Тилігульський, Хаджибейський (за відсутності антропогенного стоку).

Слід зауважити, що оцінки інтенсивності випаровування, отриманні із використанням залежності (4.3), не враховують вплив на неї поточної солоності вод в 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.

5 НАСЛІДКИ ВПЛИВУ ЗМІН КЛІМАТУ НА ГІДРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ, ГІДРОЕКОЛОГІЧНИЙ СТАН, ПРИРОДНІ РЕСУРСИ ЗАКРИТИХ ЛИМАНІВ

Гідрологічний режим закритих лиманів Північно-Західного Причорномор'я визначається різницею між припливною та витратною частинами їх прісного водного балансу, а також наявністю, тривалістю і інтенсивністю водообміну з морем через штучні канали або природні протоки. Значна кількість малих і середніх річок, у гирлах яких сформувалися сучасні закриті лимани, є маловодними і мають стік лише у період формування весняного водопілля та проходження зливових паводків, а в інші сезони року пересихають. Ситуація погіршується впливом водогосподарської діяльності, головним чином втратами поверхневих вод на заповнення штучних водойм (ставків і водосховищ) та випаровування з їх водної поверхні. Процеси глобального потепління, що розвиваються в останні десятиріччя, призводять до зростання посушливості клімату, збільшення температури повітря та втрат води на випаровування і, відповідно, зменшення надходження прісних вод до лиманів з їх водозбірних басейнів. В результаті, як було показано в попередньому розділі, в закритих лиманах сформувався і зростає істотний дефіцит річного прісного водного балансу, який треба компенсувати забезпеченням надходження до них морської води через протоки, штучні канали, або з інших доступних джерел. Наприклад, для Хаджибейського лиману таким джерелом є частково очищені на станції біологічного очищення «Північна» стічні води м. Одеси, для Будацького лиману – надходження розпріснених вод з Дністровського лиману через плавневу ділянку.

Якщо дефіцит водного балансу не компенсувати, то виникає багаторічна тенденція до зменшення загального об'єму вод лиманів, їх обміління і, як наслідок [31, 90, 91]:

- 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 води;
- порушення життєдіяльності флори та фауни;

- нестабільність динаміки функціонування водної екосистеми, її екологічного стану, продуктивності, умов для рибництва.

Зменшення загального об'єму та викликане ним погіршення якості вод закритих лиманів призводять до погіршення стану або 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.

Лимани ізольовані від моря протягом довгого часу, як правило, бідні на види риб, порівняно з відкритими. 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 підвищуватися до критичних значень (28-30 °C) для багатьох видів риб. В умовах аридного клімату через інтенсивне випаровування солоність води може зростати до летальних для більшості видів риб 45-50 % всього за кілька тижнів [92].

У разі наявності постійного або періодичного зв'язку з морем причорноморські лимани є високопродуктивними природними екосистемами. Особливості природних умов (мілководність, 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 їх екосистем. Навесні в лимани для нагулу заходить молодь чорноморських риб. Більшість лиманів і сьогодні залишаються достатньо перспективними для розвитку різних напрямків аквакультури [93]. 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 і т.д. Родовища лікувальних грязей знаходяться в Куяльницькому, Шаболатському, Тилігульському, Тузловських лиманах.

Існує декілька шляхів стабілізації гідроекологічного режиму закритих лиманів, управління їх екологічним станом з метою збереження і відновлення природно-ресурсного потенціалу [94, 95].

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, обсяг вод яких у багато разів перевищує річний обсяг стоку прісних вод з водозбору.

Другий шлях полягає в 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, в 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 ХХІ ст. кліматичних умовах, режим штучного регулювання водообміну закритих лиманів Північно-Західного Причорномор'я з морем, що історично склався, при якому невеличкі і мілкі канали відкриваються на кілька місяців в році (навесні та восени) в рибогосподарських цілях і для компенсації дефіциту балансу прісних вод, 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 в лиман, циркулює в ньому і виходить з лагуни в море, є найважливішою гідроекологічною характеристикою лиману, оскільки визначає час утримання в лимані речовин, що містяться у воді речовин - солей, біогенних і токсичних забруднюючих речовин. «Закриті» лимани, як правило, мають низькі показники по промивці через обмежений водообмін з морем, що сприяє високій первинній продуктивності, 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 [96].

Ефективне вирішення проблеми стабілізації гідроекологічного режиму «закритих» 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 морфологічними характеристиками і розташуванням [97, 98]. 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 їх вод. Реалізація цього шляху вимагає визначення таких оптимальних морфометричних характеристик з'єднувальних

каналів, які забезпечать максимальне проникнення морських вод в лиман та його водооновлення.

На підставі вищевикладеного можна визначити такі головні гідроекологічні проблеми закритих 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 кисню на окремих їх ділянках акваторії лиманів, як в придонному шарі вод, так і на мілководді в нічний час при штилі і сильному прогріві вод.

Підвищення солоності вод в лиманах, як правило, призводить до зменшення біорізноманіття водної екосистеми, зменшення або взагалі зникнення цінних біоресурсів. Для більшості промислових видів риби, які мешкають в «закритих» лиманах Північно-Західного Причорномор'я, верхня межа значень солоності вод не повинна перевищувати 30-35 ‰ [99].

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 [100] 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 лиману 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.

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 «закритих» 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, орієнтації 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, «закритих» лиманів північно-західного Причорномор'я, з урахуванням їх 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) (DELTAIRES, 2021), Delft3D-FLOW (DELTAIRES, 2016) та модифікована MECCA (Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment) (NOAA, USA, 2000).

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. м³, тобто на 17,2 млн. м³.

Середньомісячні значення витрат морської води через трубопровід «море-лиман», в період поповнення ними Куяльницького лиману, дорівнюють близько 1,12 м³/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 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/дм³), 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. могла би бути на 30 г/дм³ 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 пелоїдогенезу її значень – менше 200-250 г/дм³ з кожним роком буде все більше проблематичним [101].

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 - по 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 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 установлений лінійний зв'язок між значеннями річного стоку у створі р. В.Куяльник – с. Северинівка та річним стоком річки Тилігул у створі Березівка. Коефіцієнт кореляції устатовленого 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 рік середній багаторічний побутовий річний стік річки В.Куяльник становив 7,5 мм, а у період 1989-2014 рр. (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 (рис. 3.7).

Таблиця 3.1 – Морфометричні характеристики найбільших річок в басейні Куяльницького лиману

Річка	Площа водозбору, км ²	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

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.м³, а фактично (за даними спостережень) дорівнював 3,5 млн.м³, тобто був на 83 % менший. Оцінка змін водних ресурсів досліджуваної річки, які відбулися після 1989р., 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.

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. м³ були складені паспорти. Аналіз супутникових знімків дозволив виявити ще 62 несанкціонованих штучних об'єкти. 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

водоєм дорівнюють 5,1; 4,08 та 2,04 млн. м³, відповідно, при максимально можливому загальному об'ємі заповнення 15,6 млн.м³.

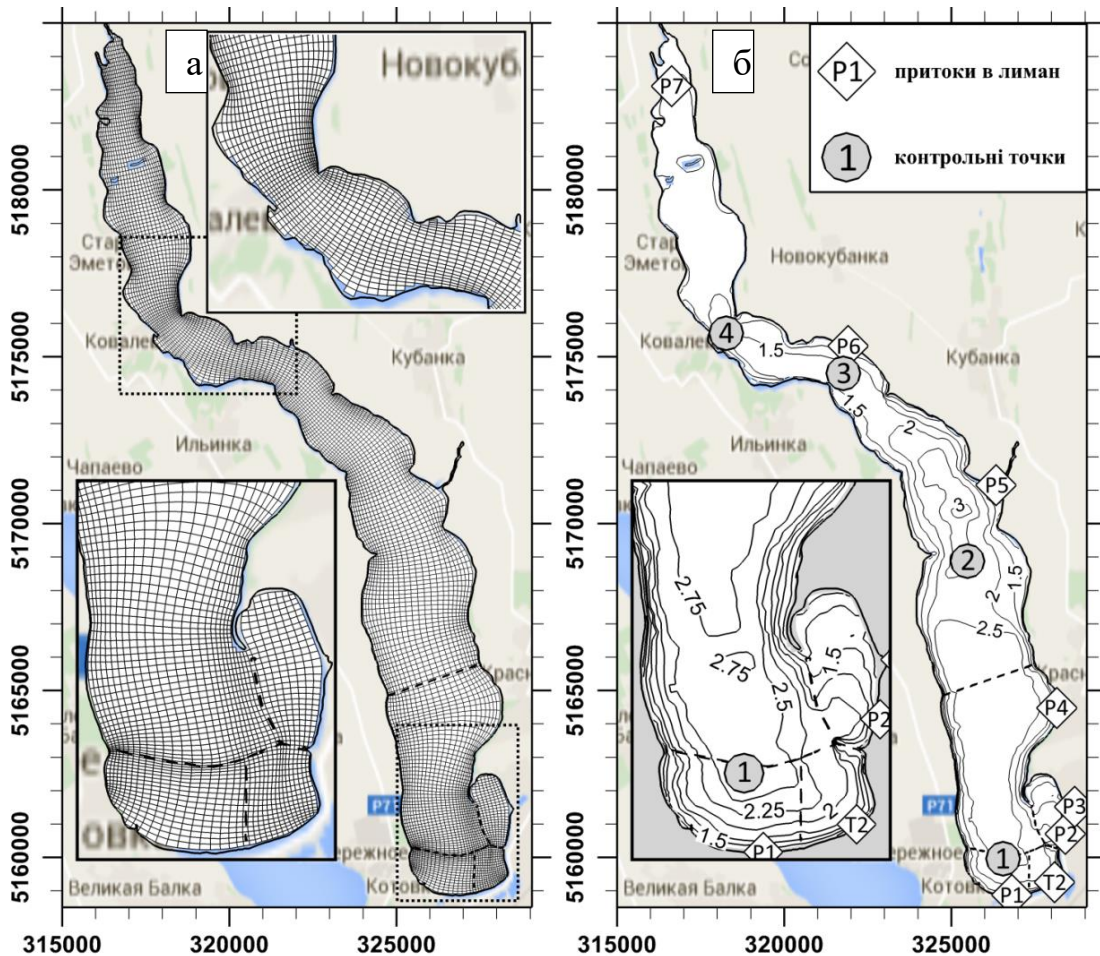
З метою встановлення відмінностей внутрішньорічної мінливості гідрологічних характеристик вод Куяльницького лиману, викликаних зміною кліматичних умов, для кліматичних періодів XXI ст.: 1990-2030 рр.; 2031-2070 рр.; 2071-2098 рр., були обрані типові за гідрометеорологічними умовами (формування стоку 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 водоєм у кліматичних умовах розрахункового періоду 1990-2030 рр. Їх оптимізація дозволить частково відновити природний стік. Отримано, що відновлення природного стоку (19 млн.м³) на 90 % можливе при граничному об'ємі заповнення рівному 0,4 млн. м³, на 80 % – при граничному об'ємі у 2 млн. м³, на 75 % – при граничному об'ємі заповнення у 3 млн. м³ (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. м³; 15,0 млн. м³; 14,5 млн. м³.

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-лимани”, з урахуванням кліматичних чинників, використовувалась тривимірна нестационарна гідротермодинамічна модель Delft3D-FLOW [102, 103].

Для дискретизації гідродинамічних рівнянь у 3-D просторі використовувалась структурована криволінійна система координат в горизонтальній площині та σ -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 вісі лиману та 40-280 м – у поперечному напрямку. По вертикалі задавались 3 розрахункових рівня у криволінійній σ -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. [104]. 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 приймалися однорідними у просторі.



На осях координат позначені відмітки сітки Універсальної поперечної проєкції Меркатора (UTM) з кроком 1000 м, зона 36N. Глибини в лимані, приведені до відмітки рівня води мінус 4,8 м БС, показані на рис. 4.б 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.

Адаптація моделі до умов Куяльницького лиману та її верифікація були виконані [104, 105] із використанням архівних гідрометеорологічних даних для двох обраних екстремальних років: 1987 р. та 2003 р. У 1987 р. стік річки В.Куяльник в лиман був майже відсутній: невеликий стік (із витратами до $1,54 \text{ м}^3/\text{с}$) спостерігався лише наприкінці березня – на початку квітня. У 2003 р., навпаки, мала місце найбільша за останні десятиріччя повінь: витрати річки В.Куяльник досягали $34,5 \text{ м}^3/\text{с}$ 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 р. (поповнення лиману морською водою відбувалось протягом 4,5 зимово-весняних місяців) і показала задовільну узгодженість результатів моделювання рівнів, температур та солоності води зі спостереженими значеннями [106]. 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 [6], 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 25 % відновленого природного стоку, середньорічні значення солоності води зменшилися б 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).

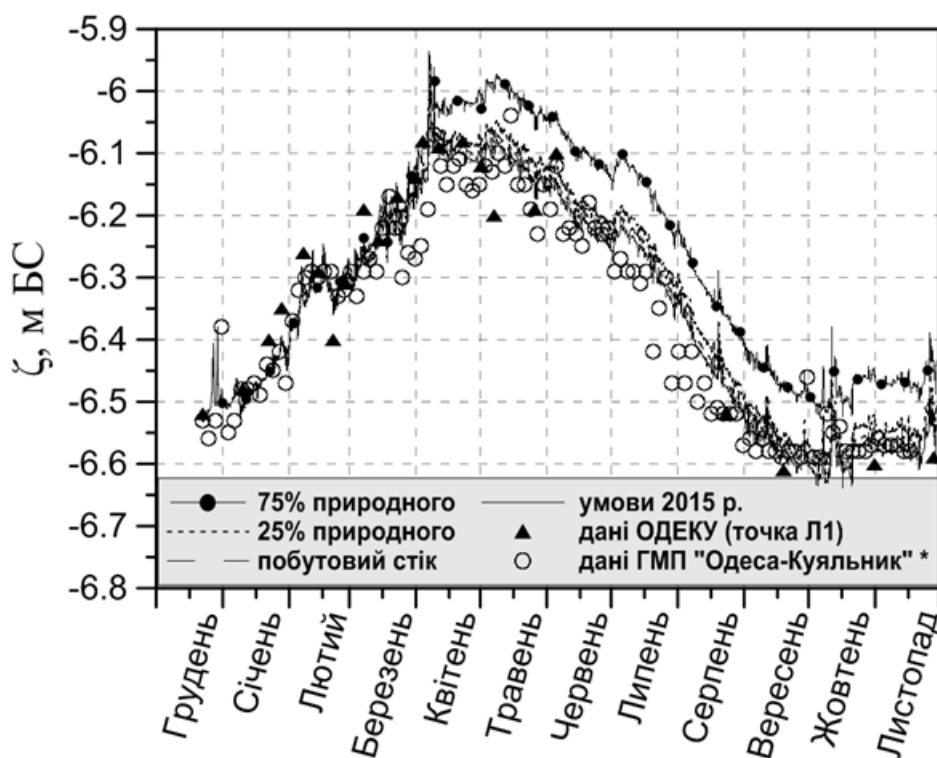


Рисунок 6.2 – Внутрішньорічна мінливість відміток рівня води, м БС, у Куяльницькому лимані за даними натурних спостережень (точки) та отримана в результаті моделювання за різними варіантами надходження стоку р. В.Куяльник у 2015 р. – контрольна точка №1 (див. рис. 6.1)

Моделювання внутрішньорічної мінливості гідрологічних характеристик лиману для різних за водністю типових років сучасного кліматичного періоду ХХІ ст. (1990-2030 рр.), виконане за умов 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.

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?

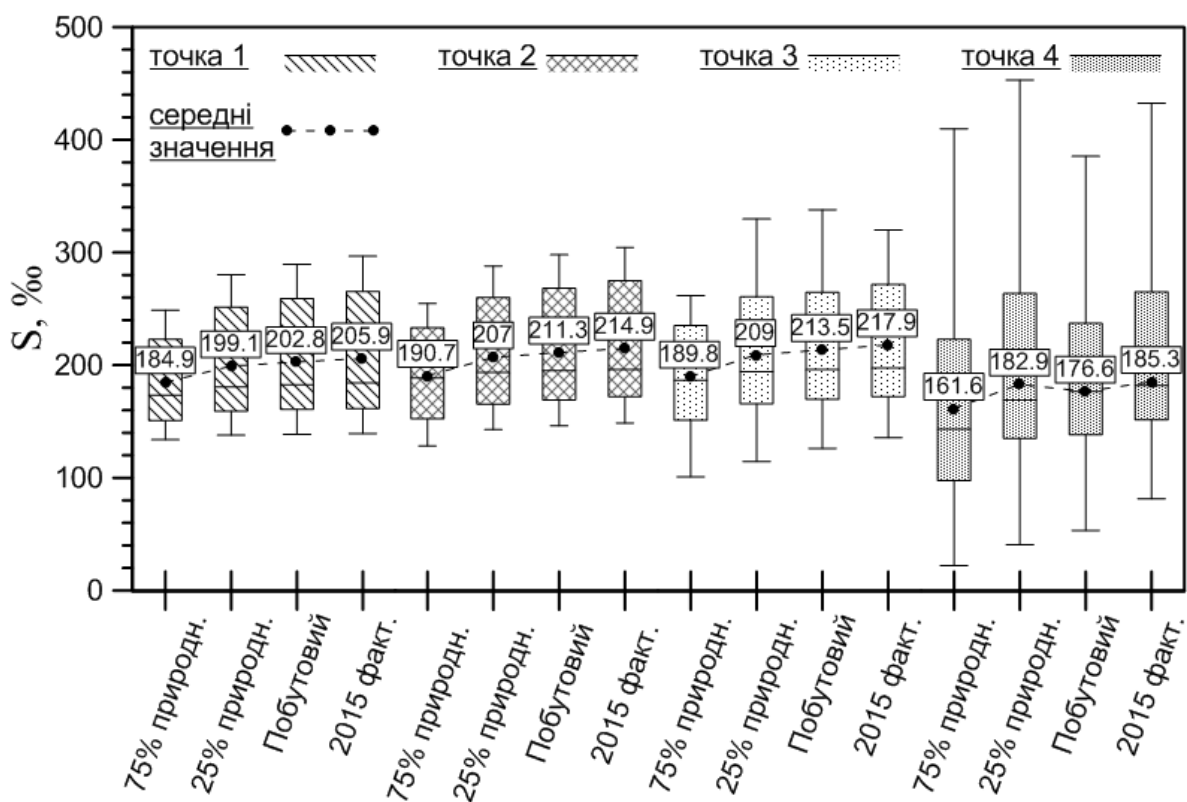


Рисунок 6.3 – Характеристики річної мінливості солоності води, ‰, в контрольних точках на акваторії Куяльницького лиману (див. рис. 6.1), отримані в результаті моделювання за різними варіантами відновлення стоку річки В.Куяльник у 2015 р. Приведені значення 0,25 та 0,75-квантилей; медіанні (риски) та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

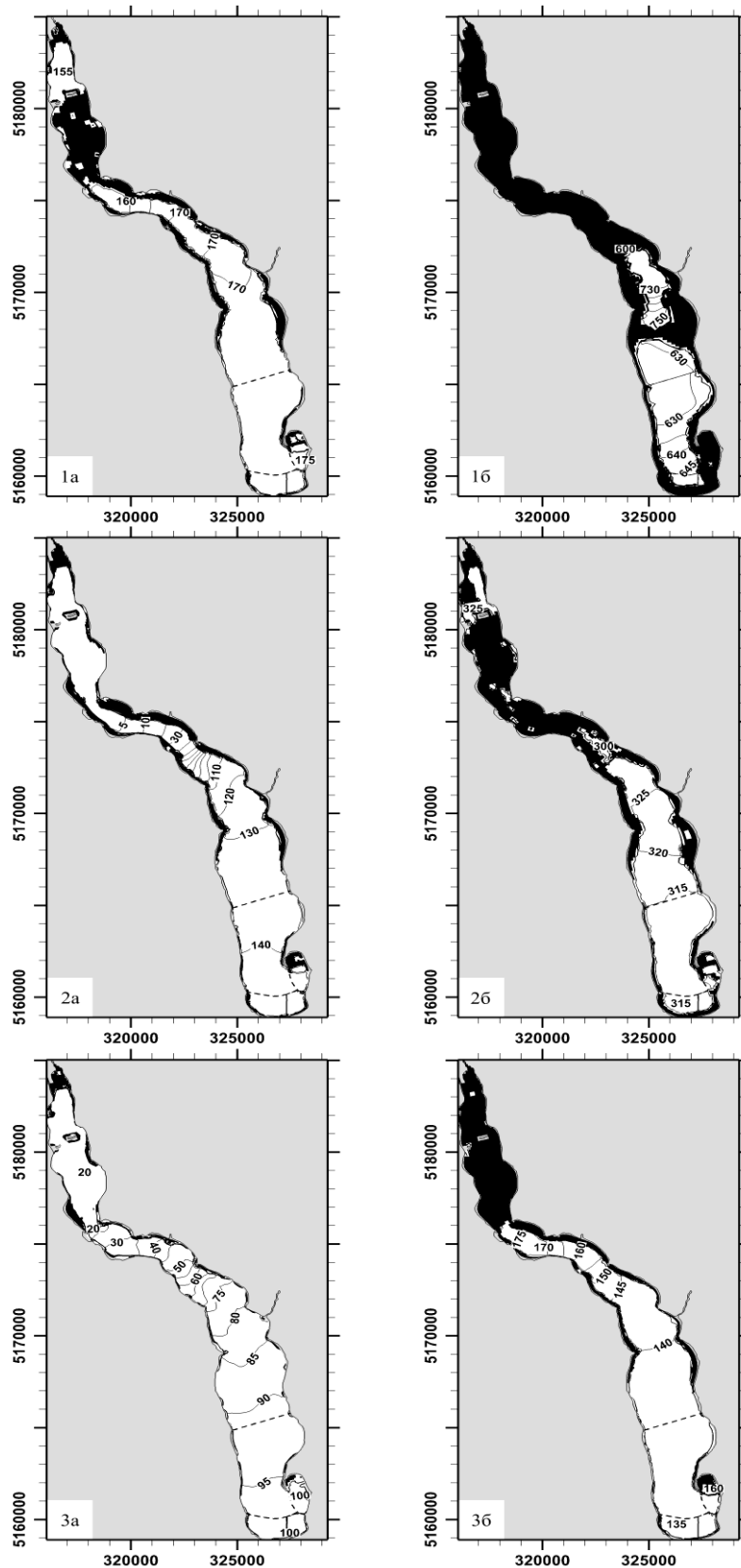


Рисунок 6.4 – Змодельована мінливість просторового розподілу солоності вод лиману, ‰, та меж його водного дзеркала за умов надходження 75 % обсягів розрахованого природного стоку р. В. Куяльник у різні характерні роки кліматичного періоду 1990-2030 рр.: 1 – маловодний; 2 – середній за водністю; 3 – багатоводний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

на водозборі річки з 12 до 2 млн. м³), розраховані для умов середнього за водністю року кліматичного періоду 1990-2030 рр. Також враховувався щомісячний стік малих водотоків в лиман, визначений за осередненими даними моніторингу 2015-2018 рр.

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.м³/рік) декілька перевищує середній за період 2015-2018 рр. об'єм щорічного надходження до нього морських вод (14,4 млн.м³/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 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.

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

Тилігульський лиман (46° 39,3' - 47° 05,3' пн.ш., 30°57,3' - 31°12,7' сх.д.; (рис. 6.7) утворився в затопленій морськими водами долині річки Тилігул. Площа водозбірного басейну лиману – 5420 км². Основна частина прісного стоку в лиман (більше 90%) надходить від р.Тилігул (16,9 млн.м³/рік). Площа

дзеркала водної поверхні лиману 129 млн. м², об'єм вод – 693 млн. м³. Максимальна глибина лиману – 22,2 м в його південній частині. Північна частина лиману мілководна, з глибинами менше 4 м. Середня глибина в лимані - 5,4 м [31].

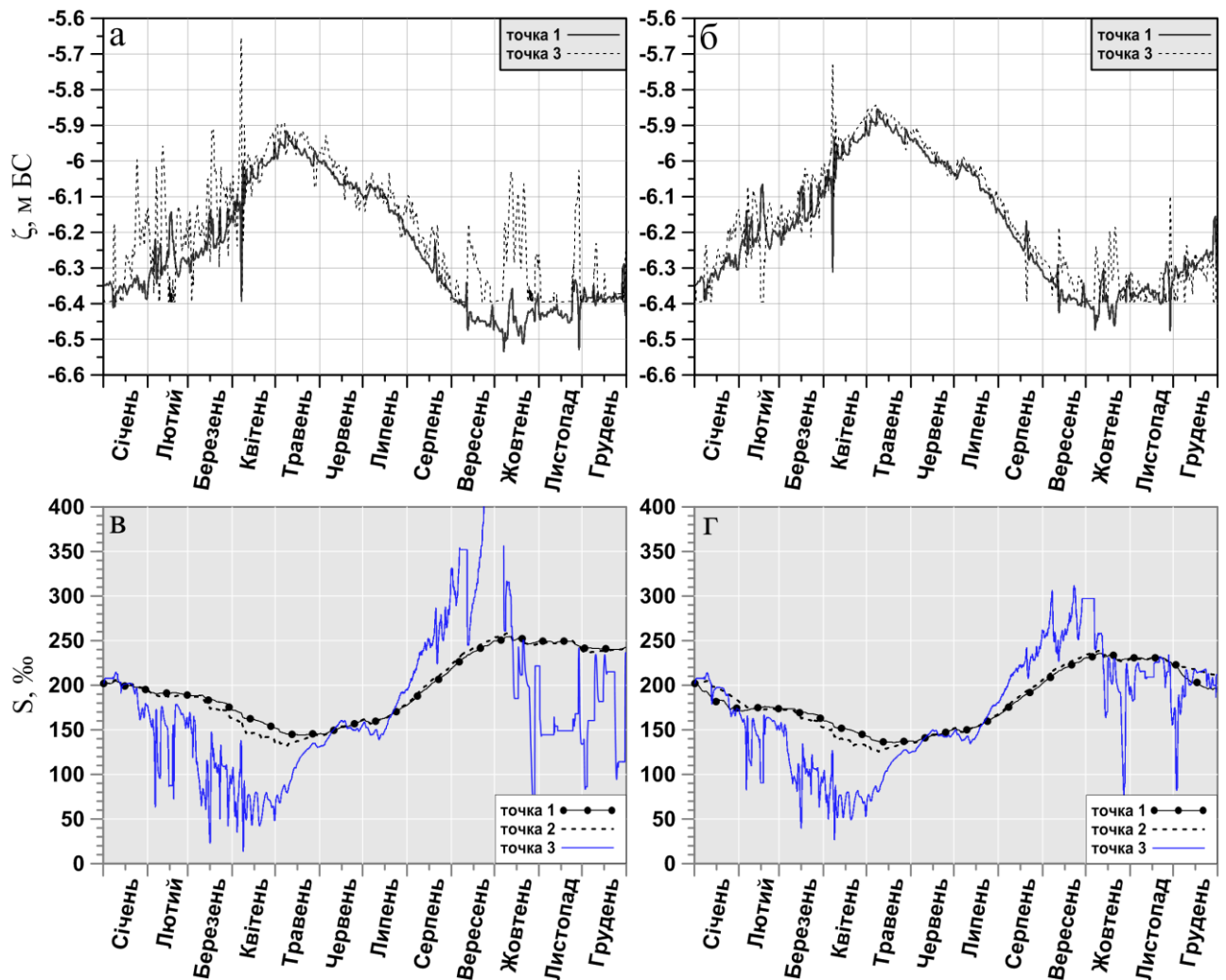


Рисунок 6.5 – Мінливість коливань рівня та солоності води в різних частинах акваторії Куяльницького лиману (точка 1 – південна, 2 – центральна, 3 – північна (Льїнка) частини) при відновленому до 80 % природному стоці р.Великий Куяльник в умовах середнього за водністю року: а, в – без поповнення лиману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

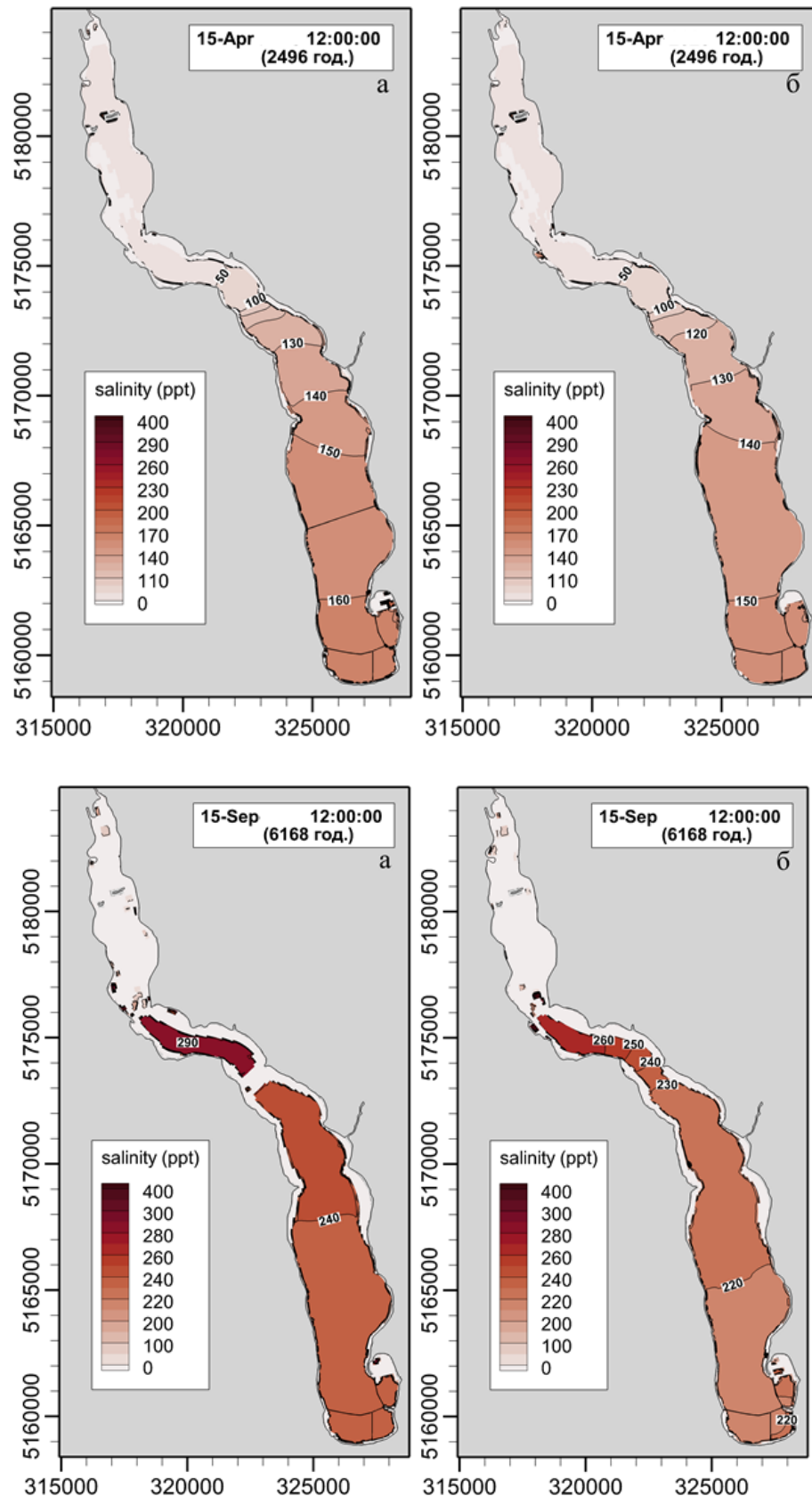


Рисунок 6.6 – Просторовий розподіл солоності поверхневого шару вод Куяльницького лиману, ‰, в різні місяці року при відновленні природного стоку р.В.Куяльник на 80%: а – без поповнення морською водою; б – при додатковій подачі в лиман морської води протягом 1,5-2 місяців

