

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ УКРАИНЫ
ОДЕССКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ ЭКОЛОГИЧЕСКИЙ УНИВЕРСИТЕТ

ВОДНІ РЕСУРСИ ТА ГІДРОЕКОЛОГІЧНИЙ СТАН ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ

Монографія

за редакцією д-ра геогр.н., проф. Тучковенка Ю.С.
д-ра геогр.н., проф. Лободи Н.С.



Одеса
ТЕС
2014

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

ВОДНІ РЕСУРСИ ТА ГІДРОЕКОЛОГІЧНИЙ СТАН ТИЛГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ

Монографія

за редакцією д-ра геогр.н., проф. Тучковенка Ю.С.
д-ра геогр.н., проф. Лободи Н.С.

ОДЕСА

ТЕС

2014

ББК 26.221

В-62

УДК 556.5:551.468.4

Водні ресурси та гідроекологічний стан Тилігульського лиману: Монографія / за ред. Ю.С. Тучковенка, Н.С. Лободи. Одеський державний екологічний університет, – Одеса: ТЕС, 2014. – 278 с., іл. 139, табл. 62, бібл. 240.

Надані фізико-географічна, соціально-економічна і гідрографічна характеристики Тилігульського лиману та його водозбірного басейну, опис природних ресурсів лиману і проблем їх збереження, аналіз гідрологічного і гідроекологічного режимів лиману в сучасних умовах. Особлива увага приділяється оцінці змін водних ресурсів річок водозбору Тилігульського лиману та інших складових його водно-солічного балансу під впливом водогосподарської діяльності і глобального потепління (за кліматичними сценаріями).

Для фахівців в області гідроекології, океанології і морського природокористування, гідрології суші, екології та охорони морського середовища, студентів гідрометеорологічних і екологічних спеціальностей.

Water resources and hydroecological conditions in Tyligulskyi Liman: Monograph / Y.S. Tuchovenko, N.S. Loboda, Eds. Odessa State Environmental University. – Odessa, TEC, 2014. – 278 pp.

The monograph describes the physiographic, socioeconomic and hydrographic conditions in the Tyligulskyi Liman Lagoon and in its drainage basin, the natural resources of the lagoon and problems of their conservation, the hydrological and hydroecological regime in the lagoon in current conditions. The special attention is given to the assessments of changes in the water resources of rivers in Tyligulskyi Liman drainage basin and to other components of its water-salt balance under the impact of water management and global warming (using climatic scenarios).

The monograph is recommended for the experts in the hydroecology, oceanology, marine nature management, land hydrology, ecology and protection of the marine environment, as well as for the students in hydrometeorological and environmental fields.

Відповідальні редактори:

д-р геогр.н., проф. Ю.С. ТУЧКОВЕНКО; д-р геогр.н., проф. Н.С. ЛОБОДА

Рецензенти: д-р геогр.н. М.А. Берлинський, д-р геогр.н., проф. П.Д. Ломакин

*Рекомендовано до друку вченою радою Одеського державного екологічного університету
Міністерства освіти і науки України (протокол № 9 від 31.10.2013 р.)*

ISBN 978-617-7054-64-0

Список авторів:

© Ю.С. Тучковенко, Н.С. Лобода, О.М. Гриб, О.Р. Губанова, В.М. Хохлов, Є.Д. Гопченко, Г.Г. Мінічева*, О.А. Тучковенко, Ю.В. Божок, Ю.І. Богатова*, Д.В. Кушнір, В.В. Адобовський*, А.Б. Зотов*, 2014

*працівники Одеського філіалу Інституту біології південних морів (з 2014 р. – Інституту морської біології) НАН України

© Одеський державний екологічний університет, 2014
Наукове видання

ЗМІСТ

Вступ (Тучковенко Ю.С., Лобода Н.С.).....	6
Розділ 1. Фізико-географічна характеристика Тилігульського лиману та його водозбірного басейну (Тучковенко Ю.С., Лобода Н.С., Тучковенко О.А.).....	9
1.1 Географічна характеристика лиману.....	9
1.2 Географічна характеристика водозбірного басейну лиману.....	12
Розділ 2. Природні ресурси Тилігульського лиману, проблеми їх збереження (Тучковенко Ю.С., Тучковенко О.А.).....	18
2.1 Природні ресурси лиману.....	18
2.2 Державна законодавча база і регіональна стратегія охорони та використання природних ресурсів лиману.....	20
2.3 Екологічні проблеми лиману.....	24
Розділ 3. Соціо-еколого-економічна характеристика природно-господарського комплексу Тилігульського лиману, проблеми менеджменту (Губанова О.Р.).....	26
Розділ 4. Зміна кліматичних чинників формування стоку на водозборі Тилігульського лиману за останні десятиріччя (Лобода Н.С., Божок Ю.В.).....	37
4.1 Основні тенденції змін кліматичних чинників у межах України.....	37
4.2 Основні тенденції змін кліматичних чинників у межах водозбору Тилігульського лиману.....	39
4.3 Зміна посушливості клімату у басейні Тилігульського лиману.....	46
Розділ 5. Оцінка водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману за даними спостережень (Лобода Н.С.).....	54
5.1 Гідрологічна вивченість.....	54
5.2 Річний стік.....	55
5.3 Внутрішньорічний розподіл стоку.....	61
5.4 Максимальний стік.....	64
5.5 Мінімальний стік.....	65
Розділ 6. Оцінка водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману за метеорологічними даними (Лобода Н.С., Гонченко Є.Д.)...	69
6.1 Метод водно-теплогового балансу як основа визначення природного стоку річок за метеорологічними даними.....	70
6.2 Просторово-часові узагальнення характеристик річного кліматичного стоку на території Північно-Західного Причорномор'я.....	73
6.3 Оцінка природних водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману за моделлю «клімат-стік».....	75
6.4 Оцінка внутрішньорічного розподілу стоку за моделлю	

«клімат-стік».....	77
6.5 Оцінка характеристик мінімального стоку за моделлю «клімат-стік».....	79
6.6 Оцінка характеристик максимального стоку за моделлю Є.Д. Гопченка.....	81
Розділ 7. Оцінка водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману в умовах водогосподарської діяльності (Лобода Н.С.)	88
7.1 Стохастична модель побутового річного стоку.....	88
7.2 Штучні водойми як основний чинник антропогенного впливу на водозборі Тилігульського лиману.....	92
7.3 Оцінка впливу штучних водойм на річний стік річок водозбору Тилігульського лиману з використанням моделі «клімат-стік».....	94
Розділ 8. Обґрунтування вибору регіональної кліматичної моделі для аналізу сучасного стану та прогнозу кліматичних змін в межах водозбору Тилігульського лиману (Хохлов В.М.).....	99
8.1 Сценарії майбутніх змін клімату Землі.....	99
8.2 Оцінка відповідності кліматичних сценаріїв даним спостережень.....	102
8.3 Зміни режиму опадів та температури повітря за реалізацією моделі REMO (сценарій M10).....	108
Розділ 9. Оцінка водних ресурсів річок водозбору Тилігульського лиману в умовах змін глобального клімату за сценарієм M10 (Лобода Н.С., Божок Ю.В.).....	112
9.1 Застосування моделі «клімат-стік» до визначення водних ресурсів за даними сценаріїв змін клімату.....	112
9.2 Зміни кліматичних чинників формування стоку за сценарієм M10.....	117
9.3 Оцінка водних ресурсів за даними сценарію M10 на основі моделі «клімат –стік».....	121
Розділ 10. Гідрографія та морфометрія Тилігульського лиману (Гриб О.М.).....	129
10.1 Морфометричні характеристики та рельєф дна.....	129
10.2 Характеристика з'єднувального каналу «лиман-море».....	142
Розділ 11. Гідрологічний режим Тилігульського лиману (Тучковенко Ю.С., Тучковенко О.А., Кушнір Д.В., Адобовський В.В.)..	148
11.1 Мінливість рівня води.....	148
11.2 Мінливість термогалінних умов.....	151
11.3 Циркуляція вод.....	158
Розділ 12. Водно-сольовий баланс Тилігульського лиману (Гриб О.М., Тучковенко Ю.С., Лобода Н.С.)	173
12.1 Розрахунок водно-сольових балансів різних частин лиману...	174
12.2 Визначення об'єму та мінералізації атмосферних опадів.....	181

12.3 Визначення об'єму та мінералізації припливних вод (поверхневих, схилових, підземних), що надійшли в лиман з його водозбірної басейну.....	183
12.4 Визначення випаровування з водної поверхні лиману.....	186
12.5 Визначення об'ємів припливу-стоку вод через з'єднувальний канал «лиман-море» та мінералізації морських вод.....	197
12.6 Результати моделювання водно-сольового балансу лиману при різних варіантах водообміну з морем.....	203
Розділ 13. Оцінка рівнів і мінералізації води Тилігульського лиману та його частин при різних варіантах функціонування водойми в умовах майбутнього клімату (до 2100 року) (<i>Гриб О.М.</i>).....	215
13.1 Вихідні дані для моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману у майбутньому (до 2100 року).....	215
13.2 Результати моделювання водно-сольового балансу лиману за різних умов функціонування водойми у майбутньому.....	221
Розділ 14. Гідроекологічний режим лиману (<i>Тучковенко Ю.С., Мінічева Г.Г., Богатова Ю.І., Зотов А.Б., Тучковенко О.А.</i>)	234
Висновки (<i>Лобода Н.С., Тучковенко Ю.С.</i>).....	248
Список літератури.....	258

ВСТУП

Тилігульський лиман, розташований на території Північно-Західного Причорномор'я, є унікальною природною системою з численними природними ресурсами, які можуть бути використані для соціально-економічного розвитку прилеглих територій Одеської та Миколаївської областей України в сферах рекреації, екологічного туризму, охорони здоров'я, аквакультури та регламентованого рибальства. Природні ресурси лиману складаються з унікального ландшафту узбережжя, багатства флори і фауни акваторії лиману, а також прилеглих територій, значних запасів лікувальних магнезіально-натрієвих мулових грязей. Лиман включено до переліку ІВА-територій, а також до міжнародного списку Рамсарської конвенції про захист водно-болотних угідь, як місця нагулу, гніздування та відпочинку мігруючих птахів. Екологічна система лиману являє собою велику цінність для підтримання біологічної рівноваги регіону. З метою збереження цих природних ресурсів лиман, разом з прилеглими до його узбережжя територіями, включений до природно-заповідного фонду України.

Завдяки відносній віддаленості водозбірному басейну лиману від урбанізованих, промислово розвинутих територій та значній природній стійкості екосистеми до антропогенного впливу [1], яка визначається морфометричними характеристиками водойми, Тилігульський лиман краще, ніж інші лимани Північно-Західного Причорномор'я, зберіг свій природний статус.

Проте, в останні десятиріччя, починаючи з 1989 року (Гребінь В.В., 2010), на території України спостерігаються суттєві зміни клімату та водних ресурсів [2]. У Північно-Західному Причорномор'ї прояв глобального потепління характеризується зростанням посушливості та відповідним зменшенням припливу прісних вод до лиману від річок та тимчасових водотоків [3]. Зростання температур повітря на фоні практично незмінних опадів спричиняє суттєве збільшення витратних статей водного балансу лиману, що у поєднанні із наслідками водогосподарської діяльності сприяє зростанню дефіциту прісного балансу, зменшенню об'єму вод, підвищенню солоності та ступеня трофності вод в лимані. Періодично в літній період року виникають «задухи», які призводять до масової загибелі риб на окремих ділянках акваторії. При подальшому розвитку цих негативних процесів виникає загроза погіршення гідроекологічного стану лиману та часткової втрати його природних ресурсів.

Вирішення проблеми збереження та відновлення природних ресурсів Тилігульського лиману можливе шляхом розробки й подальшої реалізації науково обґрунтованих планів його водного й екологічного менеджменту.

Для побудови стратегії оптимізації управління природними ресурсами необхідно насамперед визначити вплив чинників природного та антропогенного походження на формування сучасного гідрологічного режиму і гідроекологічного стану Тилігульського лиману, а також надати прогноз наслідків цього впливу у XXI сторіччі на основі розроблених та адаптованих до умов лиману математичних моделей розрахунків та прогнозів характеристик його гідрологічного, гідрохімічного та гідробіологічного стану.

Впродовж 2012-2014 рр. в Одеському державному екологічному університеті (ОДЕКУ) виконувались дві науково-дослідні роботи, в яких об'єктом досліджень був Тилігульський лиман: 1) проект 7-ої Рамкової Програми ЄС «Комплексне управління водними ресурсами і прибережною зоною в Європейських лагунах в умовах змін клімату» (FP7-ENV-2011 № 283157 “Integrated water resources and coastal zone management in European lagoons in the context of climate change – Lagoons”); 2) проект «Комплексне управління водними ресурсами Тилігульського лиману та його гідроекологічним станом в умовах антропогенного впливу і кліматичних змін» за фінансовою підтримкою Міністерства освіти і науки України. Дослідження виконувались за сприянням та участю науковців Одеського філіалу Інституту біології південних морів – Оф ІБПМ (з 2014р. – Інститут морської біології) НАН України. Перша частина результатів цих досліджень представлена в запропонованій колективній науковій монографії. Вона включає до себе загальну характеристику Тилігульського лиману та його водозбірний басейн, аналіз сучасних гідрологічного та гідроекологічного режимів лиману, оцінку водних ресурсів річок водозбору Тилігульського лиману та інших складових його водно-сольового балансу, прогноз їх змін у XXI сторіччі.

Вирішення проблеми прогнозу змін гідроекологічного стану Тилігульського лиману складається з двох основних частин: оцінки наслідків глобального потепління й водогосподарських перетворень на водозборах річок, які живлять лиман, та оцінки їх впливу на гідроекологічні характеристики безпосередньо лиману. Для дослідження водних ресурсів річок використана модель «клімат-стік», розроблена в Одеському державному екологічному університеті [4,5]. Модель спирається на використання метеорологічних даних, калібрована та апробована на багаторічних даних річок різних географічних зон України і дозволяє виконувати оцінку природного й порушеного водогосподарською діяльністю стоку. Особливе значення ця модель має для територій з відсутністю та недостатністю даних гідрологічних спостережень, якою є Північно-Західне Причорномор'я. При використанні метеорологічних даних сценаріїв глобального потепління на виході моделі визначаються характеристики стоку малих та середніх річок, які живлять Тилігульський лиман, в залежності від нових кліматичних умов та заданих масштабів

водогосподарських перетворень [6-8]. Разом з метеорологічними даними, ця інформація використовується на наступному етапі розрахунків для оцінки складових водно-сольового балансу лиману, прогнозування змін гідрологічних, гідрохімічних та гідробіологічних характеристик екосистеми лиману із застосуванням водно-балансових [9], гідродинамічних [10, 11] та екологічних [12] моделей. Результати цього етапу представлені у монографії лише в частині моделювання водно-сольового балансу з метою визначення впливу водообміну з морем через з'єднувальний канал на мінливість рівня та солоності води в лимані у минулому та майбутньому. Розгляду результатів гідродинамічного і екологічного моделювання процесів в Тилігульському лимані, з урахуванням змін клімату та спричинених ними змін водного і біогенного стоку з водозбірного басейну лиману, планується присвятити окрему монографію.

РОЗДІЛ 1

ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ ТА ЙОГО ВОДОЗБІРНОГО БАСЕЙНУ

1.1 Географічна характеристика лиману

Тилігульський лиман (рис. 1.1) 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. Нині його довжина становить 52 км, ширина змінюється на окремих ділянках від 0,2 до 5,4 км. При відмітці рівня води в лимані мінус 0,4 мБС (метрів у Балтійській системі висот і глибин) площа дзеркала його водної поверхні дорівнює 129 млн. м², об'єм вод – 693 млн. м³. Південна і центральна частини лиману є улоговинами з переважаючими глибинами в діапазоні 10-16 м, які розділені мілководною перемичкою – підводним продовженням Чілової Коси (рис. 1.2). 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 становить 5,4 м.

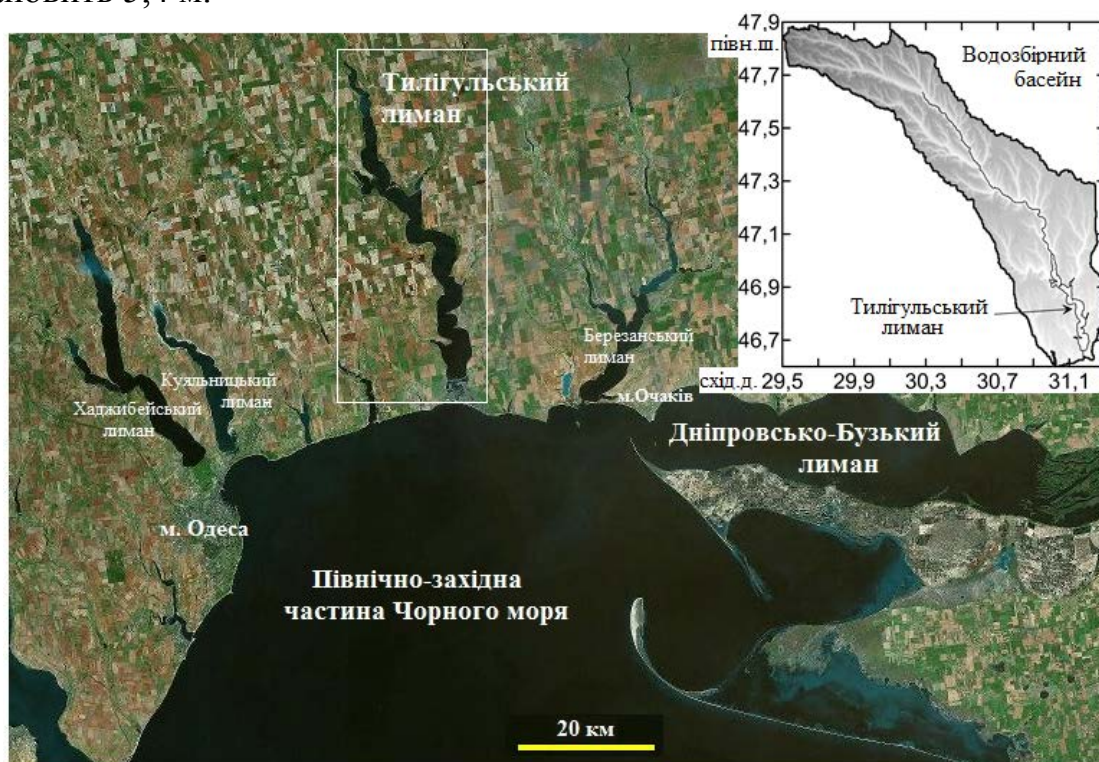
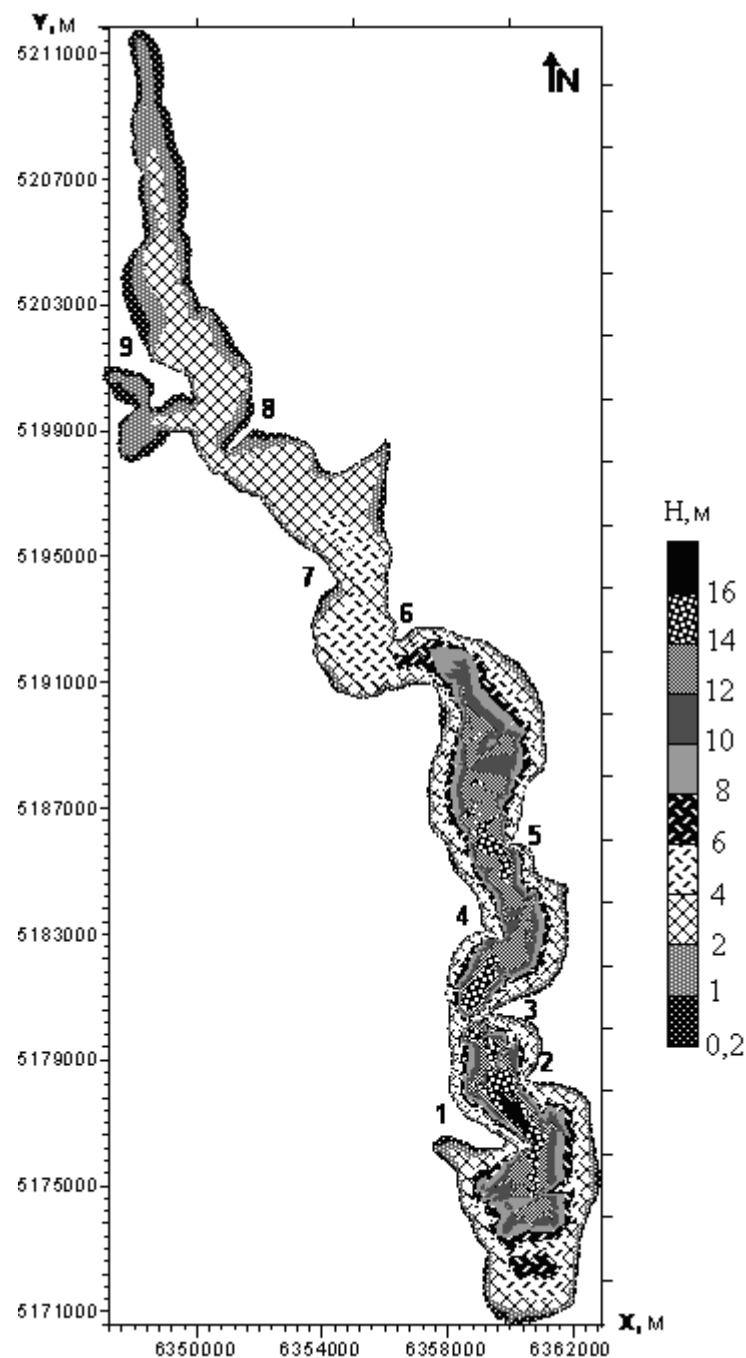


Рис. 1.1. Географічне розташування Тилігульського лиману та його водозбірного басейну



Позначки: 1 – Любопільська коса, 2 – Червоноукраїнська коса, 3 – Чілова коса, 4 – Ранжева коса, 5 - Анатолівська коса, 6 - Кордонська коса, 7 – Широкінська коса, 8 – Калинівська коса, 9 – Стрілка коса.

Рис. 1.2. Батиметрична карта Тилігульського лиману (ізобати в метрах) при відмітці рівня води мінус 0,4 мБС. Система горизонтальних координат WGS-84

Лиман відокремлений від моря природним піщаним пересипом шириною від 3,3 до 4 км і завдовжки до 6,6 км. Формування піщаного пересипу відбулося в кінці XVIII – на початку XIX сторіч. Нині пересип є

аккумулятивним морським берегом з площею близько 14 км², на якому відкладається 70 тис. м³ наносів в рік. Піщаний пересип сформувався в результаті взаємодії трьох основних груп природних чинників: морських і лиманних гідро- і літодинамічних, а також еолових процесів. На поперечному профілі пересипу, відповідно до діючих чинників, виділяються 3 ландшафтних зони: морська, еолова і лиманова. З морського пляжу вітропіщаним потоком наноси надходили в еолову і, частково, в лиманову зони. З іншого боку, під час штормів в лимані до тильного контуру пересипу надходила певна кількість наносів й водна рослинність. Вони створювали вали, якими відокремлювалися невеликі озера або затоки. З часом відокремлені озера заносилися піском, осушувалися і створювали нові площі пересипу [1].

Наприкінці 50-х років XX 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 (рис. 1.3). 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. Режим роботи каналу припускав його відкриття на декілька місяців навесні – для заходу риби в лиман (коли його води прогріті більш ніж морські), і восени – для вилову риби у момент її виходу з лиману в море, води якого в цей період часу тепліші, ніж в лимані. 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 XX сторіччя 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. Нині глибина каналу на окремих ділянках зменшилася до 0,25 м при відмітці рівня моря мінус 0,4 мБС, а ширина – до 20-25 м. До каналу примикають мілководні (глибиною 0,25-1,0 м) солоні озера, пов'язані з ним, які розташовані на низинних ділянках пересипу і підживлюються водою з каналу (рис. 1.3).

В XXI сторіччі канал функціонує протягом 3-4 місяців на рік: відкривається у квітні-травні шляхом розчищення морської частини каналу і діє до кінця липня-серпня, поки знову не замиється піском з боку моря.



Рис. 1.3. Розташування штучного з'єднувального каналу «лиман-море» і солоних озер, пов'язаних з ним, в пересипу, що відокремлює лиман від моря

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 (рис. 1.1). Цей вплив максимально проявляється в період весняної повені в квітні-червні.

1.2 Географічна характеристика водозбірного басейну лиману

Площа водозбірного басейну Тилігульського лиману – 5420 км² (рис. 1.4). 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) [2]. 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.

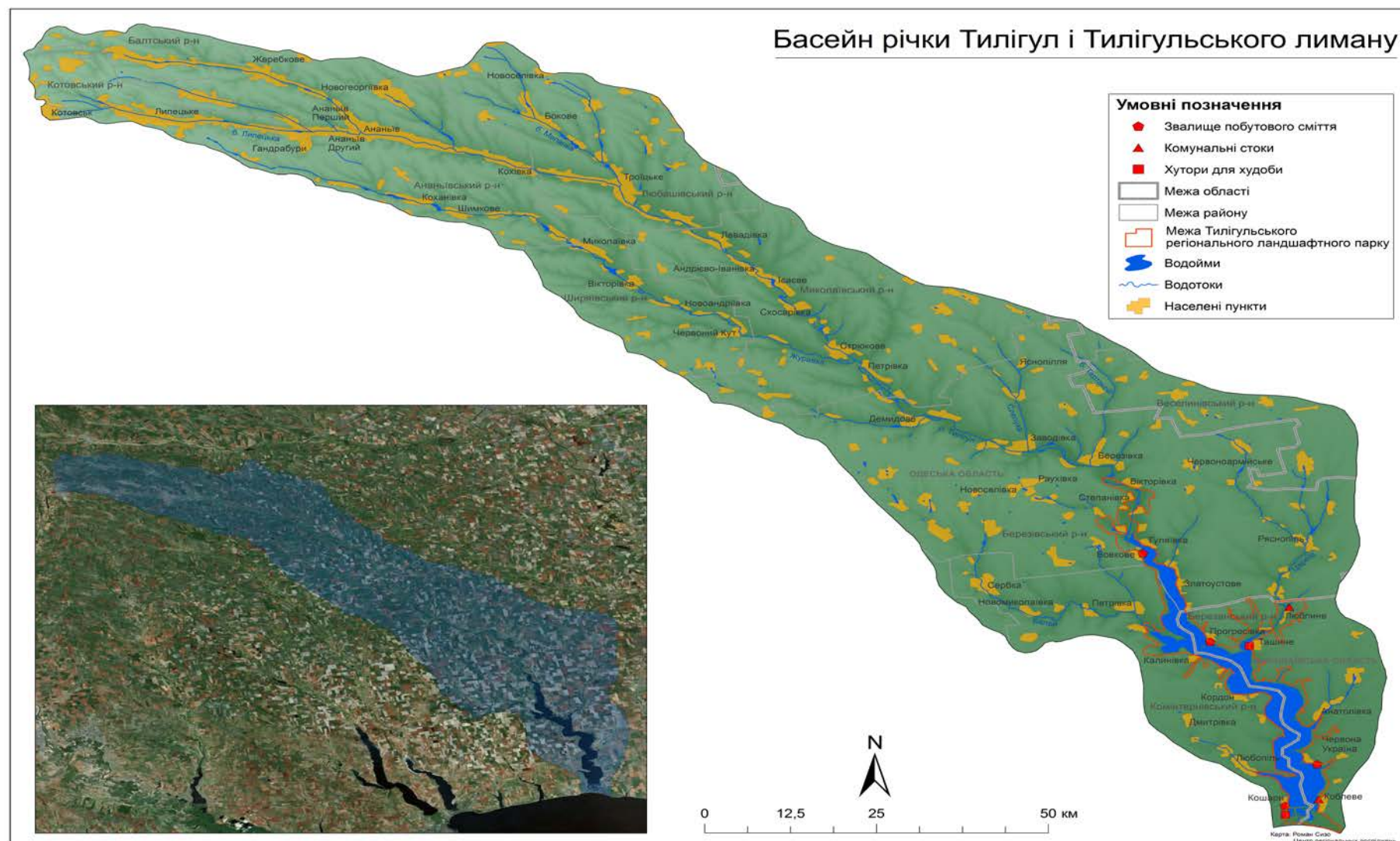


Рис. 1.4. Водозбірний басейн р.Тилігул і Тилігульського лиману

Річка Тилігул розташована в межах степової зони України, вона бере початок на відрогах Волино-Подільської височини, тече по Причорноморській низовині і впадає в північну частину Тилігульського лиману. За витік річки прийнята точка земної поверхні з відміткою 240 м абс., розташована в 6 км на північний-захід від с. Пацісели. Гідрографічна мережа розвинена слабо. Річка має сім приток з довжиною кожної більше 10 км. Загальна їх довжина становить 271 км. Коефіцієнт густоти річкової мережі дорівнює 0,13 км/км² [3]. Середній зважений уклон річки дорівнює 0,8 м/км.

Ширина долини р.Тилігул дорівнює 3-5 км, ширина заплави становить 300-400 м і збільшується в нижній течії до 800 м. Глибина ерозійного врізу змінюється від 50 до 100 м. Схили річки пориті ярами і балками, які розкривають понтичні вапняки. Біля підосви схилів є конуси виносу, які утворилися за рахунок надходження дрібнозернистого матеріалу з ярів. На вододілах створена мережа полезахисних, а на схилах – протиерозійних насаджень. Яружно-балкові та схилово-долинні ділянки використовуються як пасовища. На заплавах і надзаплавних ділянках вирощують овочеві і садові культури, а також виноградники [4].

Водозбір річки витягнутий в напрямі з північного заходу на південний схід. Основними елементами його рельєфу є Волино-Подільська височина та Причорноморська низовина.

Північна половина водозбору відноситься до агрокліматичної зони, що називається Північним степом. У міру просування на південь посилюється аридність клімату. Південна половина водозбору належить Південному степу. Ґрунтовий і рослинний покрив змінюються в міру зміни зволоженості території. У верхній і середній частинах водозбору поширені звичайні і південні чорноземи, в південній – темно-каштанові та каштанові. Лісистість зменшується в напрямку на південь. У верхів'ях річки існувала "Жеребківська" діброва, до теперішнього часу збереглися байрачні ліси.

Згідно з гідрологічним районуванням, водозбір р.Тилігул знаходиться в області недостатньої водності, а його південна частина – в області надзвичайно недостатньої водності [2].

Гідрологічні спостереження організовані в створі р.Тилігул – смт Березівка. Площа водозбору р.Тилігул – смт Березівка становить 3170 км², відмітка "0" поста дорівнює 2,91 мБС. Гідрологічний пост був відкритий 27.12.1930 р., він знаходиться в 10 км від гирла. Спостереження за стоком проводяться, починаючи з 1953 року.

Режим рівнів характеризується весняною повінню, низькою меженню, що переривається дощовими паводками. Сніговий покрив спостерігається менш, ніж в 50 % зим. Середня висота снігового покриву дорівнює 0,05 м, максимальна висота досягає 0,50 м. Найбільша глибина

промерзання ґрунту становить 1,06 м. У середні за водністю і маловоді роки річка взимку перемерзає і влітку пересихає.

Ерозійні процеси в межах водозбору протікають інтенсивно, внаслідок чого русло річки замулюється. Середньорічна мутність річки становить 250-500 г/м³, лише в нижній частині мутність досягає 100-250 г/м³.

Сільськогосподарське опанування водозбору річки перевищує 90 %, на ньому споруджена значна кількість ставків, які суттєво впливають на гідрологічний режим.

Середній за багаторічний період річний приплив вод з водозбірного басейну до Тилігульського лиману в природних (непорушених господарською діяльністю) умовах, розрахований на основі водно-теплогового балансу, дорівнює 56 млн.м³. З них річний стік р.Тилігул в цілому становить 46 млн.м³ (82 %), а через створ в нижній частині річки при впадінні її в лиман – 41,6 млн.м³. Однак, згідно з даними спостережень в створі смт Березівка осередненими за період 1992-2007 рр., реальний обсяг вод р.Тилігул, які надходять в лиман за рік, становить лише 21,2 млн.м³, що зумовлено сумісним впливом господарської діяльності і змінами клімату.

Розподіл стоку річок у середині року нерівномірний. Основна частина річного стоку формується в період весняної повені. У роки з нестійким сніговим покривом або при його відсутності весняне водопілля не утворюється. Найбільш високі витрати і шари стоку за період весняного водопілля формуються за умови випадіння і подальшого накопичення на поверхні твердих опадів, на фоні глибокого попереднього промерзання ґрунту. При переході температури повітря від від'ємних до позитивних значень утворюється поверхневий схиловий стік, який зумовлює весняне водопілля з великими значеннями максимальних витрат води. Випадання рідких опадів в процесі танення снігу сприяє утворенню максимального стоку. Підземне живлення річок незначне і становить в середньому 2,5 мм/рік (8,8 млн. м³). Внаслідок малої частки підземного живлення в річному об'ємі води, відбувається пересихання річок в літньо-осінній період. Тривалість пересихання в нижній течії р.Тилігул може становити 90-240 діб [3]. Мінімальний середньомісячний стік річок в період літньо-осінньої межені дорівнює нулю. У період зимової межені частина середнього місячного мінімального стоку зимової межені в річному стоці змінюється від 0,4 у витoku р.Тилігул до 0,05 у середній частині водозбору цієї річки.

З метою внутрішньорічного регулювання водних ресурсів, на водозбірному басейні протягом десятиліть створювалися штучні водойми (ставки), розташовані переважно в руслах річок. Загальна кількість ставків на р.Тилігул дорівнює 105 (сумарний об'єм заповнення становить 10,2 млн.м³), а з урахуванням даних по інших річках (Балайчук, Царега,

балка Хуторська), їх загальна кількість сягає 140, з сумарним об'ємом заповнення 14 млн.м³. Рівень технічного оснащення ставків досить низький: немає захисту дна і берегів від фільтрації, водозливи автоматичної дії часто не працюють, греблі слабо укріплені або частково зруйновані. Вісімдесят відсотків цих водойм щорічно пересихає. Втрати стоку на заповнення ставків і додаткове випаровування з їх водної поверхні є причиною зменшення водних ресурсів на 30-35 % (табл. 1.1). Вплив штучних водойм на водні ресурси зростає в міру зменшення водності річок.