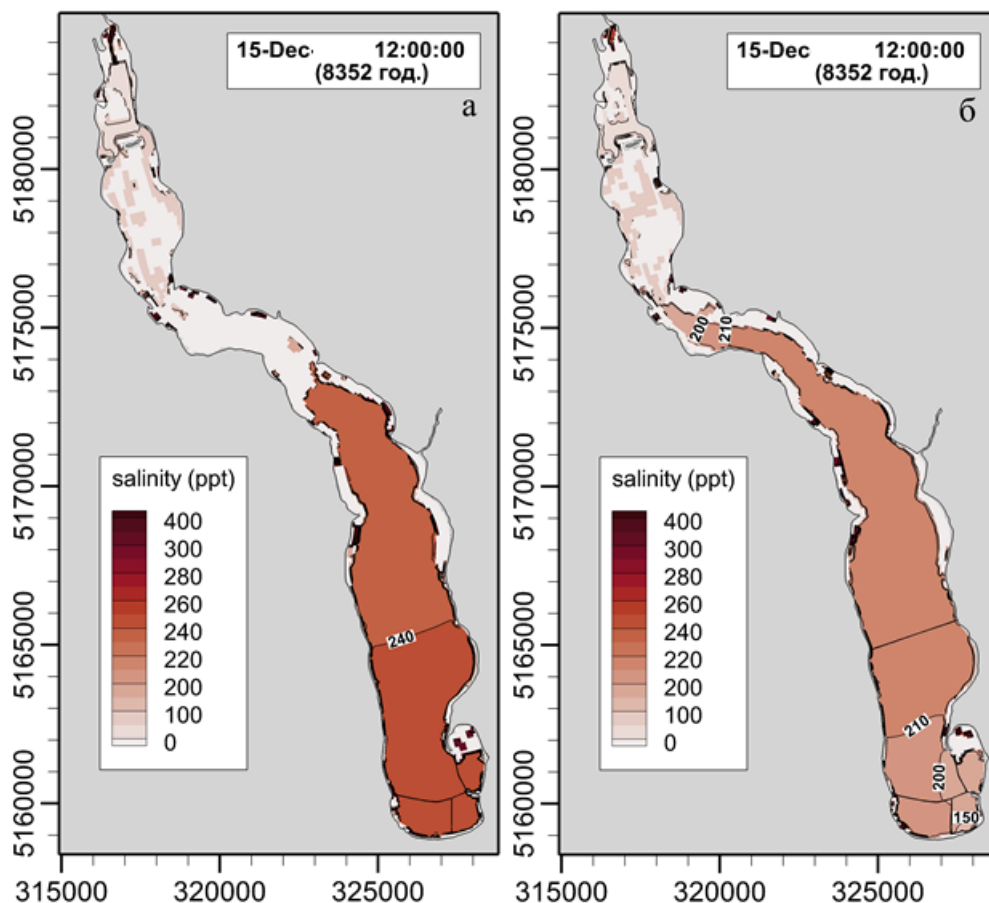


Рисунок 6.6 – Продовження

Тилігульський лиман 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 період 2010-2015 рр. глибини тут становили лише кілька десятків сантиметрів. У ХХІ ст. канал функціонував нерегулярно, протягом 25-40 діб навесні та восени, після розчищення перших сотень метрів морської частини каналу від піщаних наносів.

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.

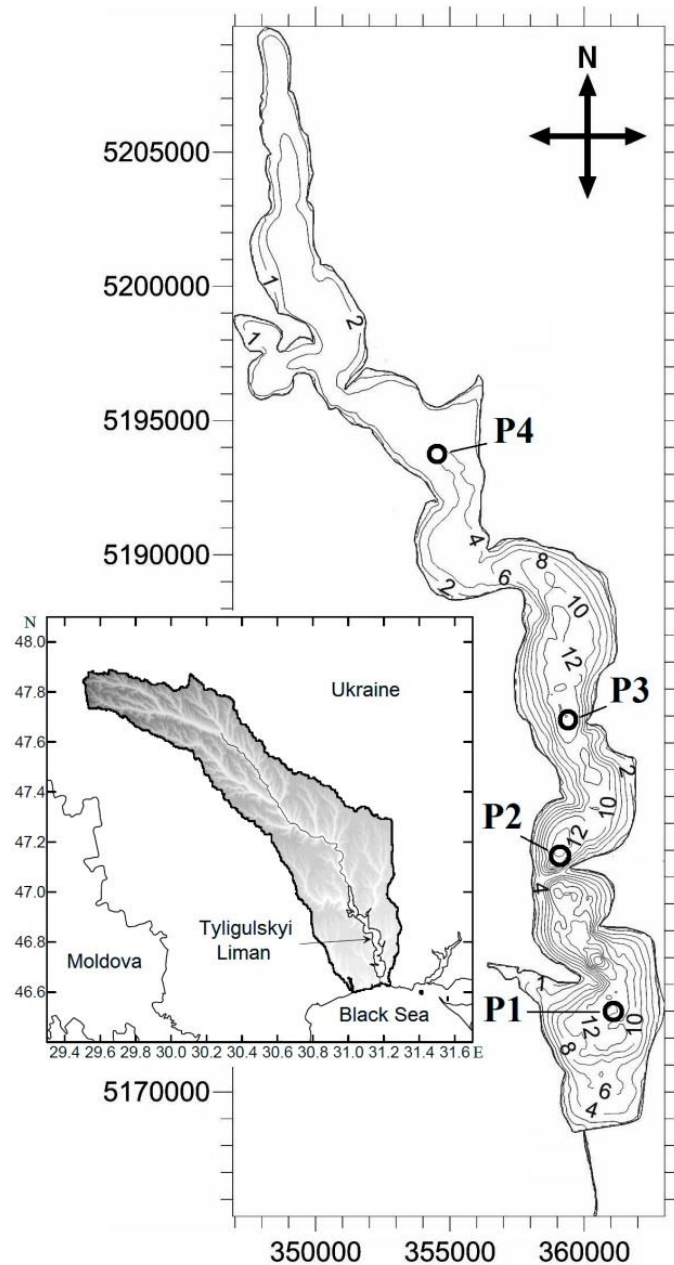


Рисунок 6.7 – Географічне розташування, карта глибин (в метрах) та розташування реперних точок на акваторії Тилігульського лиману, в яких аналізувалися результати розрахунків. На осях координат вказані відмітки сітки Універсальної поперечної проекції Меркатора (Universal Transverse Mercator – UTM) в метрах, зона 36N

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 ≈ 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 [107, 108]. 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 горизонтальних напрямків, ніж крок розрахункової сітки (наприклад, сполучний канал). Опис рівнянь моделі, параметризацій і граничних умов в адаптованій для Тилігульського лиману версії наведено в [109]. 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 [110], з урахуванням поправочного множника, що враховує вплив солоності [111]:

$$E=0.14(1+0.72W)(e_0-e_a)K_s, \quad (6.1)$$

$$\text{де } K_s = 0.75 + 0.25 \exp(-0.065S_o). \quad (6.2)$$

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 води поверхневого шару.

При моделюванні акваторія лиману (рис. 6.7), з урахуванням з'єднувального каналу, покривалася горизонтальною розрахунковою сіткою 41×107 вузлів з кроком 400 м. Використовувались 10 розрахункових рівнів по вертикалі в σ - 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 коливаннями рівня моря.

За 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 в 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 гідрометеорологічної 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 мінімальну пропускну здатність через сильне обміління (до 0,25 – 0,35 м) протяжної ділянки каналу, яка примикає до моря, і ширину ≈ 25 м. Початкова позначка рівня води в лимані приймалася рівною мінус 0.35 метрів в Балтійській системі (м БС).

На рис. 6.8-6.9 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.

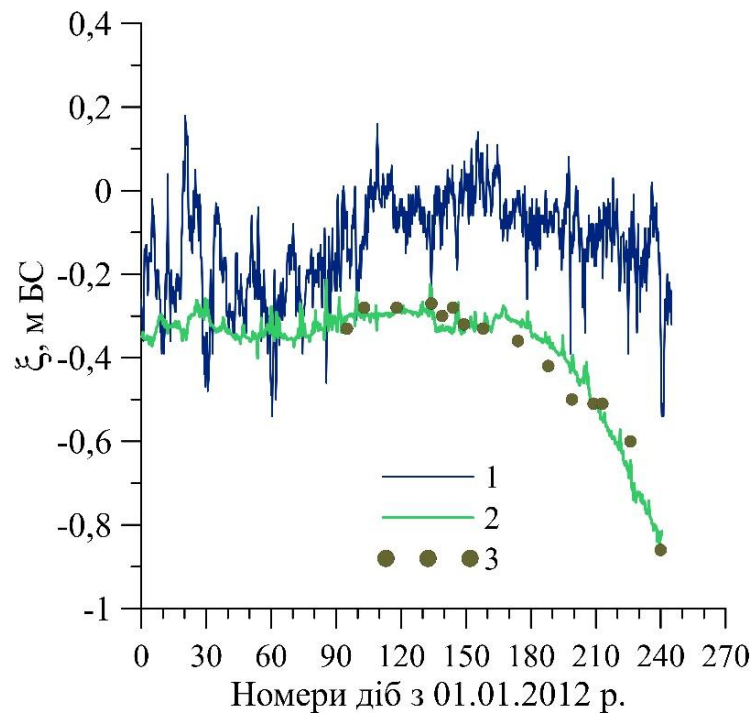


Рисунок 6.8 – Мінливість позначок рівня води (в м БС) за умов 2012 р.: 1 – спостережена в прилеглий до лиману акваторії моря; 2 – модельована і 3 – спостережена в Тилігульському лимані

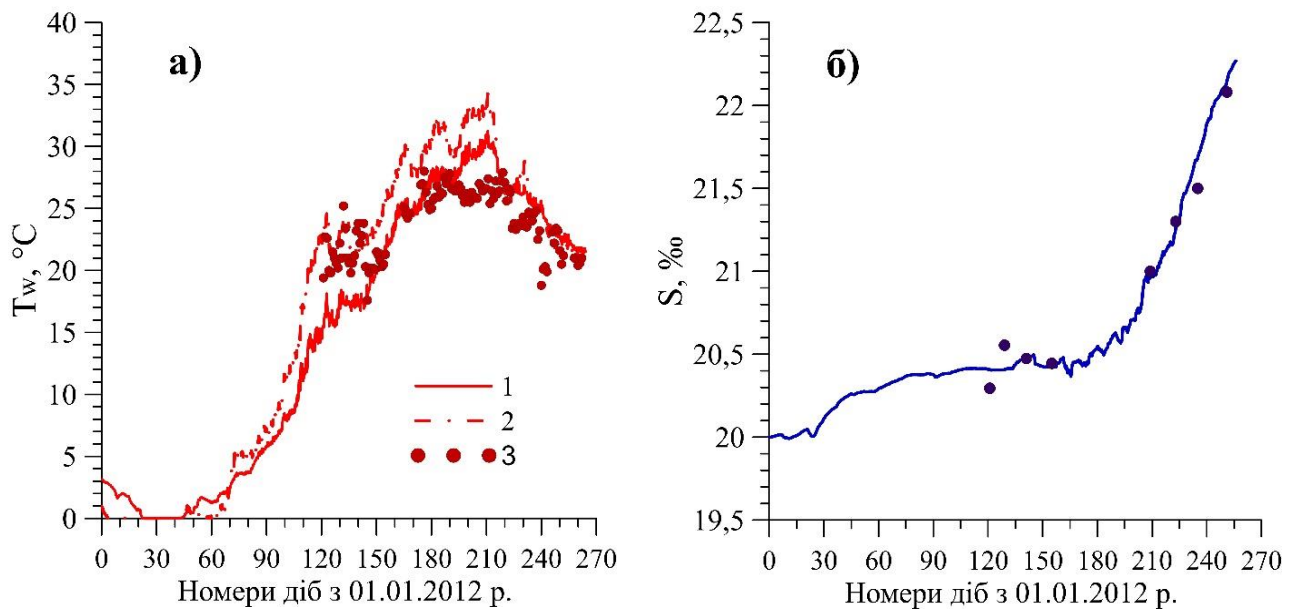


Рисунок 6.9 – Мінливість температури, в °С, (а) та солоності води, в ‰, (б) за умов 2012 р.: 1 – за даними моделювання в поверхневому шарі центральної частини лиману; 2 – за даними моделювання на мілководді; 3 спостережена – в центральній частині Тилігульського лиману

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.

На відміну від роботи [98] 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. 6.10 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.

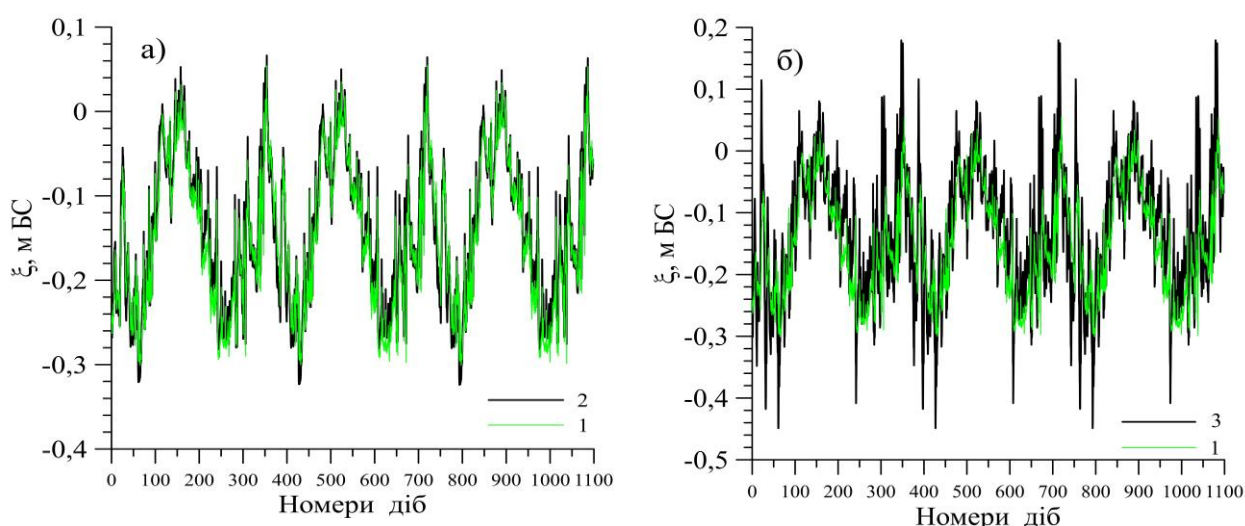


Рисунок 6.10 – Мінливість позначок рівня води в лимані, м БС, протягом 3 років моделювання за гідрометеорологічних умов 2012 р. при різних морфометричних характеристиках з'єднувального каналу: 1 – глибина 2,0 м, ширина 23 м; 2 – глибина 3,0 м, ширина 23 м; 3 – глибина 3,0 м, ширина 100 м

Приведена на рис. 6.11 динаміка, протягом трьох років моделювання, солоності вод та об'ємної концентрації морської води (%) в реперних точках акваторії лиману (рис. 6.7) 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 складає 2 м а ширина 23 м, наприкінці третього року моделювання відсоток морської води в одиниці об'єму перехідних лиманних вод складає близько 70 % в південній частині лиману, 65 % – в його центральній частині і 40-50 % – в мілководній північній частині лиману (рис. 6.11, крива 1). За умови поглиблення з'єднувального каналу до 3 м, вищевказані значення зростуть, відповідно, до 79, 73 та 50-64 % (рис. 6.11, 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 ≈ 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. 6.11, 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. 6.12) і після (рис. 6.11, крива 1) реконструкції штучного з'єднувального каналу, а також результати наведені на рис. 6.9 та 6.10).

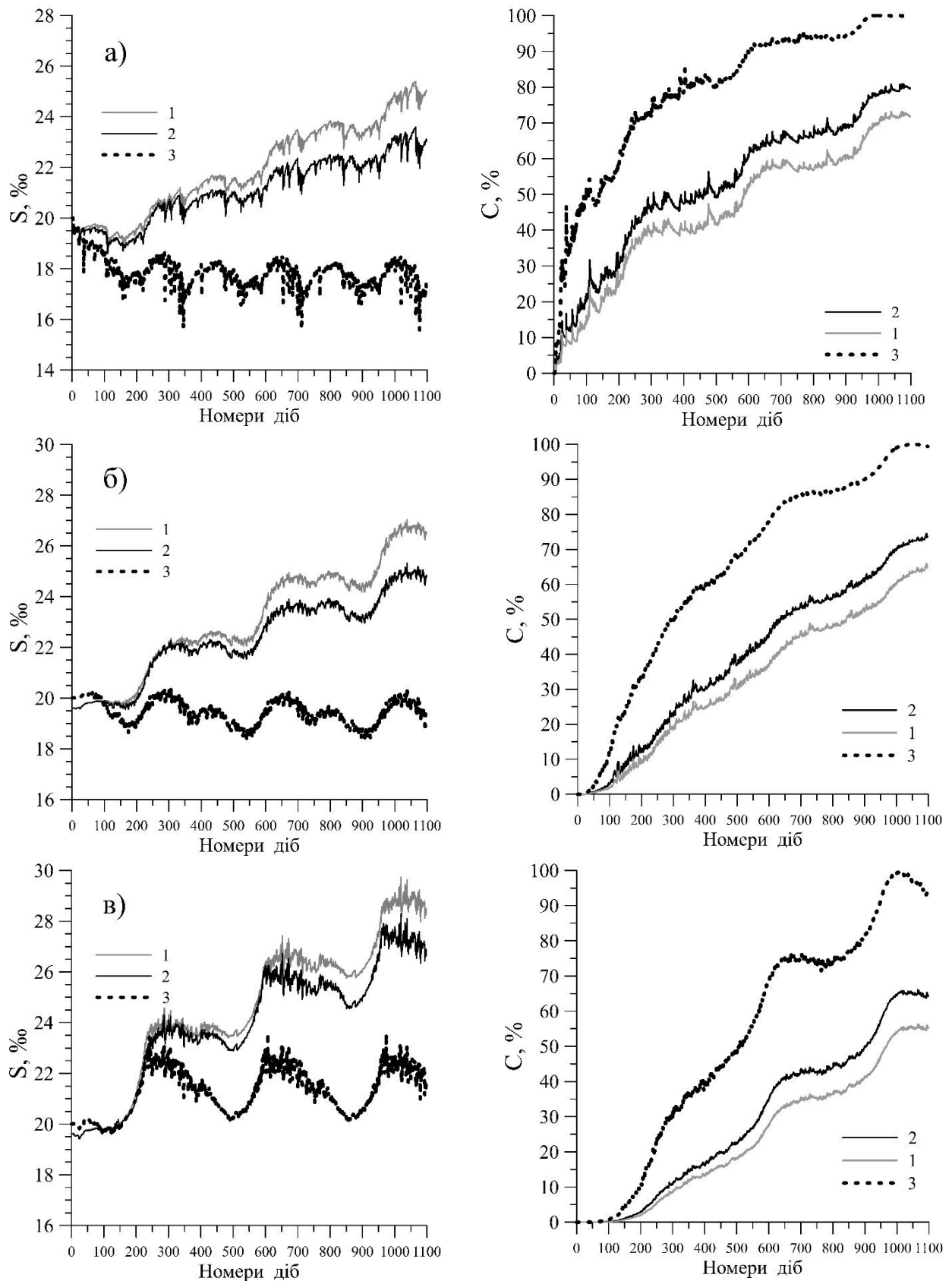


Рисунок 6.11 – Багаторічна динаміка солоності вод (ліворуч) та об'ємної концентрації морської води (%) в реперних точках акваторії лиману (див. рис. 5.10; а – Р1; б – Р3, в – Р4) при різних морфометричних характеристиках з'єднувального каналу: 1 – глибина 2,0 м, ширина 23 м; 2 – глибина 3,0 м, ширина 23 м; 3 – глибина 3,0 м, ширина 100 м

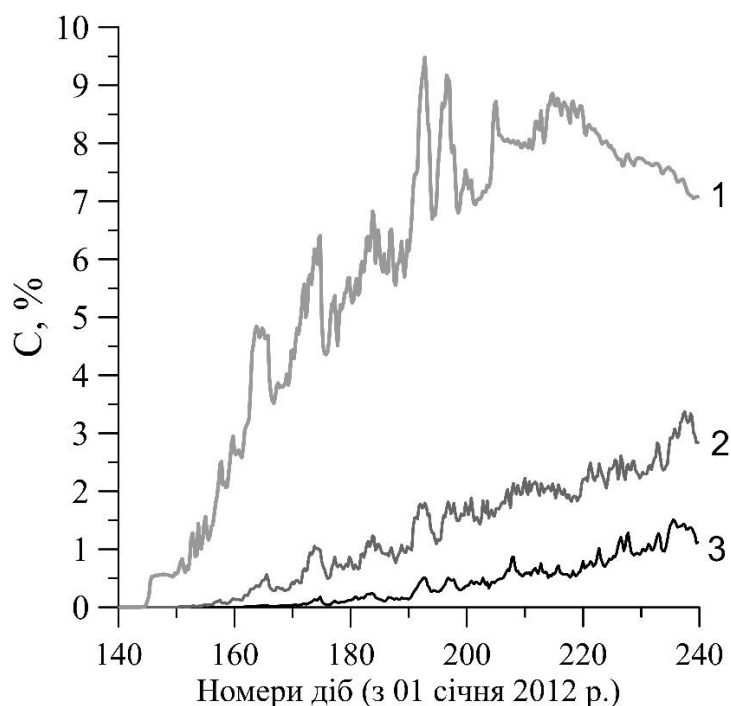


Рисунок 6.12 – Часова динаміка об'ємної концентрації морської води (%) в реперних точках акваторії лиману (див. рис. 5.13; 1 – P1; 2 – P2, 3 – P3) в період з початку функціонування каналу у 2012 р. при реальних глибинах в ньому до початку реконструкції

Отже, апробація на прикладі Тилігульського лиману методу оцінки часу водооновлення різних ділянок акваторії «закритих» лиманів Північно-західного Причорномор'я морськими водами, які надходять до лиманів через штучні гідротехнічні споруди, із використанням показника об'ємної концентрації морської води у перехідних водах лиману, представленої у відсотках, показала, що він може успішно використовуватись для визначення складових науково-обґрунтованої стратегії водного та екологічного менеджменту кожного з лиманів, з урахуванням їх гідроекологічних та морфометричних особливостей.

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

Водосховище Сасик розташоване на півдні Одеської області (29,653 сх.д., 45,666 пн.ш.), поблизу від дельти р. Дунай (рис. 6.13). При відмітці рівня води у водоймі 0 м БС площа його акваторії становить близько 210 км². Довжина водойми з півночі на південь складає 29 км, а ширина змінюється від 3 до

12 км. Максимальна глибина у водосховищі досягає 3 м. В північну частину лиману в окремі місяці року надходить стік річок Когильник та Сарата.

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 [40, 112]. Так, за свідченням [40], 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 весіннього шторму в місці розташування цієї прірви на ділянці протяжністю 3 км. В [113] згадується про промоїну Вовчек, шириною 100-300 м і глибиною 3-5 м, яка проіснувала декілька років.

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 [112].

Мінералізація вод лиману Сасик з кінця ХІХ до першої половини ХХ ст. коливалась у межах 12-28 г/дм³, з максимальними значеннями в періоди ізоляції лиману від моря [114]. З 1958 р., коли зв'язок лиману з морем здійснювався через Кундуцьку прірву, мінералізація води змінювалась від 2 г/дм³ у верхів'ях лиману до 18 г/дм³ 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 [115, 116].

У теперішній час водойма не функціонує в якості, передбаченого проектом водогосподарського комплексу, прісноводного водосховища через незадовільні показники якості його 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 [114-117]. Через значне зниження якості рибних ресурсів в результаті погіршення загального санітарно-гігієнічного стану водойми в

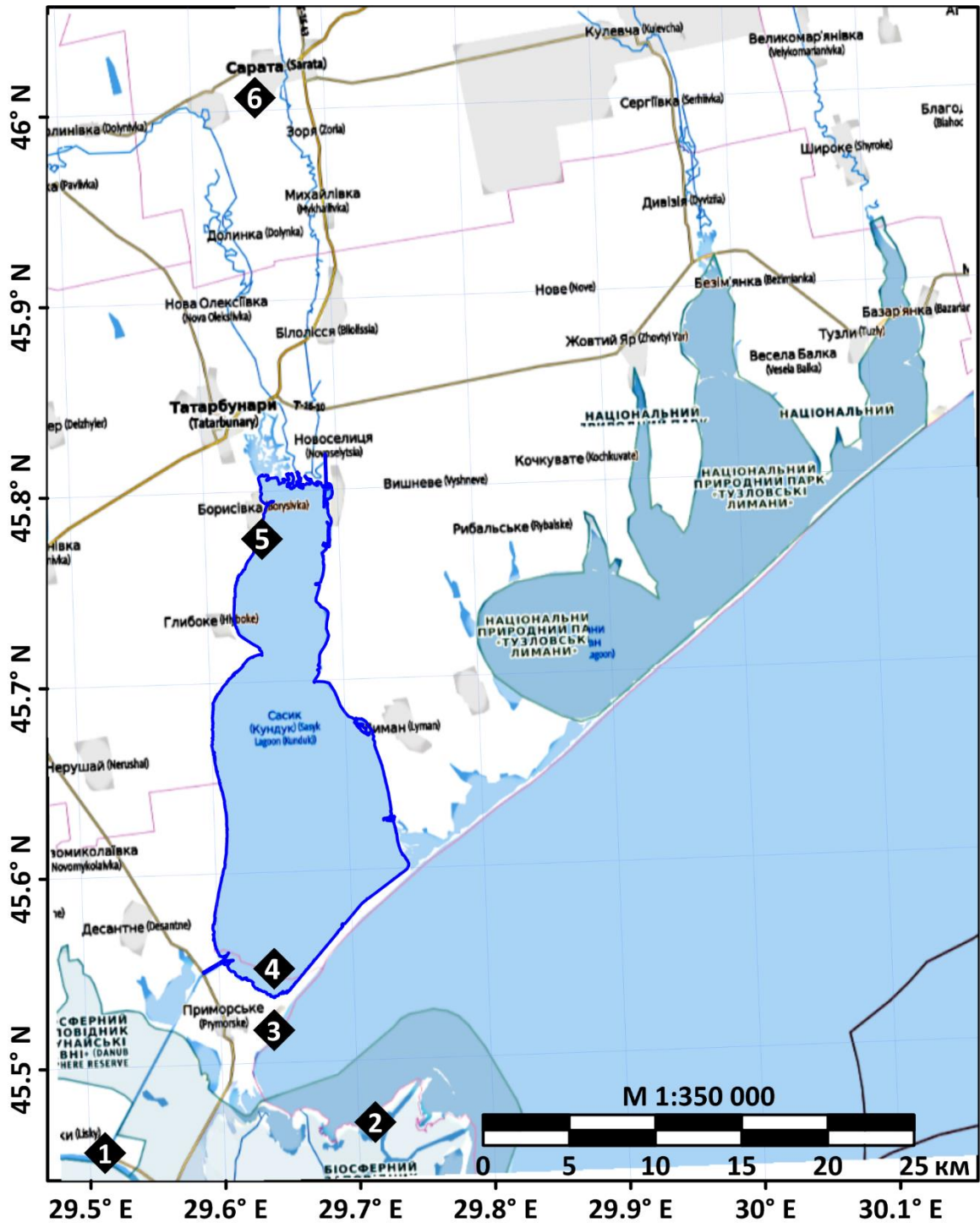


Рисунок 6.13 – Схема розташування водойми Сасик в межах Татарбунарського та Кілійського районів Одеської області: 1 – головний шлюз водопропуску «Дунай-Сасик»; 2 – морський гідрологічний пост «Усть-Дунайськ»; 3 – морський гідрологічний пост «Приморське»; 4 – контрольна точка для аналізу результатів моделювання у південній частині лиману; 5 – гідрологічний пост у с. Борисівка; 6 – ГМС «Сарата» (WMO ID=33896)

умовах слабого водообміну, ефективне 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.

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 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 розділі викладені результати адаптації до умов водоймища Сасик і верифікації чисельної гідродинамічної моделі Delft3D Flexible Mesh, а також попереднього оцінювання очікуваної просторово-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 [118]. Задача визначення на підставі результатів чисельного гідродинамічного моделювання оптимальних розмірів прірви, які у разі ренатуралізації вдсх. Сасик у морський лиман забезпечать необхідну інтенсивність водообміну між лиманом і морем, вирішувалась раніше в роботі [119].

Однак за роки, які пройшли з моменту виходу 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 [118, 119] результатами розрахунків, отриманих із застосуванням сучасних чисельних 3-D гідродинамічних моделей також є актуальною задачею.

6.3.1 Умови моделювання, вхідні данні

Для вирішення поставленої задачі застосовувалась чисельна гідротермодинамічна модель Delft3D Flexible Mesh (Delft3D FM) у 3D-варіанті [120]. Модель заснована на чисельному вирішенні тривимірних рівнянь Нав'є-

Стокса для нестисливої рідини на мілкій воді у наближенні Бусінеска та гідростатики. Система прогностичних диференціальних рівнянь моделі складається з рівнянь руху, рівняння нерозривності, рівнянь транспорту скалярних величин (температури, солоності, індикаторів-трасерів) та замикається двопараметричною k - ε -моделлю турбулентності.

Для адаптації моделі до умов лиману Сасик була генерована неструктурована криволінійна розрахункова сітка (рис. 6.14), 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. 6.14) 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 σ -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. 6.13); відносної вологості повітря та відсотку хмарності неба за даними спостережень на ГМС «Сарата» (6 на рис. 6.13). На боковій відкритій границі з'єднувального каналу «Дунай-Сасик» (1 на рис. 6.13) задавались спостережені протягом 2019 р. коливання рівня води в р. Дунай (рис. 6.15а) 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. 6.16), розраховані за моделлю «клімат-стік» [18, 14].

Відмітки дна в каналі «Дунай-Сасик» задавались на основі технічних характеристик каналу, наведених в [121, 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.

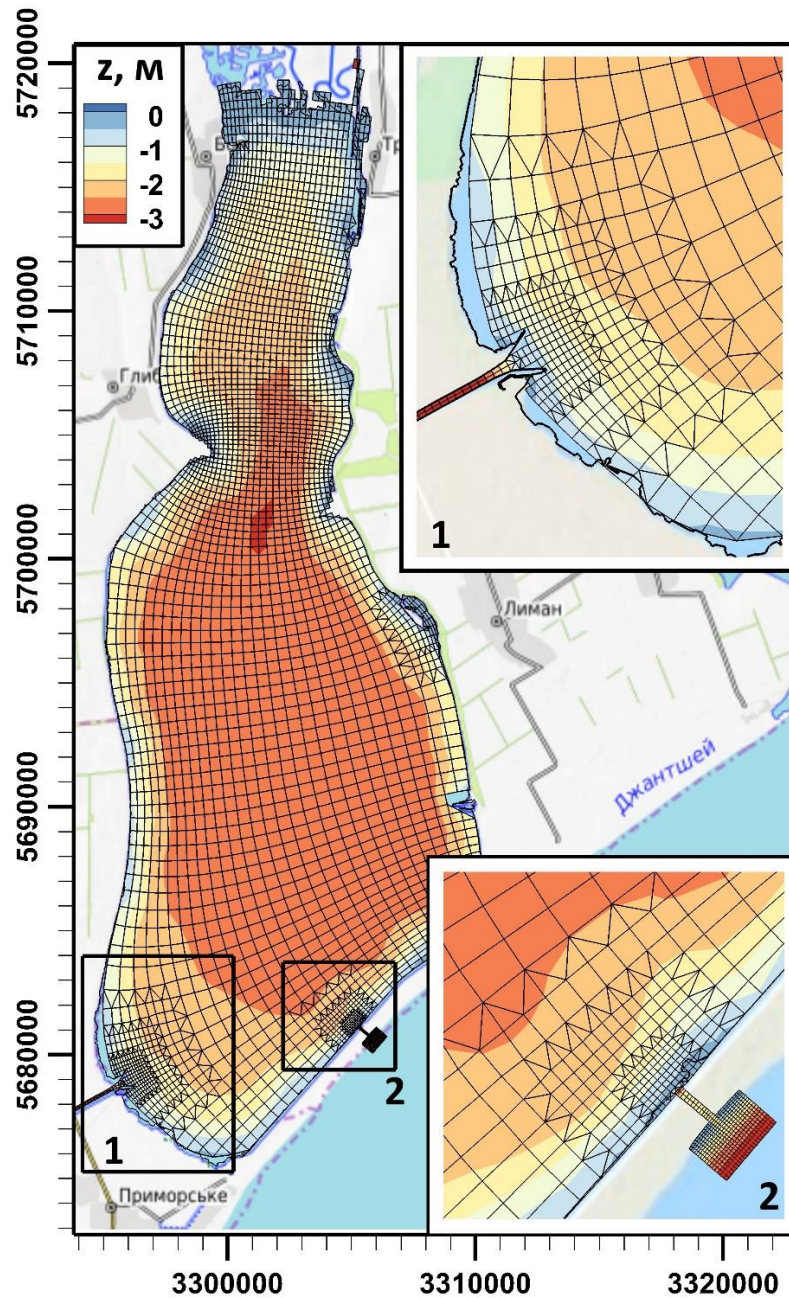


Рисунок 6.14 – Розрахункова сітка, побудована для акваторії лиману Сасик: 1 – діючий канал «Дунай-Сасик»; 2 – з'єднувальний канал «Чорне море-Сасик», що пропонується

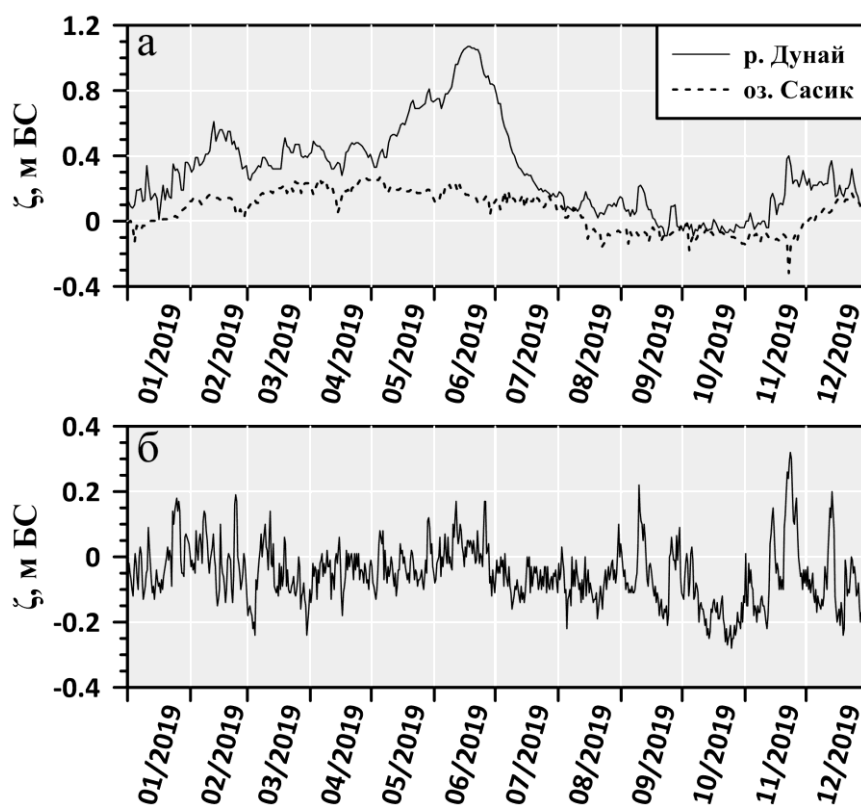


Рисунок 6.15 – Річна мінливість протягом 2019 р. відміток рівня води в р.Дунай, м БС, на відкритій границі каналу «Дунай-Сасик» та у вдсх. Сасик біля с. Борисівка (а), моря за даними МГП «Приморське» (б)

Таблиця 6.2 – Витрати річок, м³/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

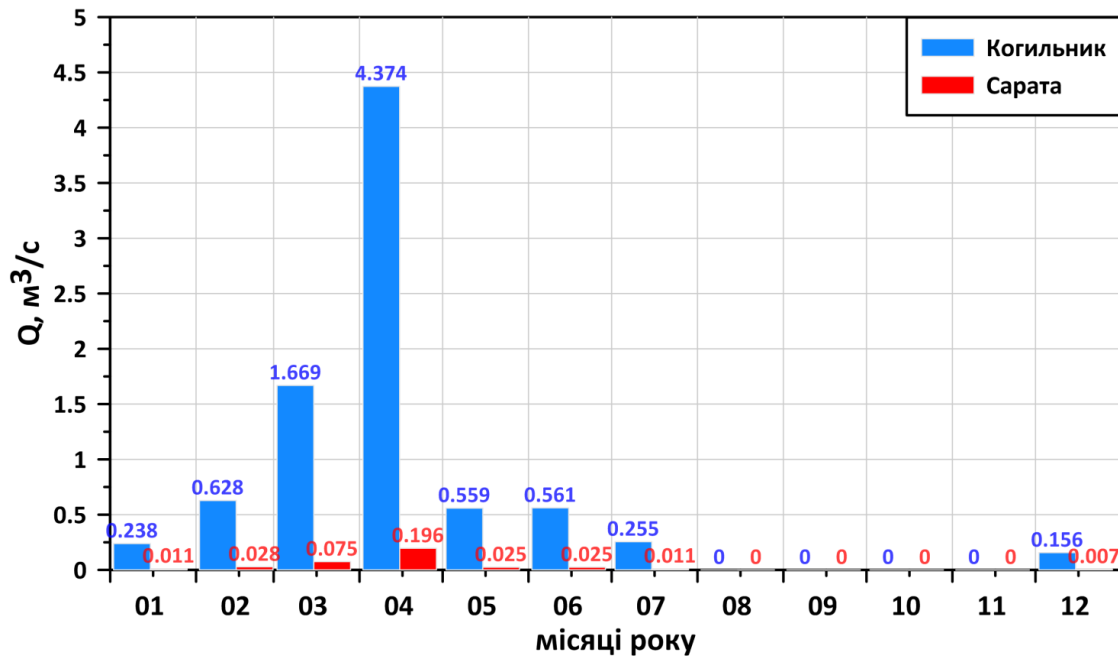


Рисунок 6.16 – Витрати річок, м³/с, Когильник і Сарата у середньоводний рік 50% забезпеченості

6.3.2 Результати адаптації та верифікації моделі

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.

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 [112] (рис. 6.17) та [119]. При цьому, основним параметром моделі, який підлягав налаштуванню, було обрано коефіцієнт поверхневого вітрового тертя c_d , який використовується для розрахунку вітрової напруги тертя τ_s на верхній (з атмосферою) відкритій границі розрахункової області [122]:

$$|\tau_s| = \rho_a c_d U_{10}^2, \quad (6.3)$$

де ρ_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} :

$$c_d(U_{10}) = \begin{cases} c_d^A, & U_{10} \leq U_{10}^A, \\ c_d^A + (c_d^B - c_d^A) \frac{U_{10} - U_{10}^A}{U_{10}^B - U_{10}^A}, & U_{10}^A \leq U_{10} \leq U_{10}^B, \\ c_d^B + (c_d^C - c_d^B) \frac{U_{10} - U_{10}^B}{U_{10}^C - U_{10}^B}, & U_{10}^B \leq U_{10} \leq U_{10}^C, \\ c_d^C, & U_{10}^C \leq U_{10}. \end{cases} \quad (6.4)$$

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.

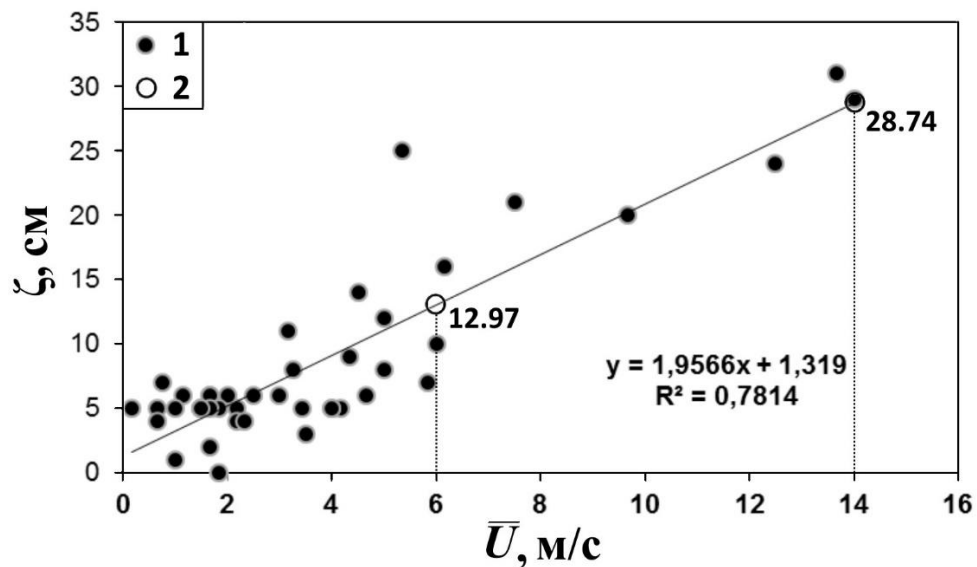


Рисунок 6.17 – Залежність розмаху коливань рівня води ζ , см, від модуля швидкості вітру \bar{U} , м/с, для лиману Сасик за результатами: 1 – спостережень у 2011 р. [112]; 2 – розрахунків за моделлю Delft3D FM при стаціонарному північному вітру швидкістю 6 та 14 м/с

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. 6.18). За умов стаціонарного вітру північного напрямку швидкістю 14 м/с максимальний перепад рівня між північною та південною частинами лиману складає 0,58 м, а за умов 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 [119]. Однак, різниця в перепадах рівня води у разі південних і північних вітрів однієї швидкості не така велика, як при використанні залежностей, наведених в [119], 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.

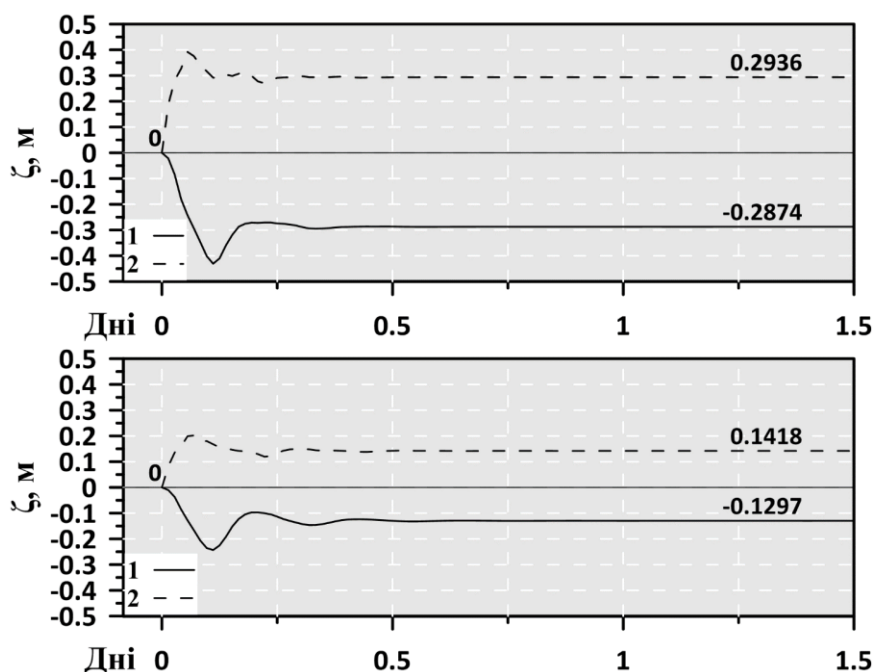


Рисунок 6.18 – Відхилення рівня води ζ , м, від стану спокою, в лимані Сасик при стаціонарному вітрі **північного** напрямку швидкістю 14 м/с (а) та 6 м/с (б): 1 – північна частина лиману (точка 5 на рис. 6.13); 2 – південна частина лиману (точка 4 на рис. 6.13)

На рис. 6.19-6.20 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

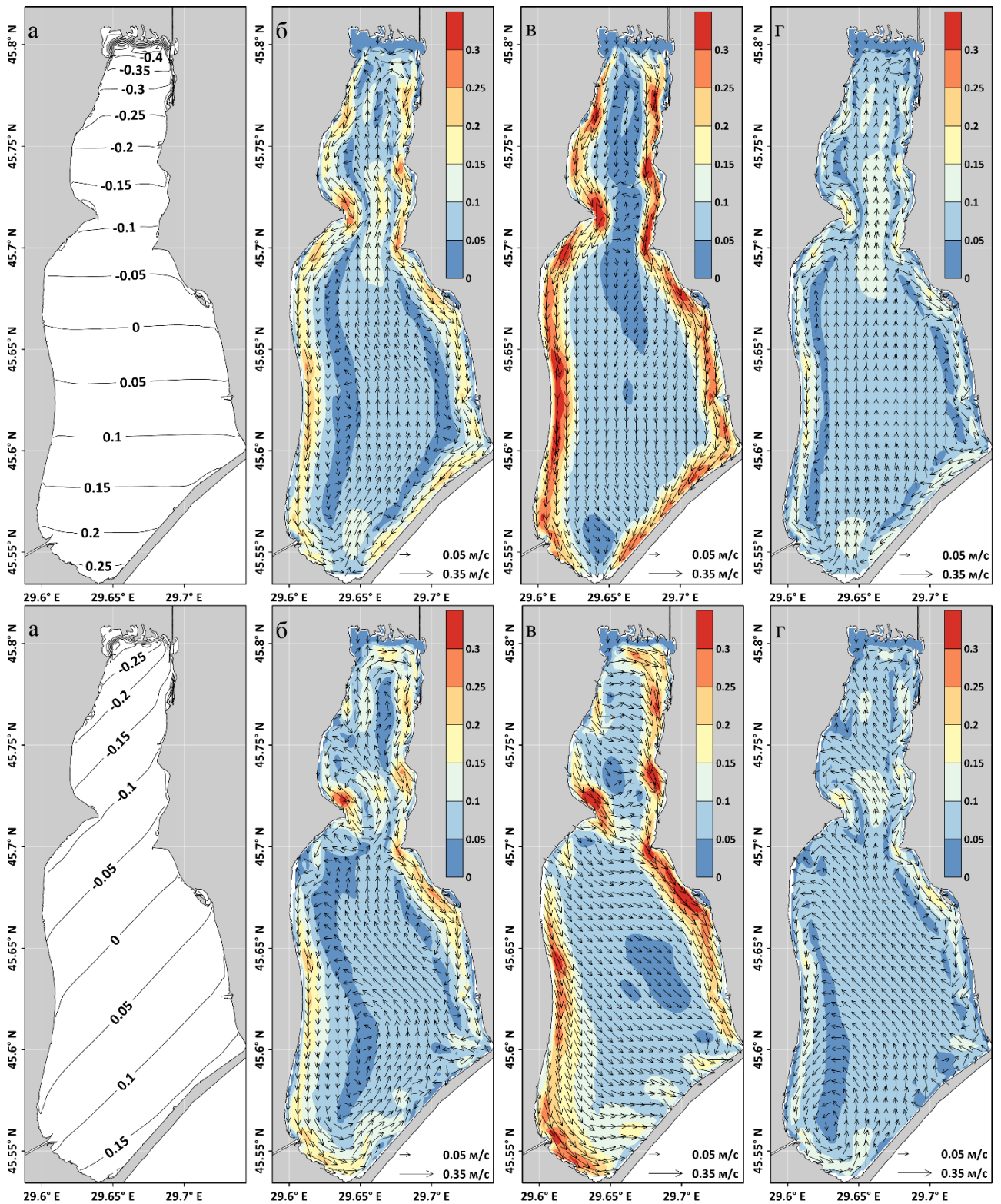


Рисунок 6.19 – Поля відхилень рівня води, м, від незбуреного стану (а), векторів та модулю швидкості осереднених за глибиною (б), поверхневих (в) та придонних (г) течій, м/с, в лимані Сасик при стаціонарних вітрах північного (зверху) та північно-західного (знизу) напрямків швидкістю 14 м/с

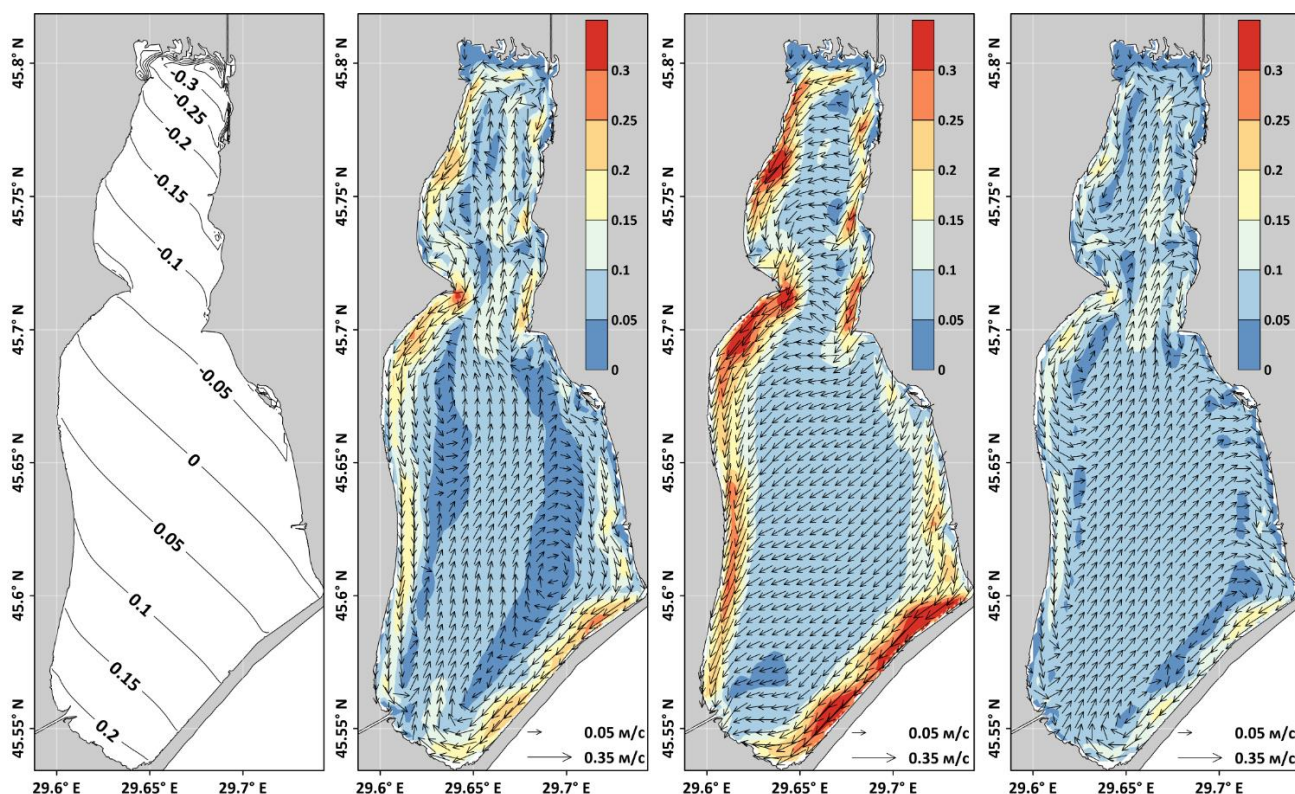


Рисунок 6.20 – Поля відхилень рівня води, м, від незбуреного стану (а), векторів та модулю швидкості осереднених за глибиною (б), поверхневих (в) та придонних (г) течій, м/с, в лимані Сасик при стаціонарних вітрах північно-східного напрямку швидкістю 14 м/с

формування вітрової циркуляції вод у водоймищі Сасик подібні до визначених в роботах [118, 123], хоча є й особливості, 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 [118] 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. 6.21 представлені графіки річної мінливості виміряних та змодельованих гідрологічних характеристик вод лиману Сасик у 2019 р. Незважаючи на деяку переоцінку моделлю максимальних відміток рівня води в

період весняної повені (наприкінці квітня-початку травня), загальний хід рівня води в лимані протягом року відтворений моделлю достовірно (рис. 6.21а). Також добре узгоджуються модельовані і фактичні дані щодо річної мінливості поверхневої температури води в лимані (рис. 6.21в), 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 ² /с	0,1
2.	Коефіцієнт горизонтальної турбулентної дифузії	м ² /с	0,1
3.	Коефіцієнт вертикальної турбулентної в'язкості	м ² /с	$5,0 \times 10^{-5}$
4.	Коефіцієнт вертикальної турбулентної дифузії	м ² /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 ^{-1/3} 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)	-	$1,00 \times 10^{-3}$

Дещо більші розбіжності між модельованими та фактичними даними мають місце для солоності поверхневого шару вод лиману у четвертому кварталі 2019 р. (рис. 6.21б). Це можна пояснити як недостатнім обсягом наявних даних спостережень (4 виміряних 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 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.

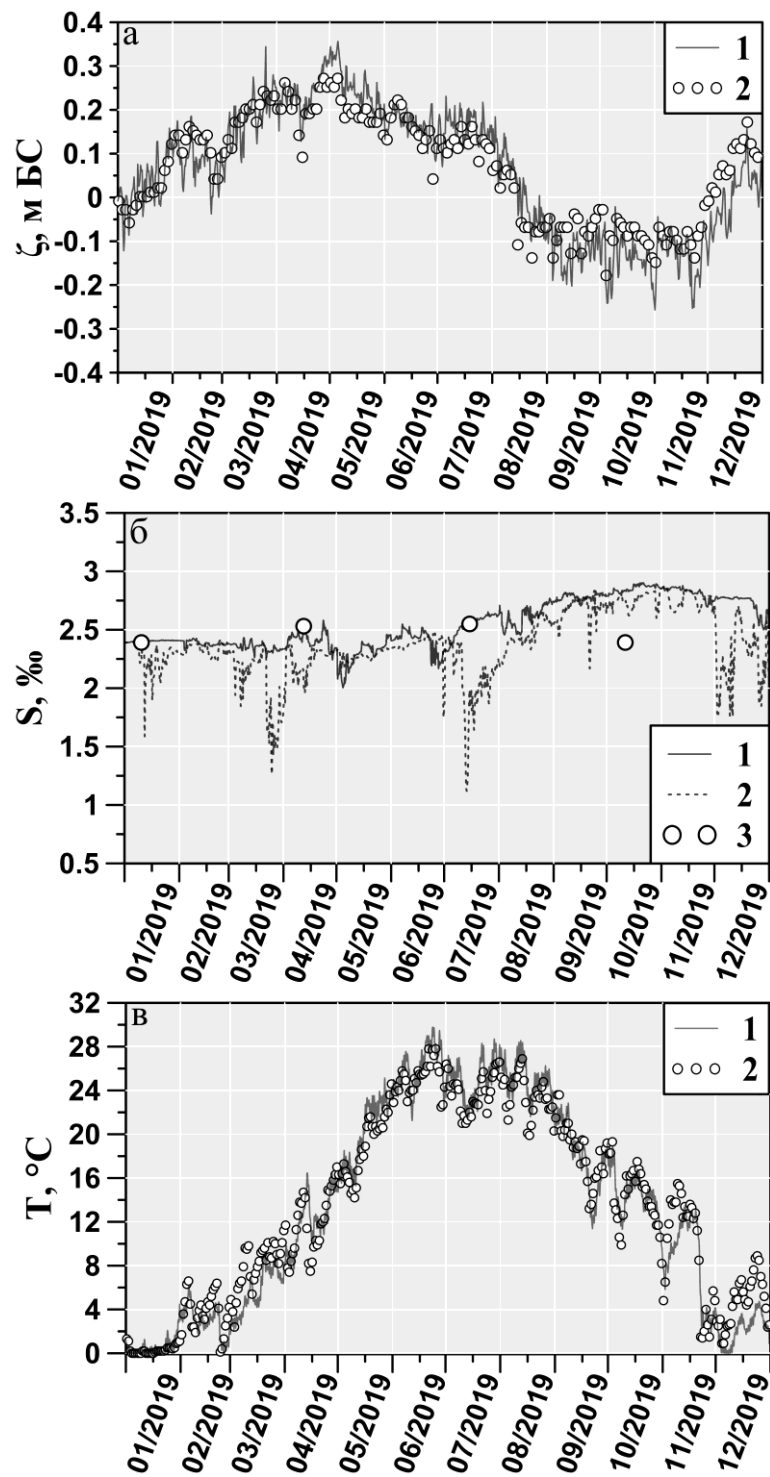


Рисунок 6.21 – Мінливість змодельованих та спостережених гідрологічних характеристик вод вдсх. Сасик у 2019 році: а – рівня води, м БС (1 – за результатами моделювання на ділянці акваторії біля с. Борисівка, 2 – натурні спостереження); б – солоності води, ‰ (1 – за результатами моделювання на ділянці акваторії біля с. Борисівка, 2 – за результатами моделювання у південній частині лиману, 3 – натурні спостереження); в – температури води, °C (1 – за результатами моделювання на ділянці акваторії біля с. Борисівка; 2 – натурні спостереження)

6.3.3 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 попереднього 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. 6.14).

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. 6.15б), 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. 6.22-6.24. 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 прилеглої частині моря.

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.

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. 6.25), 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. 6.27.

Для визначення часу водооновлення лиману Сасик морськими водами, які надходять до нього через з'єднувальний канал, застосовувалась методика апробована в [98]. 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. 6.26. 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 мінливість 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 [124]. Результати для першого року моделювання (варіант 1), наведені на рис. 6.22-6.25, демонструють, що проміжок часу з моменту початку водообміну з морем, протягом якого буде досягнута ця критична межа солоності, складає 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 [125], 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 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.