З кінця 80-х років XX сторіччя [5] на водні ресурси річок великий вплив мають зміни клімату. Середній багаторічний річний стік р.Тилігул зменшився за період 1989-2011 рр. на 37 % порівняно з періодом 1953-1988 рр. Зміни середнього багаторічного річного ходу середньомісячних витрат р.Тилігул в період до і після початку кліматичних змін, за даними спостережень в створі смт Березівка, наведені на рис. 1.5.

Таблиця 1.1. Водні ресурси річок басейну Тилігульського лиману в природних та порушених господарською діяльністю умовах (до 1989 р.) [6]

Річки, притоки	Річний стік \bar{W} , млн.м ³	
	В природних умовах	При наявності штучних водойм
Тилігул	46,00	33,0
Царега	3,90	1,91
Балайчук (Балай)	4,10	2,75
Хуторська	0,46	0,00
Боковой приплив	1,60	1,06
Сума	56,06	38,7

Джерелами формування запасів підземних вод є атмосферні опади. Через відсутність близько розташованого до земної поверхні водотривкого шару, атмосферне живлення підземних вод поширюється і на неогенові відклади [7]. Гідравлічний зв'язок між поверхневим і підземним стоком не встановлено. Через нестачу поверхневих вод, підземні води використовуються для питного та комунально-побутового водопостачання, забезпечуючи сумарну потребу у воді на 92 % (13,1 млн.м³). Вилучення підземних вод в басейні р.Тилігул здійснюють 150 водокористувачів. Зокрема, у 2011 році було забрано 3,62 млн.м³ підземних вод, з них використано: на господарське і питне водопостачання – 2,93 млн.м³, на сільськогосподарське водопостачання – 0,6 млн.м³, на виробничі потреби – 0,09 млн.м³. Спожиті підземні води скидаються в р.Тилігул без очищення.

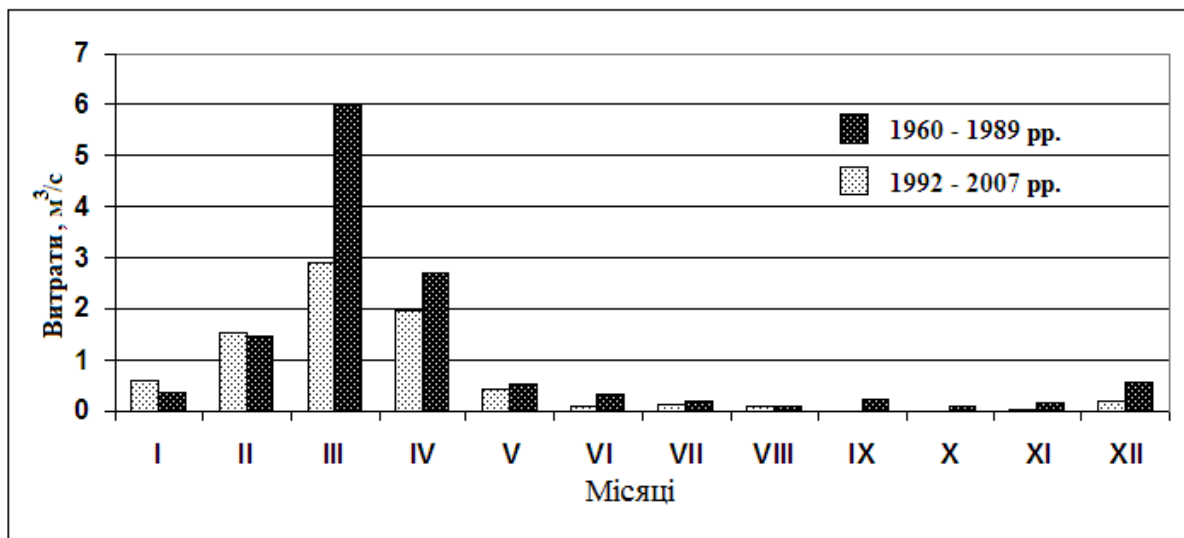


Рис. 1.5. Середній за багаторічний період річний хід середньомісячних витрат р.Тилігул у створі смт Березівка, м³/с, в період до і після початку кліматичних змін

РОЗДІЛ 2

ПРИРОДНІ РЕСУРСИ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ, ПРОБЛЕМИ ЇХ ЗБЕРЕЖЕННЯ

2.1 Природні ресурси лиману

Узбережжю Тилігульського лиману притаманний багатий ландшафтний різновид: кліфи, хвилеприбійні ніші, бенчі узбережжя, піщані коси та острови, мілководдя й заливні луки, очеретяні зарості, степові і лісові ділянки. Акваторія лиману створює також сприятливі умови для біологічного різноманіття. Флора узбережжя лиману нараховує не менш 650 видів судинних рослин, з яких не менш 70 є домінантами рослинних угруповань, а 22 види занесені в національну та міжнародну Червоні книги. З корисних рослин, що складають цінний генофонд рослинних ресурсів, на узбережжі лиману зафіксовано 140 лікарських видів, 110 медоносних, 103 кормових, 93 харчових, 92 декоративних, 80 олієвмісних, 40 фарбувальних та ін. Ресурси деяких з цих рослин настільки значні, що дозволяють їх заготовляти [1].

Цінність рослинного покриву узбережжя Тилігульського лиману полягає в його репрезентативності для південної степової підзони України, наявності рослинних угруповань, занесених в Зелену книгу України, та видів рослин, занесених в різні охоронні списки міжнародного, державного та місцевого рівня.

Тилігульський лиман характеризується також високим рівнем біологічного багатства фауни. Він є місцем існування 70 % орнітофауни водно-болотних угідь України. В різні сезони року, в період міграцій, гніздування та зимівлі тут зустрічаються приблизно 300 видів птахів, з яких 26 видів занесені в Червону книгу України і 3 види (*Phalacrocorax pygmeus* Pall. – гніздиться; *Haliaeetus albicilla* – перелітний, який зимує; *Rufibrenta ruficollis* Pall. – перелітний) – в Європейський червоний список. Поза гніздового періоду, особливо в період весняної та осінньої міграції, на акваторії лиману, мілководдях й плесах мешкає більше 70 видів водно-болотних птахів [1]. Загальна кількість птахів становить від 2000 до 7000 пар. Кількість птахів, що зимують, становить приблизно 10 000 особин, а перелітають – приблизно 8 000 особин [2].

Враховуючи значення Тилігульського лиману як місця нагулу, гніздування та відпочинку мігруючих птахів, він включений до переліку ІВА-територій, а також в міжнародний список Рамсарської конвенції про захист водно-болотних угідь, як водно-болотне угіддя міжнародного значення, що відіграє важливу роль для існування водоплавних птахів.

На узбережжі лиману мешкає не менш 1500 видів безхребетних тварин. 23 види комах занесені в Червону книгу України, а 2 види (*Saga*

pedo (Pallas, 1771), *Zerynthia polyxena* (Denis et Schifermuller, 1775) – включені також до Європейського червоного списку. Тут зустрічаються 7 видів амфібій та 7 видів рептилій, 31 вид ссавців, 6 з яких занесені в Червону книгу України [1].

Тилігульський лиман є одним з небагатьох “ветландів”, які зберегли сьогодні природні приморські ландшафти; його екологічна система має унікальні умови для життя тваринного і рослинного світу, акваторія лиману являє собою велику цінність для підтримання біологічної рівноваги регіону.

У водах Тилігульського лиману виявлені 118 видів планктонних мікроводоростей, 51 вид донної рослинності, включаючи багатоклітинні водорості і квіткові макрофіти, 30 видів мезо- та макрзоопланктону, 46 видів макрзообентосу, 25-30 видів риб [3].

Тилігульський лиман і прилегла територія мають значні рекреаційні ресурси. Унікальний ландшафт узбережжя, багатство флори і фауни акваторії лиману, а також прилеглих територій, сприяють розвитку екологічного («зеленого») туризму й обмеженим напрямкам аматорського рибальства.

Високим балом пляжної привабливості характеризується морська сторона піщаного пересипу, що відокремлює лиман від моря, з її широким піщаним пляжем і прибережним мілководдям, а також ділянки узбережжя лиману розташовані вздовж зовнішнього контуру пересипу, кіс і терас, а також біля підніжжя прилеглих до них активних кліфів. Малі пляжі зустрічаються на вершинах увігнутостей берега та заток, особливо в південній частині лиману. Загалом, лиманні пляжі є невеликими у порівнянні із морськими. Їх ширина не перевищує 5-10 м, а висота зазвичай дорівнює 0,3-0,5 м.

Центральне місце в сучасному туристично-рекреаційному комплексі території морського узбережжя, прилеглої до Тилігульського лиману, займають приморські кліматичні курорти Коблево, Рибаківка, Сичавка. Вони мають у своєму розпорядженні певну кількість туристичних баз відпочинку, кемпінгів та пансіонатів. Курорти профільовані на кліматотерапію в комфортний період року (приблизно 130 днів на рік – з середини травня до середини вересня), оздоровлення хворих з неінфекційними ураженнями легень і верхніх дихальних шляхів та з серцево-судинними захворюваннями. Додатковими факторами рекреації є виноградолікування за спеціальними дієтами для хворих з порушеннями ендокринної системи, спортивне рибальство в Чорному морі й Тилігульському лимані, різні види екологічного туризму на території регіональних ландшафтних парків.

Великий потенціал для розвитку рекреаційної лікувально-оздоровчої діяльності представляють бальнеологічні ресурси Тилігульського лиману. Тут розташоване одне з найбільших в Причорномор'ї родовище

мінеральних лікувальних магнієво-натрієвих мулових грязей, запаси яких сягають 15,8 тис. м³. Його загальна площа становить 23,2 км². Лікувальні грязі являють собою візуально чорну або темно-сіру масу, що складається з води, мінеральних та органічних інгредієнтів, має тонкодисперсну структуру, однорідність, мазеподібну консистенцію, жирний блиск та запах сірководню. Грязь характеризується об'ємною вагою 1,23-1,31, вмістом вологи – 62-70 %, сірководню – 0,05-0,07 %, органічних речовин – 1,7-2,1 %, рН – 8,25-8,5. Грязьовий розчин магнієво-натрієвого типу з мінералізацією 13,5-15,6 г/л [4]. Грязі можуть використовуватися для лікування захворювань органів опорно-рухового апарату, нервової системи, гінекологічного профілю та ін.

Для збереження вищевказаних природних ресурсів Тилігульського лиману на його берегах та акваторії створені 2 однойменних регіональних ландшафтних парки в межах Одеської (3973 га суші та 9981 га акваторії лиману) та Миколаївської (3440,1 га суші та 4755,3 га акваторії лиману) областей, а також заказники місцевого значення: ботанічний «Калинівський» (92 га), орнітологічний «Тилігульський пересип» (390 га), ландшафтні «Каїрівський» (150 га) і «Новомиколаївський» (315 га) – в Одеській області та орнітологічний «Пониззя Тилігульського лиману» (120 га) – в Миколаївській області. Крім цього, на берегах лиману розташовується створений в 1974-1985 рр. орнітологічний заказник загальнодержавного значення «Коса стрілка» (394 га, Одеська область). Ці об'єкти включені до природно-заповідного фонду України.

2.2 Державна законодавча база і регіональна стратегія охорони та використання природних ресурсів лиману

На державному рівні режим використання природних ресурсів Тилігульського лиману визначається Земельним Кодексом України (1992 р.), Водним Кодексом України (1995 р.), Лісовим Кодексом України (1994 р.), Законом «Про природно-заповідний фонд України» (1992 р.). Правові, економічні та соціальні основи організації охорони навколишнього природного середовища в Україні визначаються Законом «Про охорону навколишнього природного середовища» (1991 р.).

У Земельному Кодексі України визначено категорії земель України та правила їх використання. На акваторію Тилігульського лиману, річки його водозбору, з розташованими на них ставками і водосховищами, поширюється особливий режим використання земель водного фонду та прибережних захисних смуг, закріплений у Водному Кодексі України. Виняток становлять землі зайняті лісами.

Відповідно до Статті 88 Водного кодексу України вздовж узбережжя моря і лиманів виділяються: прибережна захисна смуга, шириною не

менше 2 км від урізу води, і пляжна зона, шириною не менше 100 м від урізу води. У межах прибережної захисної смуги уздовж узбережжя моря й лиманів заборонено: використання стійких та сильнодіючих пестицидів, облаштування полігонів побутових та промислових відходів і накопичувачів стічних вод, вигрібних ям для накопичення господарсько-побутових стічних вод об'ємом більше 1 м³ на добу, полів фільтрації, а також створення інших споруд для приймання і знезаражування рідких відходів. Прибережна захисна смуга вздовж узбережжя моря та лиманів може використовуватися лише для будівництва оборонних об'єктів, об'єктів для виробництва екологічно чистої енергії та її передачі (транспортування), лікувально-оздоровчих закладів з обов'язковим централізованим водопостачанням і каналізацією, гідротехнічних, гідрометричних та лінійних споруд. У межах пляжної зони прибережної захисної смуги заборонено будівництво будь-яких споруд, крім гідротехнічних, гідрометричних та лінійних.

Прибережна захисна смуга вздовж узбережжя моря і лиманів входить у зону санітарної охорони моря, на території якої діють «Санітарні правила і норми охорони прибережних вод морів від забруднення в місцях водокористування населення» (1988 р.). Морський кордон зони санітарної охорони моря відповідає межі територіальних вод 22 км (12 миль), а на суші – 10 км від урізу води. Кордон для прибережної зони морського водокористування населенням, в якій діють особливі вимоги до якості морських вод та їх моніторингу, охорони морських вод при здійсненні господарської діяльності, встановлюється на відстані не менше 3,9 км (2 милі) у бік моря від урізу води та 2 км – у бік суші (рис. 2.1).

Для річки Тилігул, яка класифікується як середня, і розташованих на її водозборі водосховищ та ставків площею більше 3 га, ширина прибережної захисної смуги встановлена в 50 м, а для малих річок Царега, Балайчук, Хуторська і водотоків, ставків площею менше 3 га – в 25 м. У прибережних захисних зонах вздовж річок та навколо водойм забороняється: розорювання земель, садівництво та городництво, зберігання та використання пестицидів і добрив, облаштування літніх таборів для випасу худоби, будівництво будь-яких споруд (крім гідротехнічних, гідрометричних та лінійних), у тому числі баз відпочинку, дач, гаражів, стоянок для автомобілів, мийки та обслуговування транспортних засобів і техніки, створення звалищ сміття, сховищ гною (відходів тваринництва), накопичувачів рідких і твердих відходів тваринництва, кладовищ, скотомогильників, полів фільтрації.

Режим охорони та використання природних ресурсів на території 2 регіональних ландшафтних парків та 5 заказників в межах Одеської та Миколаївської областей регулюється Законом України «Про природно-заповідний фонд України» (1992 р.).

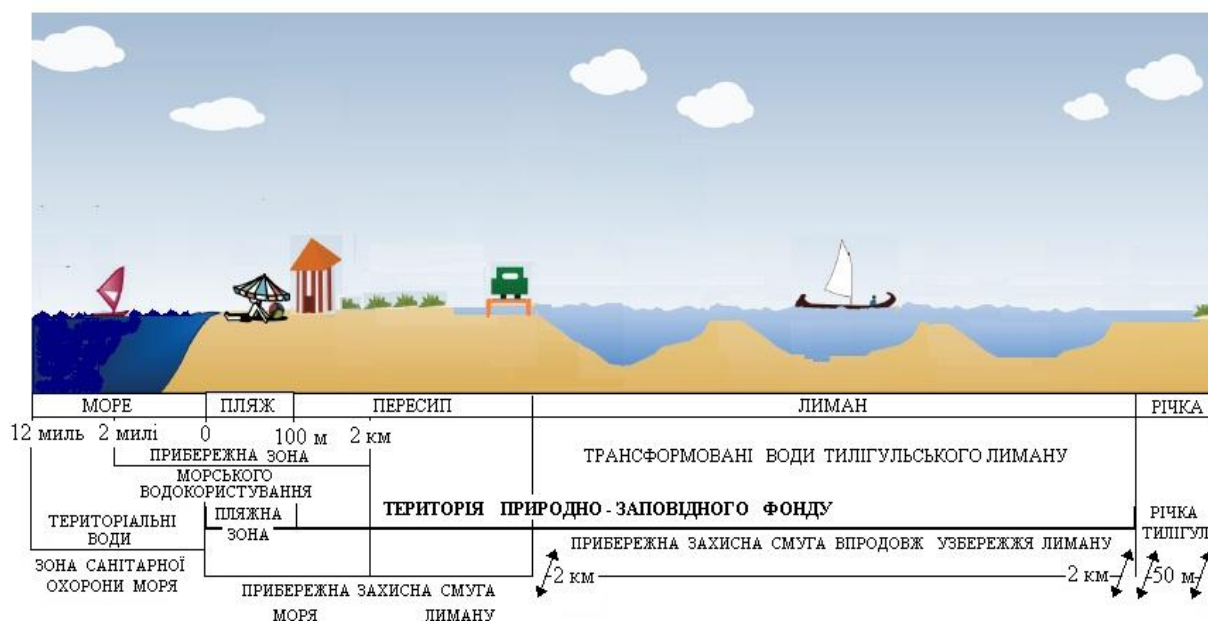


Рис. 2.1. Схема розташування зон з особливими режимами охорони і користування природними ресурсами на території, прилеглої до Тилігульського лиману

Регіональні ландшафтні парки являють собою природоохоронні рекреаційні установи місцевого чи регіонального значення, які створені з метою збереження в природному стані типових або унікальних природних комплексів та об'єктів, а також забезпечення умов для організованого відпочинку населення. Заказники створені з метою збереження і відновлення природних комплексів та їх окремих компонентів. Регіональні ландшафтні парки і заказники створюються без вилучення земельних ділянок, водних та інших природних об'єктів у їх власників або користувачів.

Різноманітність флори і фауни Тилігульського лиману на державному рівні охороняється також Законами України «Про тваринний світ» (1993 р.) та «Про рослинний світ» (1999 р.).

Відповідно до рекомендацій Загальноєвропейської стратегії збереження біологічного та ландшафтного різноманіття, з метою формування Загальноєвропейської екологічної мережі як єдиної системи території країн Європи з природним або частково зміненим ландшафтом, в Україні прийняті Закон «Про загальнодержавну програму формування національної екологічної мережі на 2000-2015 рр.» (2000 р.) та Закон «Про екологічну мережу» (2004 р.). На підставі положень і вимог цих законів Одеською обласною радою в 2005 р. була прийнята Програма формування національної екологічної мережі в Одеській області на 2005-2015 рр. У 2011 р. розроблена Схема регіональної екологічної мережі Одеської області. Відповідно до цієї схеми південна частина Тилігульського лиману з прилеглими територіями та пересипом включена в Азово-Чорноморський

міжнародний природний екологічний коридор, середня – в Південно-український державний екологічний коридор, а територія Регіонального ландшафтного парку «Тилігульський» та основного русла р.Тилігул з прилеглими водоохоронними зонами – в Тилігульський регіональний екологічний коридор. Схема є основою для розробки всіх видів проектної документації при здійсненні землеустрою, розробці містобудівної документації, а також при плануванні та реалізації господарської діяльності. Зазначені законодавчі акти надають можливість змін у структурі земельного фонду територій, включених в екологічну мережу, шляхом передачі (на підставі обґрунтування екологічної безпеки та економічної доцільності) частини земель господарського використання в категорії, які підлягають особливій охороні з відновленням властивої їм різноманітності природних ландшафтів.

В рамках проекту «Комплексне використання земель Євразійських степів» Регіональної Програми ТАСІС Європейського Союзу (EuropeAid/124907/C/SER/Multi/5) розроблений менеджмент-план «Тилігульський регіональний парк». У стадії розробки знаходиться Проект організації території Регіонального ландшафтного парку «Тилігульський» (Одеська область), охорони, відтворення та рекреаційного використання його природних комплексів і об'єктів, порядку його реалізації. Відповідно до Статті 24 Закону України «Про природно-заповідний фонд України» на території парку передбачається виділити 4 зони з різним режимом використання (ступенем обмежень): заповідну, регульованої рекреації, стаціонарної рекреації, господарську [1].

Однак слід зазначити, що на даний час існує проблема імплементації вищеперелічених законів. До нині межі двох регіональних ландшафтних парків «Тилігульський» в межах Одеської та Миколаївської областей не встановлені на місцевості та не закріплені кордонними знаками, землі природоохоронного призначення не передані їм до користування і експлуатуються великою кількістю інших землекористувачів. Не встановлені межі на місцевості заказників «Коса стрілка» та «Тилігульський пересип».

На переважній частині узбережжя Тилігульського лиману і берегах р.Тилігул водоохоронні зони та прибережні захисні смуги не встановлені на місцевості та не враховані в землевлпорядних документах. Причин цьому декілька. По-перше, розробка проектів землеустрою щодо встановлення меж прибережних захисних смуг потребує значних фінансових ресурсів, які відсутні у місцевих органах самоврядування. По-друге, у 90-х роках минулого сторіччя землі водоохоронної зони та прибережної захисної смуги Тилігульського лиману і його водозбірного басейну були поділені для використання місцевим населенням і відведені під забудову дачних масивів з видачею відповідних земельних актів, в яких не враховувалися вимоги Статті 88 Водного кодексу України. В результаті, спеціальний

режим використання земель Водного фонду, встановлений цією статтею, не виконується. Створюються умови для незаконного ведення господарської діяльності у водоохоронній зоні та прибережній захисній смузі, використання земель не за цільовим призначенням. Діяльність суб'єктів господарювання та громадян завдає значної шкоди навколишньому середовищу й природним ресурсам лиману, створює умови забрудненню його вод. Має місце недостатня екологічна свідомість і необізнаність громадян, представників державних органів влади та місцевого самоврядування щодо необхідності збереження природного середовища.

2.3 Екологічні проблеми

Завдяки віддаленості від великих міст і, супутніх їм, промислових об'єктів Тилігульський лиман зберіг свій природний статус, проте відчуває негативний вплив сільськогосподарської діяльності на його водозборі і, особливо, на берегових схилах. Розорювання земель та випас худоби в прибережній захисній смузі, використання добрив і пестицидів в рослинництві та садівництві призводять до забруднення вод лиману, додаткового надходження до лиману в період весняної повені і інтенсивних літніх злив зважених наносів та гумусу, біогенних речовин в мінеральній й органічній формі, зменшення прозорості вод та їх перегріву влітку, розвитку евтрофікації з усіма негативними її наслідками.

Додаткове антропогенне навантаження на екосистему лиману надає господарсько-побутова і стихійна рекреаційна діяльність населення, чисельність якого значно зросла за останні десятиліття в результаті інтенсивного дачного освоєння прилеглих до лиману територій (16 тис. дачних садово-городніх ділянок на західному узбережжі лиману). До числа негативних наслідків цієї діяльності слід віднести порушення природних ландшафтів, місць проживання та гніздування птахів, знищення унікальної флори і фауни, створення смітєвих звалищ через відсутність системи утилізації сміття, побутових відходів, відсутність систем каналізації дачних селищ.

При сучасному режимі водогосподарського використання Тилігульський лиман є фактично непроточною водоймою, тобто води із зовнішніх джерел (річки Тилігул та ін. водотоків, розташованих на водозбірному басейні лиману, моря – через сполучний канал) в лиман тільки надходять, разом з біогенними речовинами, солями, які містяться в них, а виходять з лиману до моря дуже рідко і у відносно малих об'ємах в період сильних весняних повеней та паводків, або сильних згонів води з боку моря (коли канал функціонує довгий час). Втрати водного об'єму лиману спричиняються інтенсивним випаровуванням влітку. Період

повного зовнішнього відновлення вод лиману становить близько 8 років. Це призводить до акумуляції впродовж багатьох років солей і біогенних речовин в лимані та підвищенню їх концентрацій.

Наслідком багаторічної тенденції збільшення солоності вод в лимані є зміна домінування у видовому складі водної флори і фауни прісноводно-солонуватоводних і солонуватоводних комплексів на морські і солонуватоводні-морські. Порівняно з початком 80-х років минулого сторіччя кількість морських видів фітопланктону збільшилася з 14 до 64 %, морського та солонуватоводно-морського макрофітобентосу – з 40 до 83 %, морського зоопланктону – з 40 до 90 % [3, 5]. Якщо в 60-80 роки ХХ сторіччя в лимані зустрічалося від 12 до 25 видів прісноводних риб, то в 2013 р. їх кількість скоротилася до 4 видів. Внаслідок кліматичних змін існує реальна небезпека перетворення у ХХІ сторіччі лиману в гіпергалинну водойму зі значно меншим біорізноманіттям водної флори і фауни, ніж в теперішній час.

Значні запаси біогенних речовин у воді і донних відкладах лиману сприяють високій швидкості продукування органічної речовини фітопланктоном і донними макрофітами у весняно-літній період. При сприятливих умовах, в період цвітіння влітку біомаса фітопланктону у фотичному шарі може досягати значень 40-160 г/м³ (2010 р.). Середня за літній сезон біомаса донних макрофітів в мілководній прибережній зоні лиману глибиною до 2 м досягає значень більше 2 кг/м². Середньомісячні значення концентрації розчиненої органічної речовини (за перманганатною окислюваністю) змінюються від 6 до 11,3 мгО/дм³. Концентрація органічної речовини в порових водах донних відкладів лиману становить 23-33 мгО/дм³ [3].

Високий вміст органічних речовин у воді і донних відкладах зумовлює другу проблему для екосистеми лиману – можливість розвитку гіпоксії та аноксії кисню в придонному шарі глибоких ділянок акваторії лиману, а також на мілководді в нічний час при штилі і сильному прогріві вод в результаті «цвітіння» фітопланктону і донних макрофітів в літній період року. Розвиток дефіциту кисню у воді призводить до загибелі гідробіонтів. У різних районах лиману масова загибель риби спостерігалася влітку 1999, 2000, 2001, 2006, 2007, 2010, 2013 рр. Влітку 2010 р. на окремих ділянках узбережжя було виявлено 20 кг мертвої риби на квадратний метр.

РОЗДІЛ 3

СОЦІО-ЕКОЛОГО-ЕКОНОМІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИРОДНО – ГОСПОДАРСЬКОГО КОМПЛЕКСУ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ, ПРОБЛЕМИ МЕНЕДЖМЕНТУ

Тилігульський лиман розташований на території двох південних областей України. За територіально-адміністративною підпорядкованістю його північна частина відноситься до Березівського, західна – до Комінтернівського районів Одеської області, а східна – до Березанського району Миколаївській області. Загальна площа цих адміністративних районів становить приблизно 5 тис. км², на якій проживає майже 130 тис. чол. [1, 2]. Найважливіші показники, які характеризують соціально-економічний розвиток мезорегіону Тилігульського лиману, наведені в табл. 3.1.

Порівняння показників соціально-економічного стану адміністративних районів, які формують мезосередовище Тилігульського лиману, вказує на те, що найбільш розвинутим серед них є Комінтернівський район, на території якого знаходяться Одеський припортовий завод та морський торговельний порт «Южний». Взагалі на розвиток мезорегіону впливає низка чинників, а саме:

- недостатня енергоефективність та високий рівень енерговитрат галузей економіки;
- значний ступінь зносу основних засобів та їх моральна застарілість;
- велика енерго- та ресурсоемність основних виробничих фондів, яка знижує конкурентоспроможність продукції місцевих виробників;
- нестача власних коштів у підприємств для здійснення інвестування;
- залежність підприємств від кон'юнктури зовнішніх ринків;
- обмежений доступ та висока вартість кредитних ресурсів;
- недостатнє ресурсне забезпечення агропромислового комплексу;
- низький рівень впровадження сучасних агротехнологій у сільському господарстві;
- дисбаланс між попитом та пропозиціями на ринку праці, наявність тіньової зайнятості;
- вкрай низька якість доріг і застарілий стан транспортної та енергетичної інфраструктури;
- кризовий стан житлово-комунального господарства та необхідність проведення реформування галузі;
- нераціональне використання земельних ресурсів та неефективне використання земель сільськогосподарського призначення.

Таблиця 3.1. Основні показники соціально-економічного стану адміністративних районів зони Тилігульського лиману *

Показник	Район		
	Комінтер-нівський	Березівський	Березанський
Площа, тис. км ²	1,49	1,64	1,38
Кількість населених пунктів	66	65	50
Населення, тис. осіб	69,4	34,4	24,0
міське	14,3	12,5	4,1
сільське	55,1	21,9	19,9
Густота населення, осіб/км ²	46,6	21,0	17,4
Демографічні показники, на 1000 осіб:			
кількість народжених	13,3	13,2	12,3
кількість померлих	14,6	18,2	15,1
природний приріст	-1,3	- 5,0	-2,8
Середня заробітна плата, грн.	1773	1313	1708
Рівень безробіття, %	0,5	2,2	3,5
Площа с/г угідь, тис. км ²	1,141	1,364	1,127
Посівна площа, тис. км ²	0,819	0,955	0,567
Валовий збір зерна, тис. т	124, 7	165,3	92,1
Врожайність зернових, ц/га	24,8	26,6	22,6
Поголів'я с/г тварин, тис. гол.:			
корови	3,3	3,1	5,3
свині	7,3	9,6	5,9
вівці, кози	4,0	2,2	3,7
птиця	783,2	173,5	109,8
Виробництво с/г продукції:			
м'яса, т	6771	3534	2061
молока, тис. т	13,4	27,6	21,6
яєць, тис. шт.	183186	15474	7538
Рентабельність с/г виробництва, %	1,9	15,3	28,2

* - за станом на 2011 рік.

Проте вплив мезосередовища на ситуацію в зоні Тилігульського лиману опосередкований. Стан екосистеми лиману, перш за все, пов'язаний з розвитком мікрорегіону, до складу якого входять населені пункти, дачні масиви, курортно-рекреаційні об'єкти та території природно-

заповідного фонду, а галузева структура представлена сільським господарством, рекреацією і транспортом.

На західному березі Тилігульського лиману розташовані населені пункти: Кошари, Любополь, Пшенянове, Кордон, Мар'янівка, Червона Нива, Широке, Калинівка, Каїри, Волкове, Донська Балка, Косівка, Степанівка, Гуляївка, Софіївка, Златоустове, на східному - Прогресівка, Ташине, Анатолівка, Червона Українка та курортна зона «Коблево».

Чисельність населення, яке постійно мешкає в зоні Тилігульського лиману, становить приблизно 10 тис. осіб. Кількість рекреантів, які одночасно можуть відпочивати у більш ніж 100 пансіонатах та базах відпочинку, що відносяться до курорту «Коблево», становить майже 17 тис. осіб [3]. Крім того, починаючи з 90-х років минулого століття, поблизу сіл Каїри, Калинівка, Пшенянове та Любополь почали створюватися великі дачні масиви, що на сьогодні нараховують близько 37 тис. дач, якими щосезону користується від 50 до 115 тис. осіб [4].

У 1995 році 8195,4 га території Березанського району Миколаївської області одержали статус регіонального ландшафтного парку, до якого увійшли землі Ташинського, Краснопільського, Анатолівського, Червоноукраїнського та Коблевського сільрад. В 1997 році аналогічний статус було надано територіям, що розташовані на західному березі Тилігульського лиману і відносяться до Комінтернівського та Березівського районів Одещини. Загальна площа двох частин Тилігульського регіонального ландшафтного парку (ТРЛП) становить 22149,4 га.

Через акваторію Тилігульського лиману проходять 3 магістральні трубопроводи, це - аміакопровід Тольяті — Горлівка — Одеса (потужністю 340 т/год аміаку), газопровід Шебелинка – Одеса і нафтопровід Херсон – Снігірівка – Одеса пропускною спроможністю 9,2 млрд. м³ газу та 19 млн. т нафти на рік відповідно [5]

Сільськогосподарська спеціалізація мікросередовища Тилігульського лиману впливає на ступінь розораності земель, яка досягає 70-75%. Земельні ресурси використовуються для вирощування зернових, овочевих, баштанних та технічних культур, садівництва, виноградарства, птахівництва та тваринництва. Проявом антропогенного впливу сільськогосподарської діяльності на екосистему Тилігульського лиману є змив в нього хімічних препаратів, внаслідок їх застосування в рослинництві, та потрапляння в акваторію відходів тваринництва, що погіршує гідрохімічний стан лиману. Деякі показники природокористування в зоні лиману наведені в табл. 3.2.

Поряд з кліматичними та іншими природними ресурсами, потужним фактором розвитку рекреаційного комплексу мікрорегіону Тилігульського лиману є наявність лікувальних грязей. Використання їх потенціалу дозволить щорічно проходити грязелікування більш ніж 100 тисячам

рекреантів та одержувати соціально-економічний ефект в розмірі до 2 млн. дол. США. Крім того, додатковою статтею доходу (понад 10 млн. дол. США на рік) може стати переробка грязей та ропи на заводі, будівництво якого в зоні лиману, з урахуванням витрат на природоохоронні заходи, оцінюється в 1,5 млн. дол. США, а термін окупності інвестицій – в 1,5 роки [6].

Таблиця 3.2. Показники природокористування в зоні Тилігульського лиману

Показник	Характеристика
Чисельність населення, тис. осіб:	
постійні мешканці	10
дачники	50 - 115
Площа ТРЛП, га:	
акваторія	14736,3
земля	7413,1
Кількість артезіанських свердловин, од.	609
Площа, га:	
рекреаційні території	713
об'єкти ПЗФ	19303
водно-болотні угіддя	26000
курортні та лікувально-оздоровчі території	10
Водоспоживання, тис. м ³ /рік	9551*
Утворення твердих побутових відходів, т/рік	16526*

*- розрахункові дані

На даний час в межах мікрорегіону Тилігульського лиману існує три типи територій: заповідні, рекреаційні та господарського призначення. Враховуючи особливості ландшафту, потребу в збереженні біорізноманіття, а також інтереси мешканців сіл та інших природокористувачів, функціональне зонування земель, прилеглих до лиману, залишається мозаїчним, тобто території природно-заповідного фонду перемежуються з рекреаційними зонами та землями, на яких здійснюється господарська діяльність, що призводить до виникнення проблем природоохоронного характеру (розораність ділянок заповідних територій, утворення нелегальних ставків та водоймищ, неконтрольований випас тварин, підпали очерету, поява несанкціонованих сміттєзвалищ тощо). Отже, одним з факторів порушення сталості екосистеми Тилігульського лиману та погіршення якості його водних ресурсів є неупорядкована структура землекористування.