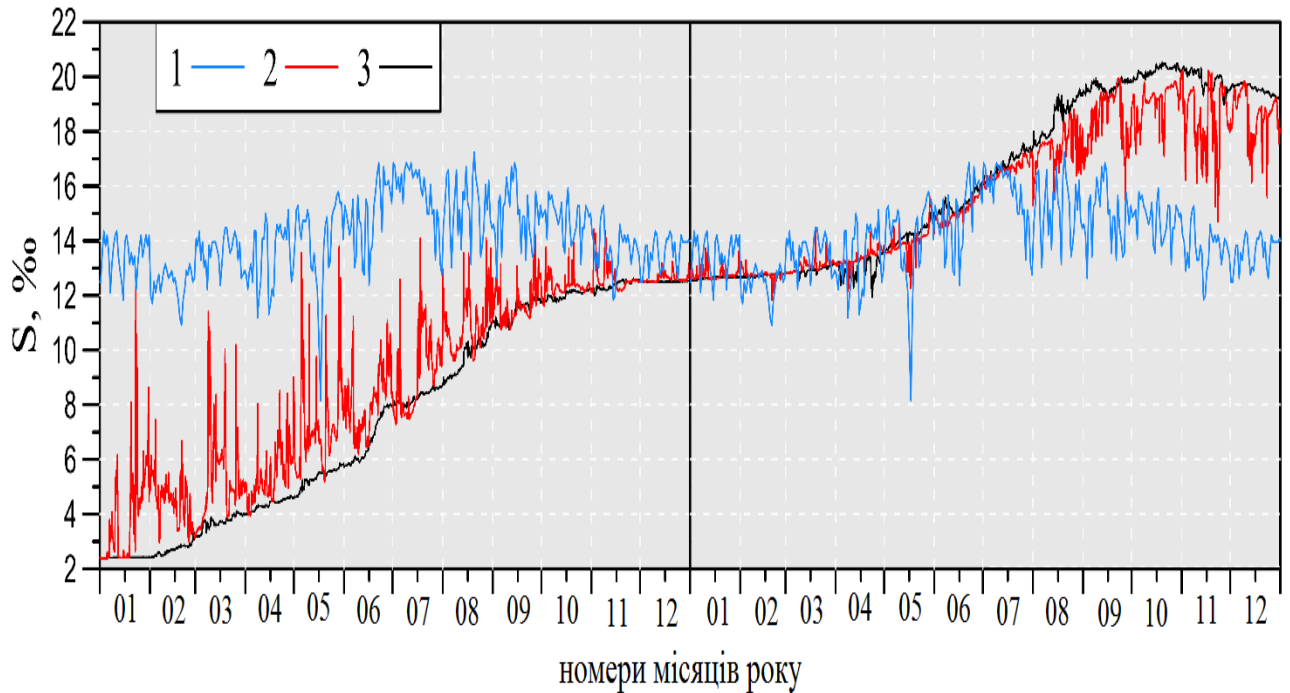


Рисунок 6.22 – Зміни солоності води в лимані Сасик у **варіанті 1** (1 – в морі біля каналу, 2 – точка в південній частині лиману; 3 – точка в північній частині лиману)

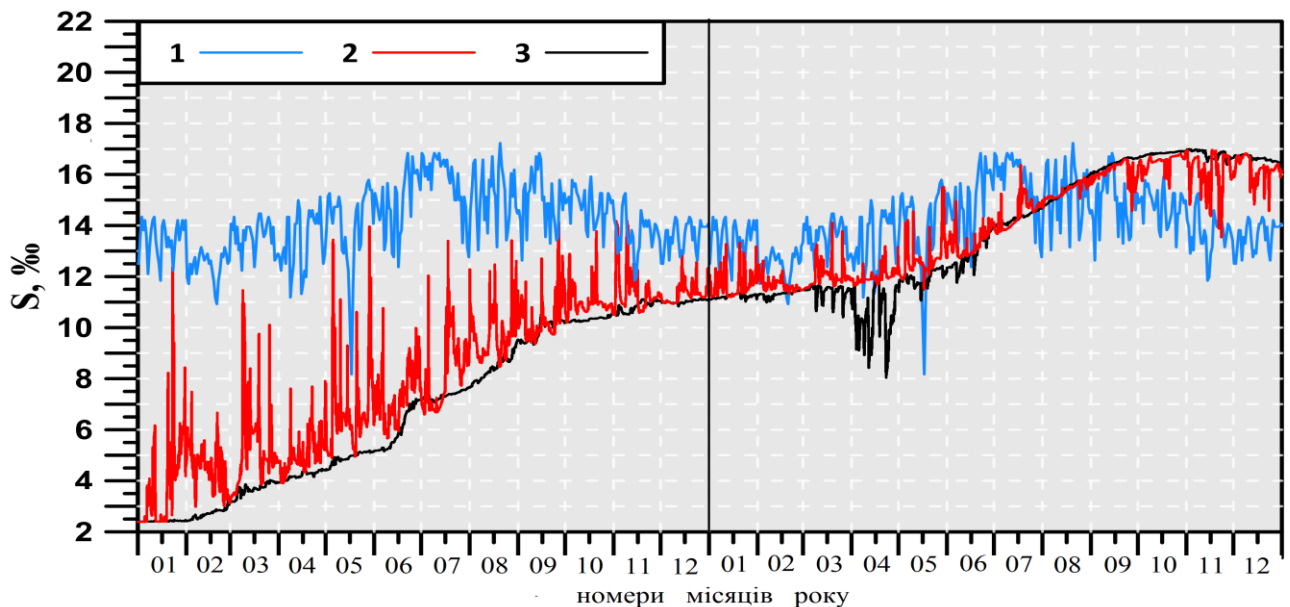


Рисунок 6.23 – Зміни солоності води в лимані Сасик у **варіанті 2** (1 – в морі біля каналу, 2 – точка в південній частині лиману; 3 – точка в північній частині лиману)

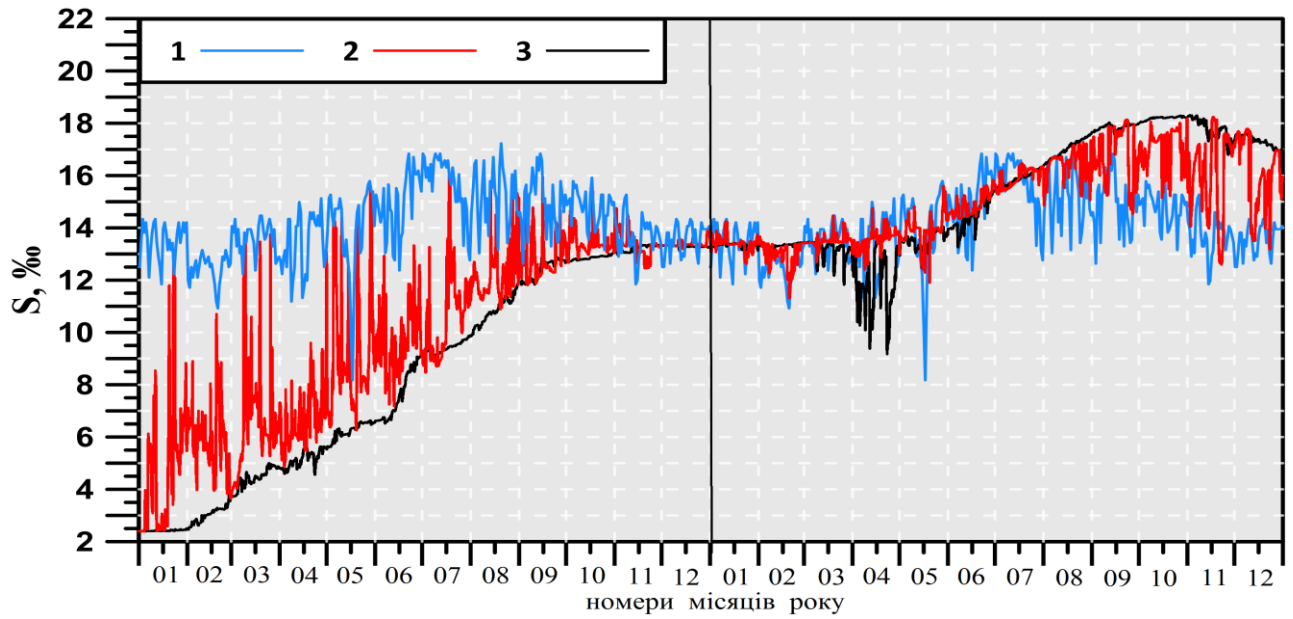


Рисунок 6.24 – Зміни солоності води в лимані Сасик у **варіанті 3** (1 – в морі біля каналу, 2 – точка в південній частині лиману; 3 – точка в північній частині лиману)

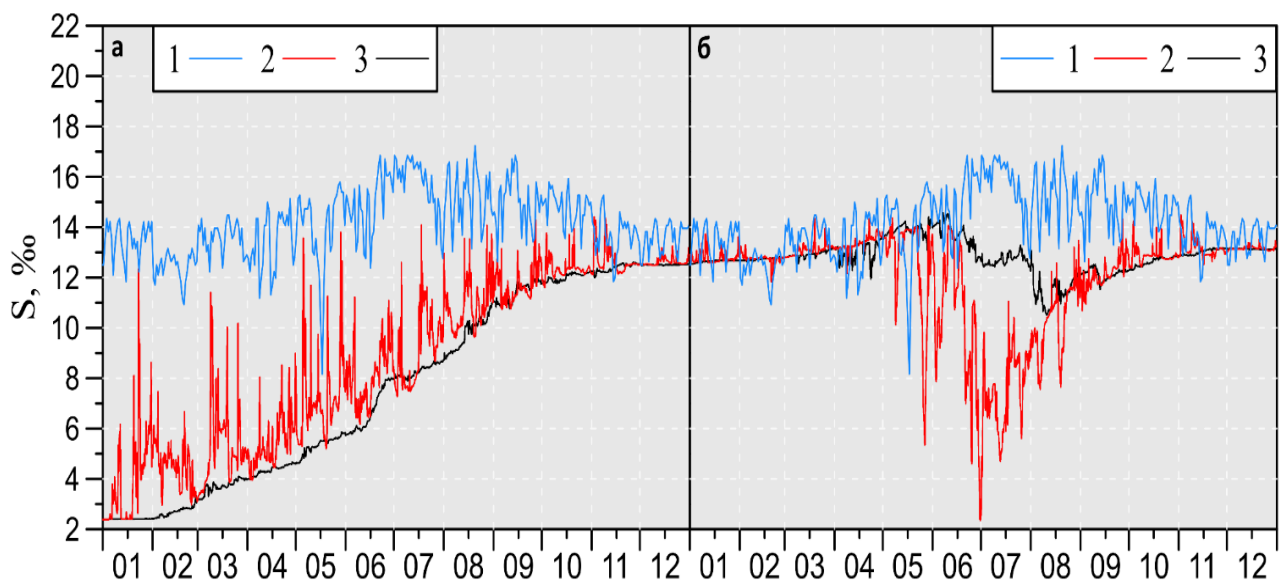


Рисунок 6.25 – Зміни солоності води в лимані Сасик у **варіанті 4** (1 – в морі біля каналу, 2 – точка в південній частині лиману; 3 – точка в північній частині лиману)

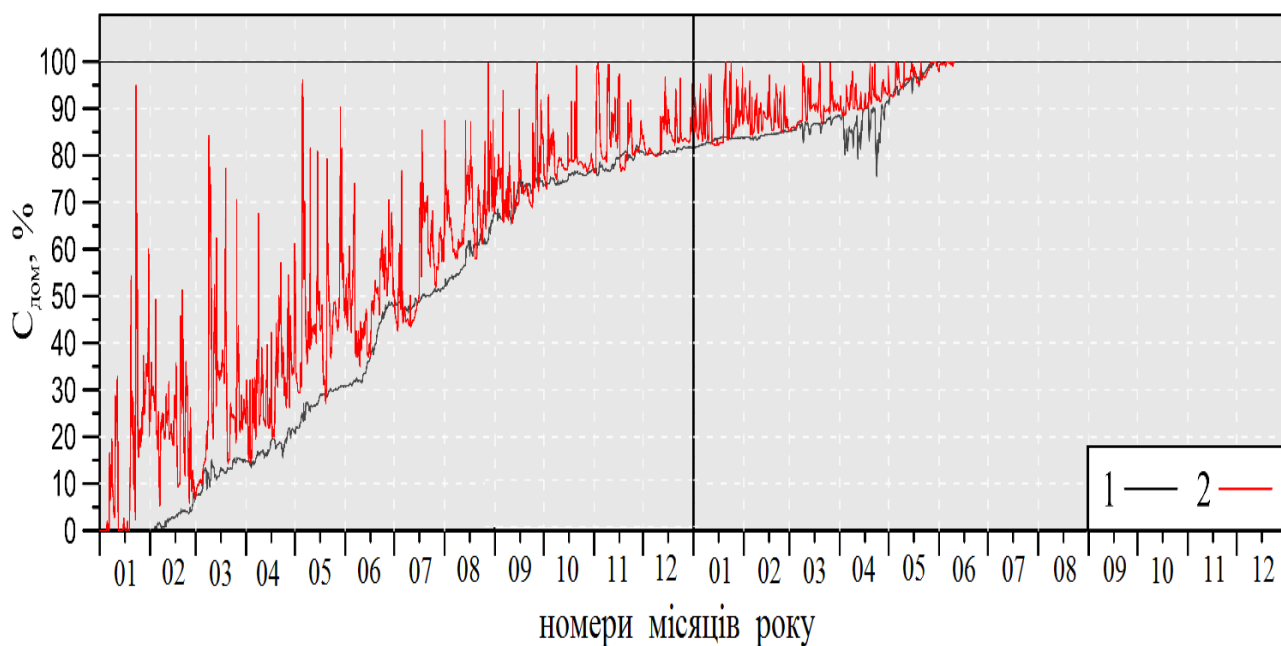


Рисунок 6.26 – Зміни об’ємної концентрації морської води, %, яка поступає до лиману з морськими водами у **варіанті 1** (1 – точка в північній частині лиману, 2 – точка в південній частині лиману)

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 Моделювання мінливості гідрологічних характеристик Тузловської групи лиманів за різних варіантів водообміну їх з морем

Тузловська група лиманів розташована в центральній частині Дунай-Дністровського межиріччя. Вона утворилася в результаті затоплення морем низьких ділянок суші з подальшим відокремленням від моря піщаним пересипом – баром. У складі Тузловської групи лиманів виділяють 3 основних («первинних») лимани: Шагани, Бурнас, Алібей, – та ряд «вторинних» лиманів (рис. 6.28). Всі вони можуть бути об’єднані в такі 3 групи на базі основних лиманів: **Шагани** + Будури + Магалевський + Мартаза; **Алібей** + Карачаус + Хаджидер; **Бурнас** + Курудіол + 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

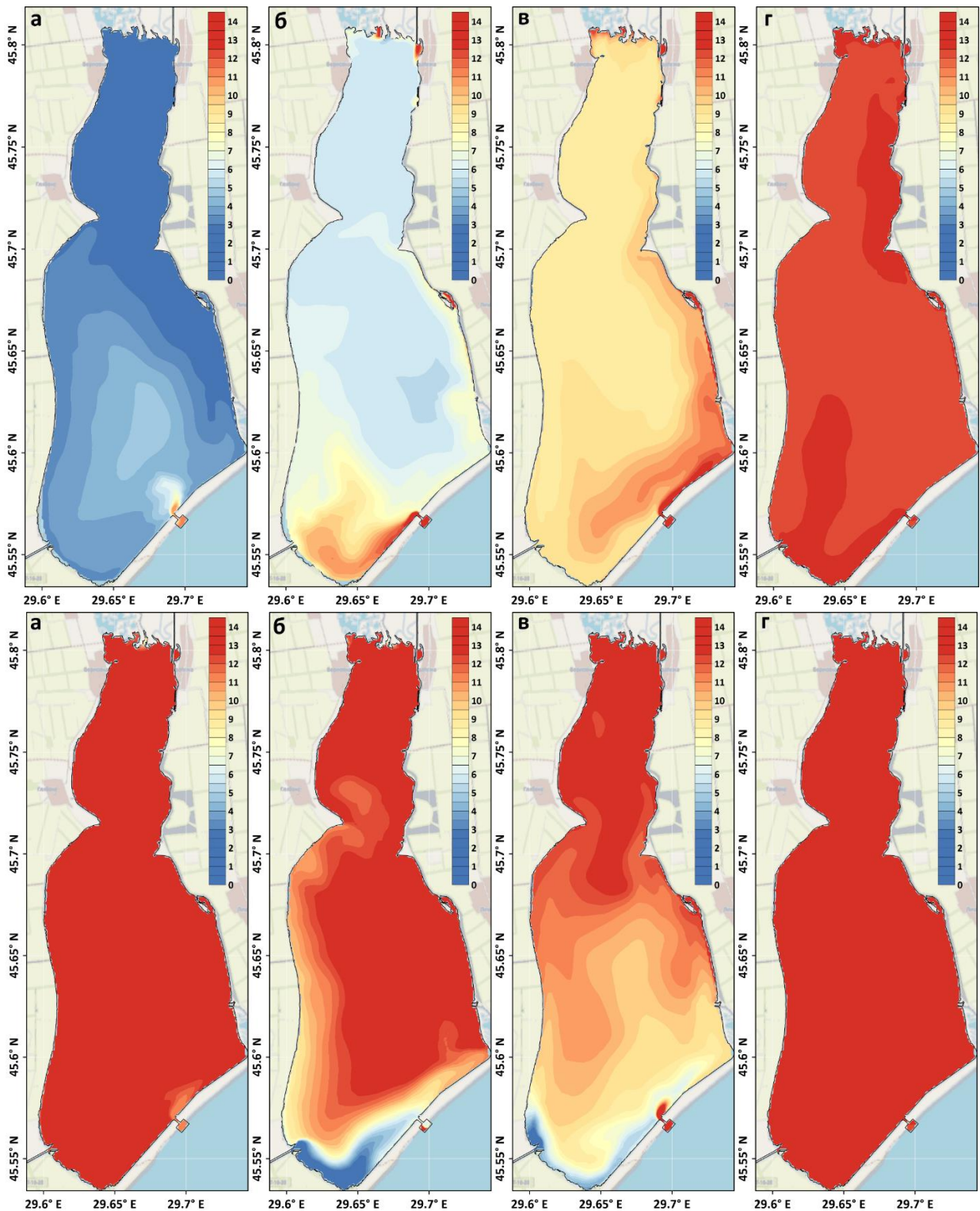


Рисунок 6.27 – Змодельовані поля солоності, %, у поверхневому шарі вод лиману Сасик у різні моменту часу за умов **Варіанту 1** (перший рік моделювання) (зверху: а – 20.02.2019 р. 06:00; б – 31.05.2019 р. 00:00; в – 31.07.2019 р. 18:00; г – 15.11.2019 р. 12:00) та **Варіанту 4** (другий рік моделювання) (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)

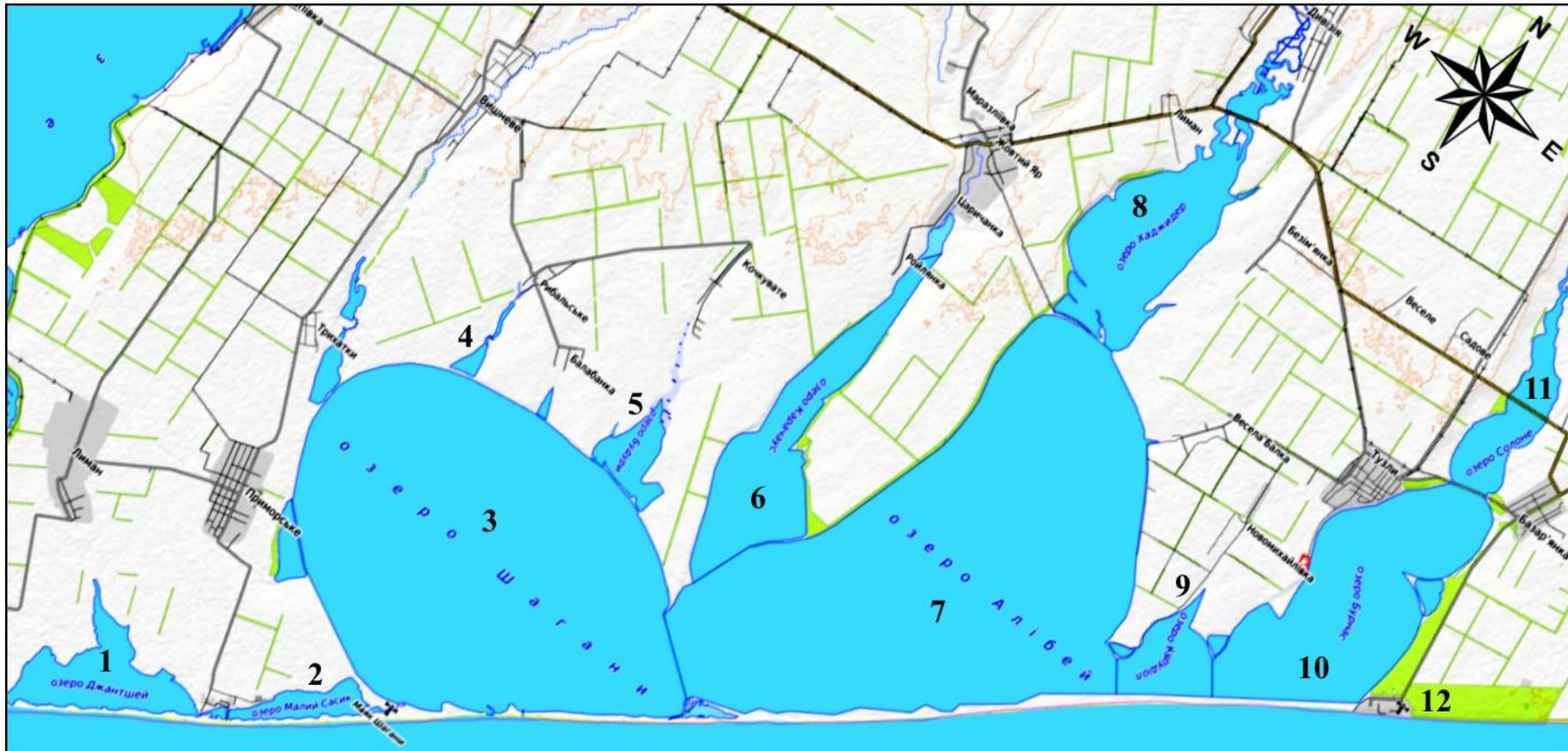


Рисунок 6.28 – Схема розташування лиманів Тузловської групи (на схід від оз. Сасик): 1 – оз. Джантшейське; 2 – оз. Малий Сасик; 3 – оз. Шагани з відгалудженнями Мартаза (4) та Будури (5); 6 – оз. Карачаус; 7 – лиман Алібей; 8 – оз. Хаджидер; 9 – протока Курудіол; 10 – оз. Бурнас; 11 – оз. Солоне (Базар'ян); 12 – с. Лебедівка

комплекс. Довжина пересипу, що відокремлює лимани від моря \approx 29 км, ширина – від 60 до 400 м.

Історично Тузловські 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 міграції, гніздування та зимівлі та чорноморської іхтіофауни.

У 1995 році Постановою Кабінету Міністрів України від 23.11.1995 року №935 систему лиманів «Шагани-Алібей-Бурнас» було включено до переліку водно-болотних угідь міжнародного значення згідно з критеріями Рамсарської конвенції. В 2010 р. 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 (далі – НПП) «Тузлівські лимани». Загальна площа парку становить 27865,00 га, з яких на водні акваторії лиманів припадає близько 82 %. У 2016 р. територія національного парку увійшла до складу Смарагдової мережі Європи як об'єкт «Tuzlivski limany» №UA0000140.

Стан природних ресурсів Тузловської групи лиманів та їх використання визначаються наявністю зв'язку з морем через природні прорви, які можуть створюватись в косі-пересипу під дією штормів, або штучно створені канали. Через значне перевищення прихідної складової річного прісного водного балансу Тузловських лиманів над видатковою, формується річний дефіцит їх водних ресурсів (див. розділ 4). У разі, якщо цей дефіцит не компенсується надходженням морських вод, відбувається обміління та осолонення лиманів. Так в ХІХ ст., коли лимани були довгий час ізольовані від моря, солоність вод в них досягала 200 ‰, здійснювався видобуток солі. Відомо, що при катастрофічному падінні рівня води в 1868-1869 рр. Тузловські лимани перетворилися на гіпергалинні болотні солонці [40, 126]. За свідченням [127], в умовах повної відсутності водообміну з морем обміління та висихання лиманів відбувається протягом 3-4 років.

У ХХ столітті в Тузловських лиманах активно здійснювався рибний промисел. Цьому сприяло встановлення водообміну лиманів з прилеглою морською акваторією через штучно створені в Тузловській косі обловно-запускні канали. Ці канали застосовувались для запуску весною в лиман молоді риб (насамперед кефалевих) з прилеглої частини моря для нагулу, а восени,

коли лиманні води охолоджуються швидше за морські, – для вилову риби при виході її до моря. За свідченням [128], з 1953 по 1990 рр. в косі постійно діяли від 2 до 5 таких каналів, що забезпечувало стабільний та сприятливий для рибогосподарської діяльності гідролого-гідрохімічний режим. З 1992 по 1997 рр. канали не працювали.

В результаті виконаних Одеським державним екологічним університетом (ОДЕКУ) у 2003-2005 рр. науково-дослідних робіт «Розробка заходів щодо відновлення і підтримання сприятливих гідрологічного і гідрохімічного режимів в районі Тузловської групи лиманів» [129], «Моделювання гідрологічного і гідрохімічного режимів Тузловської групи лиманів, спрямованих на покращення їх екологічного стану» [130], на яких базуються публікації [131-135], а також досліджень 2014 р. [136], 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 [137].

Узагальнені відомості щодо мінливості солоності вод в лиманах Тузловської групи в ХХІ ст. наведені в роботі [138]. В 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 складала 68-88 ‰ [37]. Після утворення в 2010 р. широкої та глибокої прорви-промоїни, замість спочатку невеликого штучно створеного каналу на 24 км коси-пересипу (л.Шагани), солоність води в лиманах значно знизилась. Наприклад, у вересні 2010 р. в л.Бурнас рівень води підвищився на 0,85 м, а солоність води знизилась до 46-54 ‰ [37]. У 2015 р. прорва на 24-му км коси-пересипу була штучно перекрита. Дуже обмежений проміжок часу на рік функціонував штучний обловно-запускний канал з проектною шириною 15,0 м і відміткою дна -1,0 м БС на 2-му км коси-пересипу (л.Бурнас). За свідченням [138], солоність вод наприкінці серпня-початку вересня 2020 р. складала 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 та наявністю та конструкцією встановлених в ньому стаціонарних гард.

За результатами досліджень ОДЕКУ, в роботах [129, 131, 134-136] був зроблений висновок, що режим рибогосподарського використання Тузловської групи лиманів, який склався історично, і 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, був виправданим для підтримання сприятливого гідроекологічного стану лиманів. Через ці канали відбувалось штучне наповнення водойми морською водою, яка сприяла відносному зниженню солоності вод в лиманах.

Однак, зміна кліматичних умов (посилення посушливості клімату, збільшення дефіциту прісного водного балансу), які відбуваються в останні десятиріччя [139, 140], призвела до того, що традиційна система регулювання водообміну Тузловської водойми з морем, за якою штучні канали в косі-пересипу розкривалися на декілька місяців навесні та восени для вирішення рибогосподарських завдань і компенсації дефіциту прісного балансу морською водою, має наслідком формування багаторічної тенденції накопичення солей в лиманах. В цьому контексті особливої актуальності набуває висновок, зроблений на підставі досліджень 2003 р. [129]: для запобігання накопиченню солей в лиманах і підвищенню солоності їх вод необхідно забезпечити не тільки поповнення лиманів морською водою навесні і восени кожного року, але й забезпечити виведення солей з лиману в море, тобто щоб морська вода не тільки надходила до водойми, а й лиманні води виводились з лиману до моря. На підставі результатів математичного моделювання із використання гідродинамічної моделі МЕССА був зроблений висновок, що для забезпечення максимального промивання Тузловської водойми морськими водами оптимальним є створення двох сполучних каналів, розміщених в південній (л.Шагани) і північній (л.Бурнас) частинах піщаної коси-пересипу. Моделювання виконувалось за вітрових умов, які спостерігались в 2002 році на гідрометеорологічній станції Усть-Дунайськ. Відмітки рівня води в каналах з боку моря задавались на підставі результатів моделювання або незмінними [134-136].

З моменту отримання вищезгаданих результатів минуло багато часу, за який були отримані нові, уточнені данні щодо просторового розподілу глибин в Тузловських лиманах, змінювались умови водообміну лиманів з морем, значного розвитку здобули чисельні гідродинамічні моделі, які застосовуються для сценарного моделювання. Але проблема стабілізації гідрологічного режиму і гідроекологічних умов в Тузловській групі лиманів шляхом забезпечення і регулювання водообміну їх з прилеглою частиною моря досі остаточно не вирішена. Тому було прийняте рішення про доцільність адаптації до умов

Тузловських лиманів сучасної чисельної гідродинамічної моделі з інтегрованого пакета для моделювання Delft3D, розробки науково-дослідного інституту Deltares (м. Делфт, Нідерланди) [140], який у подальшому дозволяє приєднувати до основного гідротермодинамічного блоку додаткові модулі для розрахунку транспорту наносів і деформацій дна (при вирішенні задач оцінки розмиву-занесення каналів), моделювання якості вод та ін.

Мета цього розділу полягає у викладені результатів адаптації сучасної чисельної гідродинамічної моделі DELFT3D-FM до умов лиманів Тузловської групи та застосування її для визначення ефективності різних варіантів забезпечення водообміну 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 прилеглої до л.Алібей.

6.4.1 Адаптація та верифікація моделі

Для оцінки впливу на гідроекологічний стан основних водойм Тузловської групи за різних умов водообміну з морем через прорви (промоїни) та канали в косі-пересипу використовувалась сучасна чисельна гідродинамічна модель DELFT3D-Flow Flexible Mesh (FM) [141], яка базується на чисельному розв'язанні рівнянь Нав'є-Стокса для нестисливої рідини на мілкій воді у наближенні Буссінеска. Система диференціальних рівнянь моделі складається з рівнянь руху (у горизонтальній площині), рівняння нерозривності, рівняння перенесення (тепла та солей), а також двопараметричної $k-\varepsilon$ -моделі турбулентності [142], яка замикає ці рівняння. Для рівняння швидкості вертикального руху приймається гідростатичне наближення. Вертикальні компоненти векторів швидкості течії розраховуються через рівняння нерозривності. Рівняння стану морської води визначається за формулою ЮНЕСКО [143].

Модель D-Flow FM є подальшим розвитком гідротермодинамічного блоку Delft3D-FLOW інтегрованого пакета для моделювання Delft3D (версії 4.04.01) [140], яка при розрахунках використовує перевірені криволінійні розрахункові сітки у поєднанні з неструктурованими сітками, що дозволяє більш точно описувати в моделі акваторію, яка розглядається, включати до

складу моделі різні за масштабом водні об'єкти просторово складної (нерегулярної) форми, збільшувати деталізацію моделі в необхідних областях при менших витратах комп'ютерного часу на проведення моделювання у порівнянні з іншими гідродинамічними моделями на неструктурованих сітках.

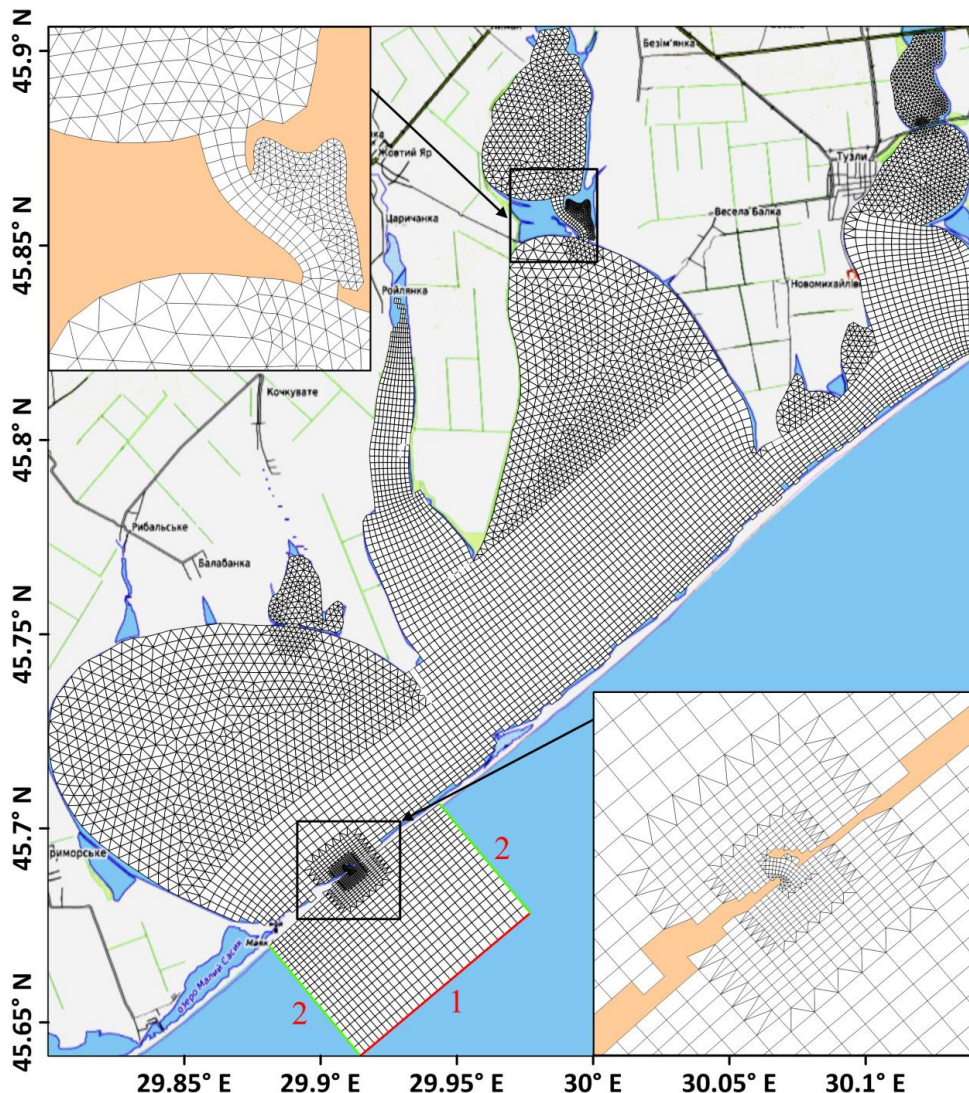
Для проведення модельних розрахунків, з метою адаптації моделі DELFT3D-Flow FM до умов лиманів Тузловської групи та її калібрування, була згенерована неструктурована розрахункова сітка, яка складалась з 7830 вузлів та 10412 розрахункових осередків (рис. 6.29). Елементарні розрахункові осередки сітки 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, положення мисів, кіс, протоків, каналів, розподіл глибин на акваторії лиманів.

У вертикальній площині в моделі задавались 10 розрахункових рівнів перемінної товщини, реалізовані в криволінійній σ -системі координат. Глибини в лиманах, приведені до позначки рівня мінус 0,4 м БС (рис. 6.30), задавались на основі узагальнених даних промірів глибин, виконаних у різні роки фахівцями Одеського державного екологічного університету [129, 136] та Одеського національного університету ім. І.І. Мечнікова [37].

Моделювання виконувалось для гідрометеорологічних умов 2014 року, коли зв'язок лиманів Тузловської 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) [136], 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, відсотка хмарності – за даними спостережень на ГМС «Сарата» (рис. 6.31а-г).

Мінливість вітрових умов (рис. 6.31д, е; рис. 6.32) та синфазні з ними коливання рівня моря (із 6-годинною часовою дискретністю) на бічній відкритій морській межі розрахункової області (1 на рис. 6.29) задавалась за даними спостережень на прибережному гідрометеорологічному пості (МГП) «Цареградське гирло». 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 солоності води, які були лінійно проінтерпольовані із 6-ти годинною дискретністю (рис. 6.33б, в).

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.



Цифрами 1 и 2 позначені бічні відкриті границі розрахункової області:
1 – коливання рівня води; 2 – відкриті границі Неймана

Рисунок 6.29 – Розрахункова сітка, побудована для адаптації та калібрування моделі. На вставках показані: канал між лиманом Алібей та оз. Хаджидер (вверху зліва); проран між лиманом Шагани та морем (внизу справа)

Оскільки стаціонарні регулярні спостереження за мінливістю характеристик гідрологічного режиму лиманів Тузовської групи (коливаннями рівня води, температури, солоності, течіями), у їх зв'язку з внутрішньорічною мінливістю метеорологічних умов, відсутні, то для калібрування та верифікації модельних розрахунків використовувались доступні результати епізодичних

спорадичних 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. [136].

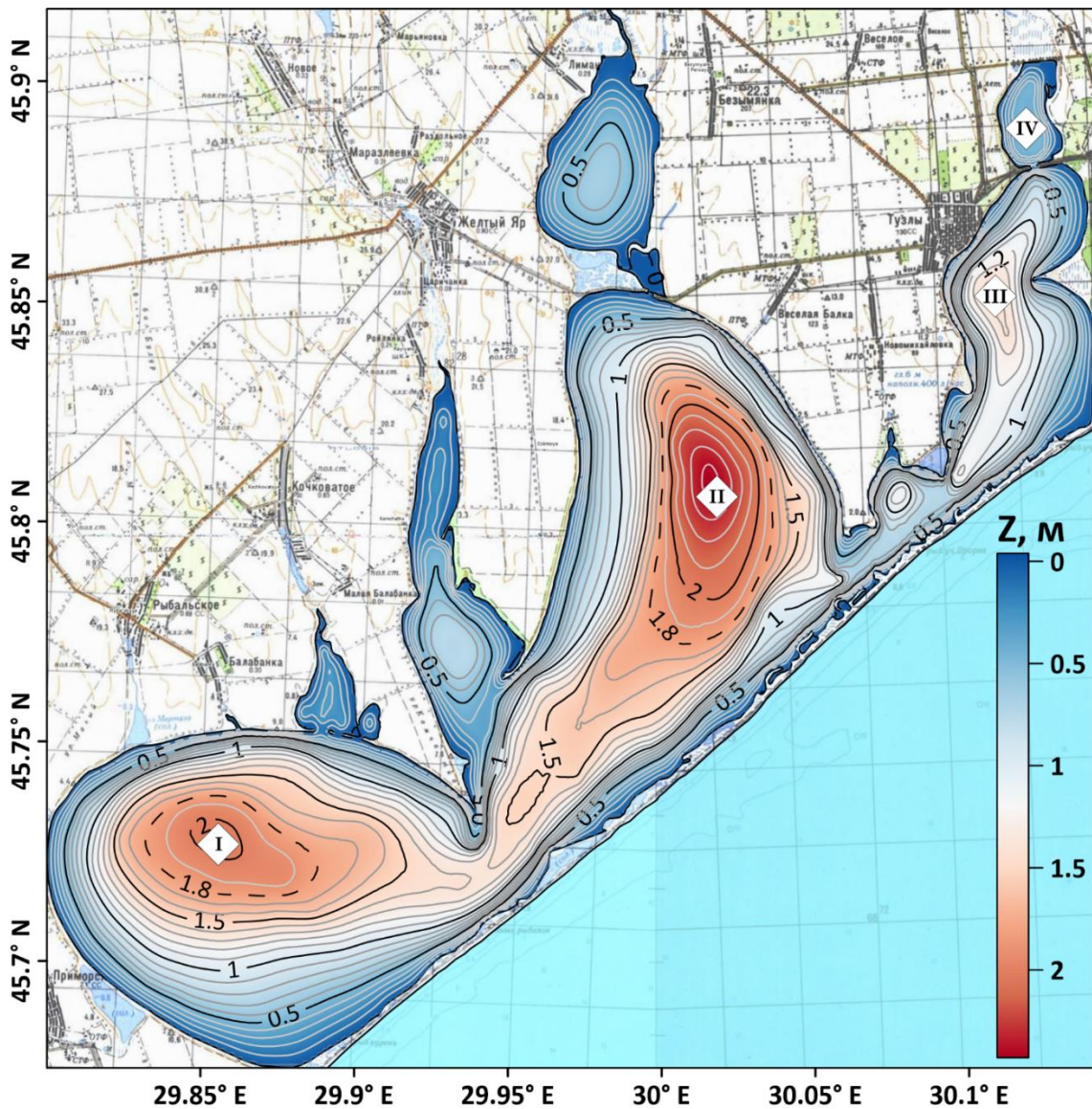


Рисунок 6.30 – Батиметрія акваторії лиманів Тузловської групи (ізобати проведені через 0,1 м). Цифрами I-IV позначені контрольні (реперні) точки для аналізу результатів моделювання

На рис. 6.34 приведені результати моделювання солоності вод в 4-х контрольних (реперних) точках на акваторії лиману (рис. 6.30), які порівнювались з даними спостережень, виконаних у серпні 2014 р. Видно, що не зважаючи на неточність завдання при моделювання початкових значень солоності води в лиманах, мінливості гідрометеорологічних умов на границях

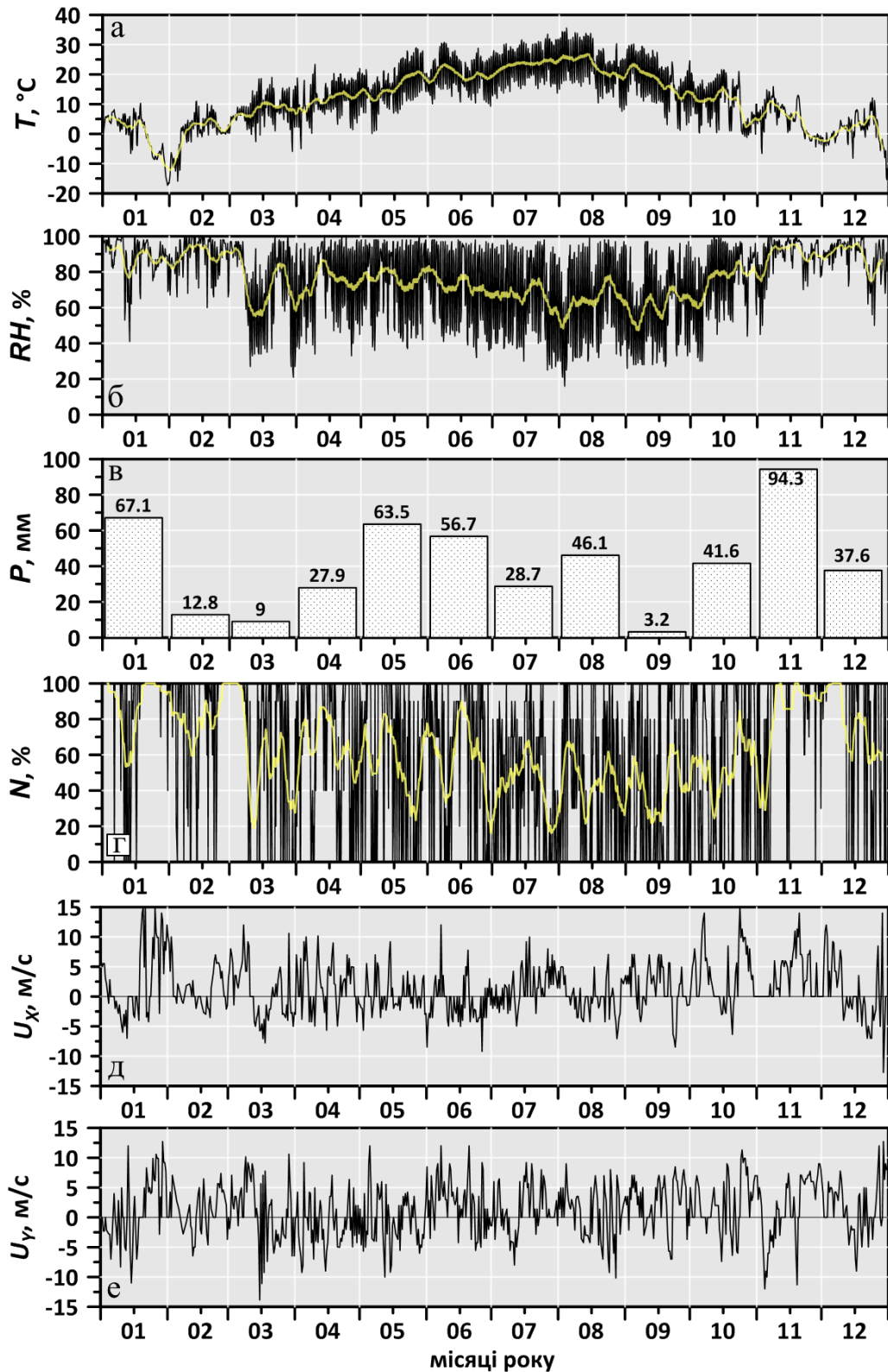


Рисунок 6.31 – Мінливість температури (а) та відносної вологості повітря (б), місячних сум атмосферних опадів (в), відсотка хмарності (г) у 2014 р. за даними ГМС «Сарата», зональних (д) та меридіональних (е) компонент вектору швидкості вітру за даними ГМП «Цареградське гирло»

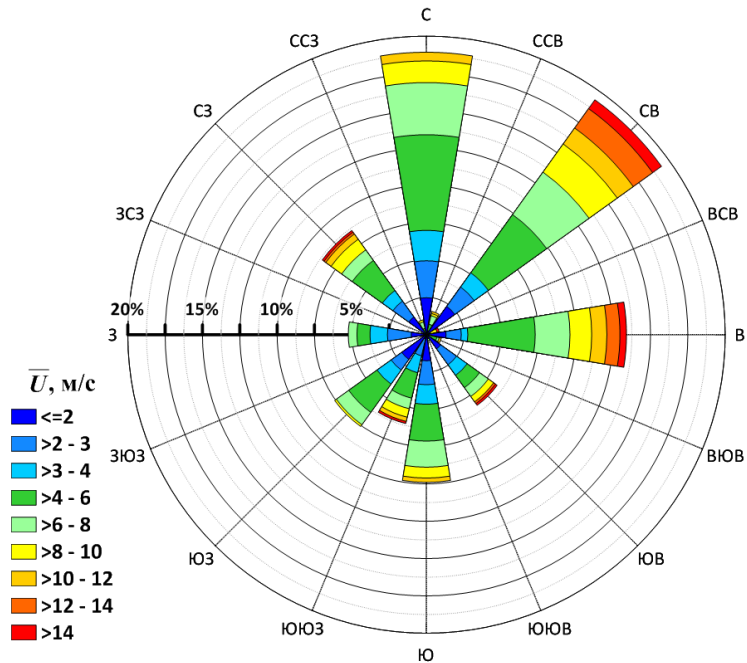


Рисунок 6.32 – Роза вітрів, побудована за даними спостережень на ГМП «Цареградське гирло» за 2014 рік

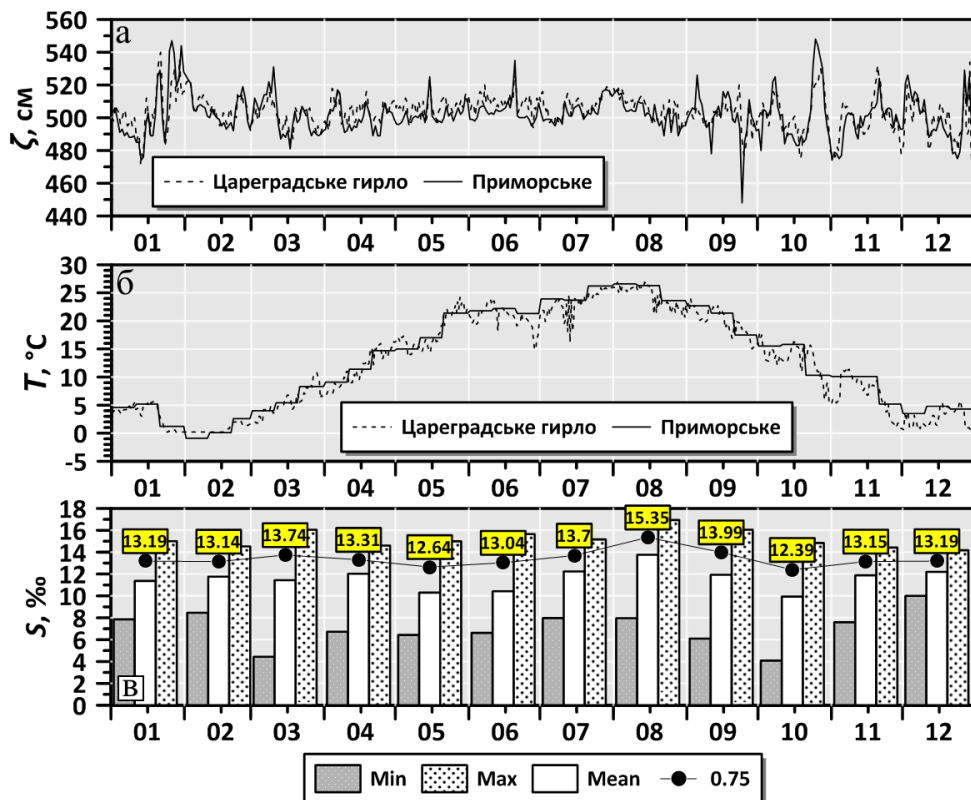


Рисунок 6.33 – Коливання рівня моря (а), мінливість температури морської води (б) у 2014 р. за даними ГМП «Цареградське гирло» та «Приморське-1». Мінімальні, максимальні, середні та 75 % (точки) значення солоності морської води в різні місяці 2014 р. за даними ГМП «Приморське-1» (в)

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 не врахуванням при моделюванні надходження прісної води в лимани з їх водозбору зі стоком річок та водотоків.

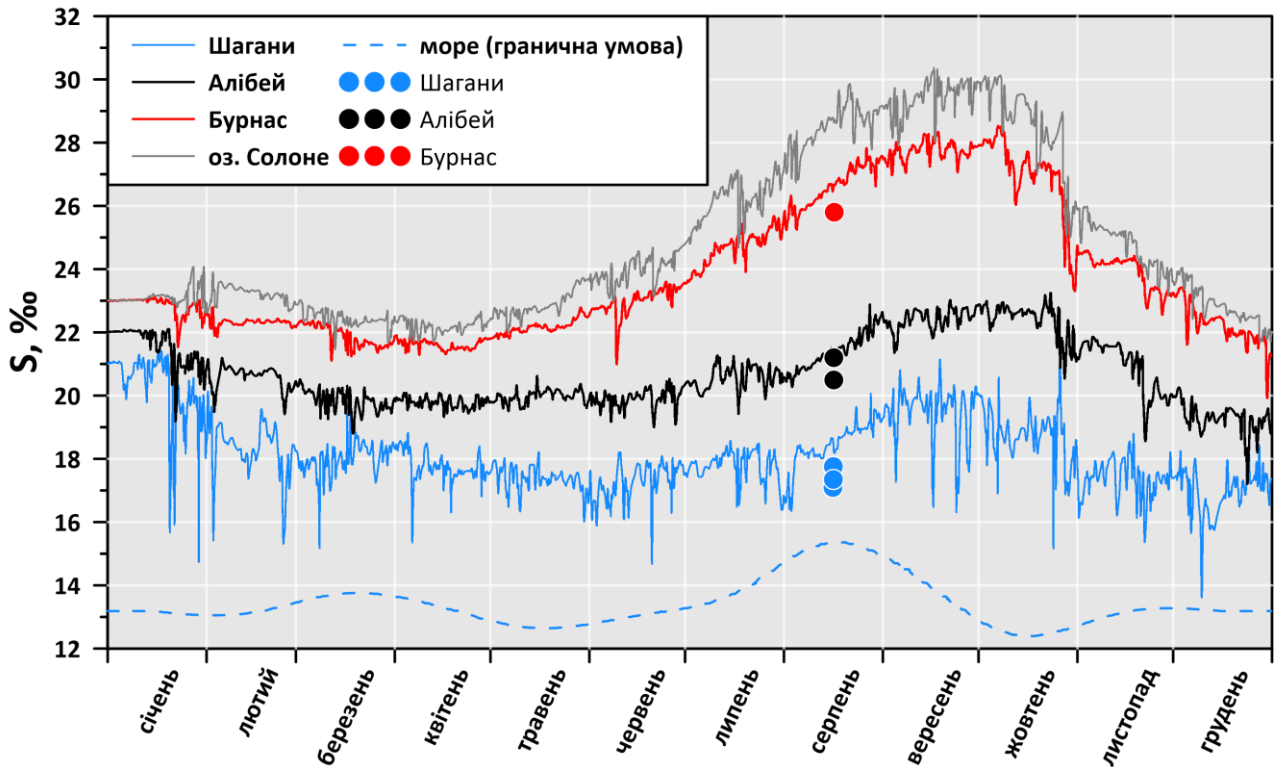


Рисунок 6.34 – Солоність, ‰, поверхневого шару вод за результатами моделювання для 2014 року в різних контрольних точках акваторії лиману (криві) та згідно даних натурних спостережень 14-17.08.2014 р. (точки)

Дуже мало відомостей є про особливості відгінно-нагінних коливань рівня води в лиманах Тузловської групи. В [40] зазначається, що за даними спостережень виконаних наприкінці 50-х – початку 60-х років ХХ ст., найбільші перепади рівня води спостерігаються між протилежними кінцями водойми при вітрах спрямованих вздовж великої осі водоймища. 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 подовжньому уклоні рівня відбувається оголення значних ділянок дна навітряних районів водойми.

Аналогічні результати отримані при моделюванні відгінно-нагінних коливань рівня води в лиманах Тузловської групи за умов 2014 р. (рис. 6.35-6.37).



Рисунок 6.35 – Коливання рівня води, м БС, в оз. 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

6.4.2 Сценарне моделювання просторово-часової мінливості солоності вод в лиманах Тузловської групи за різних умов водообміну з морем

Як зазначалось раніше, солоність вод «закритих» 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 продуктивності [137]. В свою чергу, характер просторова-часової мінливості солоності вод в лиманах досліджуваного типу визначається величиною дефіциту їх річного прісного балансу і умовами водообміну з морем через канали і прорани.

Вплив різних варіантів водообміну лиманів Тузловської групи з морем через штучно створені в косі канали на просторово-часову мінливість солоності їх вод визначався на основі результатів сценарного чисельного моделювання.

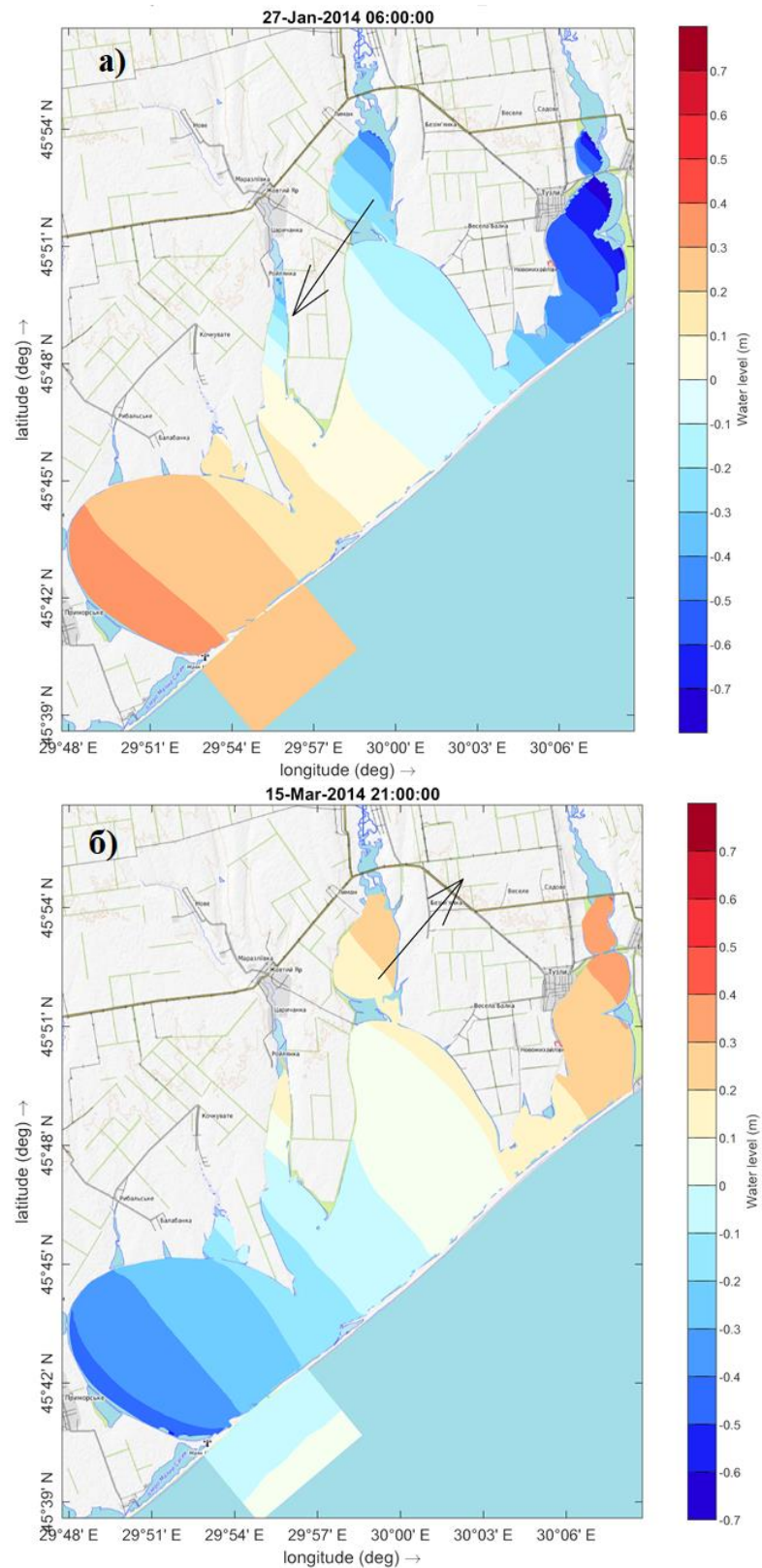


Рисунок 6.36 – Рівень води, м БС, в Тузловських лиманах в моменти часу: а) 27.01.2014 р. 06:00; б) 15.03.2014 р. 21:00. Стрілки на карті показують напрям вітру)

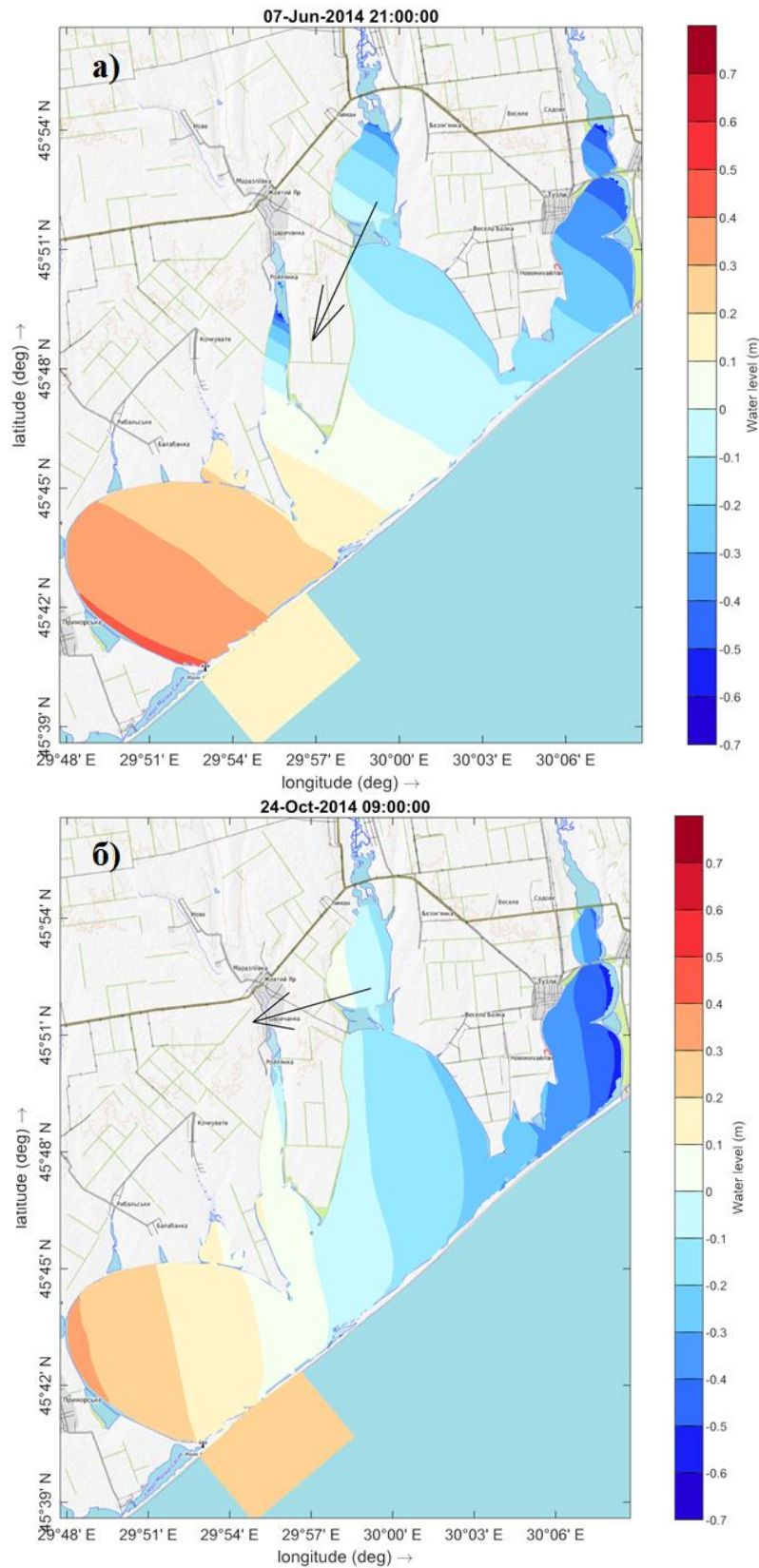


Рисунок 6.37 – Рівень води, м БС, в Тузловських лиманах в моменти часу: а) 07.06.2014 р. 21:00; б) 24.10.2014 р. 09:00. Стрілки на карті показують напрям вітру)

Додатково до описаного вище базового варіанту «0», який відповідав умовам 2014 р., розглядалися такі варіанти забезпечення лиманів водообміну з морем:

- варіант 1 – до прорану в косі прилеглої до л.Шагани додається штучно створений канал в північній частині коси-пересипу, прилеглий до л. Бурнас, шириною 15 м, який функціонує безперервно протягом року;
- варіант 2 – функціонування безперервно протягом року двох каналів у косі-пересипу, яка відокремлює Тузловські лимани від моря: шириною 60 м – на ділянці прилеглий до л. Шагани (замість прорану), та шириною 15 м – на ділянці прилеглий до л. Бурнас;
- варіант 3 – функціонування безперервно протягом року трьох каналів у косі-пересипу: шириною 60 м – на ділянці прилеглий до л. Шагани, та шириною 15 м – на ділянках прилеглих до лиманів Алібей і Бурнас.