Вкрай складна та неефективна система управління мікрорегіоном Тилігульського лиману негативно впливає на сталий розвиток території, яка підпорядковується двом Державним обладміністраціям – Одеській та Миколаївській. Так, питаннями функціонування та розвитку населених пунктів та господарств безпосередньо займаються районні адміністрації та сільради, а також відповідні обласні управління (економіки; праці та соціально захисту населення; розвитку інфраструктури та енергозбереження; регіонального розвитку, містобудування та архітектури; культури та туризму) та підрозділи районного підпорядкування, а управління агропромисловим комплексом, транспортним сектором та рекреаційною сферою здійснюється галузевими структурними підрозділами держадміністрацій обласного та районного рівнів.

Аналогічна вертикаль управління діє в сфері природокористування. Наприклад, в Одеській області управління водними ресурсами покладено на Одеське обласне виробниче управління по водному господарству «Облводгосп», земельними – на Головне управління Держкомзему в Одеській області, лісовими – на Одеське обласне управління лісового та мисливського господарства, а ресурсами природно-заповідного фонду – на Державне управління охорони навколишнього природного середовища в Одеській області. Крім того, Тилігульський регіональний ландшафтний парк, поділений на дві територіально-адміністративні одиниці, має два центри управління – Одеську та Миколаївську адміністрації, що негативно впливає на якість управління територією, частина якої, за Рамсарською конвенцією, віднесена до водно-болотних угідь міжнародного значення.

Таким чином, проблема незбалансованого функціонування соціо-еколого-економічної системи Тилігульського лиману, значною мірою, зумовлена порушенням басейнового принципу управління його природно-ресурсним потенціалом та відсутністю єдиного суб'єкта управління ним. З огляду на це, забезпечення сталого розвитку зони Тилігульського лиману, перш за все, пов'язано з подоланням інституціональної неузгодженості – основної причини виникнення низки конфліктів, серед яких найбільш суттєвими є такі:

- змив у лиман забруднюючих речовин внаслідок використання в сільському господарстві мінеральних добрив, хімічних засобів захисту рослин та утворення відходів тваринництва;
- забруднення акваторії та прилеглих до лиману земель побутовим сміттям, каналізаційними стоками, що утворюються через відсутність в населених пунктах і дачних масивах централізованої каналізації та системи збору твердих побутових відходів;
- небезпека щодо збереження рідкісних видів флоти та фауни, порушення умов гніздування птахів як результат неконтрольованого перебування рекреантів, туристів, дачників і мешканців сіл на заповідних територіях;

- дефіцит та розмивання коштів, потрібних для утримання Тилігульського регіонального ландшафтного парку внаслідок існування двох адміністрацій, що є наслідком неузгодженості дій з боку владних структур;
- складність реалізації стратегії сталого розвитку мікрорегіону Тилігульського лиману через відсутність єдиного центру управління, а саме, басейнової ради лиману.

Існування перелічених конфліктів унеможлиблює на даний час реалізацію стратегії сталого розвитку зони Тилігульського лиману і є, перш за все, наслідком протилежності інтересів та очікувань зацікавлених сторін (стейкхолдерів):

- владних структур обласного, районного та місцевого рівнів;
- суб'єктів господарювання (мешканців прибережних сіл, керівництва та працівників Держпідприємства «Одеське лісове господарство», курорту «Коблево» тощо);
- сезонних природокористувачів (дачників);
- адміністрацій та співробітників обох частин Тилігульського регіонального ландшафтного парку (ТРЛП);
- рекреантів (відпочивальників, туристів, рибалок та ін.);
- партнерів (науковців, природоохоронних громадських організацій, ЗМІ).

Проте у збалансованому розвитку лиману та прилеглих територій безумовно зацікавлені представники всіх цільових груп «коаліції впливу», які відрізняються спрямованістю своїх інтересів, інтенсивністю антропогенного навантаження на екосистему лиману та залежністю від якості довкілля.

Неможливість одночасного задоволення інтересів всіх стейкхолдерів потребує їх ранжирування, зокрема, через встановлення рівня значущості щодо сталості зони Тилігульського лиману (табл. 3.3).

Пріоритизація зацікавлених сторін за значущістю дозволяє побудувати чітку ієрархію їх впливовості на стан екосистеми Тилігульського лиману і є одним з ключових моментів визначення стратегії управління відношеннями з ними щодо забезпечення сталого розвитку цієї території. Стейкхолдери з найвищим пріоритетом мають більший вплив на прийняття вірних стратегічних рішень, але врахування думок всіх зацікавлених сторін є принциповим щодо розробки планів на майбутнє. Крім того, якщо всі стейкхолдери залучені до циклу стратегічного планування на початкових стадіях, то великою стає вірогідність підтримки ними більшості заходів щодо сталого використання природно-ресурсного потенціалу мікрорегіону, акумулювання знань, появи нових ідей та ініціатив, досягнення суспільної згоди, створення «капіталу співпраці».

Таблиця 3.3. Значущість стейкхолдерів в забезпеченні сталого розвитку зони Тилігульського лиману *

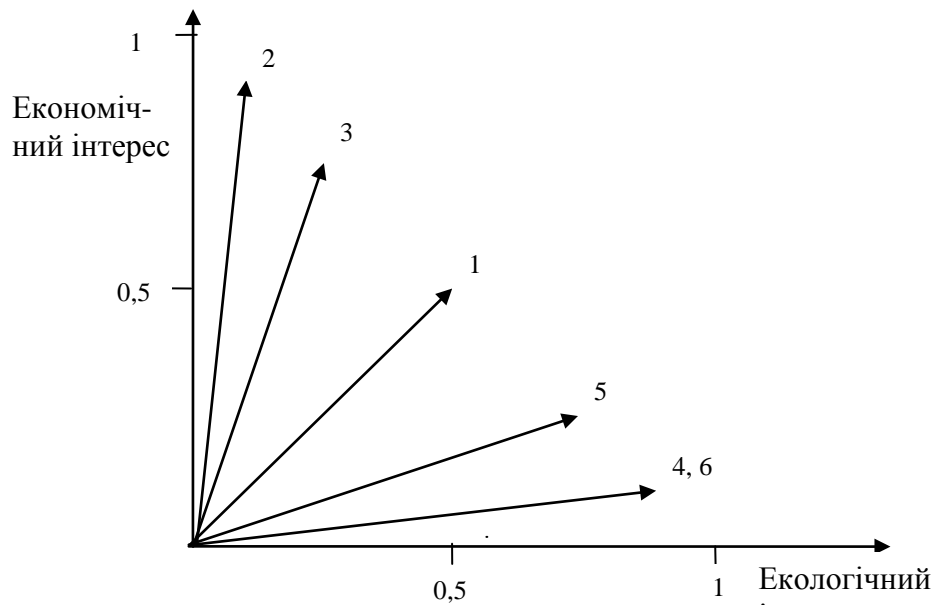
Стейкхолдери	Інтереси		Здатність до впливу на екосистему лиману	Залежність від якості довкілля	Середньозважений показник впливу	Пріоритет значущості
	Економічні	Екологічні				
Влада	0,5	0,5	0,1	0,1	0,3	5
Суб'єкти господарювання	0,9	0,1	1	1	0,75	1
Сезонні природокористувачі	0,75	0,25	0,8	0,8	0,65	2
Адміністрація та співробітники ТРЛП	0,1	0,9	0	1	0,5	4
Рекреанти	0,25	0,75	0,4	1	0,6	3
Партнери	0,1	0,9	0,1	0,1	0,3	5

*- розроблено автором за шкалою оцінювання (0; 1)

Оскільки інтереси всіх стейкхолдерів потенційно мають право бути взятими до уваги та задоволеними, то релевантним атрибутом аналізу зацікавлених сторін, з огляду на специфіку дослідження, коректно обрати рівень їх еколого-економічного інтересу, визначення якого може здійснюватися через модуль відповідного вектора, як показано на рис. 3.1.

За шкалою оцінювання (0; 1) значення рівня еколого-економічного інтересу дорівнюють для влади – 0,71, суб'єктів господарювання – 0,91, сезонних природокористувачів – 0,79, адміністрації та працівників ТРЛП – 0,91, рекреантів – 0,79 та партнерів – 0,91.

Модель взаємодії зі стейкхолдерами ґрунтується не тільки на їх ідентифікації за рівнем еколого-економічної зацікавленості. Іншим релевантним атрибутом аналізу може бути ступінь впливу на навколишнє природне середовище, тобто здатність до впливу на екосистему лиману (див. табл. 3.3). Обрання найбільш вдалої стратегії управління асоційованими суб'єктами, згідно теорії стейкхолдерів, здійснюється за допомогою матриці «рівень впливу – рівень інтересу», відомої ще як модель Менделоу [7].



1 – влада; 2 – суб'єкти господарювання; 3 – сезонні природокористувачі;
4 – адміністрація та співробітники ТРЛП; 5 – рекреанти; 6 – партнери

Рис. 3.1. Вектори еколого-економічного інтересу стейкхолдерів зони Тилігульського лиману

В квадранті матриці – «високий ступінь впливу – висока зацікавленість» –позиціонуються ключові стейкхолдери («ключові гравці»), стратегія управління якими формується, виходячи з умов, що треба або заручитися їх підтримкою, або передбачити час і гроші на подолання можливих наслідків їх протидії. Для досягнення стратегічної мети важливими, також, є стейкхолдери («сплячі чудовиська»), які зосереджені в другому квадранті матриці – «високий ступінь впливу – низька зацікавленість», тому стратегічне управління по відношенню до них здійснюється, враховуючи наявність значного потенціалу їхнього впливу, що не активізований, та необхідність забезпечення задоволення результатами і рівнем стосунків; таких стейкхолдерів потрібно стимулювати. До квадранту «високий рівень інтересу – низька впливовість» відносяться так звані «допитливі», які бажають, але не мають можливостей щодо реалізації стратегічних планів. Отже, стратегія управління ними спрямована на залучення їх до процесу прийняття рішень, використання їхніх здібностей та вміння зробити своїми союзниками стейкхолдерів з перших двох квадрантів. Й остання категорія стейкхолдерів – це «випадкові попутники», які позиціонуються у четвертому квадранті матриці – «низький вплив – низька зацікавленість». Управління відносинами з ними не потребує значних зусиль та уваги, проте їх слід регулярно інформувати на випадок, якщо вони стануть корисними для здійснення стратегічного розвитку.

Крім того, за допомогою «матриці Менделоу» можна виявити та

оцінити [8]:

- які зацікавлені групи можуть, найвірогідніше, опинитися у ролі конфліктуючих сторін при визначенні стратегічних цілей;
- які асоційовані суб'єкти спроможні утворювати «коаліцію влади»;
- можливі напрями переміщення стейкхолдера за позиціями впливу або інтересу.

Матриця стейкхолдерів зони Тилігульського лиману (рис. 3.2), яка побудована з урахуванням ступенів впливу та зацікавленості кожної групи, дозволяє позиціонувати їх за наведеною вище класифікацією. Так, в забезпеченні сталого розвитку мікрорегіону беруть участь дві категорії асоційованих суб'єктів – «ключові гравці» та «допитливі». Вирішення соціальних, економічних та екологічних проблем зони Тилігульського лиману, зокрема, досягнення балансу відповідних інтересів, має здійснюватися через регулювання впливу на екосистему лиману «ключових гравців» та підвищення статусу впливовості «допитливих».

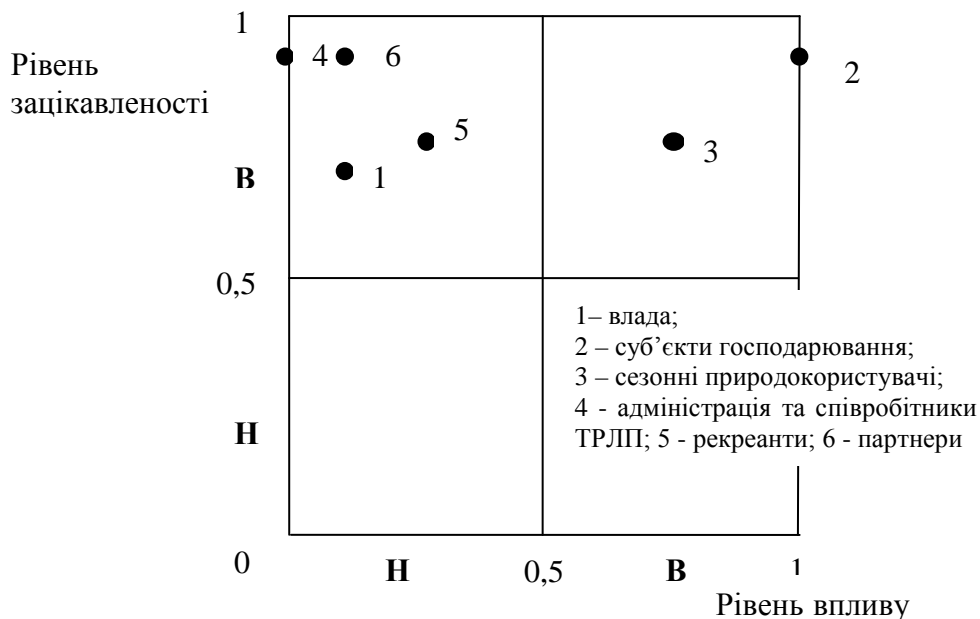


Рис. 3.2. Матриця стейкхолдерів зони Тилігульського лиману

З цих міркувань, управління відносинами з представниками першої групи передбачає їх примушення, спонукання або переконання щодо переорієнтації діяльності в напрямку безпечного екологічного існування, господарювання та відпочинку, як-то перехід на виробництво екологічно чистої сільськогосподарської продукції, відмова від використання будь-яких хімічних засобів захисту рослин на присадибних ділянках тощо.

Проте відгук «ключових гравців» на застосування відповідних методів управління може відбуватися лише при зміні їхньої моделі поведінки, важливою підставою до якої є більш повна інформованість про

існуючі загрози та можливості розв'язання проблемних питань природоохоронної спрямованості.

Підвищення статусу впливовості стейкхолдерів, які відносяться до групи «допитливих», може бути реалізовано за рахунок:

- впровадження владними структурами в практичну площину інструментів стимулювання «ключових гравців» щодо екологізації їхньої поведінки;
- прагнення рекреантів отримувати якісні екологічнобезпечні послуги з відпочинку та оздоровлення, користуватися розвинутою рекреаційною інфраструктурою, яка не порушує сталість екосистеми лиману;
- спрямування зусиль науковців, природоохоронних громадських організацій, ЗМІ, адміністрацій та співробітників Тилігульського регіонального ландшафтного парку на створення комунікативної стратегії, необхідної для покращення інформованості інших категорій стейкхолдерів та забезпечення координації дій щодо відтворення сталості лиману та прилеглих територій.

Проте запропоновані заходи не дадуть бажаного ефекту, якщо відсутній центр інтегрованого управління ресурсами природно-господарської системи Тилігульського лиману. Це може бути, наприклад, Рада лиману, яка виконуватиме роль постійно діючого, дорадчого робочого органу, до складу якого мають увійти представники всіх категорій стейкхолдерів, а метою його функціонування має бути створення ефективного організаційно-економічного механізму узгодження соціально-економічних потреб зацікавлених груп з можливостями екосистеми та прилеглих до лиману територій на основі принципу інтеграції «три К» – комунікація (встановлення контактів і обмін інформацією), кооперація (співробітництво), координація (узгодженість планів і дій) [6].

Створення Ради лиману є вкрай важливим питанням для реалізації стратегії сталого економіко-екологічного розвитку Тилігульського лиману і таким, що потребує багатоаспектного дослідження.

Стратегія сталого еколого-економічного розвитку передбачає, що структура економіки, спеціалізація виробництва повинні в сучасних умовах якнайтісніше узгоджуватися з наявними ресурсами, продуктивним, відтворювальним потенціалом навколишнього середовища. З огляду на це, інтегроване управління ресурсами Тилігульського лиману має здійснюватися за так званим «басейновим принципом», який, значною мірою, відповідає умовам безконфліктного співіснування природокористувачів з екосистемою регіону. Така стратегія управління передбачає, перш за все, узгодження інтересів зацікавлених сторін, якими в межах природно-господарського комплексу Тилігульського лиману є дві категорії стейкхолдерів: «ключові гравці» та «допитливі». Враховуючи відмінність у рівні їх економіко-екологічних інтересів та здатності впливати на сталість екосистеми лиману і прилеглих територій, управління

відносинами з ними має відбуватися шляхом екологізації поведінкової моделі перших та підвищення впливовості других, що зумовлює доцільність використання тріади методів ієрархічного управління та різноманітних інструментів поширення екологічної інформації.

РОЗДІЛ 4

ЗМІНА КЛІМАТИЧНИХ ЧИННИКІВ ФОРМУВАННЯ СТОКУ НА ВОДОЗБОРІ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ ЗА ОСТАННІ ДЕСЯТИРІЧЧЯ

Річки є продуктом клімату за відомим висловленням кліматолога А.І.Воейкова. Зв'язок стоку з кліматичними чинниками витікає з рівняння водного балансу замкненого водозбору за багаторічний період [1]

$$\bar{X} = \bar{E} + \bar{Y} , \quad (4.1)$$

де \bar{X} , \bar{E} , \bar{Y} – річні норми опадів, випаровування з поверхні суші та стоку, відповідно.

Оцінка норми річного стоку на основі водного балансу виконується за таким рівнянням

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E} . \quad (4.2)$$

Норма річних опадів та випаровування з поверхні суші є кліматичними чинниками формування річного стоку, які підлягають законам широтної або вертикальної зональності. Оскільки норма річного стоку залежить від кліматичних чинників, то її просторовий розподіл також визначається широтою місцевості або висотою, якщо мова йде про гірські райони.

Величина випаровування з поверхні суші залежить від теплоенергетичних ресурсів клімату та зволоження підстильної поверхні [2]. У свою чергу теплоенергетичні ресурси клімату визначаються припливом сонячної радіації, яка зумовлює термічний режим приземного шару повітря. Дуже часто температури повітря використовуються як чинник при розрахунках теплоенергетичних ресурсів та випаровування [3]. У північній півкулі випаровування з поверхні суші збільшується у напрямі з півночі на південь. Якщо на півночі випаровування з поверхні суші обмежене теплоенергетичними ресурсами, то на півдні ця величина обмежується ресурсами вологи. У загальному випадку температури повітря та опади розглядаються як головні кліматичні чинники формування стоку.

4.1 Основні тенденції змін кліматичних чинників у межах України

Зміни глобального клімату, які спостерігаються впродовж останніх десятиріч [4], впливають на умови формування стоку річок України, а,

отже, зумовлюють зміни її поверхневих водних ресурсів. Дослідження наслідків змін клімату у зв'язку із станом поверхневих водних ресурсів України проводилися наприкінці минулого та на початку нового сторіччя рядом українських науковців, серед яких слід відзначити роботи В.І. Вишневського та О.О. Косовця [5, 6], в яких були виявлені основні тенденції щодо змін кліматичних характеристик та характеристик стоку; А.І. Шерешевського та Л.К. Синицької [7], які установили зміни у випаровуванні з водної поверхні. Дослідження сучасних умов формування максимального стоку річок проводилися В.О. Войцехович та Л.І. Лузан [8], Є.Д. Гопченком, В.А. Овчарук, Ж.Р. Шакірзановою [9]. Виявлено, що в сучасний період відбувається зменшення максимальних витрат весняного водопілля. У праці В.С. Мельника та Н.С. Лободи доведено, що зменшення максимального стоку весняного водопілля може впливати на режим наносів, величина яких також зменшується [10]. Зміни річного, внутрішньорічного та мінімального стоку р.Дніпро, які відбувалися протягом останніх десятиріч, детально проаналізовані у монографії вчених Київського Національного університету імені Тараса Шевченка [11]. Вивчення впливу глобального потепління на льодовий режим річок України проводили такі науковці як Н.С. Лобода [12, 13], В.В. Гребінь та В.М. Струтинська [14], В.І. Вишневський [15] та інші. Установлено, що із розвитком процесів глобального потепління скорочується тривалість стійкого льодяного покриття, зсуваються на більш пізні строки настання осінніх льодових явищ, а скресання річок відбувається раніше, зростає ймовірність відсутності льодових явищ у зимові місяці

Просторово-часове узагальнення змін кліматичних та гідрологічних характеристик у межах усієї України виконане В.В. Гребінем [16] на основі проведеного ним ландшафтно-гідрологічного районування. Аналіз багаторічних коливань середньої річної температури повітря в межах України, дав змогу автору виділити 1989 рік як переломний, з якого слід відраховувати період сучасного потепління. В.В. Гребінь установив, що впродовж останніх двадцяти років середня річна температура повітря у межах рівнинної частини України зросла на 0.8°C . Найбільший внесок у зростання річної температури повітря належить зимовому та весняному сезонам. При несуттєвих змінах річних опадів (у межах 10%) відбувся перерозподіл їх сезонних та місячних значень. Кількість опадів зросла в усі сезони (крім зимового), а найбільше – у перехідні сезони (восени та навесні). Зміна ресурсів тепла та вологи обумовила зменшення снігового та збільшення підземного живлення річок. Частка весняного водопілля у внутрішньорічному розподілі стоку річок зменшилася з 42-53% до 35-37%. За період 1989-2008 рр. зростання річних витрат стоку відбулося у Дніпровсько-Сіверськодонецькій (+22%), Прут-Дністровській (+9%), Бузько-Дністровській (+5%), Деснянській (+1%) ландшафтно-гідрологічних провінціях (ЛГП). Зменшення річних витрат за цей же

період установлене для Лівобережно-Дніпровської (-11%), Причорноморсько-Приазовської (-8%), Нижньобузько-Дніпровської (-4%), Дністровсько-Дніпровської (-4%) провінцій. Для окремих річок Причорноморсько-Приазовської провінції зменшення річного стоку за 1989-2008 рр. досягло 40%.

4.2 Основні тенденції змін кліматичних чинників у межах водозбору Тилігульського лиману

Північно-Західне Причорномор'я, у межах якого знаходиться значна частина водозбору Тилігульського лиману, розташоване у степовій природній зоні України та поділяється на підзони північного й південного степу. Характерною особливістю українського степу є нестача вологи та значна випаровуваність (випарна здатність). За В.В. Гребінем водозбір Тилігульського лиману належить Нижньобузько-Дніпровській та Причорноморсько-Приазовській ЛГП, для яких установлене зростання річних сум опадів за період 1989-2008 рр. до 3% та збільшення середніх річних температур повітря в інтервалі 0,8–0,7 °С для Нижньобузько-Дніпровській ЛГП та для Причорноморсько-Приазовської ЛГП, відповідно.

Серед метеорологічних станцій, розглянутих В.В. Гребінем, знаходилася станція Роздільна (Нижньобугська-Дніпровська ЛГП), яка розташована поблизу водозбору Тилігульського лиману. Установлено, що середня кількість річних опадів за період 1989-2008 рр. по цій метеостанції зменшилась на 5% по відношенню до попереднього періоду спостережень (1951-1988 рр.), в той же час середня річна температура повітря зросла на 0,7 °С. В зимовий сезон виявлено збільшення середньомісячних температур повітря січня та лютого на 1,6-1,9 °С (в межах від'ємних значень) й зменшення температури повітря у грудні на 0,6 °С. У весняний сезон найбільше зростання температур повітря припадало на березень (на 1,8 °С). У літні місяці (VII-VIII) середня місячна температура повітря збільшилася на 1,2-1,8 °С.

Отримані В.В. Гребінем матеріали були підтверджені дослідженнями, виконаними в ОДЕКУ для метеорологічних станцій Роздільна, Любашівка, Одеса. На усіх метеорологічних станціях, які знаходяться у межах або поблизу водозбору лиману, установлена тенденція до зростання температур повітря за рік (рис. 4.1). На фоні загальної тенденції, починаючи з 1989 р. формується новий тренд, який вказує на збільшення інтенсивності зростання температур повітря. При цьому відбувається збільшення кількості випадків перевищення значеннями температур повітря їхнього середнього квадратичного відхилення.

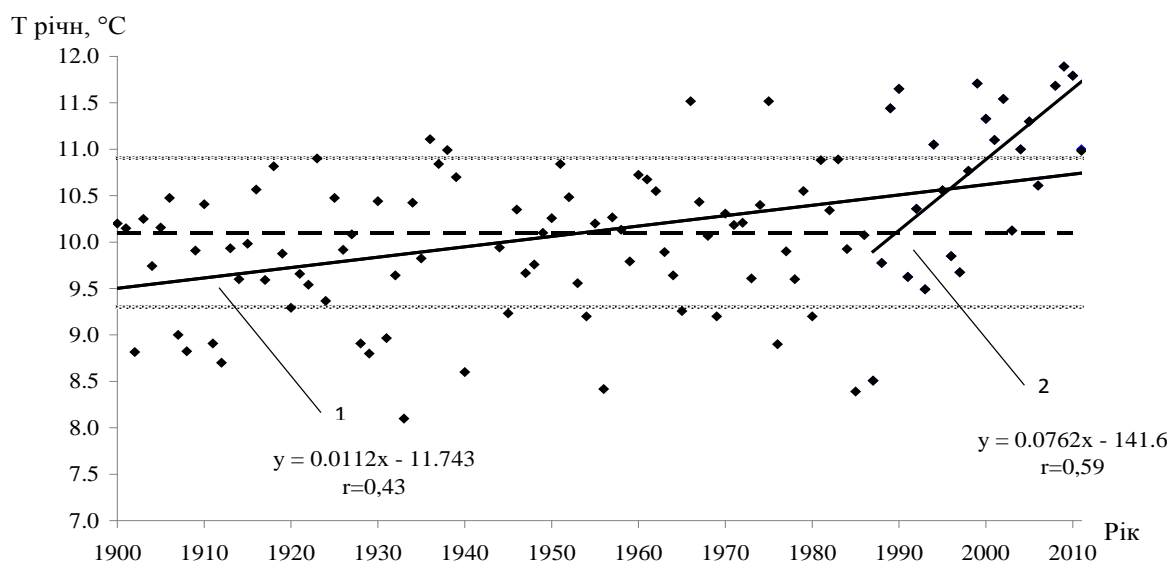


Рис. 4.1. Хронологічний хід річної температури повітря за даними метеорологічної станції Одеса (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренда, двома горизонтальними лініями показано середньоквадратичне відхилення; 1 – лінія тренда за 1900-2011 рр., 2 – лінія тренда за 1989-2011 рр.)

Так само зростають температури холодного (з листопада по березень, XI-III) та теплого (з квітня по жовтень, IV-X) періодів (рис. 4.2, рис. 4.3). Зростання температур повітря більш інтенсивно відбувається у теплий період року. Установлені тенденції є характерними для усіх метеорологічних станцій розглядуваної території.

Порівняльний аналіз внутрішньорічного ходу температур повітря в басейні р.Тилігул (метеостанція Любашівка) у місяці перехідних сезонів “зима-весна” й “осінь-зима” за періоди 1960-1988 та 1989-2008 рр. дозволив зробити висновок, що, починаючи з 1989 р., температура повітря у грудні практично не змінилася, а у січні та лютому зросла, але у межах від’ємних значень (рис. 4.4).

Суттєве зростання температур повітря у березні спричинило відповідне підвищення температури води (рис. 4.5). Середня місячна температура повітря осені зросла на 0,8 °C, що сприяло зростанню температур води у жовтні та листопаді. Внаслідок зростання температур повітря та води у перехідний синоптичний сезон “осінь-зима” поява плаваючого льоду, починаючи з 1989 року, спостерігається на 11 діб пізніше, а звільнення русла від льоду у перехідний сезон “зима-весна” відбувається на 5 діб раніше, ніж до 1989 року [17, 18].

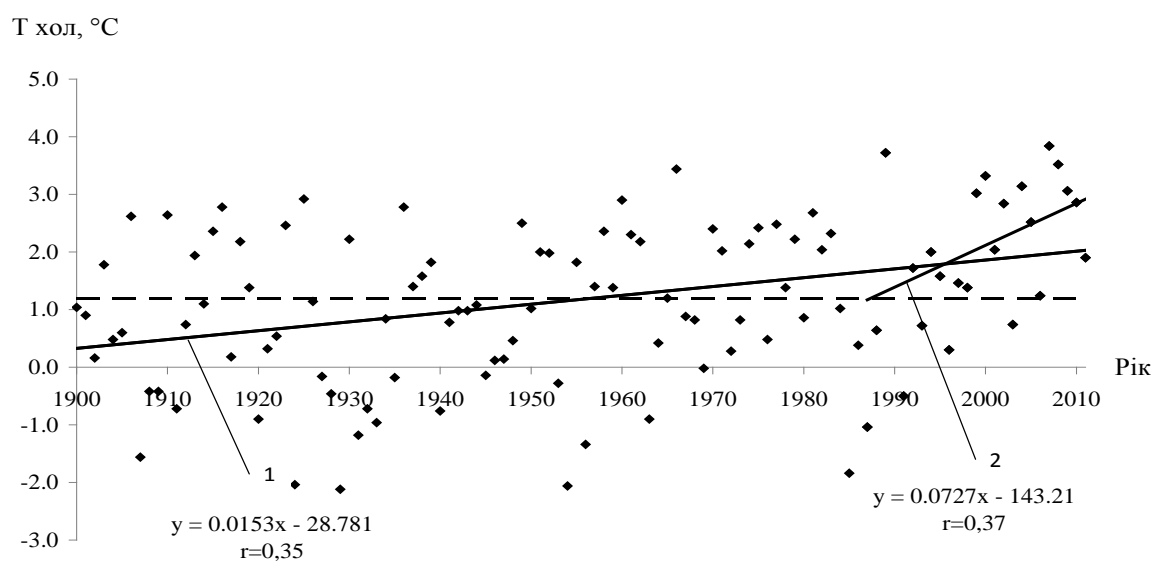


Рис. 4.2. Хронологічний хід температури повітря холодного періоду (XI-III) за даними метеорологічної станції Одеса (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренда; 1 – 1900-2011 рр., 2 – 1989-2011 рр.)

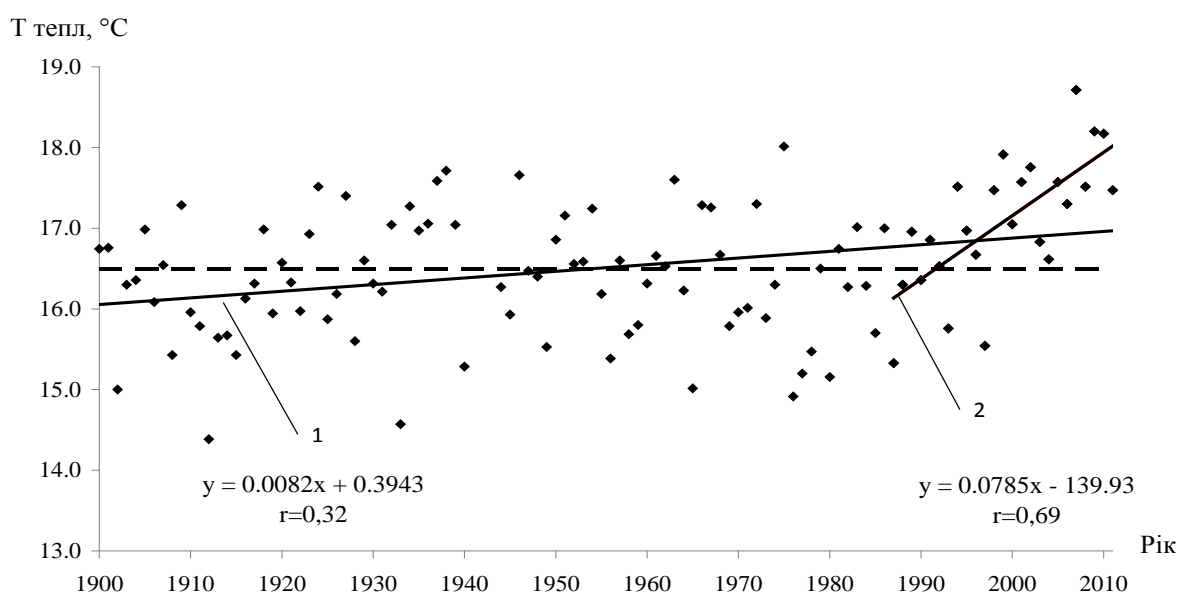


Рис. 4.3. Хронологічний хід температури повітря теплого періоду (IV-X) за даними метеорологічної станції Одеса (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренда; 1 – лінія тренда за період 1900-2011 рр., 2 – лінія тренда за 1989-2011 рр.)

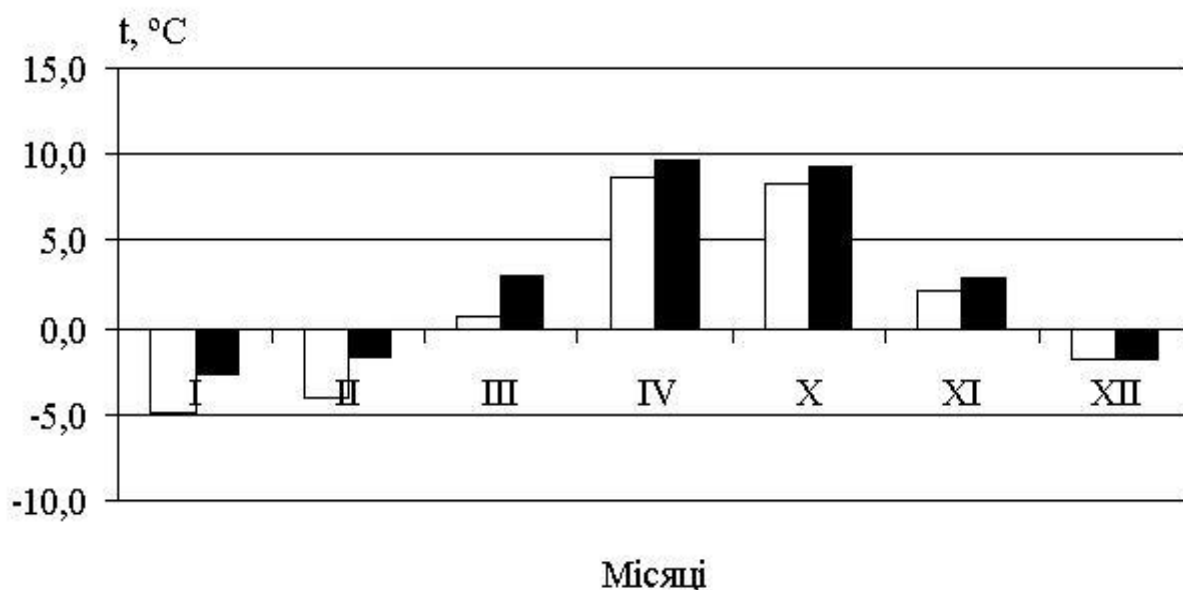


Рис. 4.4. Внутрішньорічний розподіл середніх місячних температур повітря (метеостанція Любашівка; ліві стовпчики відповідають даним у 1960-1988 рр.; праві – у 1989-2008 рр.)

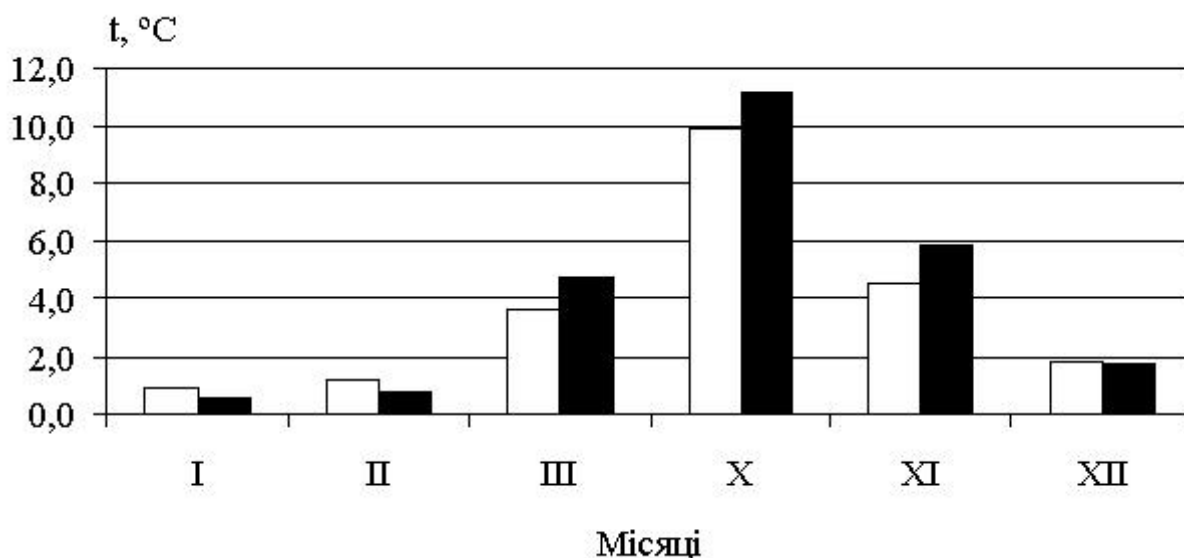


Рис. 4.5. Температури води у створі р.Тилігул – смт Березівка (ліві стовпчики відповідають періоду 1960-1988 рр., праві – 1989-2008 рр.)

На відміну від температур повітря зміни опадів на водозборі Тилігульського лиману відбуваються неоднаково для його північних та південних частин. На півночі (метеорологічні станції Любашівка та Роздільна) виявлено зменшення річних опадів та опадів холодного періоду (рис. 4.6-4.7). У теплий період статистично значущих змін опадів не встановлено (рис. 4.8).

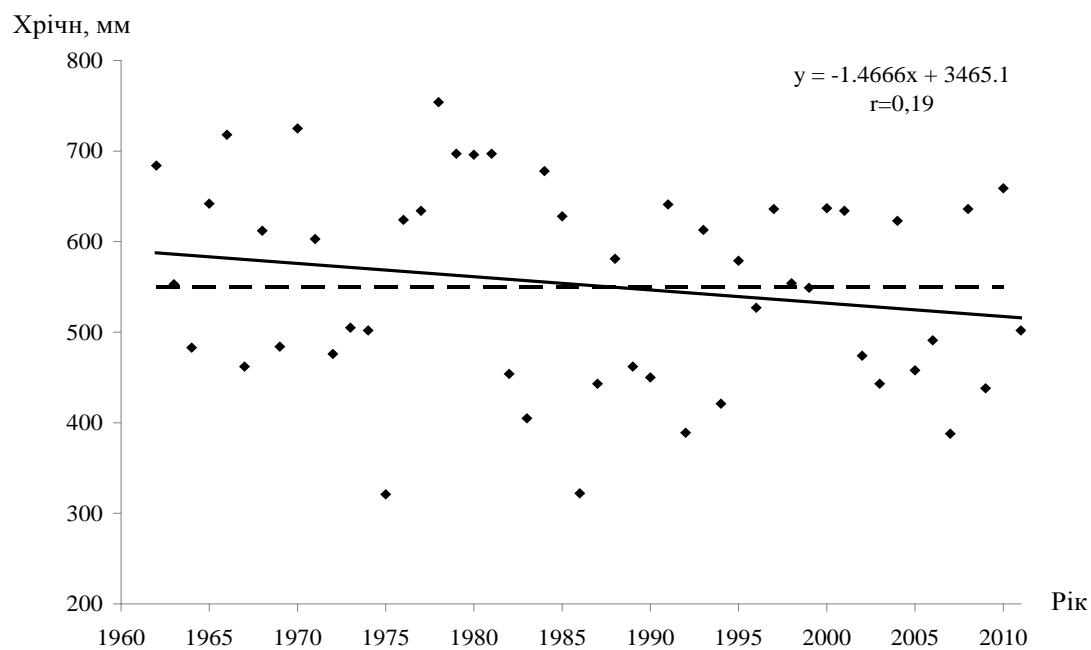


Рис. 4.6. Хронологічний хід річних сум атмосферних опадів, за даними м/ст. Любашівка

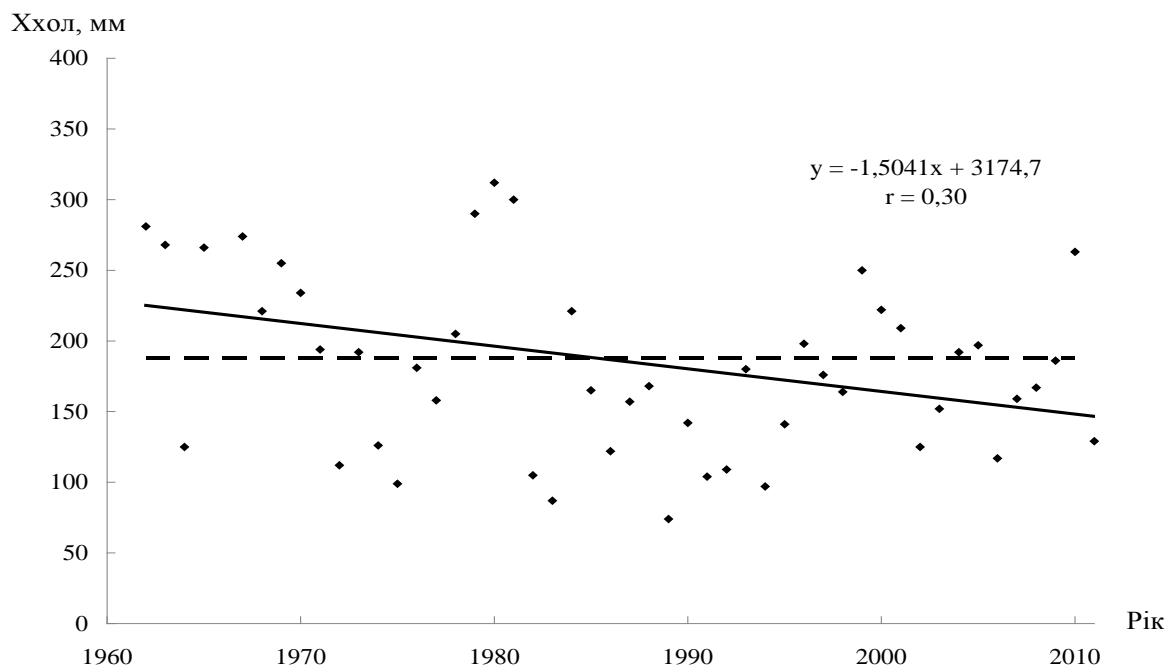


Рис. 4.7. Хронологічний хід сум опадів холодного періоду (ХІ-ІІІ), за даними м/ст. Любашівка

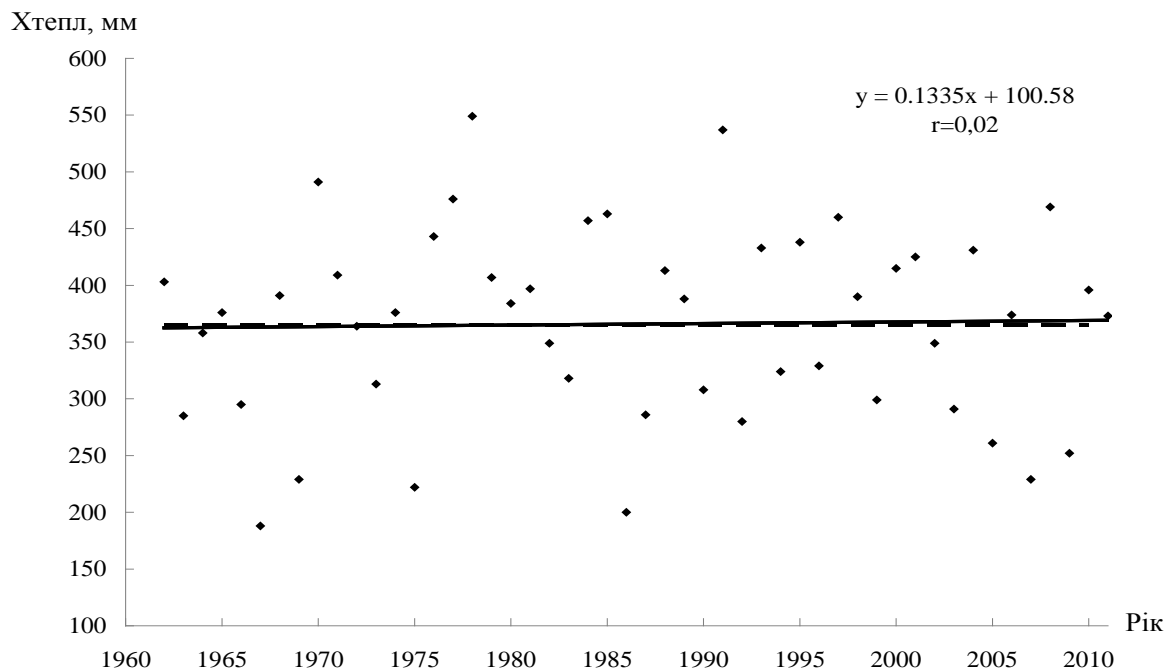


Рис. 4.8. Хронологічний хід сум атмосферних опадів теплого періоду (IV-X), за даними м/ст. Любашівка

На півдні згідно із даними метеорологічної станції Одеса, яка має віковий період спостережень, у хронологічному ході річних опадів виявлено тенденцію до їх збільшення (рис. 4.9). При цьому переважає зростання опадів у холодний період (рис. 4.10), а у теплий період їх кількість практично не змінюється у часі (рис. 4.11).

Проведений аналіз змін кліматичних чинників вказує на несприятливі умови для формування стоку з водозбору Тилігульського лиману, оскільки зростання температур повітря теплого періоду року зумовлює, насамперед, зростання втрат на випаровування з поверхні суші та водного дзеркала лиману. У холодний період зростання температур повітря приводить до збільшення кількості та тривалості відлиг, незначної глибини промерзання ґрунту, що зменшує максимальні витрати весняного водопілля та збільшує втрати поверхневого талого стоку на інфільтрацію.

Зменшення опадів холодного періоду у північній частині водозбору лиману, де знаходиться область формування стоку річки Тилігул, яка забезпечує 82% припливу прісних вод до лиману, також сприяє зменшенню об'єму стоку у період весняного водопілля. Зростання опадів холодного періоду на півдні несуттєво впливає на стік внаслідок інтенсивного зростання випаровування з поверхні суші.

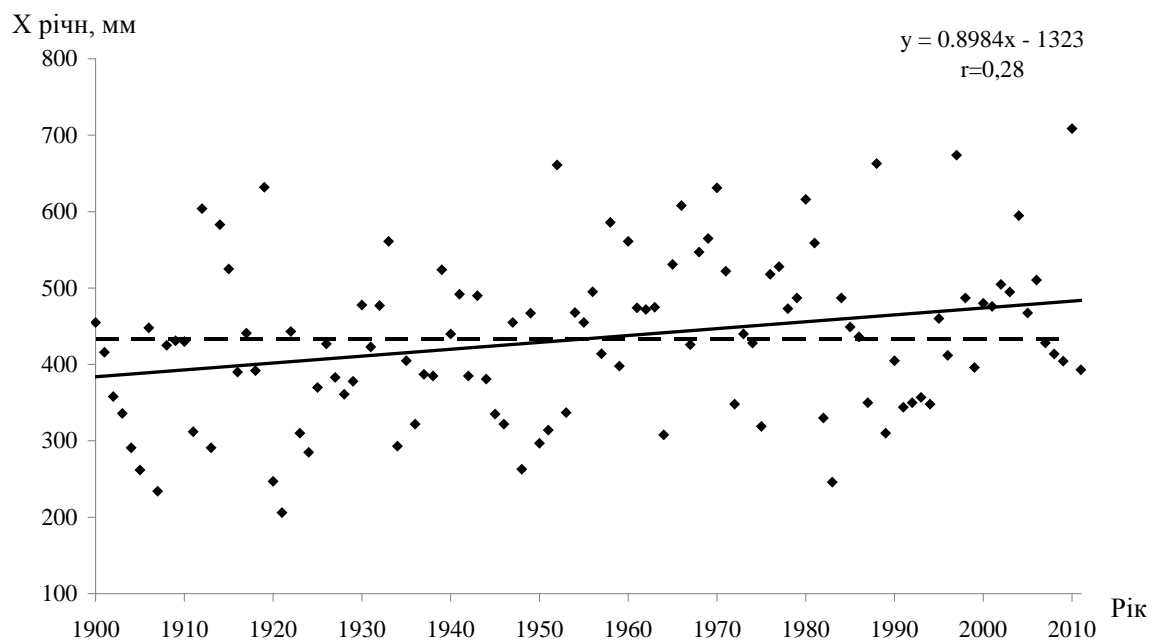


Рис. 4.9. Хронологічний хід річних сум атмосферних опадів, за даними м/ст. Одеса (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренда)

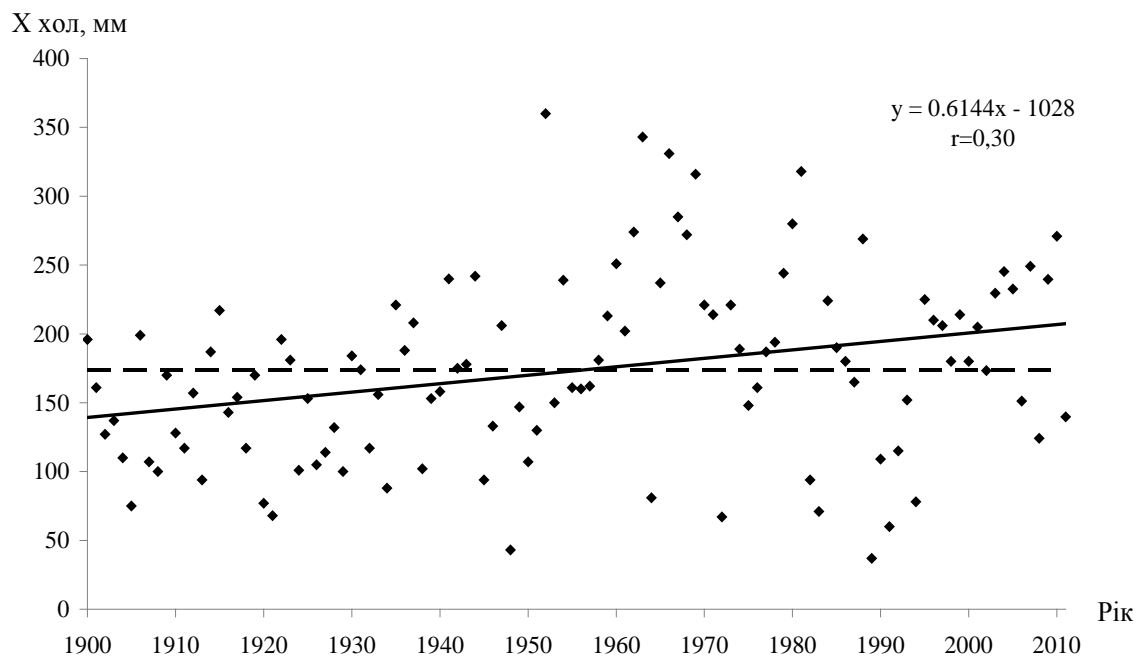


Рис. 4.10. Хронологічний хід сум опадів холодного періоду (XI-III), за даними м/ст. Одеса (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренда)

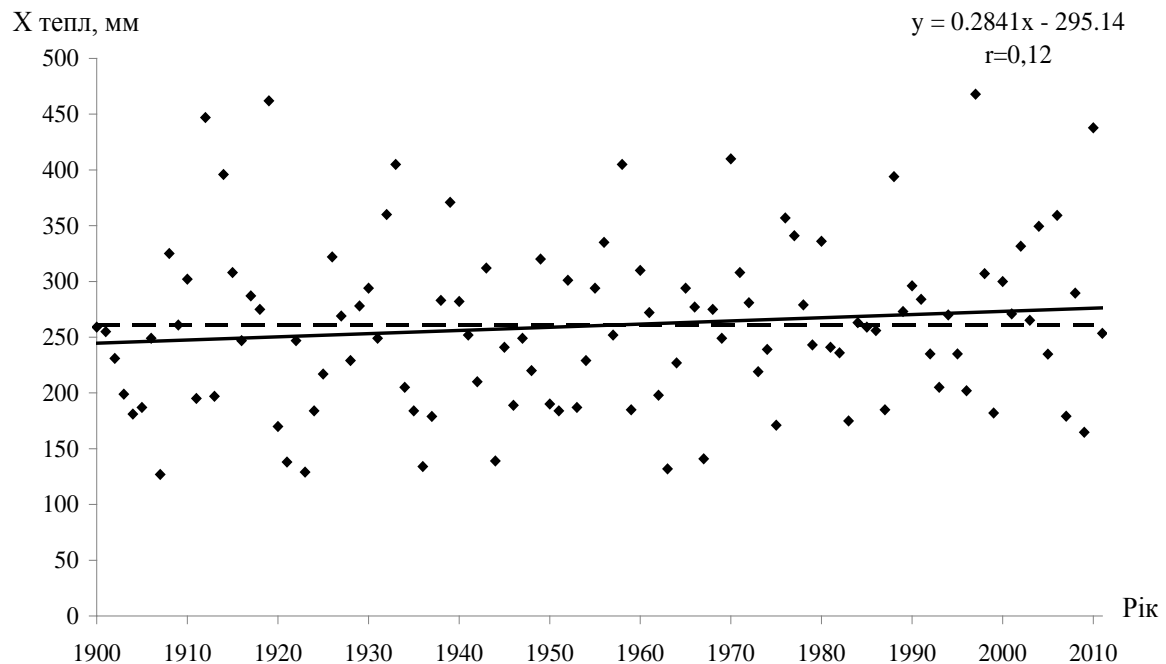


Рис. 4.11. Хронологічний хід сум опадів теплого періоду (IV-X), за даними м/ст. Одеса (---- середнє багаторічне значення, — лінія тренда)

4.3 Зміна посушливості клімату у басейні Тилігульського лиману

Глобальне потепління в зоні степу супроводжується таким природним явищем як посухи. Посуха є явищем, впродовж якого спостерігається тривала (багатоденна, багатомісячна, багаторічна) суха погода, часто при підвищеній температурі повітря, з відсутністю чи вкрай незначною кількістю опадів, яка призводить до виснаження запасів води (вологи) у ґрунті та різкого зниження відносної вологості повітря. У результаті посухи створюються несприятливі умови для розвитку рослин, формування стоку у річках, внаслідок чого виникає дефіцит водоспоживання. З екологічної точки зору наслідками посухи є неврожаї сільськогосподарських культур, деградація луків, зниження приросту деревини, загибель худоби та різкі коливання чисельності мікроорганізмів [19]. Посуха супроводжується посушливими явищами, такими як тривале бездощів'я, висока температура повітря, суховії, атмосферна та ґрунтова посухи.

Бездощовий період (бездощів'я) є інтервалом часу, в який протягом десяти та більше днів не спостерігаються опади або їх добова кількість не

перевищує 1 мм. Тривале бездощів'я є передвісником посухи. Часто у ці періоди відзначаються суховії. Бездощовий період тривалістю понад 10 днів вважається посушливим.

Суховій розглядається як стан атмосфери, за якого простежується повільне, зі швидкістю 3-5 м/с, перенесення сухого, надмірно теплого повітря (відносна вологість 30% та нижче, а температура 25 °С та вища). Поєднання суховію з бездощовим періодом протягом декількох діб зумовлює атмосферну посуху.

Атмосферною посухою у місцевості з помірним кліматом є стан атмосфери з тривалим бездощів'ям, істотним зменшенням опадів, що супроводжується підвищеною інсоляцією та високою температурою повітря. Атмосферна посуха певної тривалості зумовлює ґрунтову посуху.

Ґрунтова посуха може спостерігатись на полях, які неадаптовані до посушливого клімату як без рослин, так і з рослинним покриттям. Внаслідок недостатньої вологості ґрунту, надлишкових інсоляції та притоку тепла відбувається істотне зниження транспірації і продуктивності порівняно із сприятливими умовами.

Поєднання атмосферної та ґрунтової посухи в окремих випадках визначають як загальну посуху.

Бездощові періоди пов'язані, головним чином, зі сталими антициклонами та їх відрогами, які поширюються на центральну та південну частини України. Тривалі бездощові періоди зумовлені антициклонами та ядрами високого тиску у масах арктичного повітря, що переміщуються з півночі. Менш тривалі бездощові періоди пов'язані з антициклонами, що рухаються із заходу й формуються у повітрі помірних широт, охоплюючи всю країну.

Атмосферна посуха (близько 30%) виникає під час зональної циркуляції атмосфери. У цих випадках над південною частиною північно-східної Європи розташована зона високого атмосферного тиску, яка зумовлена відрогами Азовського й Середньоазіатського максимумів або декількома малорухливими антициклонами [20]. Найчастіше (до 70%) розвиток атмосферної посухи відбувається внаслідок порушення зонального переносу, що блокується високими малорухливими антициклонами та гребенями. Західне перенесення повітряних мас набуває меридіональної складової у результаті впливу інтенсивного східного струменю по південній периферії смуги високого тиску, що витягнута у широтному напрямі. Із південного сходу та із півдня континентальне полярне повітря, інколи тропічне, просувається до півночі. Переміщення гребенів відбувається у західному напрямі та перешкоджає зворотному руху повітряних мас й баричних утворень. Прикладом формування блокуючої синоптичної ситуації є посуха 2010 р. [21].

Аналіз просторово-часового розподілу посух різних категорій (помірні, інтенсивні, екстремальні) для території України, виконаний в

ОДЕКУ [22] показав, що в період 1951–1980 рр. посухи в основному формувались в північно-східних областях України (Харківській, Чернігівській, Сумській), а протягом 1981–2010 рр. осередки максимальних значень знаходились в південних та південно-західних районах, а саме Чернівецькій та Миколаївській областях. У 2011 році через довготривалу антициклонічну циркуляцію над Східною Європою сильна та середня посухи спостерігалася як у центральних, так і західних областях України [23], проте Одеса та Симферополь знаходилися в умовах “м’якої” посухи, що свідчить про регіональний характер формування посух [24].

Для оцінки наявності та інтенсивності посухи використовуються різні кількісні індекси: гідротермічний коефіцієнт ГТК, розрахований за формулою Г.Т. Селянинова; стандартизований індекс посушливості Д.А. Педя, стандартизований індекс опадів (SPI). Стандартизований новий індекс посухи або індекс опадів та сумарного випаровування (SPEI) сформовано на основі стандартизованого індексу опадів (SPI) із залученням до розрахунків величин потенціального сумарного випаровування [25].

Властивості атмосферної посухи у період активної вегетації описуються гідротермічним коефіцієнтом Г.Т. Селянинова ГТК:

$$ГТК = \frac{10 \sum X}{\sum T}, \quad (4.3)$$

де $\sum X$ – кількість опадів за період активної вегетації, мм;

$\sum T$ – сума додатних температур повітря за період активної вегетації між датами переходу її через 10 °С навесні та восени.

При значеннях $ГТК = 0,7 \div 1,0$ розрахунковий період відносять до категорії помірної посухи, $ГТК = 0,5 \div 0,7$ – до суворої посухи, $ГТК = 0,3 \div 0,5$ – до дуже суворої посухи.

За коефіцієнтом ГТК на водозборі Тилігульського лиману найбільш часто спостерігаються помірні посухи, частота появи посух зростає у напрямку з північного заходу на південний схід (табл. 4.1).

Процедура визначення SPEI базується на обчисленні середньомісячних різниць між опадами та потенціальним сумарним випаровуванням і впроваджена у міжнародну практику з 2009 року. Наявність та інтенсивність посухи визначаються відповідно до значень SPEI, представлених в табл. 4.2 [26].

Розрахунок індексів SPEI виконувався за допомогою спеціального комп'ютерного забезпечення [27] для метеостанцій Любашівка та Одеса. У вхідному файлі містилася інформація про середньомісячні температури повітря, суми опадів та координати метеостанцій [28].

Таблиця 4.1. Частота появи (%) посух різної суворості згідно ГТК [20].

Метеостанція	Категорія посухи		
	помірна	сувора	дуже сувора
Любашівка	40	25	9
Одеса	45	30	12

Таблиця 4.2. Класифікація значень SPEI

Значення SPEI	Категорія періоду	Категорія посухи
$SPEI \geq 2.00$	Вкрай вологий	
$1.50 \leq SPEI \leq 1.99$	Дуже вологий	
$1.00 \leq SPEI \leq 1.49$	Помірно вологий	
$0 \leq SPEI \leq 0.99$	Близький до нормального	
$0 \geq SPEI \geq -0.99$	Близький до нормального	Слабка посуха
$-1.00 \geq SPEI \geq -1.49$	Помірно сухий	Помірна посуха
$-1.50 \geq SPEI \geq -1.99$	Дуже сухий	Інтенсивна посуха
$SPEI \leq -2.00$	Вкрай сухий	Екстремальна посуха

Аналіз динаміки посух у часі (1962-2011 рр.) виконувався за інтенсивністю посух та їх тривалістю. Розглядалися посухи усіх категорій (при $SPEI \leq 0,00$). На обох розглянутих метеостанціях за період було зареєстровано 17 випадків посух різної тривалості та інтенсивності. Установлено, що на півночі розглядуваної території (метеостанція Любашівка) переважали помірні посухи, а на півдні (метеостанція Одеса) – слабкі. Після 1989 р. на півдні відбувається зростання частоти появи інтенсивних посух (табл. 4.3). Для аналізу тривалості посух різних категорій була визначена загальна кількість місяців, коли спостерігалась посуха ($SPEI \leq 0,00$), та кількість місяців, яка припадала на кожную категорію (табл. 4.4, 4.5). При розгляді усього періоду спостережень виявлено, що слабкі посухи тривають найдовше, проте після 1989 р. зростає тривалість екстремальних посух.

Оцінка внеску тривалості посух кожної категорії у загальну їх тривалість (табл. 4.6) також показала зростання частки інтенсивних (метеостанція Одеса) та екстремальних (метеостанція Любашівка) посух.

З хронологічного ходу індексу SPEI (рис. 4.12, 4.13) видно, що метеорологічні посухи переривалися помірно вологими періодами та періодами близькими до нормального зволоження. У верхів'ї водозбору Тилігульського лиману (метеостанція Любашівка) найбільш тривала посуха спостерігалася з липня 2005 р. по червень 2008 р., яка з травня 2007 р. по квітень 2008 р. набула категорії “екстремальна посуха” із $SPEI \leq -2,00$.

Таблиця 4.3. Частота появи (%) посух різної суворості згідно значень індексу SPEI

Метеостанція	Категорія посухи			
	Близька до нормального (слабка)	Помірна (помірно суха)	Інтенсивна (дуже суха)	Екстремальна (вкрай суха)
Любашівка (1962-2011рр.)	12	59	18	12
до 1989 р.	13	50	25	13
після 1989 р.	11	56	22	11
Одеса (1962-2011рр.)	41	29	18	12
до 1989 р.	38	38	12	12
після 1989 р.	44	22	22	11

Таблиця 4.4. Тривалість посух різних категорій за даними метеостанції Любашівка (у місяцях)

Період спостережень	Загальна кількість місяців з посухою	Категорія посухи			
		Слабка	Помірна (помірно суха)	Інтенсивна (дуже суха)	Екстремальна (вкрай суха)
Весь період 1962-2011рр.	300	195	67	24	14
до 1989 р.	130	86	21	20	3
після 1989 р.	170	109	46	4	11

Таблиця 4.5. Тривалість посух різних категорій за даними метеостанції Одеса (у місяцях)

Період спостережень	Загальна кількість місяців з посухою	Категорія посухи			
		Слабка	Помірна (помірно суха)	Інтенсивна (дуже суха)	Екстремальна (вкрай суха)
Весь період 1962-2011рр.	294	188	74	25	7
до 1989 р.	149	95	40	11	3
після 1989 р.	145	93	34	14	4

Таблиця 4.6. Внесок посухи кожної категорії у загальну тривалість посух, %

Метеостанція	Категорія посухи			
	Близька до нормального (слабка)	Помірна (помірно суха)	Інтенсивна (дуже суха)	Екстремальна (вкрай суха)
Любашівка (1962-2011 рр.)	65	22	8	5
Одеса (1962-2011 рр.)	64	26	9	2
Любашівка (до 1989 р.)	66	16	15	2
Любашівка (після 1989р.)	64	27	2	6
Одеса (до 1989 р.)	64	27	7	2
Одеса (після 1989р.)	64	23	10	3

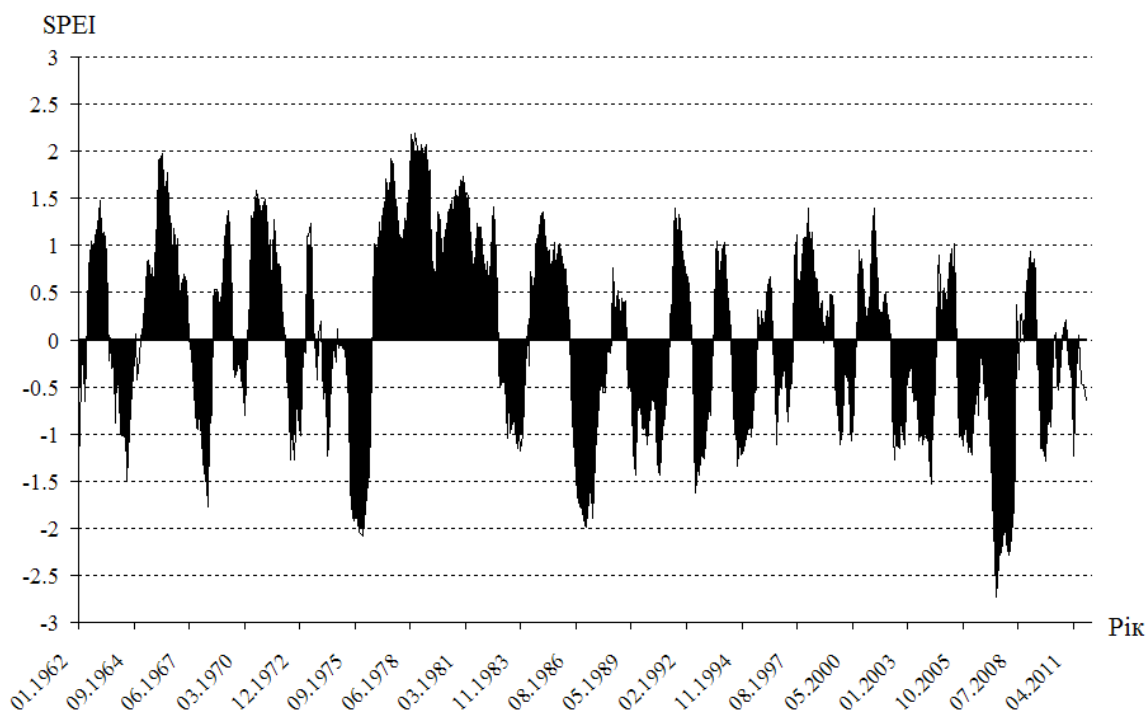


Рис. 4.12. Хронологічний хід індексів посушливості SPEI, метеостанція Любашівка, 1962-2011 рр.

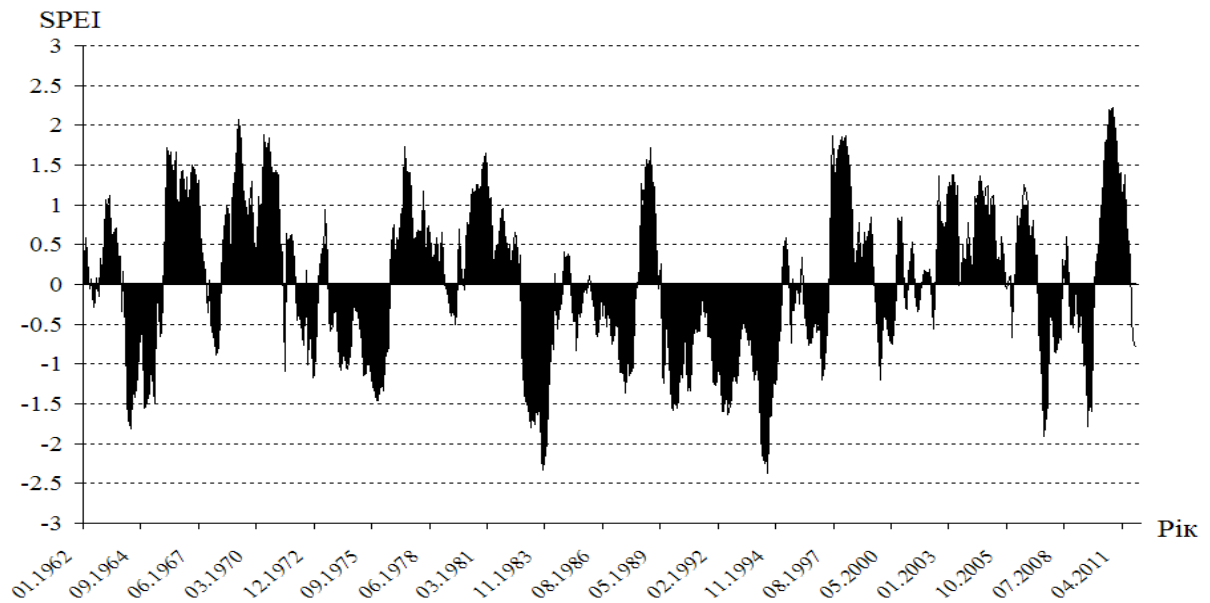


Рис. 4.13. Хронологічний хід індексів посушливості SPEI, метеостанція Одеса, 1962-2011 рр.