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 вересні-жовтні досягала значень 28-30 ‰ (рис. 6.34).

У **варіанті 2** замість неконтрольованого широкої та глибокої прорану на ділянці коси-пересипу прилеглої до л.Шагани створюється штучний канал шириною 60 м та відміткою дна минус 1,0 м БС. Доцільність моделювання цього варіанту визначається тим, що за свідченням [144] функціонування неконтрольованих прорв призводить до інтенсивного занесення 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 [144]. Тому підтримання постійного водообміну лиманів з морем через контрольовані і облаштовані, відповідно до встановлених вимог, штучні канали має свої переваги.

Доцільність моделювання **варіанту 3** визначається тим, що періодично виникає питання про можливість створення не двох, а трьох і більше каналів у косі-пересипу для забезпечення стабілізації гідроекологічних умов в лиманах та підвищення рибопродуктивності. Однак, ще в [40] зазначалось, що необґрунтоване створення та функціонування необлаштованих обводно-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.

Схема розташування каналів в косі-пересипу Тузловських лиманів та розрахункові сітки в них приведені на рис. 6.38.

На рис. 6.39-6.40 наведені результати моделювання річного циклу солоності вод в лиманах при вищезазначених варіантах водообміну. З рис. 6.39 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 (варіант 2, л. Алібей) початковим.

В цілому, результати наведені на рис. 6.39-6.40 свідчать, що наявність двох штучних з'єднувальних каналів в косі-пересипу, що відокремлює Тузловські 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. Це, не зважаючи на те, що витрати води через штучний канал в л.Шагани значно зменшаться порівняно з промоїною, яка діяла до 2015 р. (рис. 6.41). В той же час, додаткове створення третього каналу в косі-пересипу на ділянці прилеглої до л.Алібей у варіанті 3, порівняно з варіантом 2 не дає значущого ефекту, окрім зменшення максимальних значень солоності у вересні жовтні в л.Алібей з 24 до 22 ‰, що не принципово.

На рис. 6.42 наведені приклади циркуляції вод в лиманах Тузловської групи при реальних вітрових ситуаціях 15.03 та 24-25.10.2014 р., за яких мали місце значні відгінно-нагінні відхилення рівня води в лиманах від незбуреного вітром стану (рис. 6.36б, 6.37б) та течій в каналах для варіанту 3. Видно, що наявність з'єднувальних каналів на ділянках коси-пересипу прилеглих до лиманів Шагани і Алібей забезпечує різноспрямовані потоки вод в них при поздовжніх відносно великої осі водоймища вітрах. Це забезпечує інтенсивну промивку водоймища морськими водами, з нижчою солоністю ніж в лиманах, в періоди виникнення значних відгінно-нагінних коливань рівня води в Тузловській групі лиманів і, таким чином, запобігає накопиченню в них солей. Різницю у просторовому розподілі солоності вод в акваторії лиманів для варіантів 2 та 3 ілюструють результати моделювання наведені на рисунку 6.43.

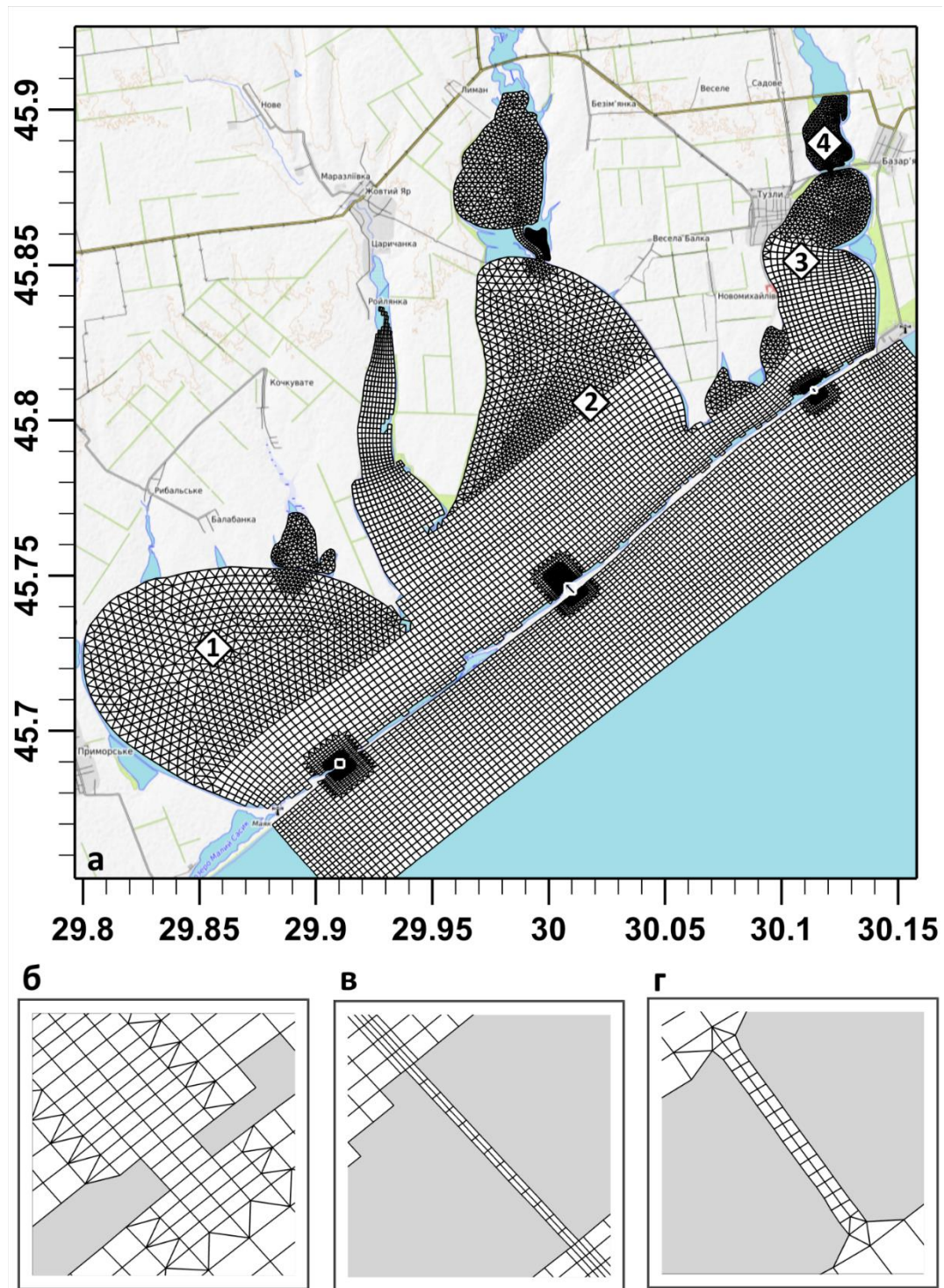


Рисунок 6.38 – Розрахункова сітка для акваторії Тузловської групи лиманів у варіанті з трьома з'єднувальними каналами (а) та схема розташування контрольних точок для аналізу результатів моделювання, вбудовані розрахункові сітки в каналах: б – в оз. Шагани; в – в оз. Алібей; г – в оз. Бурнас

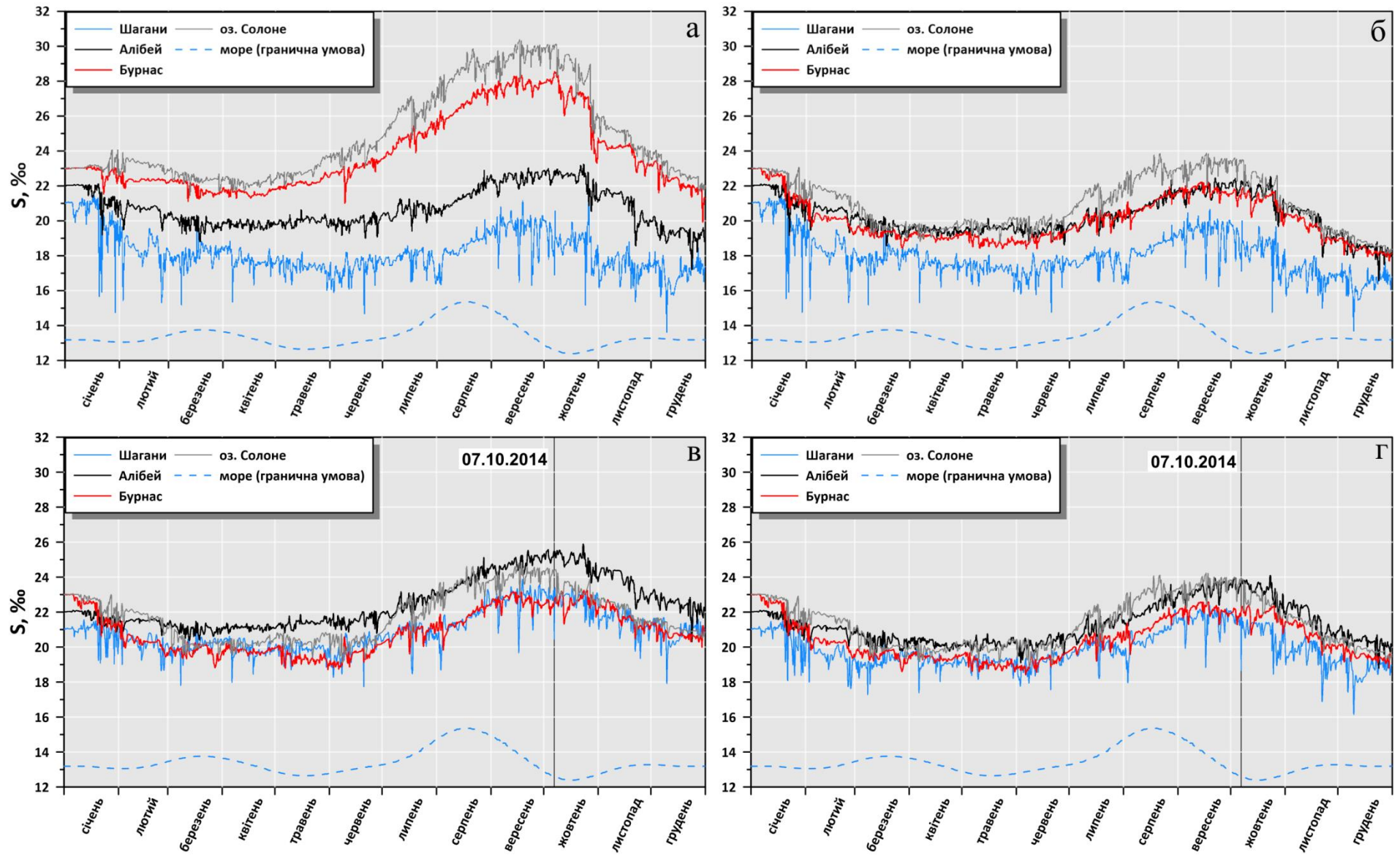


Рисунок 6.39 – Мінливість солоності, ‰, поверхневого шару вод в різних (контрольних) точках на акваторії Тузловських лиманів за різних варіантів водообміну: а – Варіант 0; б – Варіант 1; в – Варіант 2; г – Варіант 3

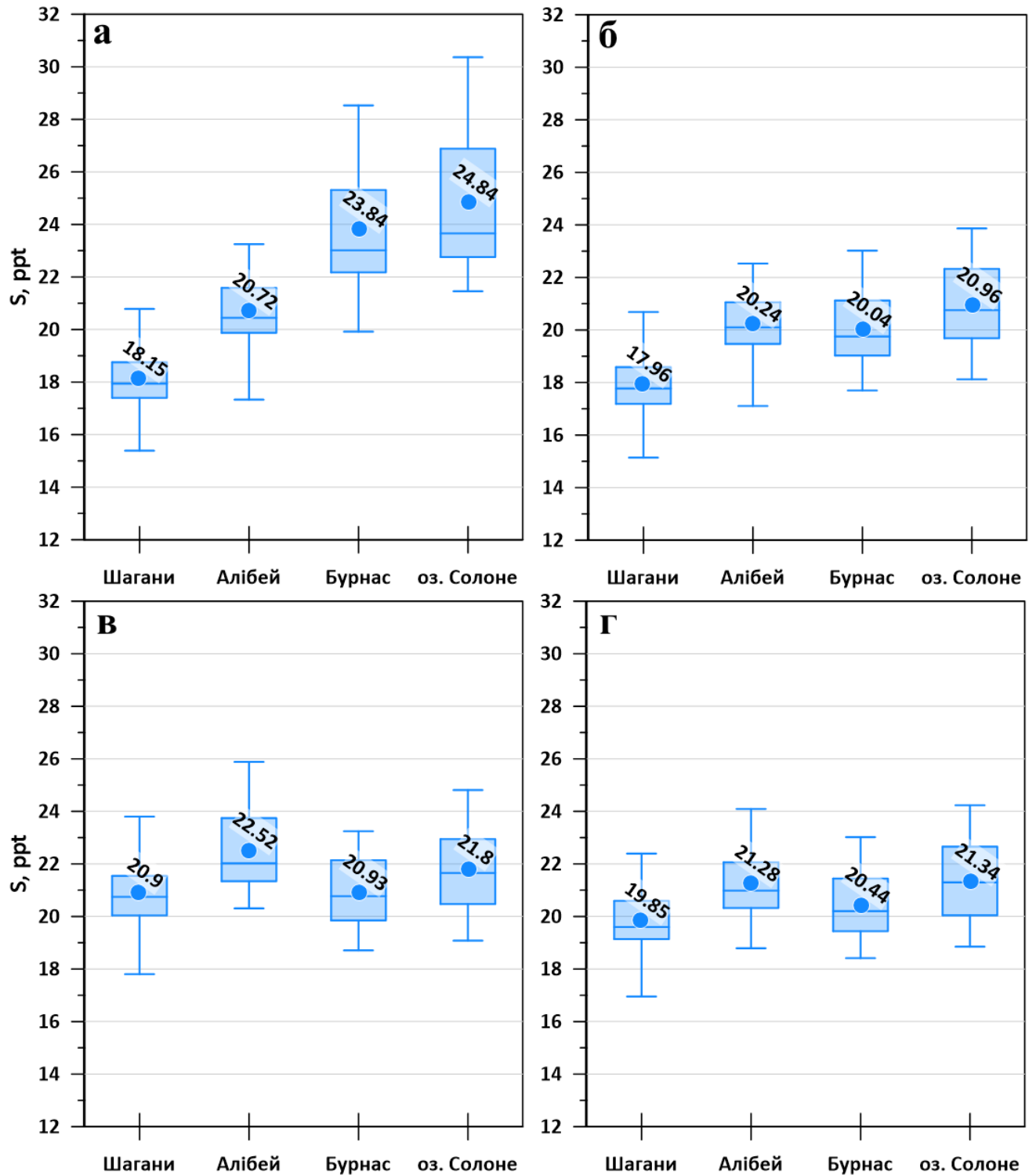


Рисунок 6.40 – Характеристики просторово-часової мінливості солоності, ‰, у поверхневому шарі вод, в різних точках акваторії Тузловських лиманів, за різних варіантів водообміну з морем: а – Варіант 0; б – Варіант 1; в – Варіант 2; г – Варіант 3. Представлені мінімальні, максимальні, медіани, середні (точки) значення, значення 0,25- та 0,75-квартілей

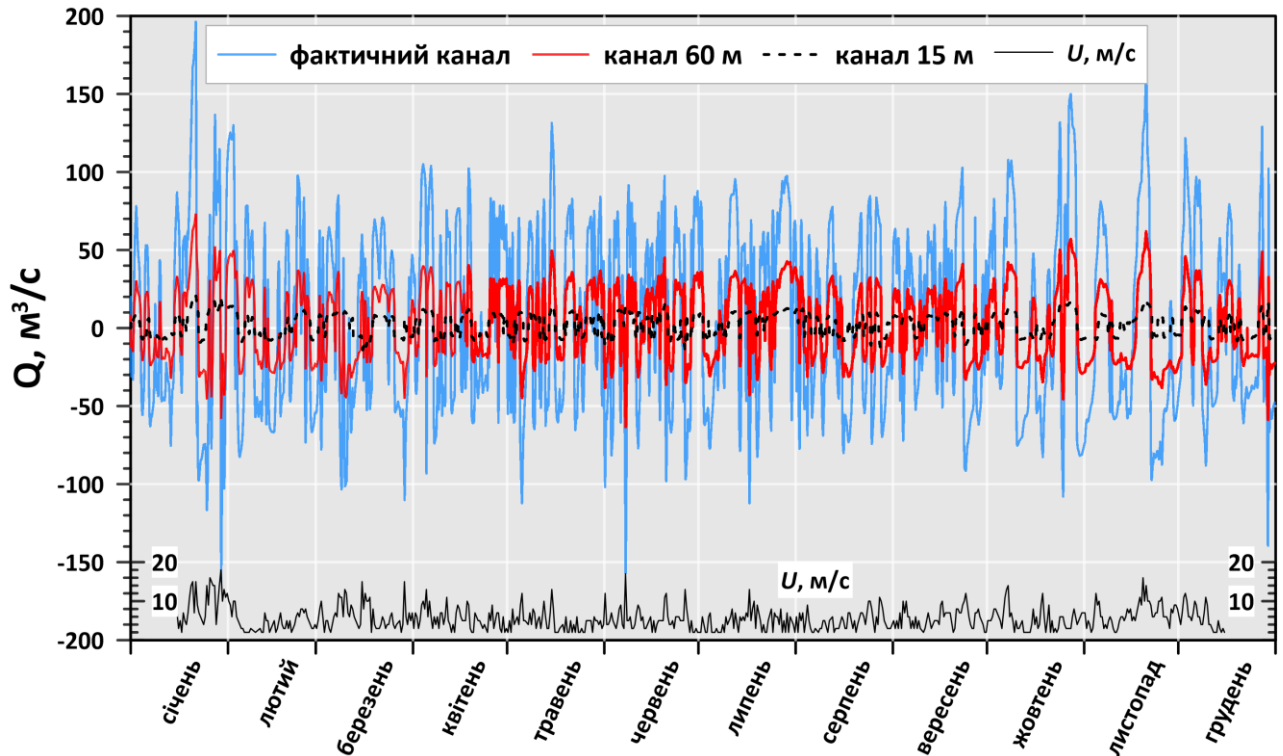


Рисунок 6.41 – Мінливість витрат води, $\text{m}^3/\text{с}$, в каналах, які з'єднують Тузловські лимани з морем, та швидкість вітру, $\text{m}/\text{с}$, протягом року

Для визначення часу водооновлення лиманів Тузловської групи та їх 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 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, представленій у частках одиниці. Досягнення верхньої межі в 1,0 ум. од. відповідає повному водооновленню в розрахунковій точці в результаті надходження морських вод.

Результати розрахунків динаміки об'ємної концентрації морської води в реперних точках основних лиманів Тузловської групи у разі реалізації варіантів 2 і 3 показані на рис. 6.44. 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.

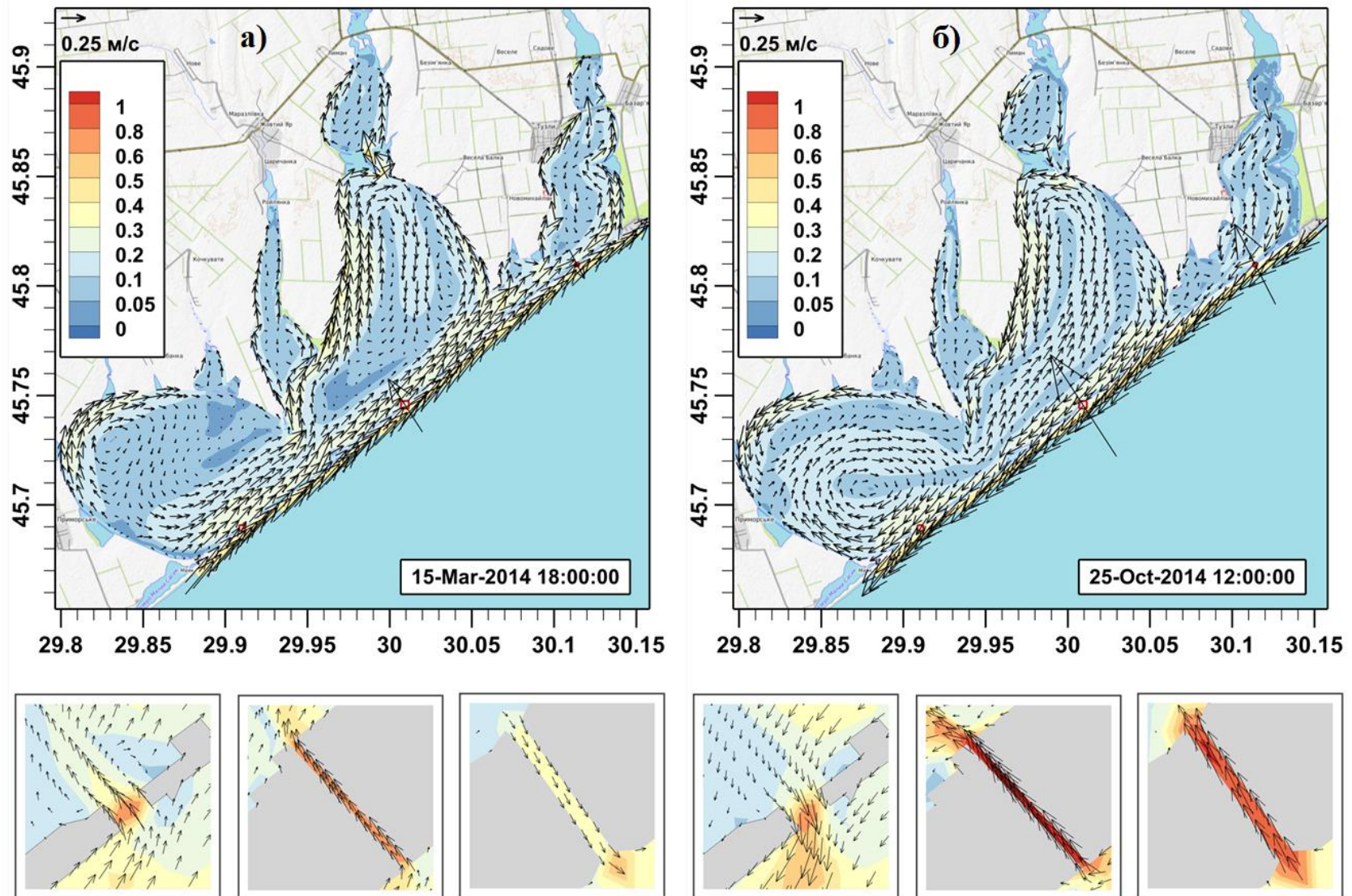


Рисунок 6.42 – Просторовий розподіл осереднених за глибиною течій, м/с, в акваторії Тузловських лиманів та в з'єднувальних каналах (варіант 3): а) 15.03.2014 18:00; б) 25.10.2014 12:00.

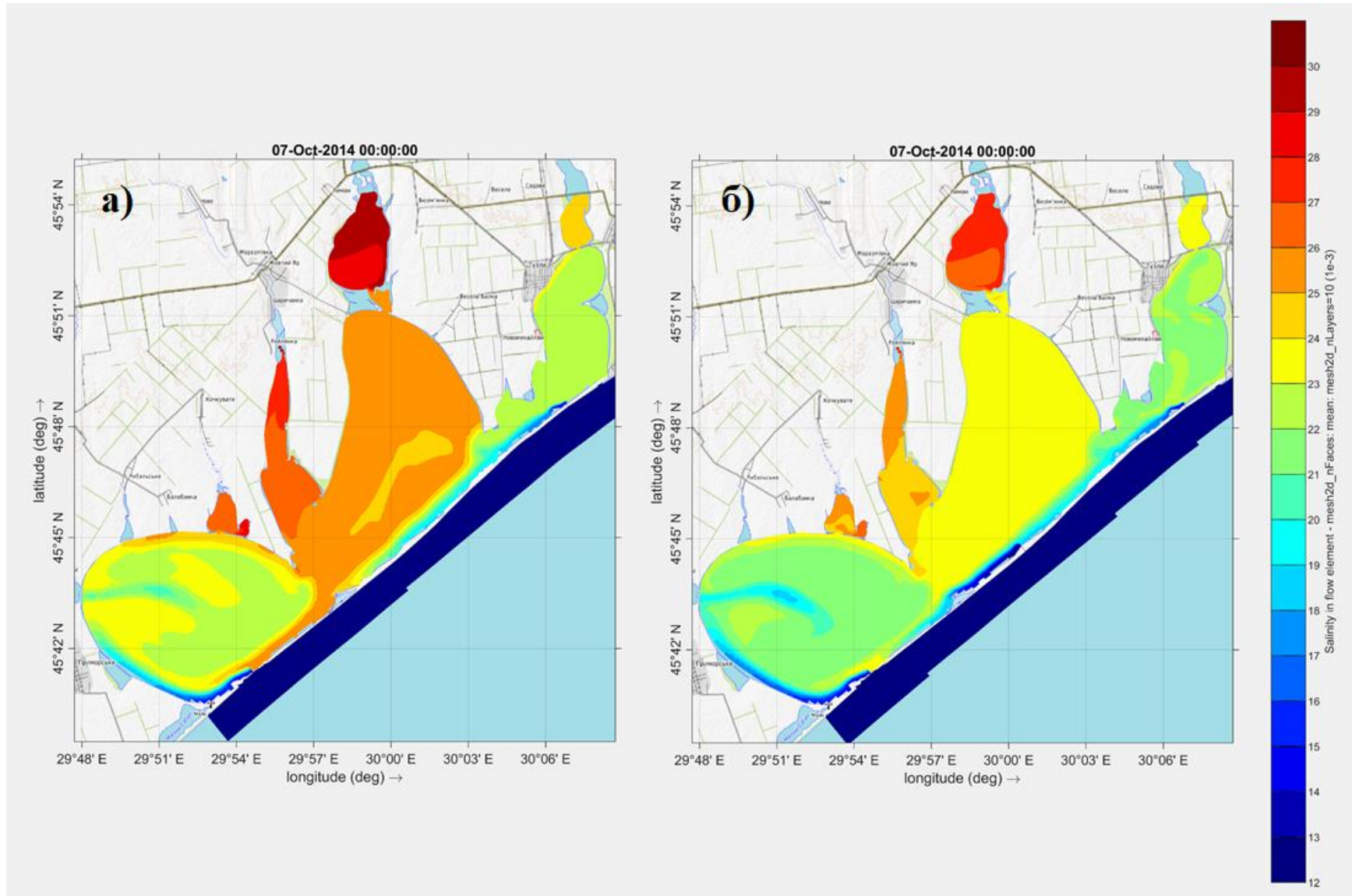


Рисунок 6.43 – Просторовий розподіл солоності поверхневого шару вод, ‰, в акваторії Тузловської групи лиманів в момент часу 07.10.2014 р. 00:00, у варіантах 2 (а) і 3 (б) функціонування з'єднувальних каналів

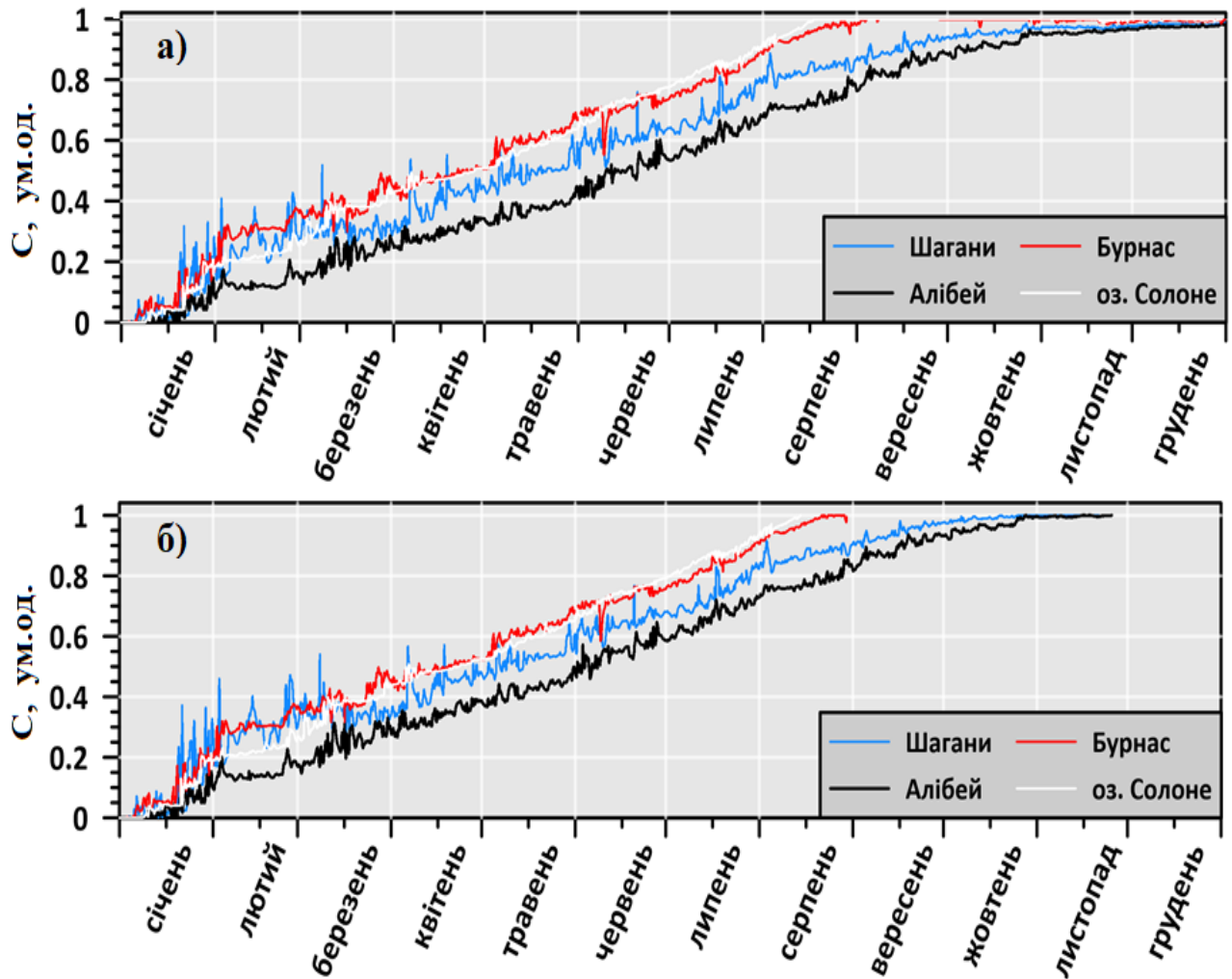


Рисунок 6.44 – Зміни концентрації консервативної домішки, в умовних одиницях (об'ємної концентрації морської води в частках від одиничного об'єму лиманних вод), яка надходить до лиманів з морськими водами у варіантах 2 (а) і 3 (б)

ВИСНОВКИ

1. Для визначення очікуваних у найближчому майбутньому (2021 - 2050 рр.) кліматичних умов в північно-західному Причорномор'ї рекомендовано використовувати результати симуляції отримані із використанням регіональної моделі CLMcom-CCLM4-8-17 (сумісно з глобальною моделлю MPI-ESM-LR), що якнайкраще відповідає середнім за ансамблем з 14 симуляцій (за різними регіональними кліматичними моделями проекту Euro-CORDEX) значенням.