Формуванню цієї метеорологічної посухи з 06.04.2007 р. по 22.06.2007 р. передувало найбільш тривале бездощів'я (78 діб), визначене за період з 1989 р. по 2011 р.

Довготривалий посушливий період за даними метеостанції Одеса спостерігався з липня 1989 р. до червня 1995 р., причому з квітня по липень 1994 р. посуха перейшла з категорії інтенсивної до екстремальної (рис. 4.13). У 1994 р. екстремальна посуха тривала 85 діб, починаючи з 11.03 і закінчуючи 03.06.

Аналіз найбільшої тривалості бездощових періодів до та після 1989 р. показав, що починаючи з 1989 р., ця характеристика у останні десятиріччя збільшується (табл. 4.7)

Наслідками формування метеорологічних посух є гідрологічні посухи, які розглядаються як тривалий період сухої погоди, що спричиняє нестачу споживання води через зменшення стоку (нижче установлених норм) та призводить до зменшення вмісту вологи в ґрунті й зростання глибини залягання дзеркала підземних вод [29]. Гідрологічна посуха може тривати більше одного року і охоплювати більше одного водозбору. Вона зазвичай настає із запізненням по відношенню до метеорологічної та сільськогосподарської посух. Наслідками формування гідрологічних посух є зміни в складових водного та водно-сольового балансу Тилігульського лиману, які виникли через зменшення опадів та зростання випаровування з поверхні водозбору й водного дзеркала лиману, а також через зменшення припливу поверхневих вод до лиману від річок та тимчасових водотоків [28].

Таблиця 4.7. Найбільша тривалість (дні) бездошових періодів різної забезпеченості (метеостанція Любашівка)

Період	Забезпеченість (%)						Найбільша тривалість	Дати початку та кінця бездошового періоду найбільшої тривалості
	5	10	25	50	75	90		
До 1989 р.	50	47	42	36	26	18	59	15VIII-12X 1983
Після 1989 р.	75	56	47	39	29	25	78	6IV-22VI 2007

У 1994 річка Тилігул у створі Березівка пересохла після закінчення весняного водопілля. Відсутність стоку спостерігалася з травня місяця і до початку водопілля 1996 року. У 2007 році довготривале пересихання почалося з червня. Як правило, роки з наявністю екстремальних посух характеризуються малою водністю навіть за умови формування поверхневого талого стоку у весняні місяці. Забезпеченість річного стоку річок Північно-Західного Причорномор'я у ці роки перевищує 80%.

РОЗДІЛ 5

ОЦІНКА ВОДНИХ РЕСУРСІВ РІЧОК БАСЕЙНУ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ ЗА ДАНИМИ СПОСТЕРЕЖЕНЬ

Річковий стік є однією з основних приходних статей водного балансу Тилігульського лиману. Оцінка припливу поверхневих вод зі стоком річок до лиману є базою для складання діагнозу та прогнозу перспектив його подальшого використання, масштабів збереження та охорони.

5.1 Гідрологічна вивченість

До Тилігульського лиману впадають такі річки: Тилігул, Балайчук, Царега, балка Хуторська. Найбільшою за довжиною та площею водозбору є р.Тилігул (табл. 5.1). Саме річка Тилігул є єдиною з річок водозбору Тилігульського лиману, на якій були організовані гідрометричні спостереження.

Таблиця 5.1. Морфометричні характеристики річок басейну Тилігульського лиману

Назва річки	Довжина, км	Похил, ‰	Площа водозбору, км ²	Середня висота, м
Тилігул	173	0,9	3550	120
Балайчук (Балай)	52	1,6	586	60
Царега	46	1,7	657	50
Балка Хуторська	-	-	108	54
Територія бокового припливу	-	-	349	45

Відомості про надходження прісних вод від річок до Тилігульського лиману обмежуються, головним чином, даними про стік річки Тилігул [1, 2]. Характеристики річного, максимального, мінімального стоку річки Тилігул були визначені по рядах спостережень з початку роботи постів (50-ті роки минулого сторіччя) до 1965 р. й наведені у роботі [3].

Стаціонарні спостереження за водним режимом Тилігульського лиману та річок його басейну проводилися на трьох водомірних постах [4]:

- а) лим. Тилігульський – смт Коблево;
- б) р.Тилігул – с. Новоукраїнка;

в) р.Тилігул – смт Березівка.

Водозбір р.Тилігул знаходиться у межах двох фізико-географічних зон – лісостеповій та степовій [5, 6, 7]. У минулі роки на річці Тилігул працювало два гідрологічних пости, які добре висвітлювали гідрологічні умови формування стоку у верхній (лісостеповій) та нижній (степовій) частинах водозбору.

Пост поблизу с.Новоукраїнка був відкритий у 1955 р., а закритий у 1987 р. Площа водозбору р.Тилігул до с.Новоукраїнка дорівнювала 810 км², озерність та заболоченість не перевищували 1% від площі водозбору, середня висота водозбору становила 170 м. Закриття поста спричинило втрату даних про особливості формування стоку р.Тилігул, яке відбувається саме у лісостеповій частині водозбору.

Гідрологічний пост р.Тилігул – смт Березівка був відкритий у 1953 р. і є діючим у сьогодення. Площа водозбору дорівнює 3170 км², озерність та заболоченість менші 1%, середня висота водозбору становить 120 м. Стік річки у створі смт Березівка суттєво трансформований водогосподарською діяльністю, головним елементом якої є регулювання стоку шляхом спорудження штучних водойм.

За даними спостережень до 1986 року на території Одеської області норма річних опадів становила у середньому 481 мм, поверхневий стік річок становив 7,97 мм, підземний – 2,53 мм, випаровування з поверхні суші досягало 471 мм [8].

5.2 Річний стік

Річний стік є інтегральною характеристикою водних ресурсів розглядуваної території. Оцінки середніх багаторічних величин річного стоку, виконані за даними спостережень на річці Тилігул (табл. 5.2) показали, що існує тенденція до зниження середнього багаторічного шару річного стоку \bar{Y} із збільшенням площі водозбору F . При переході від верхнього створу (р.Тилігул – с.Новоукраїнка) до нижнього (р.Тилігул – смт Березівка) величина стоку \bar{Y} зменшується майже у 3 рази, а мінливість стоку, яка характеризується коефіцієнтом варіації C_V , та асиметричність його статистичного розподілу C_S зростають.

Рух води у річці Тилігул відбувається у напрямі з північного заходу до південного сходу. У цьому ж напрямі зменшуються опади та зростають температури повітря, а разом з ними й потенціальні можливості до випаровування з водної поверхні та поверхні суші. Згідно із гідрогеологічним районуванням водозбір Тилігульського лиману знаходиться у межах Причорноморського артезіанського басейну [9].

Таблиця 5.2. Оцінки статистичних параметрів річного стоку, визначені за даними рядів спостережень на річці Тилігул

Назва створу	Період спостережень	\bar{Y} , мм	$\varepsilon_{\bar{Y}}$, %	C_V	ε_{C_V} , %	C_S	σ_{C_S}	C_S / C_V
с.Новоукраїнка	1955-1987 рр.	27	26,0	0,52	17,8	1,10	2,58	2,10
сmt Березівка	1953-2011 рр.	8,4	16,2	1,18	13,6	2,09	1,47	1,77
сmt Березівка	1953-1988 рр.	9,9	20,0	1,16	16,2	1,93	1,82	1,66
сmt Березівка	1989-2011 рр.	6,0	29,1	1,30	19,4	3,05	2,76	2,35

Його характерною особливістю є глибоке залягання підземних вод та їх малий дебіт, зумовлений невеликою кількістю опадів та великими втратами на випаровування й інфільтрацію в нижче розташовані відклади неогену. У верхній течії русло річки дренає відносно багаті підземними водами сарматські відклади, які заглиблюються при наближенні до моря й розташовуються нижче базису ерозії [3]. У верхній частині водозбору р.Тилігул існує стійке підземне живлення річки, внаслідок чого у створі р.Тилігул-с.Новоукраїнка відсутність стоку спостерігається вкрай рідко (табл. 5.3).

Таблиця 5.3. Середня багаторічна тривалість періоду відсутності стоку

Пост	Період, роки	Кількість діб у році
с. Новоукраїнка	1955-1987	22
сmt Березівка	1953-2011	266
	1953-1988	269
	1989-2011	262

Статистичні характеристики річного стоку через його значну мінливість визначаються із похибками ($\varepsilon_{\bar{Y}}, \varepsilon_{C_V}, \sigma_{C_S}$), які значно перевищують допустимі. Тривалість спостережень у створі р.Тилігул – сmt. Березівка перевищує 50 років. Проте відносна середня квадратична похибка $\varepsilon_{\bar{Y}}$ визначення величини \bar{Y} становить 16,2%, у той час як допустима похибка визначення середньої величини становить 10% для гідрологічної зони недостатнього зволоження [10, 11]. Точність визначення

коефіцієнтів варіації та асиметрії за даними спостережень також є незадовільною.

Порівняння середніх річних витрат за періоди (1953-1988 рр. та 1989-2008 рр.), виконані В.В. Гребінем [12], показали, що зменшення середнього багаторічного річного стоку р.Тилігул до 2008 р. досягло 34,7%. Виконане нами порівняння середніх багаторічних величин річного стоку минулих років та визначених за період 1989-2011 рр. дозволило установити, що зменшення річного стоку р.Тилігул досягло вже 39,3%.

На основі аналізу особливостей багаторічних коливань гідрометеорологічних характеристик, виконаного на основі різницевих інтегральних кривих, виявлено, що коливання середніх річних температур повітря знаходяться у теплій (додатній фазі), починаючи з 1989 року (рис. 5.1). Опади перейшли у від'ємну фазу своїх коливань у 1980 році. Перехід коливань річного стоку у від'ємну фазу на річці Савранка, водозбір якої розташований поблизу водозбору річки Тилігул і в меншій мірі підлягає впливу водогосподарської діяльності, спостерігався у 1985 році. У верхньому створі річки Тилігул (р.Тилігул – с. Новоукраїнка) маловодна фаза розпочалася з 1982 року, а у нижньому створі (р.Тилігул – смт Березівка) – з 1970 року. Тіснота зв'язку між значеннями річного стоку у верхньому (р.Тилігул – с.Новоукраїнка) та нижньому (р.Тилігул – смт Березівка) створах за період сумісних спостережень (1955-1987 рр.) характеризується невисоким коефіцієнтом кореляції, який дорівнює 0,53 (рис. 5.2). Значний вплив на зниження тісноти лінійного зв'язку чинять роки, коли річка у створі р.Тилігул – смт Березівка пересихала.

Пошук зв'язків між річним стоком та опадами дозволив установити, що статистично значущі рівняння лінійної регресії можна побудувати лише при використанні даних про річний стік у створі р.Тилігул – с.Новоукраїнка (рис. 5.3-5.4), а для створу р.Тилігул – смт Березівка тісних зв'язків не виявлено (рис. 5.5-5.6) незалежно від того, дані якої метеостанції (Любашівки чи Одеси) розглядалися.

Виявлена розбіжність (асинхронність) коливань стоку по довжині однієї й тієї ж річки пояснюється інтенсифікацією сільського господарства, яка набула значного розмаху за часів СРСР у середині минулого сторіччя, і була спрямована, насамперед, на регулювання стоку шляхом створення ставків та водосховищ.

Оскільки за даними спостережень характеристики річного стоку р.Тилігул визначаються із значними похибками, для цієї річки, як і інших річок, що впадають у Тилігульський лиман, рекомендується використовувати просторово-часові узагальнення характеристик стоку. Найбільш сучасні узагальнення наведені у довіднику [13] та у роботі А.І. Шерешевського й П.Ф. Вишневецького [14].

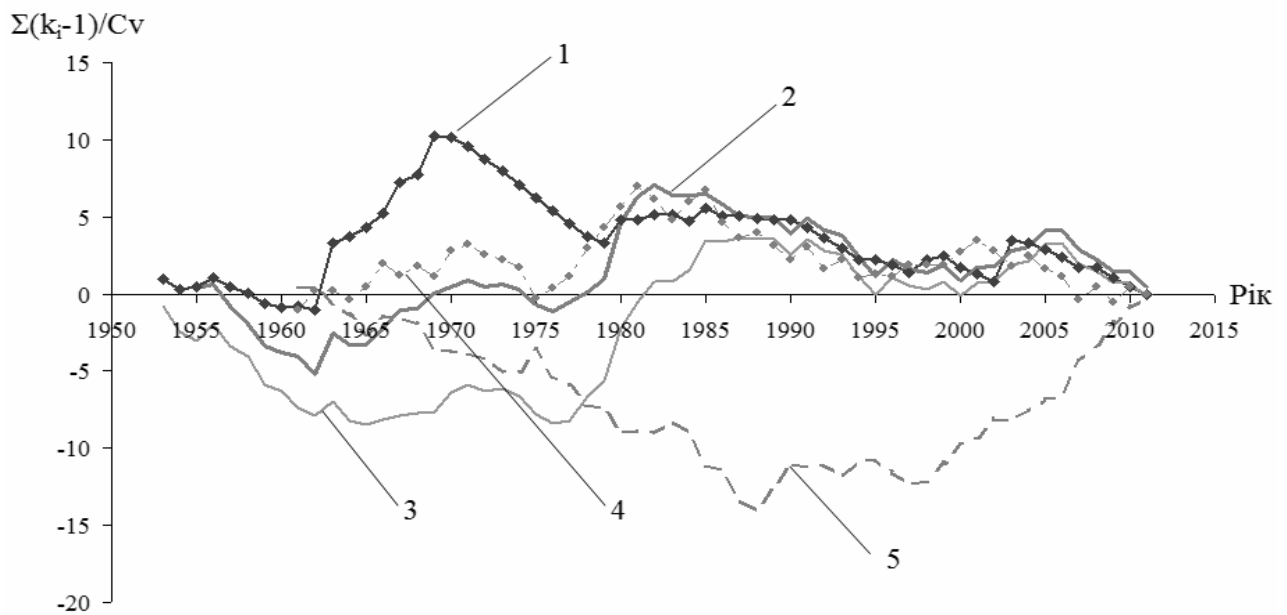


Рис. 5.1. Різницеві інтегральні криві гідрометеорологічних характеристик у межах водозбору Тилігульського лиману та прилеглих територій (1 – річний стік р.Тилігул - смт Березівка; 2 – річний стік р.Тилігул – с.Новоукраїнка з 1988 р. відновлений на основі кореляційного зв'язку із стоком р. Савранка; 3 – річний стік р.Савранка – с.Осички; 4 – річні суми опадів, метеостанція Любашівка; 5 – середня річна температура повітря, метеостанція Любашівка)

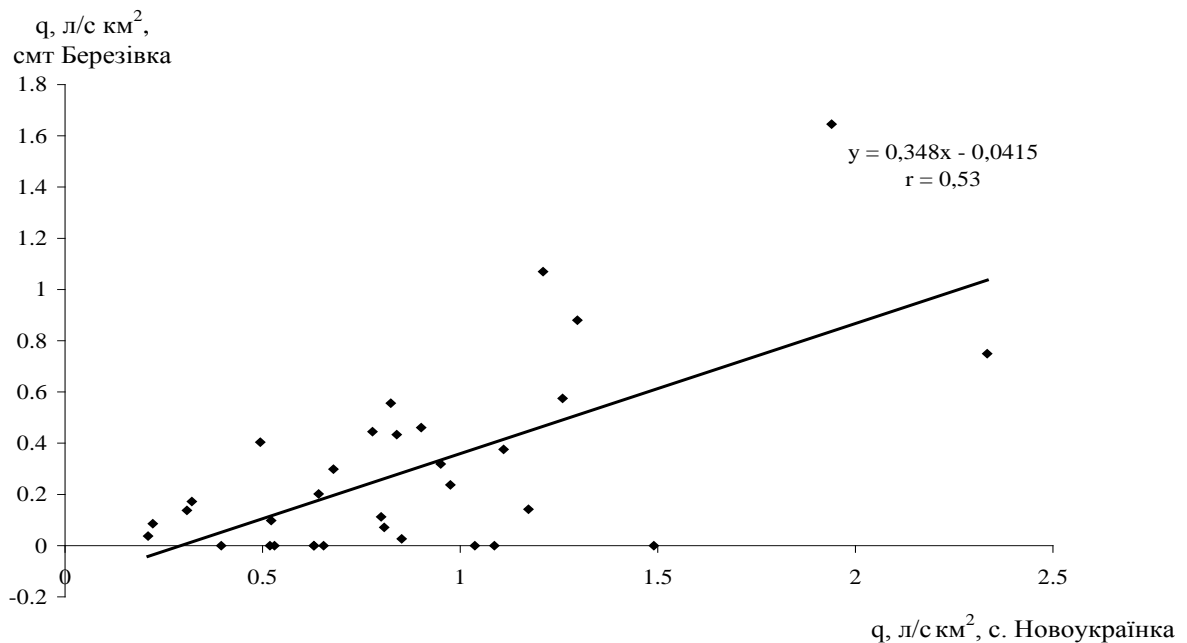


Рис. 5.2. Графік зв'язку модулів річного стоку q у створах р.Тилігул – с.Новоукраїнка та р.Тилігул – смт Березівка, 1955-1987 рр.

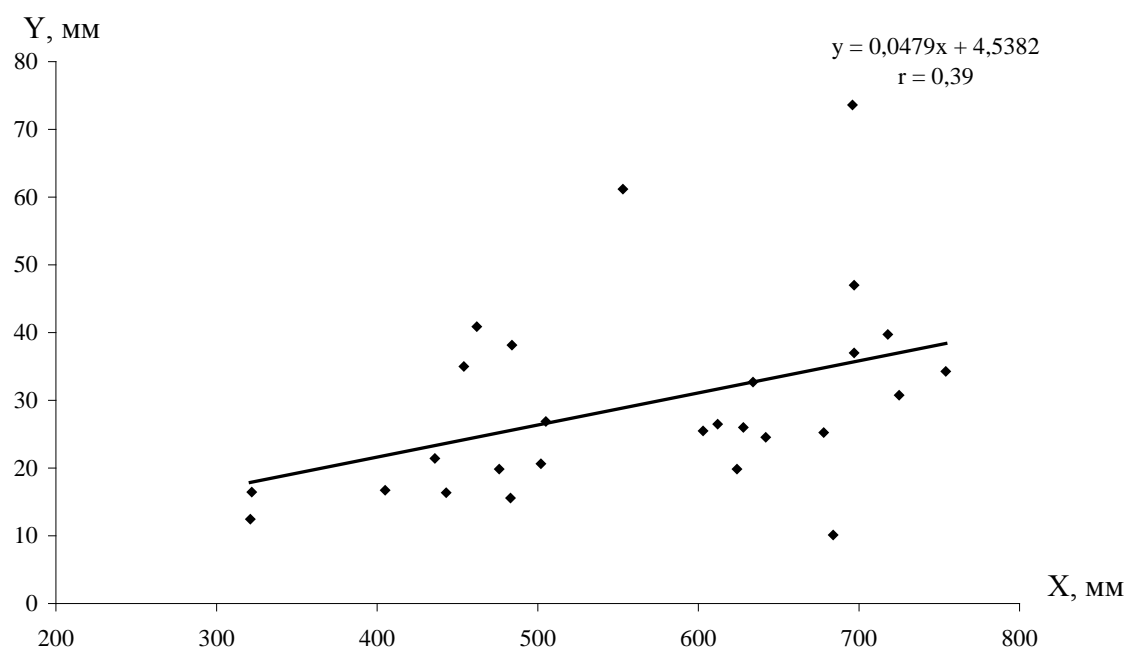


Рис. 5.3. Графік зв'язку шарів стоку Y в створі р.Тилігул –с.Новоукраїнка з річними сумами опадів X на метеостанції Любашівка

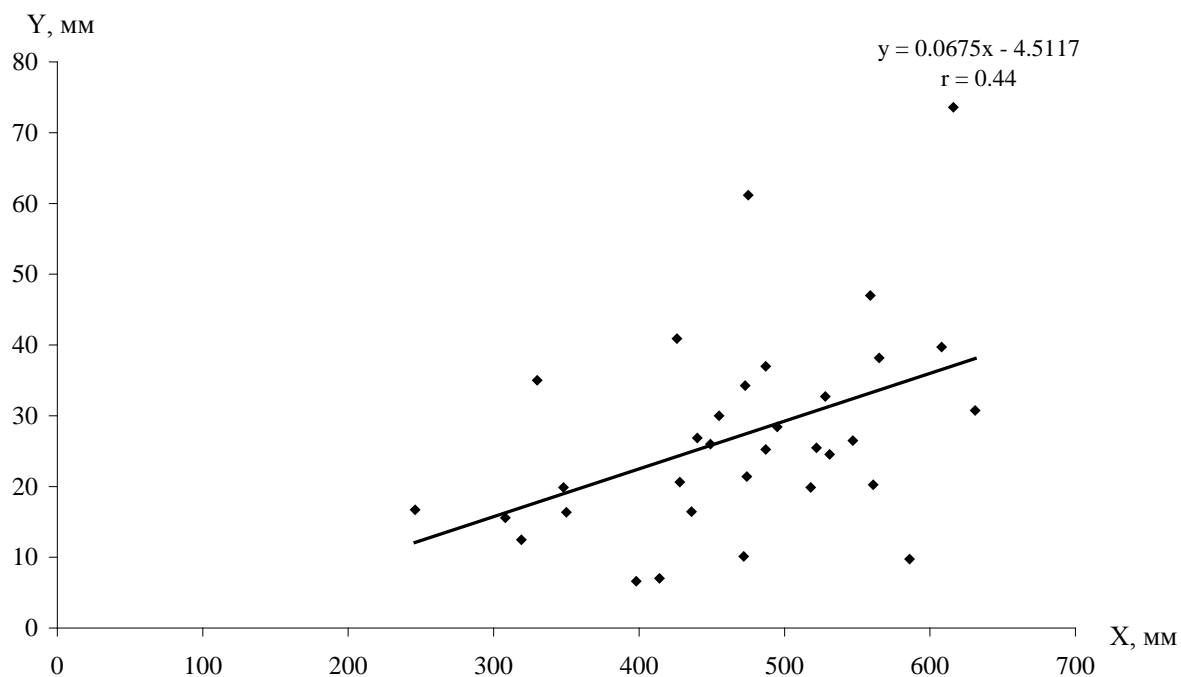


Рис. 5.4. Графік зв'язку шарів річного стоку Y в створі р.Тилігул – с.Новоукраїнка з річними сумами опадів X на метеостанції Одеса

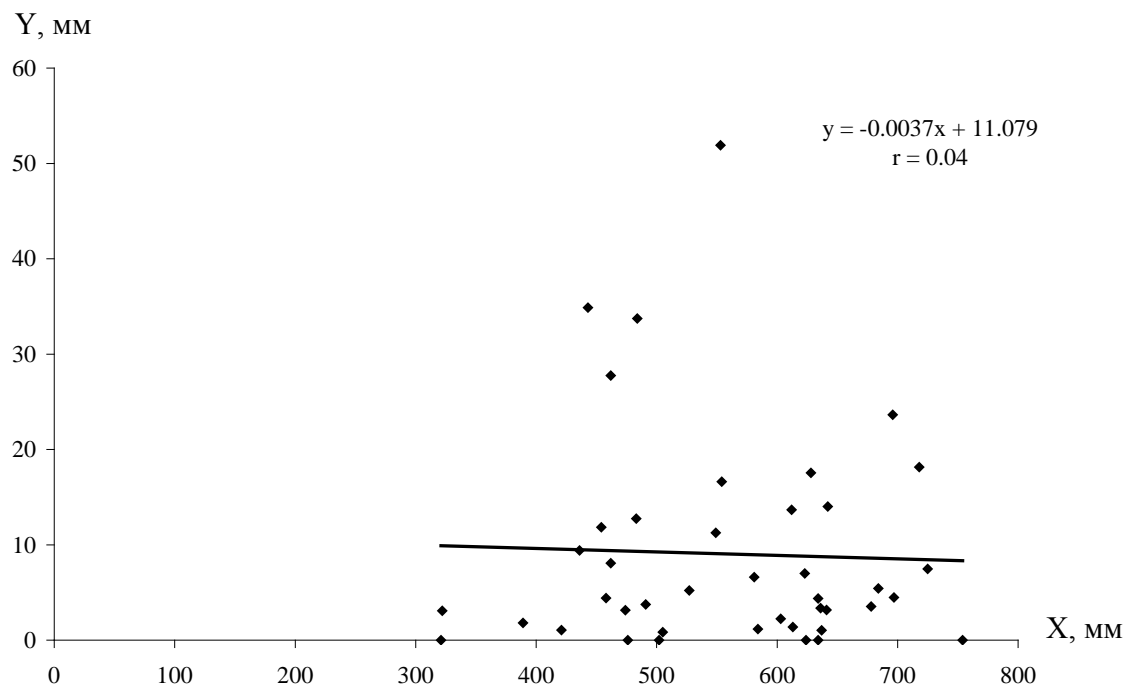


Рис. 5.5. Графік зв'язку шарів стоку Y в створі р.Тилігул – смт Березівка з річними сумами опадів Y на метеостанції Любашівка

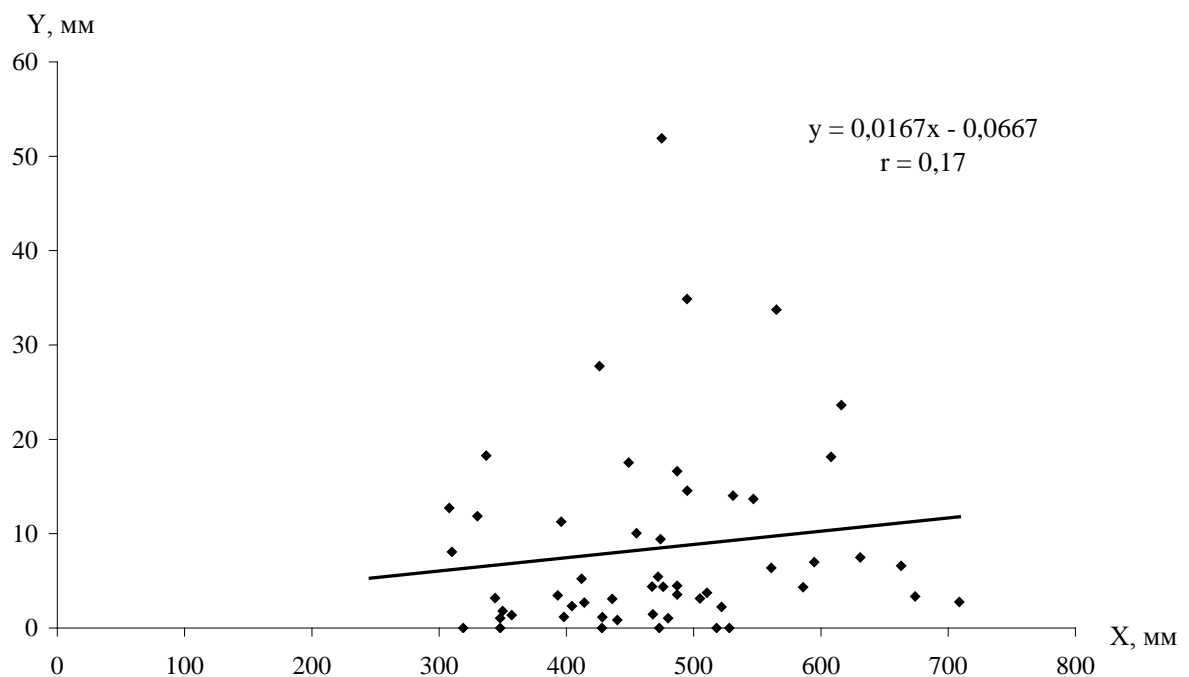


Рис. 5.6. Графік зв'язку шарів стоку Y в створі р.Тилігул – смт Березівка з річними сумами опадів X на метеостанції Одеса

На картах, наведених у цих літературних джерелах, ізолінії середніх багаторічних величин річного стоку проведені на території Північно-Західного Причорномор'я пунктиром через відсутність або нестачу даних, а також внаслідок суттєвого перетворення стоку водогосподарською діяльністю. Характеристики, представлені на цих картах, висвітлюють закономірності просторового розподілу побутового (порушеного водогосподарською діяльністю) стоку.

За картами, наведеними у цих роботах, середня багаторічна величина річного стоку р.Тилігул змінюється від 1,0 до 0,2 л/(с·км²) у напрямку з північного заходу на південний схід. Середній багаторічний модуль стоку з водозбору р.Тилігул дорівнює 0,5 л/(с·км²) або 16 мм. Ця величина суттєво відрізняється від тих розрахункових значень, які наведені у табл. 5.2, що може бути пояснено впливом антропогенної діяльності, включаючи зміни глобального клімату.

5.3 Внутрішньорічний розподіл стоку

Під внутрішньорічним розподілом стоку слід розуміти розподіл стоку за сезонами, місяцями, декадами або іншими часовими інтервалами. Розрізняють календарний та некалендарний розподіл стоку у межах року. Календарний розподіл визначають за даними про стік у межах декад, місяців, сезонів. Некалендарний розподіл не пов'язаний з хронологічними строками, і подається у вигляді кривих тривалостей добових витрат [15].

Під типовим розподілом розуміють найбільш характерний для даної річки (у багаторічному розрізі) або груп річок розподіл стоку протягом року. Типові схеми внутрішньорічного розподілу стоку використовуються для класифікації річок та під час гідрологічного районування. Для цього, зазвичай, беруть моделі фіктивних та характерних за водністю років (багатоводні, середньоводні або маловодні). Фіктивний розподіл отримують в результаті осереднення за багаторічний період середніх місячних витрат води, а потім виражають їх у відсотках від $12\bar{Q}$, де \bar{Q} – середнє багаторічне значення річної витрати. При використанні характерних за водністю років забезпеченістю P внутрішньорічний розподіл обчислюють як добуток місячної витрати для року заданої забезпеченості P на $1/12Q_P$, де Q_P – річна витрата для року P -ї забезпеченості. Багатоводні роки мають ймовірність перевищення менше 25%. Маловодні роки мають ймовірність перевищення більшу ніж 75%, дуже маловодні – більшу ніж 95%. На відрізку від 25 до 75-відсоткової забезпеченості знаходяться середні за водністю роки. Для того, щоб зберігалася стійкість показників внутрішньорічного розподілу стоку, часові ряди повинні мати довжину не менше 50 членів [10].

Внутрішньорічний розподіл стоку може обчислюватися не за календарними, а за водогосподарськими роками. Водогосподарський рік починається з нелімітуючого сезону. При цьому межі сезонів для всіх річок округлюють до цілого місяця.

Згідно із даними, наведеними у Ресурсах поверхневих вод України (1966 р.) [3] та у довіднику [13] внутрішньорічний розподіл стоку р.Тилігул розрізняється по довжині її течії. Так, водозбір р.Тилігул – с.Новоукраїнка віднесений до Середньобугського гідрологічного району, водозбір р.Тилігул – смт Березівка розглядається як такий, що розміщений у двох районах: Середньобугському та Причорноморському. Згідно розподілу стоку по місяцях та сезонах за моделями характерних років у верхньому створі річка Тилігул не пересихає, у нижньому створі пересихання стоку можливе у роки різної водності, навіть багатоводні. У багатоводні роки середній місячний стік відсутній з IX по XI місяці, у середній за водністю рік – з VII по XI, у маловодні та дуже маловодні роки – з червня і до лютого наступного року. При переході від багатоводних років до маловодних період пересихання починається все раніше: дати зміщуються з вересня на червень; тривалість періоду пересихання збільшується, а кінець періоду зміщується з листопада на січень. У створі Тилігул – с.Новоукраїнка найбільша водність річки спостерігалася у березні місяці, а найменша – у серпні-вересні. Для створу р.Тилігул – смт Березівка найбільша водність відзначається у лютому та березні, найменша (для багатоводних років) – у вересні. У середні та маловодні роки найменша водність у створі смт Березівка дорівнює нулю.

За даними спостережень установлені такі закономірності формування стоку по місяцях та сезонах. Стік води у багатоводні роки характеризується наявністю снігового покриву, в результаті танення якого формується весняне водопілля. Зменшення максимуму водопілля зумовлене втратами талих вод у період відлиг, а зростання – промерзанням підстильної поверхні та випадінням дощів у період танення снігу. У середній за водністю рік значну роль у процесі формування талого стоку відіграють весняні дощі, які супроводжують водопілля. У маловодні та дуже маловодні роки, коли талого стоку мало на характер внутрішньорічного розподілу можуть впливати дощові опади, які здатні утворити паводок. Порівняння внутрішньорічного розподілу стоку до та після 1989 року (табл. 5.4, табл. 5.5) показало, що у останні десятиріччя спостерігається відсутність стоку у січні місяці незалежно від водності року. Серед місяців літньо-осінньої межени місце вересня як періоду з постійною відсутністю стоку зайняв жовтень.

Таблиця 5.4. Внутрішньорічний розподіл стоку (P , %) у характерні роки по місяцях (на основі даних спостережень на р.Тилігул – смт Березівка до 1989 р.)

Рік	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II
Дуже багатоводний рік, $P = 2,9$ %												
1963	29,4	16,5	5,56	1,98	0,89	0,00	0,00	0,00	0,00	7,70	0,00	38,0
Багатоводний рік, $P = 23,5$ %												
1956	46,9	40,7	2,68	0,20	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,70	3,88
Середній за водністю рік, $P = 50,0$ %												
1960	43,4	5,99	0,00	0,00	0,00	0,00	1,82	0,00	6,12	16,67	2,86	23,2
Середній за водністю рік, $P = 56,0$ %												
1979	12,8	59,0	14,2	0,00	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	26,8
Маловодний рік, $P = 76,5$ %												
1959	58,8	16,1	4,20	16,1	1,26	0,70	0,00	0,00	0,00	0,00	1,75	1,12
Дуже маловодний рік, $P = 94,1$ %												
1974	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00

Таблиця 5.5. Внутрішньорічний розподіл стоку (P , %) у характерні роки по місяцях (на основі даних спостережень на р.Тилігул – смт Березівка після 1989 р.)

Рік	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II
Дуже багатоводний рік, $P = 4,8$ %												
2003	55,2	17,5	3,07	1,05	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	23,2
Багатоводний рік, $P = 23,8$ %												
2004	22,9	20,6	14,4	8,90	11,0	12,3	0,00	0,00	0,00	9,61	0,00	0,21
Середній за водністю рік, $P = 52,4$ %												
1997	17,1	19,3	2,30	0,00	0,00	1,63	2,97	0,00	9,66	47,0	0,00	0,00
Маловодний рік, $P = 76,2$ %												
1992	29,8	57,3	12,8	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Дуже маловодний рік, $P = 95,2$ %												
2000	41,3	44,5	13,5	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,64	0,00	0,00

5.4 Максимальний стік

У роботі [3] та у довіднику [13] відомостей про максимальний стік річки Тилігул та інших річок, що впадають у Тилігульський лиман, не наведено. Згідно із просторово-часовими узагальненнями, наведеними у цих літературних джерелах, середній багаторічний стік р.Тилігул за період весняної повені становить 10 мм, а коефіцієнт варіації дорівнює 1,2. Шар стоку повені 1-відсоткової ймовірності перевищення досягає 75 мм. Шар дощового стоку 1-відсоткової ймовірності перевищення дорівнює 10 мм.

За даними В.В. Гребіня [12] середня багаторічна величина максимальної витрати у створі р.Тилігул – смт Березівка становила $18,0 \text{ м}^3/\text{с}$ за період з 1953 по 1988 рр. та зменшилася до $7,08 \text{ м}^3/\text{с}$ у період з 1989 по 2008 рр. Отже, за ці проміжки часу відбулося зменшення максимальних витрат, що пояснюється впливом глобального потепління.

Зростанням температур повітря у місяці зимового сезону та їх перехід від від’ємних значень до додатних забезпечує зростанням кількості та тривалості відлиг. Відлиги сприяють збільшенню втрат талих вод на інфільтрацію та зменшують максимальний стік весняного водопілля.

Згідно із даними установ водного господарства Одеської області (до 1992 р.) середня багаторічна величина максимальної витрати води у весняну повінь та зимові відлиги близько гирла річки Тилігул становить $28,6 \text{ м}^3/\text{с}$, її коефіцієнт варіації дорівнює 1,45, а коефіцієнт асиметрії – 3,0 [1]. Максимальна витрата одновідсоткової ймовірності перевищення досягає $197 \text{ м}^3/\text{с}$. Середня багаторічна величина шару стоку за весняну повінь становить 12 мм, коефіцієнт варіації дорівнює 1,4; коефіцієнт асиметрії – 2,9. Значення шару стоку весняної повені 1-відсоткової ймовірності перевищення дорівнює 79 мм. Для дощових паводків максимальна витрата одновідсоткової ймовірності перевищення досягає $181 \text{ м}^3/\text{с}$, а шар стоку за паводок 1-відсоткової ймовірності перевищення становить 11 мм.

Порівняння середніх багаторічних значень максимальних витрат за весь період спостережень та після початку впливу глобального потепління (1989 р.) на водні ресурси показало [16], що середні багаторічні значення максимального стоку, як талого, так і дощового у останні десятиріччя зменшилися (табл. 5.6). Слід зазначити, що існують роки, коли у створі смт Березівка весняне водопілля не формувалося. Частота появи весняних водопіль за період 1953-2011рр. становить 53%, за період 1953-1988 рр. – 64% та у 1989-2011 рр. – 35%. Частота появи дощових паводків також змінилася: у 1953-1988 рр. вона становила 45%, а у 1989-2011 рр. – лише 10%.

Таблиця 5.6. Статистичні параметри максимального стоку весняного водопілля та дощових паводків, р.Тилігул – смт Березівка

Характеристика	Період	\bar{Q} , м ³ /с	$\varepsilon_{\bar{Q}}$, %	C_V	ε_{C_V} , %	C_S	σ_{C_S}	C_S / C_V
Максимальний стік весняного водопілля	1953-2011 рр.	14,2	21,5	1,48	15,5	1,88	2,21	1,27
	1953-1988 рр.	20,4	22,8	1,19	17,4	1,33	2,07	1,12
	1989-2011 рр.	5,93	46,0	2,06	19,6	3,17	5,90	1,83
Максимальний стік дощових паводків	1953-2011 рр.	4,34	19,3	1,02	16,6	2,30	1,66	2,25
	1953-1988 рр.	5,06	21,1	0,97	18,2	1,94	1,78	2,00
	1989-2011 рр.	2,07	26,0	0,63	27,0	1,13	2,06	1,78

5.5 Мінімальний стік

Тривалі періоди низького стоку суттєво впливають на стратегію управління водним господарством і є важливою характеристикою водного режиму річки. Низький стік спостерігається впродовж межені і є її елементом. Межень можна представити як періоди у межах річного циклу, коли різко зменшується приплив води з водозбірної площі [17]. В такі періоди у формуванні стоку річок основне місце займають підземні води, які дренуються гідрографічною мережею. Розрізняють межень зимову та літню (літньо-осінню). До літньої межені відносять період від кінця повені до осінніх дощових паводків, а при їх відсутності – до зимового періоду, тобто до появи на річці льодових явищ. За зимову межень беруть період від появи льодових явищ до початку повені. При відсутності льодових явищ на річках за кінець літньо-осіннього та початок зимового сезонів береться середня дата стійкого переходу температури повітря через 0 °С (в бік від'ємних температур). У гідрологічних дослідженнях вітчизняних вчених межень розглядається як фаза водного режиму річки, яка щорічно характеризується малою водністю, тривалим стоянням низького рівня й виникає внаслідок зменшення як поверхневого, так і підземного живлення річки [18].

У міжнародній практиці поняття літньої межені розглядається у зв'язку із поняттям посухи. Межень визначається як «період аномально посушливої погоди впродовж тривалого часу, достатнього для того, щоб відсутність опадів спричинила суттєві гідрологічні порушення й привела до виникнення дефіциту вологи з точки зору використання води людиною» [19, 20]. Для описання посух виділяється наступні чотири категорії [21]:

- метеопосуха, яка характеризується від'ємним відхиленням кількості опадів від норми протягом тривалого часу;
- гідрологічна посуха, яка є наслідком метеопосухи і характеризується дефіцитом поверхневого та підповерхневого запасу води;
- сільськогосподарська посуха, яка визначається дефіцитом вологи у ґрунті у певний момент часу;
- соціально-економічна посуха, яка пов'язується із співвідношенням між запасом води у регіоні і попитом на воду для господарської діяльності.

Індексом (кількісною характеристикою) низького стоку може бути мінімальна витрата осереднена за n діб, яка розраховується для кожного року окремо. У роботі [21] пропонується розглядати індекс низького стоку як деяке «порогове» значення витрати, нижче якого стік вважається меженним, й коли формується дефіцит води при водоспоживанні та водопостачанні. Період, протягом якого спостерігаються витрати води нижче порогового значення, розглядається як дефіцитний. Такий підхід набув широкого розповсюдження у країнах західної Європи, де як характеристики межені використовують дефіцити води, тривалість посух та об'єми дефіцитів.

Поняття меженний та мінімальний стік використовуються як генетичні характеристики маловодних періодів року. Низький стік спостерігається в межень та відображає її величину (глибину). Поняття межені використовується для вибору мінімальної витрати у часовому ряді. Індекс низького стоку допомагає визначити, чи може розглядувана величина стоку використовуватися як характеристика низького стоку для заданого споживача (сільське господарство, меліорація, енергетика та інше) [22].

У країнах СНД при вирішенні задач господарського використання важливе значення має оцінка критичного або лімітуючого стоку, тобто витрат води за маловодний сезон або сезони, коли відповідна область господарства зазнає нестатків у воді або виникають значні труднощі із водопостачанням [23].

Мінімальний стік – це найменший за величиною річковий стік, який спостерігається у меженний період. Серед характеристик мінімального стоку найчастіше використовуються середньомісячні та середньодобові літні (осінні) та зимові витрати води за кожен рік, середні багаторічні значення середньомісячних та середньодобові витрати, мінімуми різної

забезпеченості, абсолютний мінімум. За умов нестійкої межені для характеристики мінімального стоку розраховують 30-добову мінімальну витрату.

Середні місячні мінімальні витрати використовують у тому випадку, коли вони не перевищують 30-добових значень більш ніж на 10%, у протилежному випадку застосовуються середні витрати води за 30 безперервних діб з найменшим стоком в даному сезоні. При частих паводках й коротких міжпаводкових періодах 30-добовий період може бути скорочений до 24 діб з метою запобігання включення паводкових витрат води в період мінімального стоку. Для річок з нестійким підземним живленням важливими характеристиками межені є тривалість пересихання та перемерзання.

За нормативними документами [10] рекомендується за даними спостережень визначати мінімальні 30-добові витрати води 80-відсоткової забезпеченості й потім використовувати перехідні коефіцієнти до мінімального стоку іншої ймовірності перевищення.

Низький стік є характерним для літньо-осіннього періоду річок Північно-Західного Причорномор'я. Зимові межінь на цих річках більш висока, оскільки відбувається поповнення запасів підземних вод за рахунок осіннього зволоження, а також при відлигах (табл. 5.7). Відсутність підземного живлення у середній та нижній течіях річки Тилігул, а також зростання антропогенного навантаження у виді об'ємів поверхневих вод, які затримуються у штучних водоймах, призвели до того, що характеристики мінімального стоку у створі р.Тилігул – смт Березівка у період літньо-осінньої межені дорівнюють нулю.

Таблиця 5.7. Середні багаторічні характеристики мінімального (місячного та добового) стоку р.Тилігул у верхньому та нижньому створах [24]

Межень	р.Тилігул – с.Новоукраїнка				р.Тилігул – смт Березівка			
	$\bar{Q}_{30},$ м ³ /с	$\bar{Q}_{доб},$ м ³ /с	$\bar{q}_{30},$ $\frac{л}{с \cdot км^2}$	$\bar{q}_{доб},$ $\frac{л}{с \cdot км^2}$	$\bar{Q}_{30},$ м ³ /с	$\bar{Q}_{доб},$ м ³ /с	$\bar{q}_{30},$ $\frac{л}{с \cdot км^2}$	$\bar{q}_{доб},$ $\frac{л}{с \cdot км^2}$
Літньо-осіння	0,11	0,05	0,14	0,06	0,00	0,00	0,00	0,00
Зимова	0,30	0,12	0,37	0,15	0,03	0,02	0,008	0,007

Початок літньо-осінньої межені на р.Тилігул припадає на травень місяць, а кінець – на початок грудня. Оскільки льодові явища та весняне водопілля спостерігаються не кожен рік, початок та кінець зимової межені

установлюється по даті переходу температури повітря через 0 °С. Зимовий меженний період настає на початку грудня, а закінчується на початку березня.

У створі р.Тилігул – с.Новоукраїнка (період спостережень за рівнем 1948-1987 рр.) річка пересихала у 1961 р. (06.10 – 01.11). Сумарна кількість діб із пересиханням річки Тилігул після 1989 р. значно більша від тривалості пересихання до 1989 р. Так, наприклад, за період 1953-1988 (36 років) річка пересихала 647 діб, а за період 1989-2011 (23 роки) – 970 діб. Перемерзання в створі р.Тилігул – с.Новоукраїнка спостерігалось тільки в 1976 році, а в створі р.Тилігул – смт Березівка – в 1939, 1940, 1961, 1964, 1976, 1977 роках. Після 1977 року перемерзання в створі р.Тилігул – смт Березівка не встановлено, що зумовлено збільшенням температур повітря у зимовий сезон та відсутністю стоку у осінні й зимові місяці [25].

РОЗДІЛ 6

ОЦІНКА ВОДНИХ РЕСУРСІВ РІЧОК БАСЕЙНУ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ ЗА МЕТЕОРОЛОГІЧНИМИ ДАНИМИ

Водозбори басейну Тилігульського лиману відносяться до території Північно-Західного Причорномор'я, яка достатньо висвітлена даними метеорологічних спостережень, але слабо вивчена у гідрологічному відношенні [1]. На розглядуваній території не збереглося річок з природними умовами формування стоку. Стік, який вимірюється на гідрологічних постах є «побутовим», тобто перетвореним водогосподарською діяльністю у вигляді перекиду стоку, зрошування сільськогосподарських масивів за рахунок річок-донорів або місцевих водних ресурсів, регулювання стоку ставками та водосховищами [2].

Існуючі просторово-часові узагальнення характеристик стоку Північно-Західного Причорномор'я носять наближений характер: їх ізолінії представлені пунктиром, у багатьох випадках для розрахунків рекомендується застосування методу аналогії та районування [3].

У останні десятиріччя до антропогенних чинників формування стоку додалися зміни глобального клімату, які також призвели до порушення водного режиму річок та водойм [4].

Найбільш перспективним підходом до визначення характеристик стоку в умовах відсутності або недостатності даних гідрологічних спостережень, а також значної їх трансформації антропогенними чинниками, включаючи глобальне потепління, є побудова математичних моделей стоку, які базуються на використанні метеорологічних даних. Такі моделі називаються моделями типу «клімат-стік» [5, 6]. При оцінці наслідків глобального потепління у цих моделях використовуються не ретроспективні, а сценарні матеріали [7-9].

В ОДЕКУ впродовж багатьох років під керівництвом професорів Є.Д. Гопченка та Н.С. Лободи розроблялася математична модель, яка дозволяє оцінювати водні ресурси території на основі метеорологічної інформації з урахуванням впливу підстильної поверхні і водогосподарських перетворень [10]. Розроблена методика розрахунків характеристик річного стоку є складовою ДБН республіки Молдова [11] та включена до нової редакції Державних будівельних норм України ДБН В.2.4-X:201X «Визначення розрахункових гідрологічних характеристик».

Модель складається з двох частин. Перша частина дозволяє виконувати оцінку природного річного стоку на основі метеорологічних даних, друга – оцінку побутового (перетвореного водогосподарською діяльністю) стоку. На вході у першу частину моделі використовуються

метеорологічні дані, у другу – природний або непорушений водогосподарською діяльністю річний стік та кількісні показники водогосподарських перетворень. Математичною базою першої частини є рівняння водно-теплогового балансу водозбору, другої – рівняння водогосподарського балансу, представлене у стохастичній (ймовірнісній) формі. Розглядається ланцюг послідовностей формування стоку: «клімат → кліматичний стік → підстильна поверхня → природний стік → водогосподарські перетворення → побутовий стік». Таким чином, модель описує роботу водогосподарської системи, яка зазнає зовнішніх (кліматичних) та внутрішніх (водогосподарських) впливів й певним чином реагує на цей вплив. У моделі використовується поняття «кліматичний стік», тобто стік, зумовлений кліматичними чинниками й розрахований за метеорологічними даними. Кліматичний стік визначається на основі методу водно-теплогового балансу.

6.1 Метод водно-теплогового балансу як основа визначення природного стоку річок за метеорологічними даними

Визначення природного стоку у моделі «клімат-стік» базується на методі водно-теплогового балансу у модифікації В.С. Мезенцева [12], де сумісно розглядаються рівняння водного та теплового балансів, які містять у собі загальну складову – сумарне випаровування з поверхні суші E . Рівняння водно-теплогового балансу водозбору, виражене відносно величини стоку Y , записується таким чином

$$Y = H - E_m \left[1 + \left(\frac{H}{E_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (6.1)$$

де H – характеристика ресурсів зволоження, під якою розуміють суму опадів X , що випадають за розрахунковий період, та зміни $w_1 - w_2$ запасів вологи в ґрунті, тобто, $H = X + w_1 - w_2$, мм;

E_m – максимально можливе випаровування з поверхні суші або теплоенергетичний еквівалент, мм;

n – параметр, який інтегрує вплив фізико-географічних умов формування стоку й береться рівним 3 згідно із рекомендаціями В.С. Мезенцева та дослідженнями, виконаними в ОДЕКУ;

Y – стік води за розрахунковий інтервал часу, мм.

Величина E_m визначається через теплоенергетичні ресурси клімату LE_m

$$LE_m = R^+ + P^+ + (B_1 - B_2), \quad (6.2)$$

де R^+ – додатна (прибуткова) частина радіаційного балансу земної поверхні;

P^+ – позитивна складова турбулентного теплообміну або тепло, що надходить на ділянку суші в зв'язку з рухом повітря, тобто турбулентне адвективне тепло;

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

L – приховане тепло пароутворення.

Теплоенергетичний еквівалент або максимально можливе випаровування E_m є величиною, яка за своїм фізичним змістом близька до поняття випаровуваності або потенційно можливого випаровування (E_0), яке різними авторами визначалося як верхня межа випаровування, але інтерпретувалося по-різному: «випаровування зі зволоженої поверхні» (М.І. Будико); «випаровування з водної поверхні при тому ж комплексі метеорологічних умов, що й над сушею» (М.А. Багров); «випаровування для полів, вкритих рослинністю, коли вологість ґрунту близька до найменшої польової вологоємності» (А.Р. Константинов). Проте максимально можливому випаровуванню E_m у інтерпретації В.С. Мезенцева надається однозначний фізичний зміст. Величина максимально можливого випаровування E_m розглядається як шар води, який міг би випаритися з поверхні суші, якби на процес випаровування були витрачені усі теплоенергетичні ресурси клімату LE_m [13]:

$$E_m = \frac{R^+ + P^+ + (B_1 - B_2)}{L} . \quad (6.3)$$

Через невелику кількість актинометричних станцій, дані яких мають використовуватися для розрахунків за формулою (6.3), для території України розроблена формула для визначення середніх багаторічних величин максимально можливого випаровування за даними про температури повітря [14]

$$\bar{E}_m = 13,3 \sum_V^{IX} \bar{T}_M - 307, r = 0.94 ; \quad (6.4)$$

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.

З урахуванням виразу $H = X + w_1 - w_2$, рівняння водно-теплого балансу (6.1) записується у вигляді

$$Y = X + w_1 - w_2 - E_m \left[1 + \left(\frac{X + w_1 - w_2}{E_m} \right)^{-n} \right]^{\frac{1}{n}}. \quad (6.5)$$

Різниця $w_1 - w_2$, яка представляє собою змінення вологовмісту розрахункового шару ґрунту, набуває істотних додатних та від'ємних значень у середині року (місяці, декади) і в окремі роки або групи років.

Для багаторічного періоду, коли виконується умова

$$w_1 - w_2 = 0, \quad (6.6)$$

рівняння водно-теплого балансу (6.1) набуває вигляду

$$\bar{Y} = \bar{X} - \bar{E}_m \left[1 + \left(\frac{\bar{X}}{\bar{E}_m} \right)^{-n} \right]^{\frac{1}{n}}, \quad (6.7)$$

де $\bar{Y}, \bar{X}, \bar{E}_m$ – середні багаторічні величини (норми) річного стоку, опадів та теплоенергетичного еквівалента, відповідно.

Від'ємник рівняння (6.7) є величиною середнього багаторічного випаровування з поверхні суші

$$\bar{E} = \bar{E}_m \left[1 + \left(\frac{\bar{X}}{\bar{E}_m} \right)^{-n} \right]^{\frac{1}{n}}. \quad (6.8)$$

Норма річного стоку \bar{Y} , розрахована за (6.7), визначається кліматичними чинниками – нормою річних опадів \bar{X} й нормою максимально можливого випаровування \bar{E}_m , які підлягають закону географічної зональності та представляються у вигляді карт ізоліній [15].

Розраховані при постійному n величини середнього багаторічного стоку \bar{Y} залежать від співвідношення показників ресурсів вологи \bar{X} та тепла \bar{E}_m ($\beta_X = \frac{\bar{X}}{\bar{E}_m}$) й відображають їхню взаємодію, через що й одержали назву «кліматичний стік», який позначається як \bar{Y}_K .

Карти ізоліній середніх багаторічних величин (норм) річних опадів, максимально можливого випаровування та розрахованого за (6.7) кліматичного стоку для рівнинної території України були побудовані на топографічній основі 1:500000. При побудові карт ізоліній норм річного кліматичного стоку значення \bar{Y}_K відносяться до точок, які відповідають положенню метеорологічних станцій на карті. При визначенні норми кліматичного стоку з водозбору за допомогою карти ізоліній шукана величина встановлюється як середня зважена по площах, що містяться між ізолініями. Порівняння норм річного кліматичного стоку із фактичними даними, виконані для річок різних географічних зон України, показали, що вони відповідають нормам природного зонального стоку річок. Точність визначення норми річного кліматичного стоку за картою ізоліній становить $\pm 10\%$.

6.2 Просторово-часові узагальнення характеристик річного кліматичного стоку на території Північно-Західного Причорномор'я

Просторово-часові узагальнення характеристик річного кліматичного стоку для Північно-Західного Причорномор'я, які відповідають його стану до початку впливу глобального потепління (до 1989 р.) наведені у роботі Є.Д. Гопченка та Н.С. Лободи [16]. Авторами побудовані карти ізоліній річних норм максимально можливого випаровування, сум опадів та кліматичного стоку.

Оскільки більшість річок Північно-Західного Причорномор'я має нестійке підземне живлення [17], їх природний стік може суттєво відрізнятися від зонального. Для таких випадків модель «клімат-стік» передбачає використання коефіцієнтів переходу від норм річного кліматичного стоку до природного. Ці коефіцієнти відображають роль чинників підстильної поверхні у процесі формування річного стоку [18].

Для степової зони, у межах якої знаходиться Північно-Західне Причорномор'я, велике значення у формуванні стоку річок мають втрати на поверхневе затримання. Діюча площа водозбору, з якої стік надходить до русла річки, значно менша від фактичної, і природний стік річки менший від зональної (кліматичної) величини. Перехідні коефіцієнти $K_{ПЕР}$ від норм кліматичного до природного стоку встановлюються за такою формулою

$$K_{ПЕР} = 1 - 0,003(280 - H_{СЕР}), \text{ при } H_{СЕР} < 280 \text{ м}, \quad (6.9)$$

$$K_{ПЕР} = 1, \text{ при } H_{СЕР} \geq 280 \text{ м}, \quad (6.10)$$

де H_{CER} – середня висота водозбору.

У даному випадку середня висота водозбору виступає показником пласкості земної поверхні. Чим менша висота місцевості, тим менший уклон поверхні й тим більші втрати талого та дощового поверхневого стоку на затримання у безстічних низинах.

За моделлю «клімат-стік» норма природного стоку \bar{Y}_{PP} водозбору розраховується як добуток норми кліматичного стоку, що визначається за картою ізоліній, на перехідний коефіцієнт

$$\bar{Y}_{PP} = K_{ПЕР} \bar{Y}_K. \quad (6.11)$$

На основі розрахунків кліматичного стоку по календарних місяцях та роках за рівнянням (6.5) були отримані хронологічні ряди кліматичного річного стоку 30-річної тривалості (1951-1980 рр.) за даними метеорологічних станцій Північно-Західного Причорномор'я. На базі аналізу статистичних параметрів цих рядів були установлені зв'язки між багаторічною мінливістю річного стоку (коефіцієнтом варіації C_V) та нормою річного кліматичного стоку \bar{Y}_K [19]:

$$C_V = \frac{1,5}{\left(\frac{\bar{Y}_K}{10}\right)^{0.62}}, \quad (6.12)$$

де C_V – коефіцієнт варіації річного стоку, а значення 1,5 є коефіцієнтом варіації, що відповідає нормі кліматичного стоку рівній 10 мм ($C_V=1,5$ при $\bar{Y}_K=10$ мм).

Між коефіцієнтами асиметрії та варіації для території Північно-Західного Причорномор'я установлене таке співвідношення

$$C_S = 1,7 C_V, \quad (6.13)$$

де C_S – коефіцієнт асиметрії.

Вважається, що закономірності, описані рівняннями (6.12) та (6.13) справедливі як для кліматичного, так і для природного стоку.

На основі методу сумісного аналізу складових просторової дисперсії статистичних параметрів стоку [20] установлено, що коефіцієнт автокореляції річного стоку $r(1)$ для річок Північно-Західного Причорномор'я береться рівним нулю [21].

Апробація моделі «клімат-стік» для визначення характеристик природного (непорушеного водогосподарською діяльністю) річного стоку

річок Північно-Західного Причорномор'я показала задовільний збіг розрахункових і фактичних даних [22-25]. Установлено, що точність визначення статистичних параметрів річного стоку за моделлю «клімат-стік» знаходиться у межах точності розрахунків цих параметрів за даними гідрометричних спостережень.

6.3 Оцінка природних водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману за моделлю «клімат-стік»

Водозбори басейну Тилігульського лиману недостатньо вивчені у гідрологічному відношенні через відсутність (річки Балайчук, Царега, балка Хуторська) або нестачу (р.Тилігул) даних спостережень. Отже, природні водні ресурси цих річок визначалися на основі моделі «клімат-стік».

Норма кліматичного річного стоку у межах Північно-Західного Причорномор'я для кліматичних умов минулого сторіччя (до 1989 р.) змінювалася від 50 мм до 10 мм у напрямку із північного заходу на південний схід. При цьому норми річних опадів зменшувалися від 550 мм до 450 мм, а норми максимально можливого випаровування зростали від 900 до 985 мм. Розподіл ізоліній норм річного кліматичного стоку у межах басейну Тилігульського лиману (рис. 6.1) та зміни установлених гідрометеорологічних характеристики для окремих річок кліматичних показників (табл. 6.1) ілюструють тенденцію до зменшення норм річного кліматичного стоку у південно-східному напрямі.

Оскільки середня висота усіх водозборів річок басейну Тилігульського лиману менша за 280 м, перехід від норми кліматичного до природного стоку виконувався через коефіцієнти $K_{ПЕР}$ згідно із рівняннями (6.9) та (6.11). Мінливість та асиметрія річного стоку визначались за (6.12)-(6.13).

Установлено, що у природних (непорушених водогосподарською діяльністю) умовах формування стоку загальний середній багаторічний приплив прісних вод до Тилігульського лиману становив у минулому сторіччі 56 млн.м³ (табл. 6.2). При цьому на річку Тилігул припадало 46 млн.м³, тобто 82% від загального припливу прісних вод. Від річки Царега до Тилігульського лиману надходило 6% загального об'єму прісних вод, а від річки Балайчук – 7%.

За даними Укрпівденводгоспу, який проводив додаткові дослідження й узагальнення гідрологічних характеристик річки Тилігул у минулому сторіччі, середній багаторічний об'єм річного стоку річки Тилігул становив 41,7 млн.м³. Відхилення розрахованих за моделлю «клімат-стік» та установлених за даними спостережень значень дорівнює 10%, тобто знаходиться у межах точності розрахунків річного стоку.

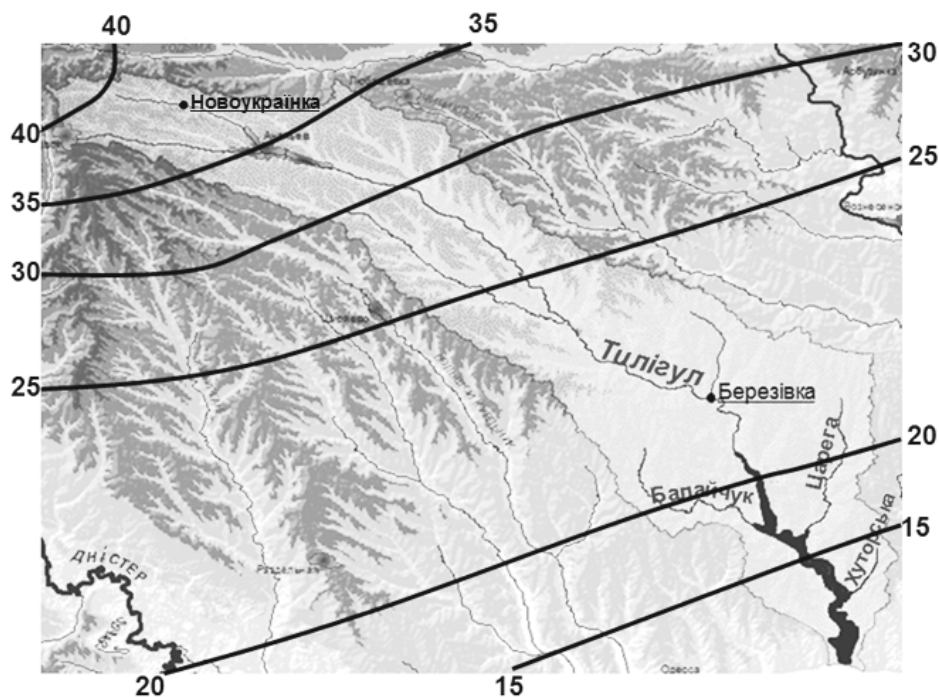


Рис. 6.1. Карта-схема ізоліній норм річного кліматичного стоку (мм) річок басейну Тилігульського лиману до початку глобального потепління

Таблиця 6.1. Характеристики кліматичних чинників та водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману до початку глобального потепління

Річка-пост	Середні багаторічні значення			Норма річного кліматичного стоку, \bar{Y}_K , мм
	\bar{X} , мм	\bar{E}_m , мм	\bar{E} , мм	
Тилігульський лиман				
Тилігул – Новоукраїнка	550	900	512	37
Тилігул-Березівка	515	940	490	25
Тилігул –гирло	500	950	482	23
Царега	495	950	482	20
Балайчук	495	960	474	20
Хуторська	450	985	437	13
Боковий приплив	475	960	457	15

Таблиця 6.2. Характеристики припливу річних вод до лиманів Північно-Західного Причорномор'я у природних умовах формування стоку

Річка-пост	Норма кліматичного стоку, \bar{Y}_K , мм	Середня висота водозбору, $H_{сер}$, м	Площа водозбору, F , км ²	Перехідний коефіцієнт, $K_{ПЕР}$	Параметри природного річного стоку			
					$\bar{Y}_{ПР}$, мм	$\bar{W}_{ПР}$, м ³ 10 ⁶	C_v	C_s
Тилігульський лиман (площа водозбору 5420 км ²)								
Тилігул – Новоукраїнка	37	170	810	0.67	25	20	0.86	1.46
Тилігул-Березівка	25	120	3170	0.52	13	41	1.14	1.90
Тилігул –гирло	23	120	3550	0,52	13	46	1,14	1.90
Царега	20	50	657	0.31	6	3.9	2.02	3.13
Балайчук	20	60	586	0.34	7	4.1	1.67	2.83
Хуторська	13	54	108	0.32	4.3	0.46	2.25	3.80
Боковий приплив	15	45	349	0.30	4.5	1.6	2.20	3.74
Сумарний приплив прісних вод до лиману						56,1		

Розрахунки річного стоку у роки різної забезпеченості водності (табл. 6.3) дозволили установити, що у маловодні роки (із забезпеченістю стоку більше 75%) припливу річкових вод до лиману від водотоків із площею водозбору менше за 1000 км² може не бути. У дуже маловодні роки (із забезпеченістю стоку більше 95%) немає надходження стоку й від р.Тилігул. Отримані результати указують на те, що навіть у природних умовах формування стоку приплив прісних вод від річок басейну Тилігульського лиману був вкрай обмежений у маловодні та дуже маловодні роки (табл. 6.3).

6.4 Оцінка внутрішньорічного розподілу стоку за моделлю «клімат-стік»

Розподіл стоку по сезонах та місяцях для невивчених у гідрологічному відношенні річок може описуватися згідно із типовою схемою, наведеною у [26] для характерних за водністю років, де верхня та середня течії р.Тилігул віднесені до району XII, а нижня течія р.Тилігул та річки Царега, Балайчук, балка Хуторська – до району XV. Для річок району XV є характерною відсутність стоку у осінні місяці багатоводних

років та у літньо-осінні місяці середніх за водністю років. У маловодні роки типовим є відсутність стоку протягом всього меженного періоду, починаючи з сезону «літо» і закінчуючи січнем місяцем сезону «зима». Тривалість періоду із відсутністю стоку зростає при переході від багатоводних до маловодних років (табл. 6.4).

Таблиця 6.3. Характеристики природного річного стоку (об'єми) у роки різної водності

Річка-пост	Статистичні параметри природного річного стоку			Природний річний стік заданої забезпеченості, млн. м ³					
	\overline{W} , млн. м ³	C_v	C_s	$W_{1\%}$	$W_{5\%}$	$W_{25\%}$	$W_{50\%}$	$W_{75\%}$	$W_{95\%}$
Тилігул	46	1,14	1,90	232	151	67,2	30,5	8,50	0,00
Царега	3,9	2,02	3,13	36,1	19,3	5,24	0,71	0,00	0,00
Балайчук	4,1	1,67	2,83	31,3	17,7	5,54	1,43	0,00	0,00
Хуторська	0,46	2,25	3,80	4,9	2,43	0,49	0,03	0,00	0,00
Боковий приплив	1,6	2,20	3,74	16,6	8,29	1,74	0,12	0,00	0,00
Сума	56,1			321	199	80,2	32,8	8,50	0,00

Таблиця 6.4. Типова схема розподілу стоку (%) по місяцях для характерних за водністю років [26]

III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II
Багатоводний рік											
22,2	49,2	5,3	4,9	4,0	2,9	0,00	0,00	0,00	3,7	2,9	4,9
Середній за водністю рік											
20,3	51,5	6,8	6,6	3,1	0,00	0,00	0,00	0,00	1,9	2,9	6,9
Маловодний рік											
24,9	48,9	12,6	8,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,6

Наведена для району XV схема внутрішньорічного розподілу за характерними роками відповідає фактичному внутрішньорічному розподілу у створі р.Тилігул–сmt Березівка, визначеному за даними спостережень до 1989 р., що надає можливість використовувати її для визначення середнього місячного стоку невивчених у гідрологічному відношенні річок басейну Тилігульського лиману, використовуючи при цьому дані про річний стік заданої забезпеченості, наведені у табл. 6.3. Як було показано у розділі 5, зміни клімату здатні спричиняти окремі відмінності у розподілі стоку річок по місяцях та сезонах. Для визначення внутрішньорічного розподілу у кліматичних умовах, які відповідають

сценаріям глобального потепління, можна використовувати для розрахунків стоку по місяцях та сезонах рівняння водно-теплогового балансу водозбору виду (6.5), що більш детально описано у розділі 9.