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

- поступове підвищення температури повітря – середня річна температура повітря в період 2000-2018 рр. на 11-14 % вища ніж в період 1961-1990 рр., а очікувана в період 2021-2050 рр. – вища на 26-28 %;
- зменшення відносної вологості повітря в період 2021-2050 рр. на 11-18 %;
- 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 16-20 %, а у разі врахування очікуваного зменшення відносної вологості – на 33-56 %;
- збільшення у середньому на 3 % річної кількості опадів в період 2000-2018 рр. та зменшення їх на 5 % за сценаріями RCP4.5 і RCP8.5 в 2021-2050 рр. (на півдні – до 15 %), на порівняно з періодом 1961-1990 рр.

3. В результаті оцінювання очікуваного припливу прісних вод від річок до закритих 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 природних умовах формування стоку в період 2021-2050 рр., порівняно з посиляльним періодом до 90-х років XX ст., зменшиться на 30 % у кліматичних умовах траєкторії RCP4.5 та на 49 % у кліматичних умовах траєкторії RCP8.5.

4. Встановлено, що зміни кліматичних умов, які вже відбулись і очікуються в ХХІ ст. викликають збільшення дефіциту річного прісного водного балансу «закритих» лиманів північно-західного Причорномор'я, які для окремих лиманів, як, наприклад, Куяльницького, Дофіновського, 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, Дофіновський, Будацький (за відсутності надходження вод з Дністровського лиману), Тузловська група, Сасик, Тилігульський, Хаджибейський (за відсутності антропогенного стоку).

5. За результатами сценарного чисельного моделювання різних варіантів гідроекологічного менеджменту встановлено показано, що ефективно вирішення проблеми стабілізації гідроекологічного режиму «закритих» 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 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-лимани» 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 природного стоку річки Великий Куяльник до 80 % шляхом скорочення сумарного об'єму заповнення штучних водойм з 12 млн.м³ до 2 млн.м³ та продовження подачі морської води в лиман через трубопровід у зимовий сезон середнього за водністю року протягом 1,5-2,0 місяці (з середини грудня до кінця січня);
- для Тузловської групи лиманів – два штучних канали в пересипу з відмітками дна -1,0 м БС, шириною 60 м – для оз. Шагани та 15 м – для оз. Бурнас.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ

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. Малинин В.Н. Статистические методы анализа Статистические методы анализа гидрометеорологической информации. С.-П.: Изд-во РГГМУ, 2008. 408 с.
5. Афанасьев В.Н. Анализ временных рядов и прогнозирование. М.: Финансы и статистика, 2001. 228 с.
6. Дубровская Л.И., Князев Г.Б. Компьютерная обработка естественно-научных данных методами многомерной прикладной статистики: учеб. пособие. Томск: ТМЛ-Пресс, 2011. 120 с.
7. Исаев А.А. Статистика в метеорологии и климатологии. М.: Изд-во МГУ, 1988. 248 с.
8. Пановский Г.А. Статистические методы в метеорологии. Л.: Гидромет. изд-во, 1967. 241 с.
9. Науменко Л.Ю. Статистична структура полів літніх опадів на території Українського степу при західних циркуляційних процесах. *Вісн. Київ. нац. ун-ту ім. Тараса Шевченка* № 1. 1991. С. 73-79.
10. Золина О. Г. Статистическое моделирование катастрофических атмосферных осадков. – http://www.olgazolina.com/docs/.../2009_rus.pdf.
11. Верещагин М. А., Переведенцев Ю. П., Наумов Э. П., Шанталинский К. М., Гоголь Ф. В. Многолетние изменения температуры воздуха и атмосферных осадков в Казани. *Ученые записки Казанского государственного университета*. Том 147, кн. 3. 2005. С. 151-166.
12. Keggenhoff I., Elizabarashvili M., et al. Trends in daily temperature and precipitation extremes over Georgia, 1971-2010. *Weather and climate extremes*. 2014. №4. P. 75-

- 85.
13. 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. №9. P. 277-292.
 14. Milanovic M., Gocic M., Trajkovic S. Analysis of extreme climatic indices in the area of Nis and Belgrade for the period between 1974 and 2003. *Agriculture and agricultural science procedia*. 2015. №4. P.408-415.
 15. Zolina, O.G. and Bulygina, O.N. (2016), Modern climate variability characteristics of extreme precipitation events in Russia. *Fundamental'naya i prikladnaya klimatologiya*, vol.1. pp. 84-103.
 16. Логинов В. Ф. Глобальные и региональные изменения климата: причины и следствия. Минск: ТетраСистемс, 2008. 496 с.
 17. Climate Change 2013: The Physical Science Basis / T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor [et al.]. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, 2013. 1535 p.
 18. Степаненко С.М. Динаміка та моделювання клімату: підручник. С.М. Степаненко. Одеса: Екологія, 2013. 204 с.
 19. A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change / N. Nakicenović [et al.]. Special Report on Emission Scenarios. Cambridge University Press, 2000. 599 p.
 20. Jacob D. et al. EURO-CORDEX: new high-resolution climate change projections for European impact research. *Regional Environmental Change*. 2014. Vol. 14(2). P. 563-578. <https://doi.org/10.1007/s10113-013-0499-2>
 21. 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.
 22. Moss R. H. et al. The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*. 2010. Vol. 463, P. 747-756.
 23. 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.
 24. 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.
 25. 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.
26. El Hadri Y., Khokhlov V., Slizhe M., Sernytska K. Wind energy land distribution in Morocco in 2021–2050 according to RCM simulation of CORDEX-Africa project. *Arabian Journal of Geosciences*. 2019. Vol. 12(24). Article no. 753.
 27. El Hadri Y., Khokhlov V., Slizhe M., Sernytska K. Surface downwelling shortwave radiation flux projections for 2021–2050 in Morocco according to CORDEX-Africa regional climate models. *Croatian Meteorological Journal*. 2020. Vol. 54/55. P. 35-42.
 28. Балабух В. А. и др. Проекция изменения климатических средних показателей экстремальности термического режима к середине XXI века в Украине. *Природопользование*. 2018. No 1. С. 97-113.
 29. Краковська С. В. та ін. Проекції приземної температури та відносної вологості повітря в областях України до середини XXI ст. за даними ансамблів регіональних кліматичних моделей. *Геоінформатика*. 2018. No 3(67). С. 62-77.
 30. Kjerfve B. Chapter 1 Coastal Lagoons. Editor(s): Björn Kjerfve, Elsevier Oceanography Series, Elsevier, Volume 60, 1994, Pages 1-8, doi: 10.1016/S0422-9894(08)70006-0.
 31. Водні ресурси та гідроекологічний стан Тилігульського лиману: Колективна монографія / Під ред. Ю.С. Тучковенко, Н.С. Лободи. Одеса: ТЕС, 2014. 276 с.
 32. Водний режим та гідроекологічні характеристики Куяльницького лиману / За ред. Лободи Н.С., Гопченка Є.Д. Одеса, ТЕС, 2016. 332 с.
 33. Тучковенко Ю. С. та Козлов М. О. *Водний баланс Хаджибейського лиману у сучасний період*. Вісник Одеського державного екологічного університету, 2017, 21. С. 66-77.
 34. Северо-западная часть Черного моря: биология и экология: монография. Київ: Наукова думка, с. 357.
 35. Соколов Е.В. Интегрально-диагностическая оценка экосистемы Дофиновского лимана. *Вісник Одеського державного екологічного університету*, 2012, 14. С. 36-47
 36. 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.
 37. Шуйский Ю.Д., Выхованец Г.В. Природа Причерноморских лиманов: монография. Одесса: Астропринт, 2011. 276 с.

38. 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.
39. Розробка заходів щодо відновлення і підтримання сприятливих гідрологічного і гідрохімічного режимів в районі Тузловської групи лиманів. Звіт про науково-дослідну роботу заключний (наук. кер. Є. Д. Гопченко). База даних УкрНТЕІ, бібл. Од. держ. еколог. ун-ту. ДР № 0103U006209, 2003. 158 с.
40. Розенгурт М.Ш. Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов одесских лиманов: монография. Киев: Наукова думка, 1974. 217 с.
41. Лозовіцький П.С. Гідрологічний режим та оцінювання якості води озера водосховища Сасик у часі. *Часопис картографії*. 2013. Вип. 6. С. 146-170
42. Іванова Н.О. Динаміка рівня водної поверхні Сасика на різних етапах існування водойми. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2018. №4 (51). С. 63-75.
43. 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.
44. Мезенцев В.С., Карнацевич И.В. Увлажненность Западно-Сибирской равнины: монография. Ленинград: Гидрометеиздат, 1969. 75 с.
45. 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.
46. Loboda N.S., Chinnh P.V. 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*. 2004. № 289. Pp. 215-218.
47. 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.
48. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 447 с.
49. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: монография. Одесса: Экология, 2005. 208 с.
50. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях): монография. Київ: КНТ. 2005. 188 с.

51. Loboda N.S. The assessment of present and future Ukrainian water resources on meteorological evidence. *Climat and Water*. 1998. Vol.1. Pp.1486-1494.
52. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Оценка возможных изменений водных ресурсов Украины в условиях глобального потепления. *Гидробиологический журнал*. 2000, 36(3). С. 67-78.
53. Лобода Н.С., Гопченко Є.Д. Стохастичні моделі у гідрологічних розрахунках: навчальний посібник, Одеса: Екологія, 2006. 200 с.
54. 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 и гідрологія*. 2001. Вип. 42. С. 50-62.
55. 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.
56. Определение гидрологических характеристик для условий республики Молдова. СР D.01.05-2012. 180 с.
57. Гребінь В. В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз) : монографія. Київ : Ніка-центр, 2010. 316 с.
58. Швец Г.И., Игошин М.И. Каталог річок і водойм України: навчально-довідковий посібник / Під ред. Є.Д. Гопченка. Одеса: Астропринт, 2003. 390 с.
59. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: монография. Одесса: Экология, 2005. 208 с.
60. Родда Дж. К. Грани гидрологии: монография. Т.2. Л.: Гидрометеиздат, 1987. 534 с.
61. Сафранов, Т. А., Чугай А.В. Стан і якість природного середовища прибережної зони Північно-Західного Причорномор'я: монографія. 2017, Харків: ФОП Панов А.М.
62. 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.

63. 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.
64. Тучковенко О. А., Тучковенко Ю. С., Лобода Н. С. Моделювання гідроекологічних умов в лиманах Північно-Західного Причорномор'я в контексті змін клімату у ХХІ столітті на прикладі Тилігульського лиману. *Математичне та імітаційне моделювання систем МОДС 2017: тези доповідей ХХІІ наук.-прак. конф., 26-29 червня, Чернігів, 2017. С. 41-45.*
65. 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.*
66. 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.*
67. 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.*
68. 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.*
69. Лобода Н. С., Куза А. М., Козлов О. М. Оцінка можливих змін водних ресурсів річок водозбору Куяльницького лиману на початку ХХІ сторіччя (2021-2050 pp.) за моделями кліматичного сценарію RCP4.5. *Український гідрометеорологічний журнал. 2019. № 23. С.42-53. <https://doi.org/10.31481/uhmj.23.2019.05>*
70. Лобода Н.С., Козлов М.О., Куза А.М. Прогностичні оцінки водних ресурсів Північно-Західного Причорномор'я у ХХІ сторіччі за набором кліматичних сценаріїв на базі моделі «клімат-стік». *Річки та лимани Причорномор'я на початку ХХІ сторіччя: зб. тез доп. всеукр. наук.-практ. конф., 17-18 жовтня. Одеса: ТЕС, 2019. С. 100-102.*
71. 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.*

72. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С., Овчарук В.А. Гідрологічні розрахунки: підручник. Одеса: ТЕС, 2014. 484 с.
73. 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. Степаненко С.М., Польового А.М.). Одеса.: Екологія, 2011, С. 566-605.
74. Водний Кодекс України: Закон України від 06.06.1995 № 213/95-ВР. Відомості Верховної Ради України. 1995. № 24. ст.190
75. 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.
76. 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.
77. 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.
78. 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>
79. 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.
80. 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), 62-72
81. Горбачова Л.О. Сучасний внутрішньорічний розподіл стоку річок України. *Український географічний журнал*. 2015 №3. С. 16-23.
82. Звіт про науково-дослідну роботу «Зміни клімату та їх вплив на гідрологічний та гідроекологічний режими лиманів північно-західного Причорномор'я»: проміжний, 2-й етап. ДР № 0119U00192260. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 2020. 109 с.

83. Справочник по водным ресурсам / Под ред. Б.И. Стрельца. Київ : Урожай, 1987. С. 102-103.
84. Яцик А. В., Бишовец Л. Б., Богатов Е. А. Малі річки України / під ред. Яцика А. В. Київ: Урожай, 1991. 293 с.
85. 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” // Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції “Лимани Північно-західного Причорномор’я: сучасний гідро екологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення”. Одеса., ТЕС, 2014. С. 25-27.
86. 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. Geocology*, 2021, 30(2), 315-325.
87. Кліматичний Кадастр України (електронна версія) / Державна гідрометеорологічна служба УкрНДГМІ. Центральна Геофізична Обсерваторія. Київ, 2006.
88. Loboda, N., Bozhok, Y., 2015. Impact of climate change on water resources of North-Western Black Sea region. *Int. J. Res. Earth. Environ. Sci.* 2(9), 1-6.
89. Иванов, Н. Н. Об определении величин испаряемости, М.: Изв. ГГО, 1954. С. 189-196.
90. Тучковенко Ю.С., Тучковенко О.А. Главные гидроэкологические проблемы Тилигульского лимана: матеріали VIII Міжнародної науково-технічної конференції «Проблеми екології та енергозбереження». Миколаїв, 20-22 вересня 2013 р. С. 247-251
91. Тучковенко Ю. С., Тучковенко О. А. Модель эвтрофикации морских и лиманных экосистем северо-западного Причерноморья. *Український гідрометеорологічний журнал*, 2018, 21. С. 75-89.
92. 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.
93. Шекк П. В. Екологічні чинники формування природної продуктивності водойм північно-західного Причорномор’я. *Науково-практичний журнал «Екологічні науки»*, 2015, 1 (8). С. 45-53.

94. Coastal Lagoons in Europe: Integrated Water Resource Strategies. In: Lillebø, Stålnacke and Gooch (Eds). 2015. London: IWA Publishing. 227 p.
95. Тучковенко Ю.С., Лобода Н.С. Влияние изменений климата на стратегию водного менеджмента лагун северо-западного Причерноморья: тези доповідей Першого Всеукр. гідрометеорологічного з'їзду з міжнародною участю (Одеса, 22-23 березня 2017 р.). О.: ТЕС, 2017. С. 312-313.
96. 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/>
97. 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*, № 16, 2015. С. 232-241.
98. 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. DOI: 10.21303/2461-4262.2019.00979.
99. Шекк П. В. та Бургаз М. И. Современная стратегия пастбищной марикультуры в солонатоводных лиманах северо-западного Причерноморья. *Актуальные научные исследования в современном мире: Сборник научных трудов*, 2017, 3 (23). С. 22-30.
100. 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 <http://wra-journal.ksauniv.ks.ua/vip-2-2021-ukr>
101. 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 (Одеса, 17-18 жовтня 2019 р.). Одеса: ТЕС, 2019. С. 143-145.
102. Delft3D-FLOW. 2016. Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments (посібник користувача гідродинамічної моделі Delft3D-FLOW) / Delta res systems // Delft, The Netherlands. URL: http://oss.deltares.nl/documents/183920/185723/Delft3D-FLOW_User_Manual.pdf/. Назва з екрану (17.02.2016 р.).

103. Delft3D-FLOW. 2018. Вихідний код // Спілка користувачів відкритого програмного забезпечення Delft3D. Дата оновлення: 13.09.2017 р. URL: <http://oss.deltares.nl/web/delft3d/source-code> (дата звернення 23.07.2018 р.).
104. Тучковенко Ю.С., Кушнір Д.В. Результати чисельного моделювання внутрішньорічної мінливості характеристик гідрологічного режиму Куяльницького лиману. *Український гідрометеорологічний журнал*, 17, 2016. С. 137-139.
105. ОДЕКУ. 2016. *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). База даних УкрНТЕІ, бібл. Од. держ. еколог. ун-ту. ДР№0116U007903, 2016. 263 с.
106. 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* 20, 2017. С. 105-119.
107. Hess K.W. (1989) *MECCA Programs documentation: Technical Report / NOAA*. – NESDIS 46. – Washington, D.C., 97 p.
108. Hess, K.W. (2000) *Mecca2 Program Documentation*. NOAA Technical Report NOS CS 5, Silver Spring, MD, 49 p.
109. Тучковенко Ю.С., Иванов В.А., Тучковенко О.А. Моделирование водообмена Тилигульского лимана с Черным морем. *Морской гидрофизический журнал*, 2012, № 5. С. 42-58.
110. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. Л.: Гидрометеиздат, 1969. 84 с.
111. Панин Г. Н., Брезгунов В. С. О влиянии солености воды на ее испарение. *Известия РАН. Физика атмосферы и океан*. 2007. Том 43. № 5. С. 718- 720.
112. Иванова Н.О. Динаміка рівня водної поверхні Сасыка на різних етапах існування водойми. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2018. №4 (51). С. 63-75.
113. Ляшенко А. В., Зорина-Сахарова Е. Е. Гидро-экологическая характеристика лимана Сасык и Сасыкского водохранилища. *Гідробіологічний журнал*. 2017. 53 (1). С. 28-46.
114. Ляшенко А.В., Зорина-Сахарова Е.Е. Гидролого-гидрохимическая характеристика лимана Сасык и Сасыкского водохранилища. *Гідробіологічний журнал*. 2016. 52 (6). С. 99-109.

115. 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.
<http://eprints.library.odeku.edu.ua/7776/>
116. 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.
<http://eprints.library.odeku.edu.ua/5379/>
117. Лозовіцький П.С. Гідрологічний режим та оцінювання якості води озера-водосховища Сасик у часі. *Часопис картографії*. 2013. Вип. 6. С. 146-170.
118. Тимченко В.М. Эколого-гидрологические исследования водоемов Северо-Западного Причерноморья: монография. К.: Наукова думка, 1990. 240 с.
119. 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/>
120. Deltares. (2020). *D-Flow Flexible Mesh – Computational Cores and User Interface – User Manual, version: 0.9.1, SVN revision: 66806*. Delft, the Netherlands URL: http://content.oss.deltares.nl/delft3d/manuals/D-Flow_FM_User_Manual.pdf (дата звернення: 05.10.2020).
121. Математичне моделювання процесів замулення підвідних каналів-ковшів до шлюзів-регуляторів на придунайських озерах: звіт з НДР ДР 0113U005799 (науковий керівник: к.т.н., проф. О.Г. Кулібабін) / Од. держ. екол. ун-т. Одеса, 2017. 152 с.
122. Wang, Z., Wang, K., Liu, K., Cheng, L., Wang, L., Ye, A. (2019). Interactions between Lake-Level Fluctuations and Waterlogging Disasters around a Large-Scale Shallow Lake: An Empirical Analysis from China. *Water*, 11(2):318. URL: <https://www.mdpi.com/2073-4441/11/2/318> (дата звернення: 05.10.2020).
123. Тучковенко Ю. С., Кушнір 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/>
124. 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.
125. 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.
 126. Старушенко Л.И., Бушуев С.Г. Причерноморские лиманы Одещины и их рыбохозяйственное использование: монография/ Оф ИнБЮМ, Одесса: Астропринт, 2001. С.32-43.
 127. Лиманно-устьевые комплексы (ЛУК) Причерноморья: географические основы хозяйственного освоения: монография. Л.: Наука, 1988. 304 с.
 128. Шекк П.В. Ихтиофауна водоемов Национального природного парка "Тузловские лиманы" и ее рыбохозяйственное использование. *Рибогосподарська наука України*, 2015, 2. С. 5-19.
 129. Розробка заходів щодо відновлення і підтримання сприятливих гідрологічного і гідрохімічного режимів в районі Тузловської групи лиманів. Звіт про науково-дослідну роботу заключний (наук. кер. Є. Д. Гопченко). База даних УкрНТЕІ, бібл. Од. держ. еколог. ун-ту. ДР № 0103U006209, 2003. 158 с.
 130. Моделювання гідрологічного і гідрохімічного режимів Тузловської групи лиманів, спрямованих на покращення їх екологічного стану. Звіт про науково-дослідну роботу заключний (наук. кер. Є. Д. Гопченко). База даних УкрНТЕІ, бібл. Од. держ. еколог. ун-ту. ДР № 0104U010367, 2004. 88 с.
 131. Гопченко Е. Д., Тучковенко Ю. С. Сценарное моделирование водно-солевого режима Тузовских лиманов. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2003. Вып.10. С. 243-255.
 132. Гопченко Е.Д., Тучковенко Ю.С., Сербов Н.Г., Бузиян Г.Д. Стабилизация гидрологического и гидрохимического режимов Тузовских лиманов путем регулирования водообмена с морем. *Вісник Одеського державного екологічного університету*. 2005. Вип.1. С. 187-194.
 133. Иванов В.А., Гопченко Е.Д., Тучковенко Ю.С., Сербов Н.Г., Бузиян Г.Д. Управление качеством вод Причерноморских лиманов и Придунайских озер путем регулирования водного баланса. *Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа*. 2006. Вып. 14. С. 93-106.

134. 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.
135. Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья: монография / под ред. Ю.С. Тучковенко, Е.Д. Гопченко. Одесский государственный экологический университет. Одесса:ТЕС, 2012. 224 с.
136. Стабилизация гидроэкологического режима Тузловской группы лиманов путем регулирования водообмена с морем (науч. рук. Ю. С. Тучковенко). Отчет про научно-исследовательскую работу. Одесский государственный экологический университет, 2014. 70 с.
137. Шекк П.В. Екологічні чинники формування природної продуктивності водойм північно-західного Причорномор'я. *Науково-практичний журнал «Екологічні науки»*, 2015, 1 (8). С. 45-53.
138. 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.
139. 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, ISBN 978-966-186-163-2, 2021. С. 209-211.
140. 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 (дата звернення: 03.12.2021).
141. 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 (дата звернення: 05.11.2021).
142. Burchard H., Baumert H. On the performance of a mixed layer model based on the k-ε turbulence closure. *Journal of Geophysical Research (C5)*, 1995, no. 100, pp. 8523-8540.
143. Millero Frank J., Poisson Alain, Chen Chen Tung, Brad-shaw Alvin L., Schleicher K. Background papers and supporting data on the International Equation of State of Seawater. *Unesco technical papers in marine science*, 38, 1980, Publ: 1981; 192 p.

144. 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.)

ДОДАТОК А

ЗМІНИ У ПРОСТОРІ ВОДНИХ РЕСУРСІВ

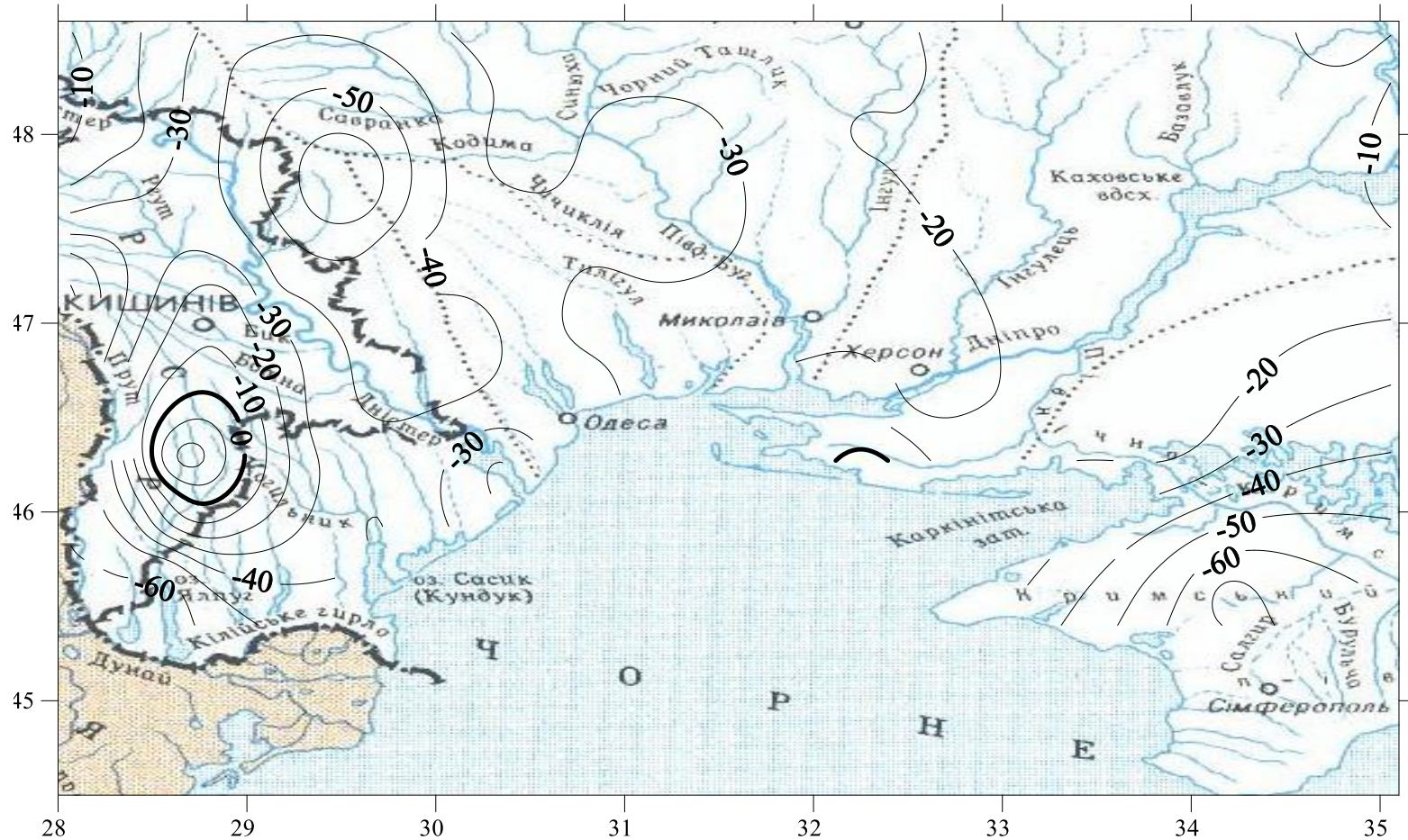


Рисунок А.1 – Зміни у просторі водних ресурсів (осереднена модель сценарію RCP4.5) для періоду 2021-2050 рр. при порівнянні із базовими даними до 1989 р.

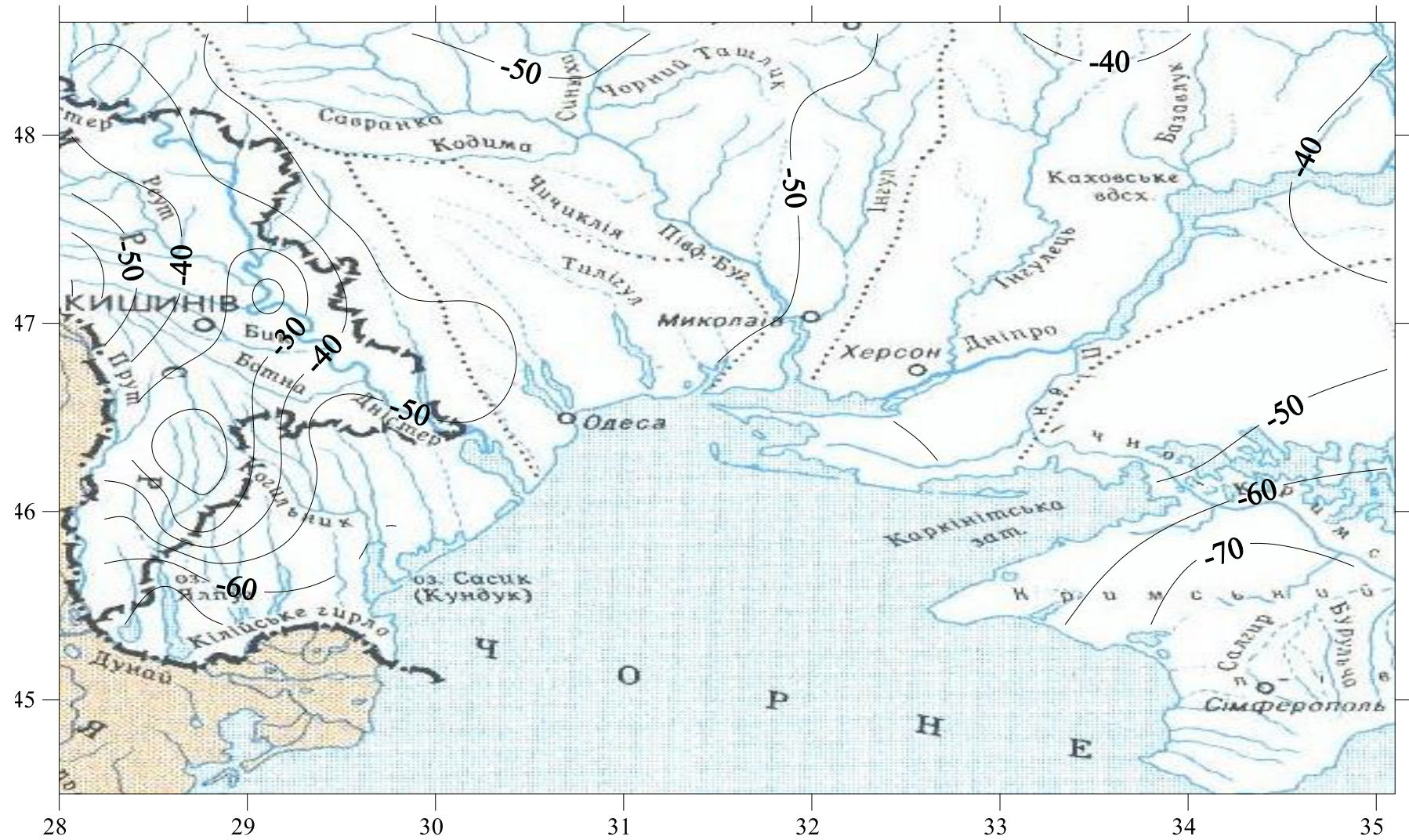


Рисунок А.2 – Зміни у просторі водних ресурсів (осереднена модель сценарію RCP8.5) для періоду 2021-2050 рр. при порівнянні із базовими даними до 1989 р.

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

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

Назва річки	Куди впадає	Норма кліматичного стоку \bar{Y}_K , мм	Середня висота водозбору H_{cp} , м	Площа водозбору F , км ²	Коефіцієнти впливу підстильної поверхні $K_{пер}$	Об'єм припливу, W , млн.м ³
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
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 СТОРІЧЧЯ
(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, середня статистична модель, 2021-2050 рр.)

Назва річки	Зміни кліматичного стоку, %	Норма кліматичного стоку \bar{Y}_K , мм	Середня висота водозбору H_{cp} , м	Площа водозбор у F , км ²	Коефіцієнти впливу підстильної поверхні $K_1; K_2$	Об'єм припливу W_{IP} , млн.м ³
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 Д

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

Таблиця Д.1 – Оцінка впливу штучних водойм на середній багаторічний приплив води від річки Хаджидер до озера Хаджидер, що з'єднується з лиманом Алібей, у базовий період (до 1989 р.)

Річка	$\bar{W}_{ПР}$, млн.м ³	Об'єм штучних водойм, млн. м ³	f_B , %	*Коефіцієнти антропогенного впливу $K_{\bar{Y}}$ при різних чинниках			$\bar{W}_{ЛОБ}$, млн.м ³
				$K_{\bar{Y},3}$	$K'_{\bar{Y}}$	$K_{\bar{Y},CVM}$	
Хаджидер	6,15	4,04**	0,01	0,34	0,99	0,33	2,03
* $K'_{\bar{Y}}$ - 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 $K_{\bar{Y},CVM}$ - сумарний коефіцієнт антропогенного впливу ** заповнення штучних водойм на 40 %							

Таблиця Д.2 – Оцінка впливу штучних водойм на середній багаторічний приплив води від річки Хаджидер до озера Хаджидер, що з'єднується з лиманом Алібей, у період 2021-2050 за даними траєкторії RCP4.5 (осереднена модель)

Річка	\bar{W}_{IP} , RCP4.5 млн.м ³	Об'єм штучних водойм, млн. м ³	f_B , %	*Коефіцієнти антропогенного впливу $K_{\bar{Y}}$ при різних чинниках			$\bar{W}_{ПОБ}$, млн.м ³
				$K_{\bar{Y},3}$	$K'_{\bar{Y}}$	$K_{\bar{Y},SUM}$	
Хаджидер	4,31	4,04 ^{**}	0,01	0,062	0,99	0,05	0,21

*

$K'_{\bar{Y}}$ - 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

$K_{\bar{Y},SUM}$ - сумарний коефіцієнт антропогенного впливу

** заповнення штучних водойм на 40 %

Таблиця Д.3 – Оцінка впливу штучних водойм на середній багаторічний приплив води від річки Хаджидер до озера Хаджидер, що з'єднується з лиманом Алібей, у період 2021-2050 за даними траєкторії RCP8.5 (осереднена модель)

Річка	\bar{W}_{IP} , RCP8.5 млн.м ³	Об'єм штучних водойм, млн. м ³	f_B , %	*Коефіцієнти антропогенного впливу $K_{\bar{Y}}$ при різних чинниках			$\bar{W}_{ПОБ}$, млн.м ³
				$K_{\bar{Y},3}$	$K'_{\bar{Y}}$	$K_{\bar{Y},SUM}$	
Хаджидер	3,08	4,04**	0,01	0,00	0,996	0,00	0,00

*

$K'_{\bar{Y}}$ - 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

$K_{\bar{Y},SUM}$ - сумарний коефіцієнт антропогенного впливу

** заповнення штучних водойм на 40 %

ДОДАТОК Ж

ОЦІНКА ВПЛИВУ ШТУЧНИХ ВОДОЙМ НА СЕРЕДНІЙ
БАГАТОРІЧНИЙ ПРИПЛИВ ВОДИ ВІД РІЧКИ АЛІЯГА

Таблиця Ж.1 – Оцінка впливу штучних водойм на середній багаторічний приплив води від річки Аліяга до озера Солоне (лиман Бурнас) у базовий період (до 1989 р.)

Річка	\bar{W}_{IP} , млн.м ³	Об'єм штучних водойм, млн. м ³	f_B , %	*Коефіцієнти антропогенного впливу $K_{\bar{Y}}$ при різних чинниках			\bar{W}_{POB} , млн.м ³
				$K_{\bar{Y},3}$	$K'_{\bar{Y}}$	$K_{\bar{Y},SUM}$	
Алкалія	3,50	1,35**	0,05	0,61	0,984	0,59	2,08

*
 $K'_{\bar{Y}}$ - коефіцієнт впливу додаткового випаровування з водної поверхні
 $K_{\bar{Y},3}$ - коефіцієнт впливу втрат на заповнення штучних водойм
 $K_{Y,3P}$ - коефіцієнт впливу зрошення за рахунок місцевого стоку
 $K_{\bar{Y},SUM}$ - сумарний коефіцієнт антропогенного впливу
 ** заповнення штучних водойм на 40 %

Таблиця Ж.2 – Оцінка впливу штучних водойм на середній багаторічний приплив води від річки Алкалія до озера Солоне (Бургаз) за сценарієм RCP8.5

Річка	\bar{W}_{IP} , RCP4.5 млн.м ³	Об'єм штучних водойм, млн. м ³	f_B , %	*Коефіцієнти антропогенного впливу $K_{\bar{Y}}$ при різних чинниках			$\bar{W}_{поб}$, млн.м ³
				$K_{\bar{Y},3}$	$K'_{\bar{Y}}$	$K_{\bar{Y},SUM}$	
Алкалія	1,75	3,38	0,05	0,00	0,977	0,00	0,00
* $K'_{\bar{Y}}$ - 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 $K_{\bar{Y},SUM}$ - сумарний коефіцієнт антропогенного впливу ** заповнення штучних водойм на 40 %							

ДОДАТОК 3
СТАТИСТИЧНІ ПАРАМЕТРИ ПРИРОДНОГО РІЧНОГО СТОКУ РІЧОК ДЛЯ КЛІМАТИЧНИХ УМОВ ХХІ СТОРІЧЧЯ
(сценарій RCP8.5, 2021-2050 pp.)

Таблиця 3.1 – Статистичні параметри природного річного стоку річок, визначені за моделлю “клімат-стік”, для кліматичних умов ХХІ сторіччя (сценарій RCP8.5, осереднена модель, 2021-2050 pp.)

Назва річки	Зміни кліматичного стоку, %	Норма кліматичного стоку \bar{Y}_K , мм	Середня висота водозбору H_{cp} , м	Площа водозбору F , км ²	Коефіцієнти впливу підстильної поверхні $K_1; K_2$	Об'єм припливу $W_{пр}$, млн.м ³
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

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 М

МІНЛИВІСТЬ ПРОСТОРОВОГО РОЗПОДІЛУ СОЛОНСТІ ВОД В АКВАТОРІЇ ТУЗЛОВСЬКИХ ЛИМАНІВ
ЗА РЕЗУЛЬТАТАМИ МОДЕЛЮВАННЯ

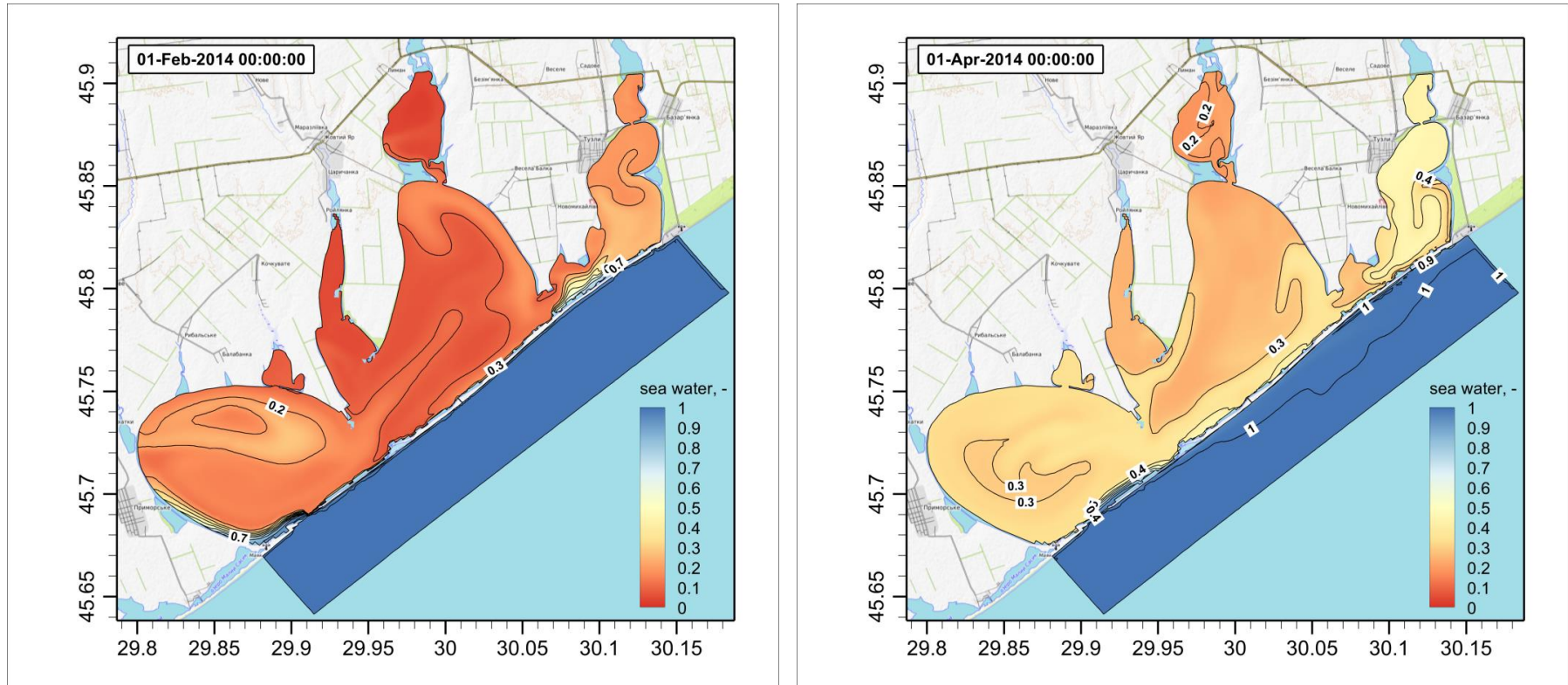


Рисунок Л.1 – Мінливість просторової концентрації консервативної домішки, в ум. од., в Тузловських лиманах за наявності 2-х каналів у пересипу (**варіант 2**): 01.02.2014 р. 00:00 (зліва) та 01.04.2014 р. 00:00 (справа)

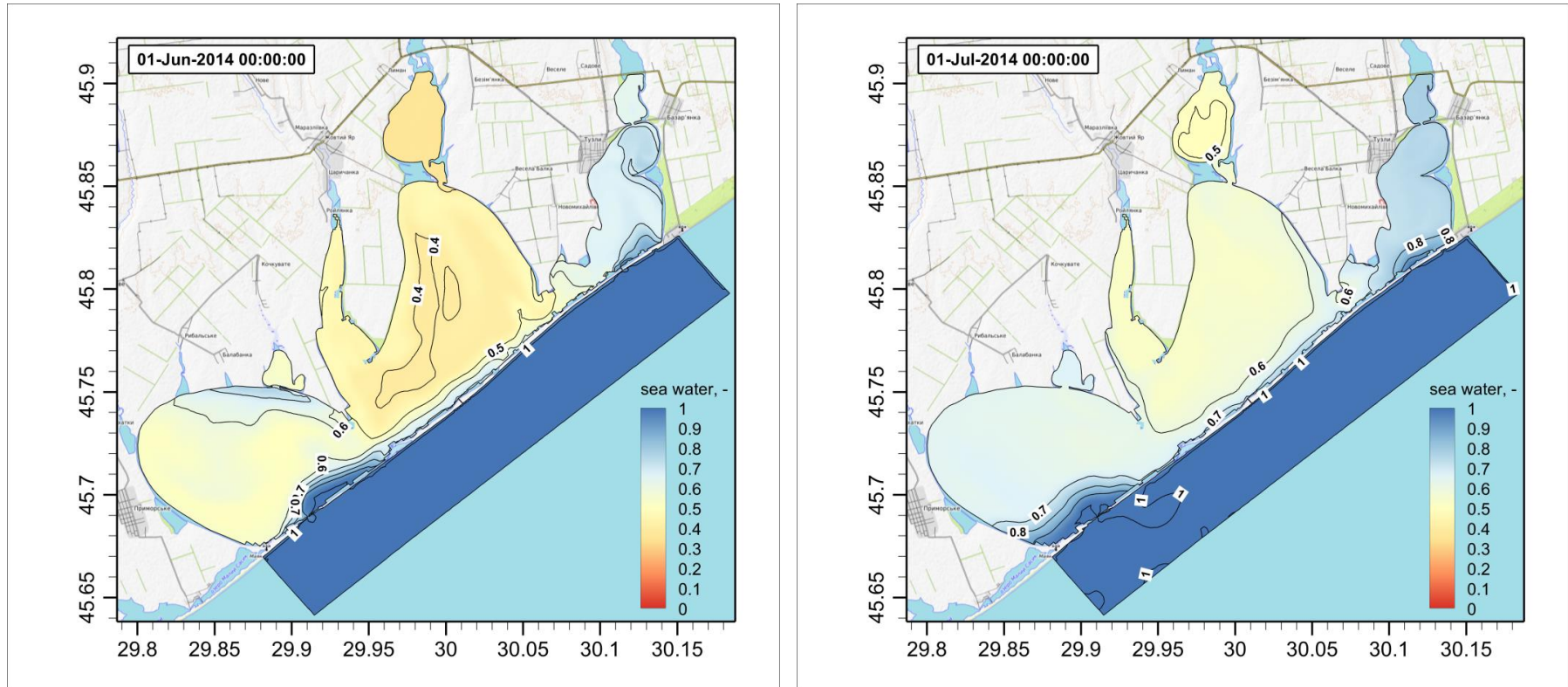


Рисунок Л.2 – Мінливість просторової концентрації консервативної домішки, в ум. од., в Тузловських лиманах за наявності 2-х каналів у пересипу (**варіант 2**): 01.06.2014 р. 00:00 (зліва) та 01.07.2014 р. 00:00 (справа)

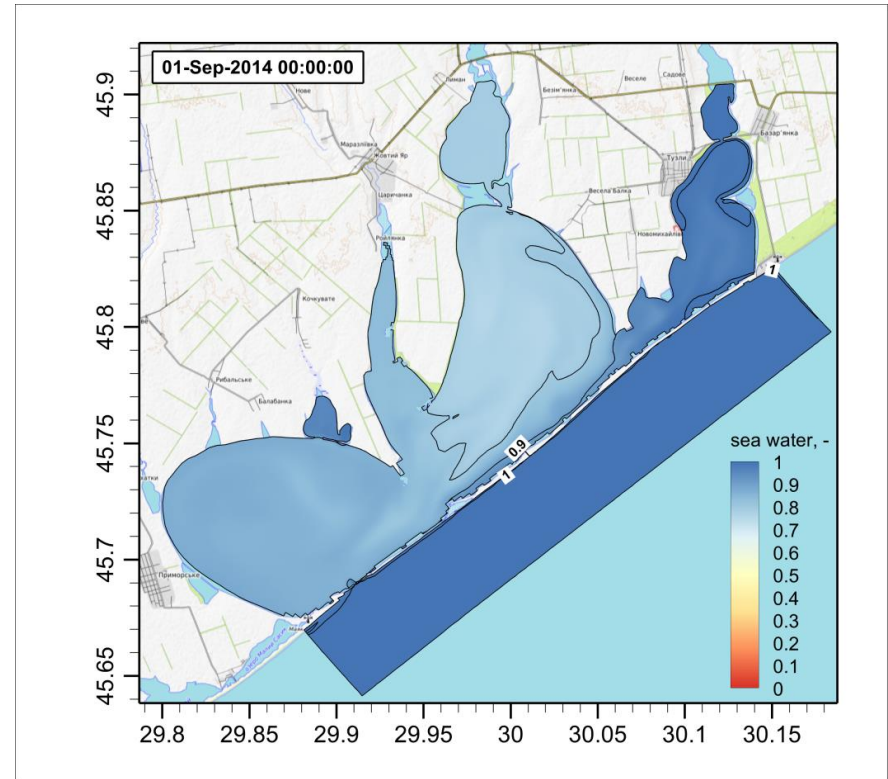
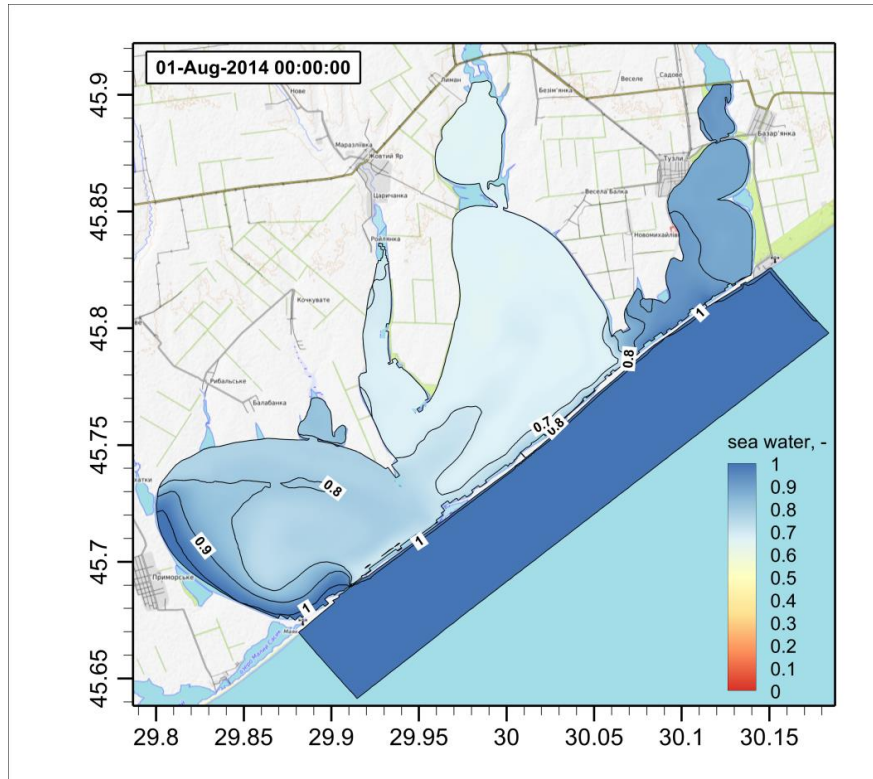


Рисунок Л.3 – Мінливість просторової концентрації консервативної домішки, в ум. од., в Тузловських лиманах за наявності 2-х каналів у пересипу (**варіант 2**): 01.08.2014 р. 00:00 (зліва) та 01.09.2014 р. 00:00 (справа)

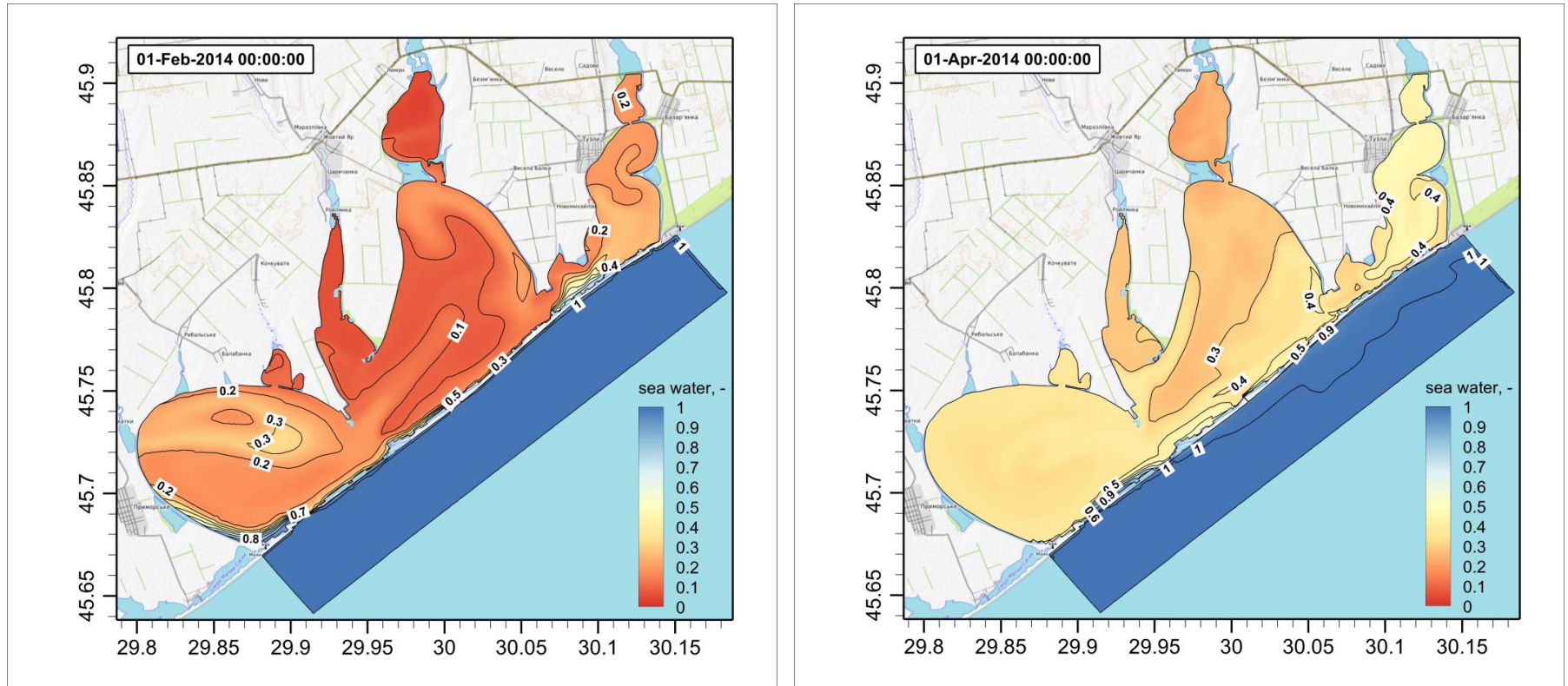


Рисунок Л.4 – Мінливість просторової концентрації консервативної домішки, в ум. од., в Тузловських лиманах за наявності 2-х каналів у пересипу (**варіант 3**): 01.02.2014 р. 00:00 (зліва) та 01.04.2014 р. 00:00 (справа)

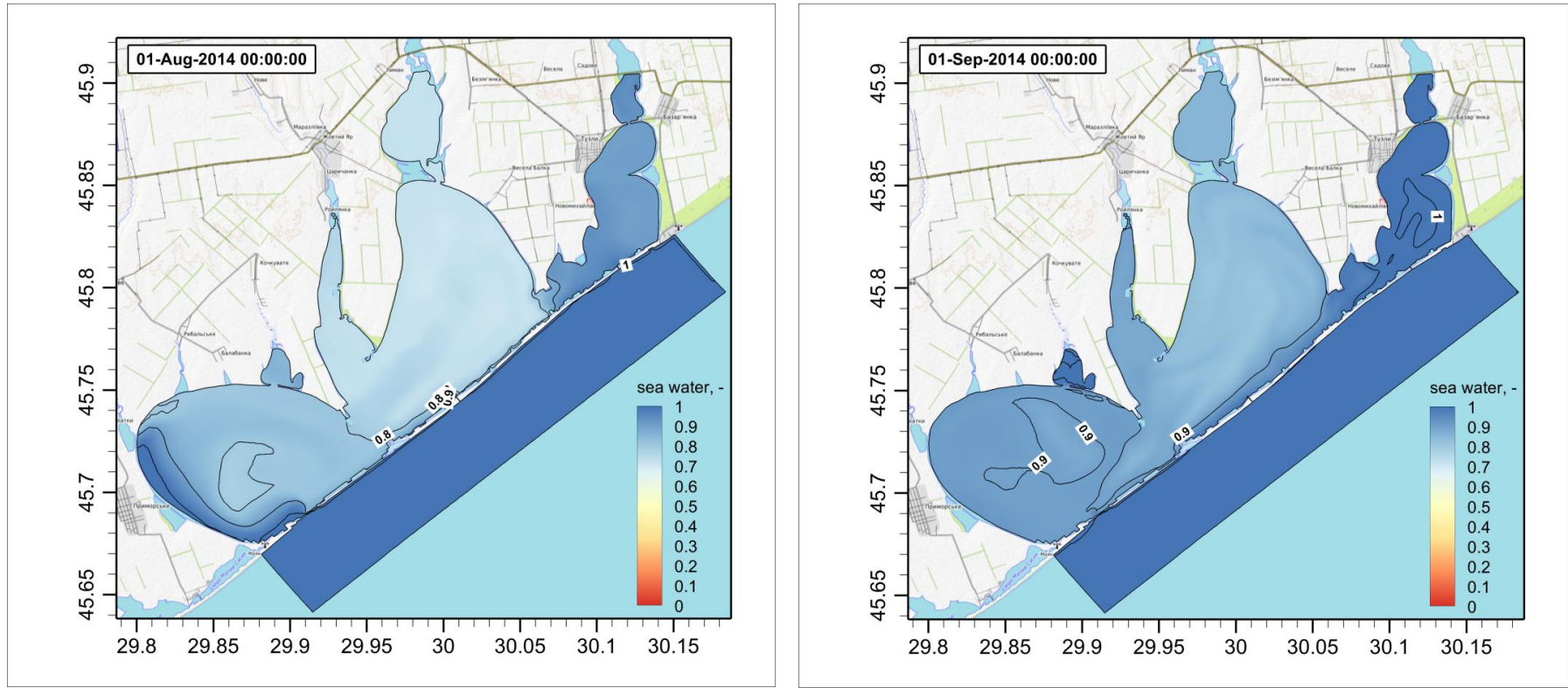


Рисунок Л.6 – Мінливість просторової концентрації консервативної домішки, в ум. од., в Тузловських лиманах за наявності 2-х каналів у пересипу (**варіант 3**): 01.08.2014 р. 00:00 (зліва) та 01.09.2014 р. 00:00 (справа)