6.5 Оцінка характеристик мінімального стоку за моделлю «клімат-стік»

Для невивчених річок Північно-Західного Причорномор'я із площею водозбору не менше 50 км² [3] для характеристики мінімального стоку мінімальний 30-добовий стік 80-відсоткової забезпеченості визначався за формулою (табл. 6.5)

$$Q_{80\%} = 10^{-3} a \cdot (F \pm f)^n, \quad (6.14)$$

де f – середня по району площа з відсутністю стоку (-) або середня площа підземного басейну, який забезпечує додаткове живлення річок даного району (+) внаслідок дії карсту;

a та n – параметри, які характеризують зволоженість даного району й інтенсивність змін стоку із зростанням площі водозбору. Значення параметрів розрахункової формули наведені в таблицях СНіП 2.01.14.83.

Таблиця 6.5. Значення мінімальних 30-добових витрат води 80-відсоткової забезпеченості, визначених за формулою (6.14)

Річка	Зимова межень					Літньо-осіння межень				
	F, км ²	a	n	f_0	$Q_{80\%},$ м ³ /с	F, км ²	a	n	f_0	$Q_{80\%},$ м ³ /с
Тилігул-с.Новоукраїнка	810	1,36	0,55	-150	0,0483	810	0,011	1,31	0	0,0710
Царега	657	1,36	0,55	-150	0,0418	657	0,011	1,31	0	0,0540
Балайчук	586	1,36	0,55	-150	0,0384	586	0,011	1,31	0	0,0464
Хуторська	108	1,36	0,55	-150	0,0000	108	0,011	1,31	0	0,00507

Для створу р.Тилігул - смт Березівка значення мінімального 30-добового стоку зимової та літньо-осінньої межені 80-відсоткової забезпеченості визначалися за картами [3], згідно із якими мінімальний стік річки у цьому створі дорівнює нулю.

Відображення кліматичних умов у розрахунковій формулі (6.14) міститься у параметрі a , який змінюється в залежності від географічного положення річки. Таким чином, рівняння (6.14) не може бути використане для розрахунків або прогнозу характеристик мінімального стоку за

метеорологічними даними, оскільки не може врахувати зміни метеорологічних характеристик у часі.

В ОДЕКУ [16] розроблено методику визначення характеристик мінімального стоку невивчених у гідрологічному відношенні малих та середніх річок Північно-Західного Причорномор'я, яка базується на використанні просторово-часових узагальнень моделі «клімат-стік».

Розрахунок норм мінімального 30-добового стоку зводиться до визначення коефіцієнтів k_L та k_3 , які є часткою від середньої багаторічної величини річного стоку

$$k_L = \frac{\bar{Q}_{30L}}{\bar{Q}}; \quad (6.15)$$

$$k_3 = \frac{\bar{Q}_{303}}{\bar{Q}}, \quad (6.16)$$

де k_L – перехідний коефіцієнт від норми річного стоку до 30-добового мінімуму стоку у літню або літньо-осінню межень, представлений у виді карти ізоліній [16];

k_3 – перехідний коефіцієнт від норми річного стоку до 30-добового мінімуму стоку у зимову межень, також представлений у вигляді карти ізоліній [16];

\bar{Q}_{303} – норма 30-добового мінімуму у зимову межень;

\bar{Q}_{30L} – норма 30-добового мінімуму у літню (літньо-осінню) межень;

\bar{Q} – норма річного стоку.

Хід ізоліній на розроблених картах відображає просторовий розподіл внеску стоку межені у формування річного стоку при переході від підзони північного степу до підзони південного степу.

Визначення середньої багаторічної величини 30-добового мінімального стоку літньо-осінньої та зимової межені на основі метеорологічних даних відбувається таким чином. На першому етапі визначається норма кліматичного річного стоку \bar{Y}_K розглядуваного водозбору та установлюється вплив на неї підстильної поверхні. На другому етапі розраховується значення норми природного річного стоку за (6.11) та установлюються коефіцієнти k_L та k_3 . Визначення \bar{Q}_{30L} та \bar{Q}_{303} відбувається за формулами

$$\bar{Q}_{30L} = k_L \bar{Q}_{ПР}; \quad (6.17)$$

$$\overline{Q}_{303} = k_3 \overline{Q}_{ПР}, \quad (6.18)$$

де $\overline{Q}_{ПР}$ – витрата річного природного стоку, визначена за моделлю «клімат-стік».

При розгляді річок басейну Тилигульського лиману встановлено, що для періоду літньо-осінньої межені коефіцієнт k_L дорівнює нулю. Це означає, що середня багаторічна величина 30-добового мінімуму стоку також дорівнює нулю. Для зимової межені коефіцієнт k_3 відрізняється від нуля, що надало змогу визначити характеристики мінімального стоку у цей період для усіх річок басейну (табл. 6.6).

Таблиця 6.6. Середні багаторічні значення 30-добового мінімального стоку зимової межені, визначені для природних (початкових) умов за моделлю «клімат-стік»

Річка – пост	Середні багаторічні величини природного річного стоку		Ваговий коефіцієнт стоку зимової межені k_3	Норма 30-добового мінімального стоку \overline{Q}_{303} , м ³ /с	Норма 30-добового мінімального стоку \overline{q}_{303} , л / с · км ²
	$\overline{Y}_{ПР}$, мм	$\overline{Q}_{ПР}$, м ³ /с			
Тилигул-Новоукраїнка	25	0,642	0,45	0,289	0,36
Тилигул-Березівка	13	1,31	0,04	0,0522	0,017
Тилигул гирло	13	1,46	0,03	0,0439	0,013
Царега	6	0,125	0,02	0,00250	0,004
Балайчук	7	0,0130	0,02	0,00260	0,004
Хуторська	4	0,00137	0,005	0,000	0,000
Боковий приплив	4,5	0,0467	0,01	0,000467	0,001

6.6 Оцінка характеристик максимального стоку за моделлю Є.Д. Гопченка

Сучасні методи розрахунків характеристик максимального стоку весняного водопілля та дощових паводків річок півдня України при

відсутності даних спостережень розроблені в Одеському державному екологічному університеті під керівництвом д.геогр.н., проф. Є.Д. Гопченка й представлені низкою наукових робіт, значна частина яких присвячена Північно-Західному Причорномор'ю [27, 28]. У основі розроблених ним методів розрахунків характеристик максимального стоку лежать моделі гідрографів стоку (редукційні та об'ємні) та модель руслових ізохрон.

Для півдня України Є.Д. Гопченком розроблена формула операторного типу, яка рекомендована для оцінки як максимумів дощових паводків, так і весняних водопіль, причому для всього діапазону площ водозборів F

$$Q_{p\%} = q'_{1\%} \cdot \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \cdot \varepsilon_F \cdot \delta \cdot \lambda_{p\%} \cdot F, \quad (6.19)$$

де $Q_{p\%}$ – максимальна розрахункова витрата води P -відсоткової забезпеченості;

$q'_{1\%}$ – розрахунковий модуль схилогого припливу опорної (1- відсоткової) забезпеченості;

$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ – трансформаційна функція паводкових або повеневих хвиль, яка залежить від тривалості руслового добігання t_p ;

T_0 – тривалість схилогого припливу;

ε_F – коефіцієнт русло-заплавного зарегулювання;

δ – коефіцієнт, який враховує вплив водосховищ, ставків і проточних озер;

$\lambda_{p\%}$ – перехідний коефіцієнт від опорної забезпеченості $P=1\%$ до інших;

F – площа водозборів.

Трансформаційна функція $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ визначається в залежності від співвідношення між t_p і T_0 та з урахуванням форм гідрографів схилогого припливу і водозборів річок:

а) при $\frac{t_p}{T_0} = 0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1,0; \quad (6.20)$$

б) при $0 < \frac{t_p}{T_0} < 1,0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - \left(\frac{m+1}{(n+1) \cdot (m+n+1)}\right) \cdot \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n; \quad (6.21)$$

в) при $\frac{t_p}{T_0} \geq 1,0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{n}{n+1} \cdot \frac{T_0}{t_p} \cdot \left[\frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m \cdot (m+n+1)} \cdot \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^m \right]; \quad (6.22)$$

г) при $t_p \gg T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0, \quad (6.23)$$

де n – параметр, який залежить від форми гідрографів схилового стоку;

m – показник, що залежить від форми водозбору.

Максимальний модуль схилового припливу $q'_{1\%}$, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, встановлюється за формулою такого вигляду:

$$q'_{1\%} = 0,28 \cdot \frac{n+1}{n} \cdot \frac{Y_{1\%}}{T_0}, \quad (6.24)$$

де $\frac{n+1}{n}$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу, який визначається окремо для паводків та весняної повені;

$Y_{1\%}$ – розрахунковий шар стоку весняної повені або дощового стоку ймовірністю перевищення $P=1\%$.

При відсутності даних по $Y_{P\%}$ шар стоку заданої забезпеченості P можна визначати за даними про накопичені запаси води у снігу та опади. Розрахункові формули для весняного водопілля та дощових паводків набувають такого вигляду:

- для весняних водопіль

$$Y_{1\%} = \eta_{\epsilon} (S_m + x)_{1\%}; \quad (6.25)$$

- для дощових паводків

$$Y_{1\%} = \eta_{\partial} H_{1\%} \lambda_{P\%} k_F, \quad (6.26)$$

де S_m – максимальний запас води у снігу до початку водопілля;

x – кількість опадів в період весняного водопілля;

η_e і η_{∂} – об'ємні коефіцієнти стоку у період водопілля та паводків;

$H_{1\%}$ – добовий максимум опадів забезпеченістю $P=1\%$;

k_F – коефіцієнт редукції шарів паводкового стоку, який дорівнює

$$k_F = \frac{1}{(1 + 0.003F^{3/4})}.$$

Визначення $(S_m + x)_{1\%}$ рекомендується виконувати згідно із існуючими просторовими узагальненнями з використанням кривої трипараметричного гама-розподілу [29]

$$(S_m + x)_{1\%} = (\bar{S}_m + \bar{x}) \cdot k_{1\%}, \quad (6.27)$$

де \bar{S}_m – середня багаторічна величина запасу води у сніговому покриві, яка для території Причорноморської низовини представлена у вигляді карти ізоліній, і для басейну Тилігульського лиману дорівнює 35 мм;

\bar{x} – кількість опадів за період водопілля, яка визначається таким чином

$$\bar{x} = 5,4 + 8,1 \lg(F + 1); \quad (6.28)$$

$k_{1\%}$ або $k_{P\%}$ – модульний коефіцієнт, який встановлюється в залежності від заданої забезпеченості P , коефіцієнта варіації C_V та співвідношення C_S/C_V .

У свою чергу C_V та C_S/C_V для Північно-Західного Причорномор'я обчислюються за регіональною формулою

$$C_V = 0,60 + 0,53(\bar{S}_m - 20) \cdot 10^{-2}, \quad C_S/C_V = 3,5. \quad (6.29)$$

Коефіцієнти стоку η в період весняного водопілля та паводків визначаються в залежності від площі водозбору, або осереднюються у межах виділеного району. Наприклад, для дощових паводків Північно-

Західного Причорномор'я η_∂ береться рівним 0,70 [30].

Коефіцієнти русло-заплавного регулювання \mathcal{E}_F розраховуються за рівнянням

$$\mathcal{E}_F = e^{-a \lg(F+1)}, \quad (6.30)$$

де a – параметр, який встановлюється чисельним шляхом за матеріалами спостережень гідрологічної мережі регіональних підрозділів Гідрометеорологічної служби України (окремо для дощових паводків і весняних повеней). Формули для визначення \mathcal{E}_F представлені в [29] в залежності від t_p/T_0 , показника редукції n_1 , співвідношення q_m/q'_m , параметрів m та n . Для практичного застосування розроблені залежності $\mathcal{E}_F = f(\lg(F+1))$ та відповідні таблиці.

Час руслового добігання t_p , год., визначається за співвідношенням

$$t_p = L/V_\partial, \quad (6.31)$$

де L – гідрографічна довжина річки, км;

V_∂ – швидкість руслового добігання, км/год.

Швидкість руслового добігання V_∂ встановлюється за формулою вигляду

$$V_\partial = a_0 F^{a_1} I_{3\partial}^{a_2}, \quad (6.32)$$

де $I_{3\partial}$ – середній зважений уклон річки (‰).

Розрахункові параметри формули (6.32) для території Північно-Західного Причорномор'я визначаються за узагальненнями Є.Д. Гопченка та М.Є. Романчук [27].

У загальному випадку параметри α_0 , α_1 і α_2 визначаються за матеріалами гідрологічних спостережень (окремо для паводків та весняних водопіль).

Коефіцієнт трансформації повеневих хвиль $\psi\left(t_p/T_0\right)$ в залежності від співвідношення між t_p і T_0 розраховується за формулами (6.20)-(6.23), причому при значеннях t_p/T_0 , які мало відрізняються від одиниці, степеневий показник m у рівнянні кривих ізохрон рекомендується брати на рівні одиниці.

Для водотоків басейну Тилігульського лиману значення коефіцієнта часової нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$ взяті рівними 6,0, $n=2$, а $T_0=100$ годин, $m=1$ [29].

Розраховані витрати 1-відсоткової забезпеченості весняного водопілля для р.Тилігул перевищують відповідні значення, отримані за даними спостережень (р.Тилігул–сmt Березівка), що пояснюється недостатньою довжиною ряду спостережень і впливом регулювання стоку ставками та водосховищами (табл. 6.7).

Таблиця 6.8. Розрахункові характеристики максимального стоку весняного водопілля в басейні Тилігульського лиману ($n = 0,20$; $m = 1,0$)

№ п/п	Річка	F , км ²	t_p , год.	\bar{S}_m , мм	C_V	$k_{1\%}$	\bar{x} , мм	$(S_m + \bar{x})_{1\%}$
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	Тилігул	3550	47,9	40	0,71	3,60	34,2	267
2	Царега	657	13,1	30	0,65	3,34	28,2	194
3	Балайчук	586	15,3	30	0,65	3,34	27,8	193
4	Хуторська	108	5,5	30	0,65	3,34	21,9	173

Продовження табл. 6.7

№ п/п	Річка	T_0 , год.	η	$q'_{1\%}$, м ³ /(с·км ²)	$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$	ε_F
1	2	10	11	12	13	14
1	Тилігул	100	0,190	0,85	0,35	0,122
2	Царега	45	0,231	1,67	0,41	0,175
3	Балайчук	45	0,235	1,69	0,39	0,170
4	Хуторська	45	0,329	2,12	0,50	0,280

Продовження табл. 6.7

№ п/п	Річка	$q_{1\%}$, м ³ /(с·км ²)	$Q_{1\%}$, м ³ /с	$Q_{3\%}$, м ³ /с	$Q_{5\%}$, м ³ /с	$Q_{10\%}$, м ³ /с
1	2	15	16	17	18	19
1	Тилігул	0,036	129	99,3	81,3	64,5
2	Царега	0,120	78,7	60,6	49,6	39,4
3	Балайчук	0,112	65,7	50,6	41,4	32,9
4	Хуторська	0,297	32,1	24,7	20,2	16,1

Було встановлено на основі методу сумісного аналізу даних [30], що одинісоткові квантілі дощових опадів можна осереднити у межах степової зони і взяти рівними 100 мм. Середнє значення опадів при цьому дорівнює 39,7 мм, коефіцієнт варіації – 0,42, відношення $C_S / C_V = 3,0$. Коефіцієнт стоку η для степової зони дорівнює 0,7, а максимальний модуль схилового припливу $q'_{1\%}$ становить $27,4 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ при $\frac{n+1}{n}=3,5$; $n=0,4$; $T_0=2,5$ год. Оскільки для дощових паводків виконується умова $t_p > T_0$, при розрахунках максимального стоку має вагу урахування форми водозборів через використання параметра m , який визначається за формулою

$$m = 2,0 - 0,261 \lg(F + 1). \quad (6.33)$$

Наведена схема розрахунків характеристик максимального стоку дощових паводків є прийнятною при дослідженні стоку невивчених у гідрологічному відношенні річок. У випадку розрахунків за метеорологічними даними, наприклад, за кліматичними сценаріями, можливе використання $H_{1\%}$ та формули (6.26).

РОЗДІЛ 7

ОЦІНКА ВОДНИХ РЕСУРСІВ РІЧОК БАСЕЙНУ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ В УМОВАХ ВОДОГОСПОДАРСЬКОЇ ДІЯЛЬНОСТІ

Використання метеорологічних даних у математичних моделях розрахунків характеристик стоку надає можливість отримати кількісні оцінки стоку річок у природних, незмінених антропогенним впливом, умовах, проте водний режим річок Північно-Західного Причорномор'я суттєво порушений водогосподарською діяльністю [1]. Оцінка змін водних ресурсів басейну Тилігульського лиману внаслідок масштабних водогосподарських заходів була виконана на основі імітаційної стохастичної моделі річного стоку, яка є складовою моделі «клімат-стік» [2]. Стік, розрахований на базі цієї моделі, розглядається як побутовий, тобто такий, що є результатом втручання діяльності людини у природний процес формування стоку.

7.1 Стохастична модель побутового річного стоку

Коливання природного річного стоку мають стохастичну природу й описуються на основі теорії випадкових процесів [3]. Коливання кліматичних чинників та складових водогосподарських балансів, які залежать від зволоженості території й водності річки, також можуть бути представлені як випадкові процеси [4]. Як випадкові величини розглядаються такі складові водогосподарських балансів: дефіцит споживання води рослинами, додаткове випаровування з поверхні штучних водойм, зміни глибини залягання підземних вод при осушуванні та інше. Значення цих величин залежать у певній мірі від коливань клімату. Рівняння водогосподарських балансів водозборів містять у собі й не випадкові складові, такі як площі водної поверхні штучних водойм, площі зрошування, площі осушування та інші характеристики водогосподарських систем, що характеризують масштаби водогосподарських перетворень [5].

Метою імітаційного стохастичного моделювання в моделі «клімат-стік» є установлення закономірностей ймовірнісного розподілу річного стоку при наявності на водозборах річок водогосподарських заходів (зрошування, осушування, створення штучних водойм) [6] та створення на основі цих закономірностей методів розрахунку характеристик побутового стоку.

Рівняння водогосподарського балансу водозбору, представлене у ймовірнісній формі, має такий вигляд

$$W_{\text{ПОБ}, P_t} = W_{\text{ПР}, P_t} \pm \Delta W_{\text{АНТР}, P_{t_1}}, \quad (7.1)$$

де $W_{\text{ПОБ}, P_t}$ – розрахункове значення об’єму побутового (порушеного водогосподарською діяльністю) річного стоку з водозбору у рік із забезпеченістю водності P_t ;

$W_{\text{ПР}, P_t}$ – розрахункове значення об’єму природного річного стоку з водозбору у рік із забезпеченістю водності P_t ;

$\Delta W_{\text{АНТР}, P_t}$ – зміна природного річного стоку, зумовлена впливом антропогенної (водогосподарської) діяльності у рік із забезпеченістю водності P_t ; забезпеченість цієї складової може відрізнятись від забезпеченості водності і позначається як $P_{t_1} = f(P_t)$.

Оцінка характеристик побутового річного стоку в умовах водогосподарських перетворень на водозборах досягається шляхом стохастичного моделювання, при якому виконуються імітаційні експерименти, що відображають різні антропогенні ситуації, пов’язані як із змінами клімату, так і з водогосподарською діяльністю на водозборах річок [7].

На першому етапі стохастичного моделювання відбувається генерація ряду природного річного стоку як простого ланцюга Маркова на основі чисельного методу Монте-Карло [8]. Суть методу Монте-Карло полягає у попередньому моделюванні штучного гідрологічного ряду значної довжини (декілька тисяч) з метою його подальшого використання для розрахунків ряду побутового (перетвореного водогосподарською діяльністю) стоку. І хоч змодельований ряд не містить у собі нової інформації про стік у порівнянні із даними спостережень, він узагальнює отриману гідрологічну інформацію й виключає втрати у точності розрахунків стоку, які неминуче виникають при чисельних експериментах, що імітують вплив водогосподарських перетворень [9]. Особливістю стохастичного моделювання у рамках розробленої моделі «клімат-стік» є використання на вході стохастичної моделі статистичних параметрів природного річного стоку, отриманих за метеорологічними даними. Для генерації штучних довготривалих рядів природного річного стоку була використана модифікація моделі простого ланцюга Маркова, розглянута І.О. Сармановим [10], в якій розглядається двовимірний щільність рівномірно розподілених випадкових величин (забезпеченостей стоку), що характеризуються лінійною кореляцією, з наступним переходом до трипараметричного гама-розподілу величин стоку, які мають нелінійні внутрішньорядні зв’язки.

На другому етапі моделювання відбувається генерація рядів побутового річного стоку на основі рівнянь водогосподарських балансів, представлених у ймовірнісній формі для різних водоспоживачів [11]:

а) при заборах води з місцевого стоку на зрошування сільськогосподарських угідь [12]

$$Y_{\text{ПОБ},P} = Y_{\text{ПР},P} - \frac{M_{0,100-P}}{\eta} f_{3P}; \quad (7.2)$$

б) за наявності на водозборі штучних водойм, з водної поверхні яких формуються втрати на додаткове випаровування

$$Y_{\text{ПОБ},P} = Y_{\text{ПР},P}(1 - f_B) - (E_B - X)_{100-P} f_B; \quad (7.3)$$

в) за наявності скидних вод із сільськогосподарських масивів, які зрошуються за рахунок річок-донорів

$$Y_{\text{ПОБ},P} = Y_{\text{ПР},P} + \xi \frac{M_{0,100-P}}{\eta} (1 - \eta) f_{3P}; \quad (7.4)$$

г) при осушуванні боліт та заболочених земель [13]

$$Y_{\text{ПОБ},P} = Y_{\text{ПР},P} + \mu \Delta H_{\text{ГР},P} f_{\text{OC}} + (w_{\text{ПР}} - w_{\text{OC}}) \Delta H_{\text{ГР},P} f_{\text{OC}}; \quad (7.5)$$

д) при водоспоживанні води населенням [14]

$$Y_{\text{ПОБ},P} = Y_{\text{ПР},P} - \frac{d_{P,100-P} N_{\text{НАС}}}{F} K_{\text{розм}}, \quad (7.6)$$

де $Y_{\text{ПОБ},P}, Y_{\text{ПР},P}$ – відповідно побутовий та природний річний стік із заданою забезпеченістю P , мм;

f_{3P}, f_B – відповідно сумарна площа зрошуваних масивів та водної поверхні штучних водойм, виражена в частках від загальної площі водозбору F ;

η – коефіцієнт корисної дії зрошувальної системи;

ξ – коефіцієнт зворотних вод, що утворилися за рахунок втрат стоку на інфільтрацію при зрошуванні сільськогосподарських масивів й надходять до русла річки підземним шляхом;

X – опади, які випали на водну поверхню ставків і водосховищ;

E_B – сумарне випаровування з водної поверхні ставків і водосховищ;

$M_{0,100-P}$ – зрошувальна норма-нетто з ймовірністю перевищення $100 - P$;

μ – коефіцієнт водовіддачі ґрунтів, який оцінюється як різниця між повною й найменшою вологоємністю ґрунту, поділеною на товщину заданого шару;

$\Delta H_{ГР}$ – зміна середнього рівня ґрунтових вод в результаті осушування;

f_{OC} – показник масштабу осушування території;

$w_{ПР}$ – об'ємна вологість торф'яного покладу до осушування;

w_{OC} – об'ємна вологість торф'яного покладу після осушування;

$d_{P, 100-P}$ – норма водоспоживання, л/(люд./д) або $\text{дм}^3/(\text{люд./д})$;

$N_{НАС}$ – кількість населення, люд.;

F – площа водозбору, км^2 ;

$K_{розм}$ – коефіцієнт розмірності ($K_{розм}=3,16$).

У представлених рівняннях водогосподарського балансу водозборів (за виключенням випадку осушування) присутні випадкові компоненти, які мають забезпеченість, що є зворотною забезпеченості водності року P , тобто визначаються як $(1 - P)$. Це зумовлено збільшенням дефіциту води для різного роду споживачів у роки малої водності та його зменшенням у роки значної водності. Чим більше зволоження водозбору, тим менший вплив водогосподарських чинників. І навпаки, чим менше зволоження водозбору, тим більші втрати стоку на задоволення водогосподарських потреб.

На кожному кроці імітаційного стохастичного моделювання для розгляданого виду водогосподарської діяльності масштаби водогосподарських перетворень (площа зрошування, площа осушування, площа водної поверхні, кількість населення) задавалися постійними, що дозволяло зберегти стаціонарність змодельованих штучних рядів. Статистичні параметри стоку, визначені по кожній із реалізацій, вивчалися з точки зору їхньої залежності від масштабів водогосподарської діяльності та кліматичних умов. Результати імітаційного стохастичного моделювання узагальнювалися у вигляді графічних рішень або аналітичних функцій, які являють собою «функції відгуку» статистичних характеристик річного стоку на водогосподарські перетворення [15].

Установлено, що вплив антропогенних чинників посилюється у міру збільшення масштабів водогосподарських перетворень, до яких відносяться площі осушування, площі зрошування, кількість населення, площі водної поверхні штучних водойм та зменшення загального зволоження території [16]. Непрямим показником загального зволоження території може служити норма кліматичного річного стоку.

Оскільки в межах однієї й тієї ж річки кількісний склад чинників може змінюватися, з метою урахування їх сумісного впливу запропоновано використовувати «коефіцієнти антропогенного впливу» k_A [17]

$$k_A = \frac{A_f}{A_0}, \quad (7.7)$$

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

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

Сумісний вплив m водогосподарських чинників на статистичні параметри річного стоку описується таким рівнянням

$$A_f = A_0[k_1 + k_2 + k_3 \dots + k_m - (m - 1)]. \quad (7.8)$$

За наявності трьох чинників водогосподарської діяльності сумісний облік їхнього впливу виконувався за рівнянням

$$A_f = A_0(k_1 + k_2 + k_3 - 2), \quad (7.9)$$

а при наявності двох -

$$A_f = A_0(k_1 + k_2 - 1), \quad (7.10)$$

де $k_1, k_2, k_3, \dots, k_m$ – коефіцієнти, які кількісно ураховують зміни статистичних параметрів річного стоку.

7.2 Штучні водойми як основний чинник антропогенного впливу на водозборі Тилігульського лиману

У басейні Тилігульського лиману зрошування та забезпечення водою населення здійснюється за рахунок підземних вод сарматських водоносних горизонтів, які розташовані глибоко і не беруть участі у формуванні стоку річки. Площі зрошування є невеликими, щоб виникала необхідність урахування впливу зворотних вод з сільськогосподарських масивів, які зрошуються підземними водами. Таким чином, з розглянутих вище водогосподарських чинників суттєво змінювати річний стік можуть тільки штучні водойми. Загальна кількість водойм за уточненими даними Одеського управління по водному господарству (нині – Одеське обласне

управління водних ресурсів) та Миколаївського обласного виробничого управління меліорації і водного господарства на 2012 р. становить 140 [18]. З них на території водозбору річки Тилігул знаходиться 105 водойм, річки Царега – 12; річки Балайчук – 13; балка Хуторська – 4; на інших балках – 6 (табл. 7.1). Повний об'єм окремих ставків басейну Тилігульського лиману може знаходитися у межах 500 – 600 тис.м³, а площа водної поверхні – 40-50 га. Проте, більшість штучних водних об'єктів – це невеличкі, мілководні ставки із площею водної поверхні 2-5 га, які розташовані у руслах річок й наповнюються за рахунок місцевого стоку. Багато з них обладнано водоскидами автоматичної дії, але є й такі, що мають зруйновану греблю та потребують ремонту. Ставки використовуються, головним чином, для риборозведення, водопою скота.

Таблиця 7.1. Узагальнені дані по штучних ставках за даними на 2012 р.

Річка	Загальна кількість ставків	Загальний об'єм ставків W, тис. м ³	Загальна площа водної поверхні ставків F _В , га	Відносна площа водної поверхні f_B , %
Тилігул	105	10245,4	739,1	0,22
Царега	12	1658,9	156,3	0,24
Балайчук	13	1161,9	94,8	0,16
Хуторська	4	575,7	62,5	0,58
Територія бокового припливу	6	495,9	30,0	0,09
Сума	140	14137,8	1082,7	-

Наповнення штучних водойм відбувається не щорічно, а тільки у багатоводні роки. За даними Одеського обласного управління водних ресурсів близько 80% штучних водойм щорічно пересихає. Це означає, що побудовані ставки акумулюють поверхневий дощовий та повеневий стік, який витрачається на випаровування з водної поверхні та майже не потрапляє до гирла річок.

Аналіз існуючої інформації показав, що необхідно переглянути доцільність існування ставків, які протягом багатьох місяців, а іноді й років, знаходяться у пересохлому стані, не обладнані водоскидами та не мають технічного паспорту. Такі ставки не використовуються ні для рекреації населення, ні для риборозведення, їх кількість становить 38 й основна їх частина припадає на басейн р.Тилігул. При їх вилученні із розрахунків загальний об'єм зменшиться на 7%, а площа водної поверхні на 11% (табл. 7.2).

Таблиця 7.2. Узагальнені дані по штучних ставках після їх «оптимізації»

Річка	Загальна кількість ставків	Загальний об'єм ставків W, тис. м ³	Загальна площа водної поверхні ставків F _B , га	f _B , %
Тилігул	89	9170,0	658,3	0,20
Царега	12	1658,9	156,3	0,24
Балайчук	7	870,7	72,0	0,12
Хуторська	4	575,7	62,5	0,58
Територія бокового припливу	2	252,4	11,0	0,03
Сума	140	13062,4	960,1	-

7.3 Оцінка впливу штучних водойм на річний стік річок водозбору Тилігульського лиману з використанням моделі «клімат-стік»

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

$$k'_{\bar{Y}} = e^{-\alpha_{\bar{Y}} f_B}; \quad (7.11)$$

$$k'_{C_V} = e^{\alpha_{C_V} f_B}; \quad (7.12)$$

$$k'_{C_S} = e^{\alpha_{C_S} f_B}, \quad (7.13)$$

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 інтенсивності антропогенного впливу, які залежать від норми кліматичного стоку \bar{Y}_K як інтегрального показника зволоженості водозбору.

Визначення коефіцієнтів α_A для рівнинних територій відбувається за такими рівняннями [19]

$$\alpha_{\bar{Y}} = 0,767 \bar{Y}_K^{(-0.49)}; \quad (7.14)$$

$$\alpha_{C_V} = 0,247e^{(-0.0274\bar{Y}_K)}; \quad (7.15)$$

$$\alpha_{C_S} = 0,179e^{(-0.0246\bar{Y}_K)}. \quad (7.16)$$

Коефіцієнт антропогенного впливу, який характеризує втрати на заповнення штучних водойм водою, визначається як відношення

$$\frac{\bar{W}_{PP} - \bar{W}_3}{\bar{W}_{PP}} = \frac{W_{ПОБ}}{W_{PP}} = k_{\bar{Y},3}, \quad (7.17)$$

де \bar{W}_{PP} – 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.

З аналізу результатів розрахунків (табл. 7.3) витікає, що найбільш суттєвий вплив на стан водних ресурсів чинять втрати на заповнення штучних водойм. Найгірша ситуація спостерігається на р.Царега та балці Хуторська, де знаходяться ставки із значним об'ємом наповнення.

Таблиця 7.3. Оцінка впливу штучних водойм на водні ресурси річок водозбору Тилігульського лиману

Річка	\bar{W}_{PP} , млн.м ³	Об'єм штучних водойм, млн. м ³	f_B , %	Коефіцієнти антропогенного впливу $K_{\bar{Y}}$ при різних чинниках		
				напов- нення	додаткове випаровування	сумарний коефіцієнт
Тилігул	46	10,2	0,22	0,77	0,95	0,72
Царега	3,9	1,66	0,24	0,57	0,92	0,49
Балайчук (Балай)	4,1	1,16	0,16	0,72	0,95	0,67
Хуторська	0,46	0,575	0,58	0,00	0,80	0,00
Боковий приплив	1,6	0,496	0,09	0,69	0,97	0,66

Так, у межах водозбору балки Хуторської, створені штучні водойми здатні практично повністю акумулювати її середній багаторічний стік,

спричинивши їй пересихання.

На базі числових експериментів встановлено, що за умови ліквідації 38 штучних водойм, які практично не використовуються господарствами (див. табл. 7.2), стан водних ресурсів річок поліпшиться незначно (у межах точності розрахунків норм річного стоку, яка дорівнює 10%).

Суттєвого зменшення втрат стоку на заповнення штучних водойм можна досягнути лише при зменшенні їхнього сумарного об'єму на 75% (табл. 7.4), що може бути досягнуто шляхом їх руйнації та наступного розчищення русел. Збереженню мають підлягати лише рентабельні, технічно обладнані водойми, які повинні використовуватися виключно за цільовим призначенням.

Таблиця 7.4. Оцінка втрат водних ресурсів річок на наповнення штучних водойм

Річка	$\overline{W}_{ПР}$, млн. м ³	Сучасний об'єм запов- нення штучних водойм, млн. м ³	Зменшений на 75% об'єм заповнення штучних водойм, млн. м ³	Втрати водних ресурсів на наповнення штучних водойм, %	
				при початковому об'ємі заповнення	при зменшеному об'ємі заповнення
Тилігул	46	10,2	2,55	28	11
Царега	3,9	1,66	0,415	51	9
Балайчук (Балай)	4,1	1,16	0,290	33	13
Хуторська	0,46	0,575	0,143	100	51
Боковий приплив	1,6	0,496	0,124	36	11

Числові експерименти з стохастичного моделювання річного стоку при різних площах водної поверхні штучних водойм дозволили установити, що зменшення водних ресурсів річок водозбору Тилігульського лиману за рахунок втрат на додаткове випаровування з водної поверхні буде перевищувати 10% при відносній площі $f_B = 0,4\%$ (табл. 7.5). Оскільки фактичні значення f_B не перевищують 0,3% (за виключенням балки Хуторська), то коефіцієнти впливу випаровування попадають у діапазон 0,90-0,95, що відповідає зменшенню середньої багаторічної величини річного стоку на 5-10%. Значення $f_B = 0,4\%$ є «критичним» при оцінках наслідків втрат стоку на додаткове випаровування для досліджуваної території. Перевищення критичного

значення f_B встановлене лише для балки Хуторська ($f_B=0,58\%$). При такій відносній площі водної поверхні коефіцієнт k'_Y дорівнює 0,8, що означає зменшення водних ресурсів цієї річки на 20%. За умови, що поверхневі води весняних водопіль та дощових паводків витрачаються не тільки на додаткове випаровування, а і на майже щорічне заповнення водойм, водні ресурси балки Хуторська будуть повністю зруйновані.

Таблиця 7.5. Коефіцієнти антропогенного впливу, визначені за моделлю «клімат-стік» при різних площах водного дзеркала штучних водойм

Річка	$\bar{Y}_{ПР}$, мм	Коефіцієнт впливу додаткового випаровування з поверхні штучних водойм при різних $f_e, \%$					
		0,3	0,4	0,5	0,6	1,0	1,2
Тилігул	13	0,94	0,91	0,90	0,88	0,80	0,75
Царега	6	0,91	0,88	0,85	0,83	0,73	0,66
Балайчук (Балай)	7	0,92	0,89	0,86	0,84	0,74	0,68
Хуторська	4,3	0,89	0,86	0,83	0,80	0,69	0,61
Боковий приплив	4,5	0,90	0,86	0,83	0,80	0,69	0,62

Отже, для раціонального використання водних ресурсів Тилігульського лиману необхідно зменшити об'єм наповнення штучних водойм на 75-80% та прагнути збереження відносних площ водної поверхні штучних водойм у межах 0,3-0,4%.

Порівняння об'ємів природного (див. табл. 6.3) та побутового (табл. 7.6) річного стоку річок показало, що вплив водогосподарської діяльності у вигляді штучних водойм призводить до зменшення водності річок і посилюється у маловодні роки. Наслідки створення штучних водойм стають більш суттєвими в міру зменшення водності річок (табл. 7.7).

Таблиця 7.6. Характеристики побутового річного стоку (об'єми) у роки різної водності

Річка-пост	Статистичні параметри побутового річного стоку			Побутовий річний стік заданої забезпеченості, млн. м ³					
	\bar{W} , млн. м ³	C_V	C_S	$W_{1\%}$	$W_{5\%}$	$W_{25\%}$	$W_{50\%}$	$W_{75\%}$	$W_{95\%}$
Тилігул	33	1,56	2,65	234	137	45,6	13,8	0,00	0,00
Царега	1,93	3,12	5,30	29,7	12,3	1,27	0,00	0,00	0,00
Балайчук	2,75	2,36	4,01	30,9	15,1	2,81	0,0891	0,00	0,00
Боковий приплив	1,04	3,11	5,28	15,9	6,60	0,68	0,00	0,00	0,00
Сума	38,7	-	-	311	171	50,4	13,9	0,00	0,00

Таблиця 7.7. Зменшення припливу прісних вод від річок до Тилігульського лиману за рахунок впливу штучних водойм (%)

Річка-пост	Зміни об'ємів припливу прісних вод у роки заданої забезпеченості, %						
	$\Delta \bar{W}$	$\Delta W_{1\%}$	$\Delta W_{5\%}$	$\Delta W_{25\%}$	$\Delta W_{50\%}$	$\Delta W_{75\%}$	$\Delta W_{95\%}$
Тилігул	-28,3	0,00	-9,27	-32,1	-54,8	-100	-
Царега	-50,5	-17,7	-36,3	-75,8	-100	-	-
Балайчук	-32,7	-1,28	-14,7	-49,3	-93,7	-	-
Боковий приплив	-35,0	4,22	20,4	60,9	100	-	-
Сумарний приплив	-32,0	-3,12	-14,0	-37,2	-57,6	-100	-

РОЗДІЛ 8

ОБГРУНТУВАННЯ ВИБОРУ РЕГІОНАЛЬНОЇ КЛІМАТИЧНОЇ МОДЕЛІ ДЛЯ АНАЛІЗУ СУЧАСНОГО СТАНУ ТА ПРОГНОЗУ КЛІМАТИЧНИХ ЗМІН В МЕЖАХ ВОДОЗБОРУ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ

8.1 Сценарії майбутніх змін клімату Землі

Зміни у глобальній кліматичній системі можуть розглядатися на сьогодні як незаперечний факт, що доводиться метеорологічними даними за останні 150 років. Є дуже ймовірним, що підвищення глобальної середньої температури, яке спостерігалось у 20 столітті, здебільшого спричинено зростанням концентрацій антропогенних парникових газів. Щоб визначити причини змін клімату, які мали місце, а також оцінити майбутні можливі зміни, було реалізовано безпрецедентний за своїми масштабами та кількістю учасників модельний проект: дослідниками з 11 країн було виконано чисельні інтегрування з 23 складними фізико-математичними моделями загальної циркуляції атмосфери та океану. Під час експерименту розраховувався клімат 20 століття при заданих, відповідних до спостережених, концентраціях парникових газів, а також клімат для різних сценаріїв, які наведені у Спеціальній доповіді зі сценаріїв викидів (СДСВ). Все це дозволило просунутися в уточненні та підвищенні достовірності оцінок майбутніх змін клімату, а також оцінити імовірнісні розподіли характеристик клімату для кожного зі сценаріїв [1].

Робочою групою Міжнародної групи експертів зі змін клімату були розроблені чотири основних описових сюжетних лінії для послідовного викладення зв'язків між визначальними факторами викидів та їх розвитком. Кожна сюжетна лінія зображує різні демографічні, соціальні, економічні, технологічні та екологічні події.

Сценарії містять широкий перелік основних демографічних, економічних та технологічних визначальних факторів для парникових газів (ПГ). Кожен сценарій – це конкретне кількісне тлумачення однієї з чотирьох сюжетних ліній. Усі сценарії, що ґрунтуються на одній сюжетній лінії, являють собою сценарну «родину». Треба відзначити, що сценарії не містять додаткові ініціативи у галузі клімату, тобто немає сценарію, який би припускав здійснення Рамочної конвенції ООН про зміни клімату або Кіотського протоколу. В той же час, на викиди ПГ безпосередньо впливає політика у галузі некліматичних змін, спрямована на досягнення інших цілей. До того ж, урядова політика може у різній мірі впливати на фактори викиду ПГ, а саме на демографічні зміни, соціально-економічний розвиток, технологічні зміни, використання ресурсів та регулювання забруднення. Саме цей вплив відображується у сюжетних лініях та підсумкових

сценаріях.

Для кожної сюжетної лінії було розроблено декілька різних сценаріїв з використанням різних концепцій моделювання з метою розглядання низки результатів, пов'язаних з моделями, що використовують аналогічні припущення стосовно визначальних факторів. Усі невизначеності, які виникають при реалізації моделей, можна поділити на дві групи. Перша є наслідком різниць реалізацій самих моделей, а друга визначається різними факторами у сценаріях, зокрема демографічними, соціально-економічними та технологічними умовами, про які йде мова у сюжетних лініях. Однією з переваг багатомодельного підходу є те, що підсумкові 40 сценаріїв СДСВ у своїй сукупності охоплюють весь існуючий діапазон невизначеностей стосовно майбутніх викидів ПГ. Тринадцять з цих сорока сценаріїв розглядають зміни, пов'язані з припущеннями стосовно енергетичних технологій.

У межах кожної групи і родини «HS» позначає сценарії з узгодженими припущеннями щодо розвитку загального населення та сукупного національного продукту, а «OS» – сценарії, в яких розглядаються невизначеності стосовно визначальних факторів [1].

Взагалі, є шість сценарних груп (рис. 8.1), які слід вважати у рівній мірі обґрунтованими і які охоплюють широке коло невизначеностей. Вони

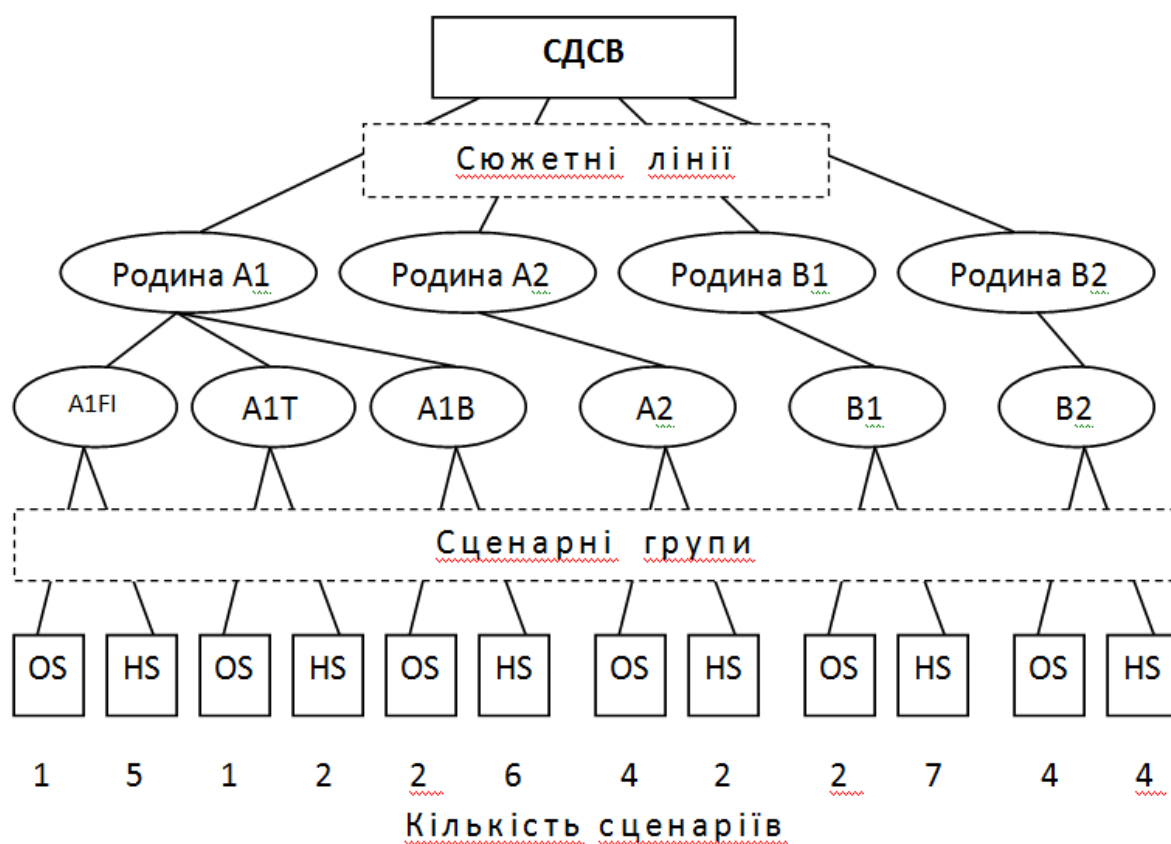


Рис. 8.1. Схематична ілюстрація сценаріїв СДСВ

містять чотири комбінації демографічних змін, соціально-економічного розвитку та технологічних подій, які відповідають чотирьом родинам (A1, A2, B1, B2).

У цілому, кожна сюжетна лінія передбачає зовсім інший напрямок розвитку майбутніх подій, у результаті чого чотири сюжетні лінії суттєво відрізняються. Разом вони надають опис різноманітних варіантів майбутнього, які охоплюють значну частку основних невизначеностей у визначальних факторах. Вони також освітлюють широкий діапазон ключових «майбутніх» характеристик, зокрема демографічні зміни, економічний розвиток та технологічні зміни. З огляду на це їх правдоподібність або здійсненність не слід розглядати, виключно ґрунтуючись на екстраполяції поточних економічних, технологічних та соціальних тенденцій.

Сюжетна лінія та сценарна родина A1 містить опис майбутнього світу, що характеризується швидким економічним зростанням, змінами чисельності людства, показники якого досягають пікових значень у середині 21 сторіччя з подальшим зменшенням, а також швидким упровадженням нових та ефективніших технологій. Першорядними питаннями будуть поступове зближення різних регіонів, створення потенціалу та активізація культурних і соціальних взаємозв'язків за умови значного зменшення регіональних відмінностей у доході на душу населення. Сценарна родина A1 розбивається на три групи, які надають опис альтернативних варіантів технологічних змін в енергетичній системі, а саме відрізняються своїм центральним технологічним елементом: у групі (A1FI) переважають викопні види палива, у групі (A1T) – невикопні види палива і рівновага між усіма джерелами має спостерігатися у групі (A1B), яка не залежить від одного конкретного джерела енергії. Через те, що інші визначальні фактори будуть сталими, швидке зростання економіки спричинить високі показники обороту капіталу, внаслідок чого невеликі відмінності на початковому етапі між сценаріями призведуть до великого розходження до 2100 р.

Відомо, що чисельних моделей клімату, як і наукових методик прогнозу клімату, існує достатньо багато [2]. Кожна з них має свої переваги та недоліки. Тому, насамперед, необхідно визначити, які зі створених методик і моделей доцільно з наукової та технічної точки зору використовувати для аналізу та прогнозу регіональних особливостей кліматичних змін в Україні. Очевидно, що моделі загальної циркуляції атмосфери та океану, які в більшості своїх реалізацій мають роздільну здатність $2,5^{\circ} \times 2,5^{\circ}$, не придатні для досліджень регіональних особливостей кліматичних змін в Україні, оскільки на її територію припадає приблизно 15 вузлів координатної сітки. Тому моделі повинні мати роздільну здатність на порядок вищу, тобто задовільні горизонтальні кроки сітки мають бути 20-50 км. Таку роздільну здатність мають сучасні

гідростатичні моделі прогнозу погоди та клімату. Ще однією вимогою до моделей є можливість розрахунків з різними початковими та граничними даними, а також наявність відносно вільного доступу до цих даних, бажано в мережі Інтернет.

8.2 Оцінка відповідності кліматичних сценаріїв даним спостережень

Для вивчення можливих змін клімату в басейні Тилігульського лиману були обрані 15 сценаріїв змін клімату, які розраховувалися у проєкті ENSEMBLES [3]. Для моделювання використовуються метеорологічні характеристики у вузлах декартової сітки з кроком 25 км: температура повітря (середньодобова, максимальна, мінімальна), вологість повітря, кількість опадів, сонячна радіація, середньодобова швидкість вітру. Відзначимо, що у проєкті ENSEMBLES також моделювався клімат з більшим горизонтальним розділенням (50 км), але ці результати не розглядалися. Взагалі, було вибрано 15 кліматичних сценаріїв (табл. 8.1).

Таблиця 8.1. Кліматичні сценарії, які використовуються для оцінки

Сценарій	Чисельна модель
M1	RCA
M2	HadRM3Q0
M3	HadRM3Q3 (низька чутливість)
M4	HadRM3Q16 (висока чутливість)
M5	RCA3
M6	CLM
M7	RACMO
M8	RCA
M9	RCA
M10	REMO
M11	Aladin
M12	HIRHAM
M13	DMI-HIRHAM5
M14	DMI-HIRHAM5
M15	RegCM

Оцінити кожний зі сценаріїв можна порівнянням відмінностей у сезонній динаміці температури і опадів спостережуваних метеорологічних даних і даних за сценаріями M1-M15. Як дані спостереження бралися спостереження на метеорологічній станції Любашівка за 1998-2007 рр.

Процедура вибору моделі, яка найбільш адекватно відображує поточну метеорологічну інформацію, є такою [3].

Спочатку розраховувались середньомісячні температури (MT) і середні місячні суми опадів (MP) для періоду 1998-2007 рр. за спостереженими та модельними даними:

$$MP_{m,i} = \frac{\sum_{i=1}^N P_{m,i}}{N}, \quad (8.1)$$

$$MT_{m,i} = \frac{\sum_{i=1}^N T_{m,i}}{N}, \quad (8.2)$$

$$MP_{0,i} = \frac{\sum_{i=1}^N P_{0,i}}{N}, \quad (8.3)$$

$$MT_{0,i} = \frac{\sum_{i=1}^N T_{0,i}}{N}, \quad (8.4)$$

де P – місячна сума опадів;

T – середньомісячна температура;

$N = 10$ – кількість років у періоді 1998-2007 рр.;

$i = 1 \div 12$ – індекс місяця року (1 – січень, ..., 12 – грудень);

$m = 1 \div 15$ – індекс модельного сценарію (див. табл. 8.1);

0 – індекс, який позначає спостережені метеорологічні дані.

На рис. 8.2 і 8.3 наведена внутрішньорічна динаміка середніх місячних сум опадів (MP_m) та температур (MT_m), що дозволяє порівнювати результати моделювання за різними сценаріями більш докладно. Також, на цих рисунках для порівняння показані сезонні зміни спостережених метеорологічних величин.

Більшість модельних сценаріїв зовсім не виявляє сезонного максимуму опадів (див. рис. 8.2), який зазвичай спостерігається у липні-серпні, і опади влітку за цими сценаріями є меншими за фактичні. В одному зі сценаріїв, М8, навпаки, цей максимум є в декілька разів (майже на порядок) більший за спостережений. Лише сценарії М9 та М10 більш-менш задовільно відбивають сезонні зміни опадів з максимумами взимку та влітку.

Найбільші відмінності змодельованих температур від даних спостережень також спостерігаються влітку (див. рис. 8.3) і в деяких випадках, наприклад для модельних сценаріїв М3 і М4, можуть сягати 8 °С. Для згаданої вище моделі М8 усі місяці року в середньому характеризуються додатними температурами. Найбільш узгодженими зі спостереженнями температури є модельні сценарії М1 і М10.

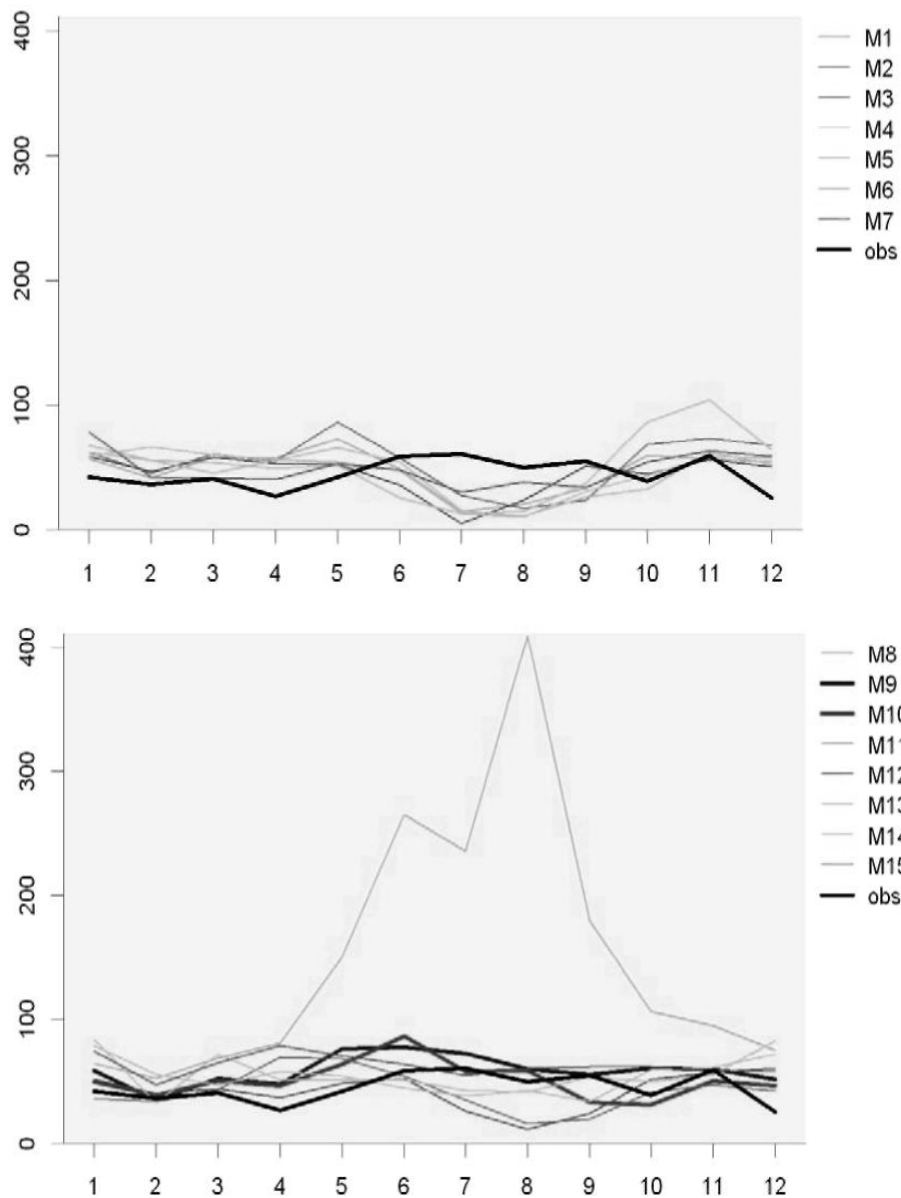


Рис. 8.2. Середні місячні суми опадів для періоду 1997-2008 рр., розраховані за моделями M1-M15 та за даними спостережень (вісь X – місяць року, Y – опади, мм) [3]

Наступним етапом досліджень був розрахунок різниць між середніми значеннями опадів і температур, визначеними за певним сценарієм, та за даними спостережень:

$$DMP_{m,i} = MP_{m,i} - MP_{0,i}, \quad (8.5)$$

$$DMT_{m,i} = MT_{m,i} - MT_{0,i}. \quad (8.6)$$

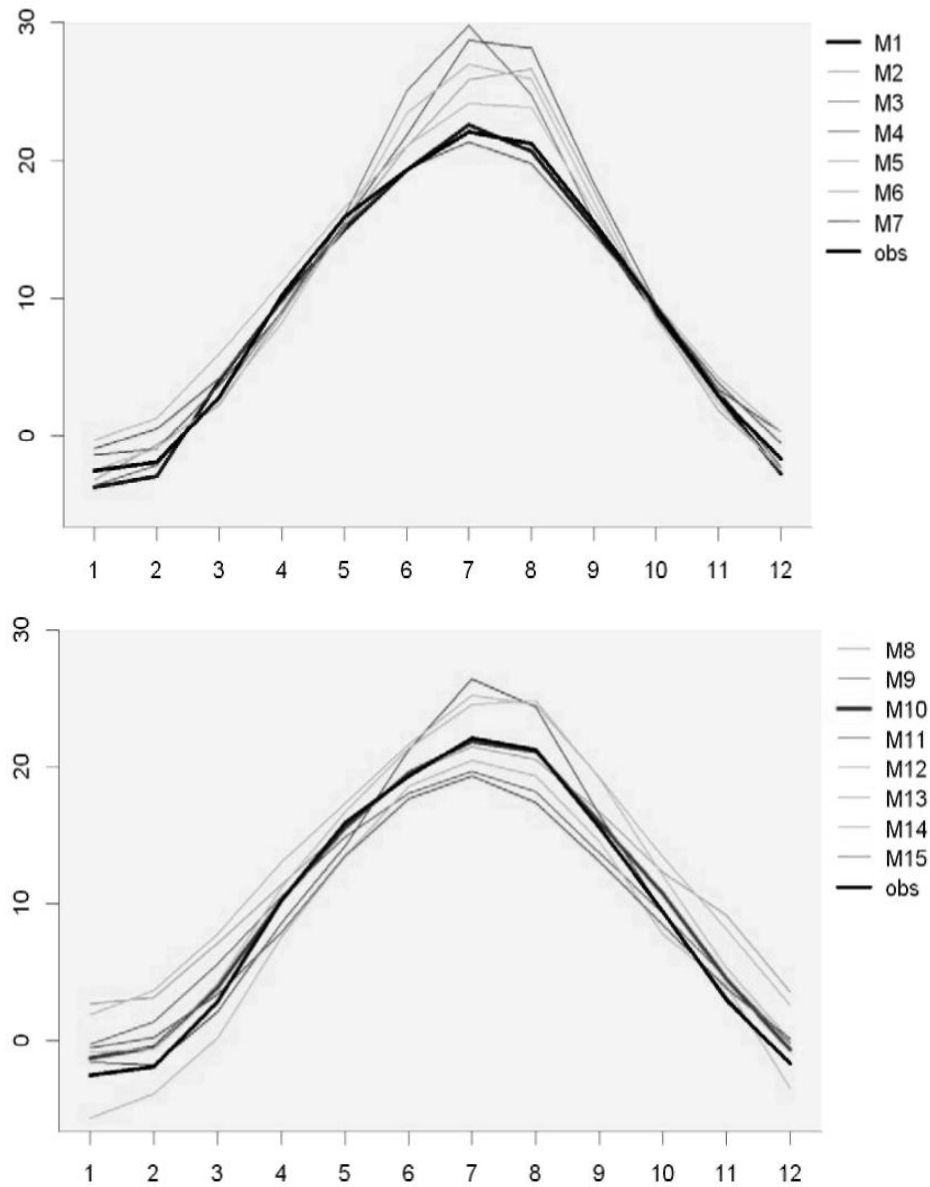


Рис.8.3. Середні місячні температури для періоду 1997-2008рр., розраховані за моделями M1-M15 та за даними спостережень (вісь X – місяць року, Y – температура, °C) [3]

Як критерії відповідності сценарних та спостережених значень метеорологічних параметрів використовувались середні модулі щомісячних відмінностей опадів ($ADMP_m$) та температур ($ADMT_m$):

$$ADMP_m = \frac{\sum_{i=1}^{12} \left| \frac{DMP_{m,i}}{MP_{0,i}} * 100\% \right|}{12}, \quad (8.7)$$

$$ADMT_m = \frac{\sum_{i=1}^{12} |DMT_{m,i}|}{12}. \quad (8.8)$$

Для середньомісячних значень кількості опадів найменші відхилення за критерієм (8.7) відзначаються при реалізації модельних сценаріїв М9 та М10 і становлять 38,9 та 33,7 відсотки відповідно. Для середньомісячних значень температури повітря найменші відхилення за критерієм (8.8) мають місце для сценаріїв М1 та М10 – 0,6 та 0,7 °С відповідно (табл. 8.2).

Таблиця 8.2. Значення критеріїв $AMDP_m$ та $AMDT_m$ для сценарних опадів та температур (метеорологічна станція Любашівка)

Сценарій	Критерії	
	$AMDP_m$, %	$AMDT_m$, °С
М1	53,3	0,6
М2	64,7	1,7
М3	45,1	1,7
М4	51,1	2,2
М5	55,7	1,7
М6	69,9	1,8
М7	40,7	1,0
М8	220,4	2,7
М9	38,9	1,8
М10	33,7	0,7
М11	43,6	1,3
М12	39,0	2,0
М13	54,6	3,7
М14	52,1	1,9
М15	56,0	2,0

Таким чином, аналіз рис. 8.2 та 8.3 спільно з табл. 8.2 показує, що найкращу узгодженість розрахункових і фактичних даних по температурах повітря (T) і кількості опадів (P) дає сценарій М10, отриманий за регіональною кліматичною моделлю REMO, яка розроблена в Інституті метеорології ім. Макса Планка в Гамбурзі і в якій реалізований сценарій А1В.

Модель REMO об'єднує колишню чисельну модель прогнозу погоди EUROPA-MODELL для розрахунків термодинамічних характеристик і блок глобальної кліматичної моделі ECHAM4 [4], в якому розраховуються процеси хмаро- та опадоутворення, проходження потоків сонячної радіації в атмосфері, вплив підстильної поверхні на теплові потоки з врахуванням альбедо й типу поверхні. У цій моделі використовується повернута

сферична система координат, коли екватор проходить через центр області моделювання для зменшення впливу кривизни Землі на прямокутність координатної сітки, і, так звана, гібридна вертикальна система координат, яка є комбінацією ізобаричної та «сигма» системи. У цій системі вертикальні рівні розташовані вздовж підстильної поверхні, а з висотою перетворюються в паралельні до ізобаричних за спеціальним співвідношенням.

В моделі REMO враховані такі важливі фактори впливу на стан атмосфери, як радіаційні та теплові потоки, орографія, шорсткість і альbedo підстильної поверхні, що дозволяє припустити коректність та адекватність представлення процесів у хмарній тропосфері. Прогностичними змінними в моделі є тиск, температура, горизонтальні складові швидкості вітру, абсолютна вологість і водність хмар [4-7]. Початковими та граничними даними для моделі можуть бути дані аналізу, наприклад Європейського центру середньострокового прогнозу погоди (ECMWF), реаналізу, наприклад ERA40 [8], або більшої частини глобальних кліматичних моделей. В останній версії REMO враховані процеси формування опадів завдяки замерзанню крапель у хмарах, що є досить критичним для адекватного відтворення процесів хмаро- та опадоутворення в кліматичних умовах холодного періоду року в Україні [9].

Оскільки REMO, як і більша частина глобальних та регіональних чисельних моделей, є гідростатичною, то вона має обмеження на зменшення горизонтальних кроків приблизно до 10 км. Тому параметризація процесів хмаро та опадоутворення в REMO складається з двох схем:

- 1) великомасштабна схема – шарувато-подібні хмари, для параметризації яких використовується наближення Сендквіста;
- 2) підсіткова схема – конвективні хмари, які параметризуються за допомогою модифікованої одновимірної статичної моделі Тідке.

Обидві ці параметризації є одномоментними, тобто єдиною характеристикою хмар та опадів є їхні загальні водність або льодність. Звичайно, це є досить грубим наближенням, якщо модель застосовувати для короткострокового прогнозу сильних опадів. Але, як показує багаторічний досвід застосування цієї моделі в дослідженнях минулого та сучасного клімату, такі параметризації дозволяють отримувати цілком адекватні просторово-часові характеристики поля опадів у різних регіонах [9].

В останні роки REMO досить успішно застосовувалася для моделювання минулого й майбутнього регіонального клімату не тільки Німеччини, але й інших країн Європи, а також Індії, Аргентини тощо. REMO була однією з провідних у проекті оцінки водного балансу басейну Балтійського моря [5].

8.3 Зміни режиму опадів та температури повітря за реалізацією моделі REMO (сценарій M10)

Як було зазначено вище, сценарій зміни «помірного» клімату A1B, який найкраще характеризує стан рівноваги між усіма джерелами в енергетичній системі України, реалізований в регіональній кліматичній моделі REMO та відповідає сценарію M10.

Для того, щоб охарактеризувати майбутній клімат, розглянемо три вузли модельної сітки, один з яких розташований у центральній (надалі, точка 1), другий – у північній (надалі, точка 2), а третій – у південній (надалі, точка 3) частині водозбору Тилігульського лиману. Вибір точок також є цікавим тим, що вони віддалені на різні відстані від Чорного моря, яке істотно пом'якшує кліматичні умови.

Проаналізуємо окремо чотири тридцятирічних періоди дослідження: 1971-2000 рр. (минуле), 2011-2040 рр. (найближче майбутнє), 2041-2070 рр. (віддалене майбутнє) та 2071-2098 рр. (далеке майбутнє).

На рис. 8.4-8.7 представлені часові розподіли середньорічних значень температур та сумарної кількості опадів для сценарію змін клімату M10.

З рис 8.4 випливає, що для території водозбору Тилігульського лиману прогнозується потепління. Але можна помітити кілька мінімумів. Перший, характерний для усіх трьох точок, спостерігався в 1972 році і становив 7,4 °C у точці 1, 6,8 °C у точці 2 та 8,0 °C у точці 3. Виявлено чередування максимумів та мінімумів з інтервалом 5-7 років в межах 0,5-2,3 °C. Максимальні значення температури повітря спостерігатимуться за сценарієм у 2090 р. і становитимуть трохи більше 17,0 °C, що приблизно

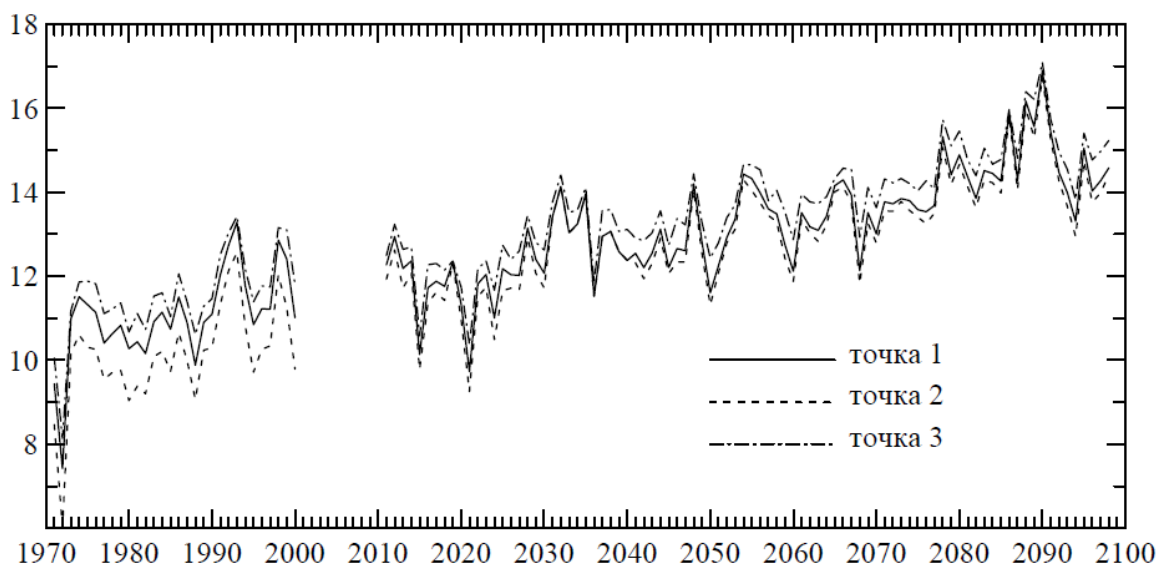


Рис. 8.4 Середні річні температури повітря на водозборі Тилігульського лиману

на чотири градуси вище, ніж за теперішніх кліматичних умов.

З рис 8.5 видно, що прогнозується потепління в кожному із розглянутих кліматичних періодів і для всіх місяців року.

Для точки 1 (рис. 8.5а) в період 2011-2040 рр. (відносно базового періоду 1970-2000 рр.) очікується підвищення температури повітря на 1,4 °С в січні, на 2,0 °С в червні та зниження до відносного значення на

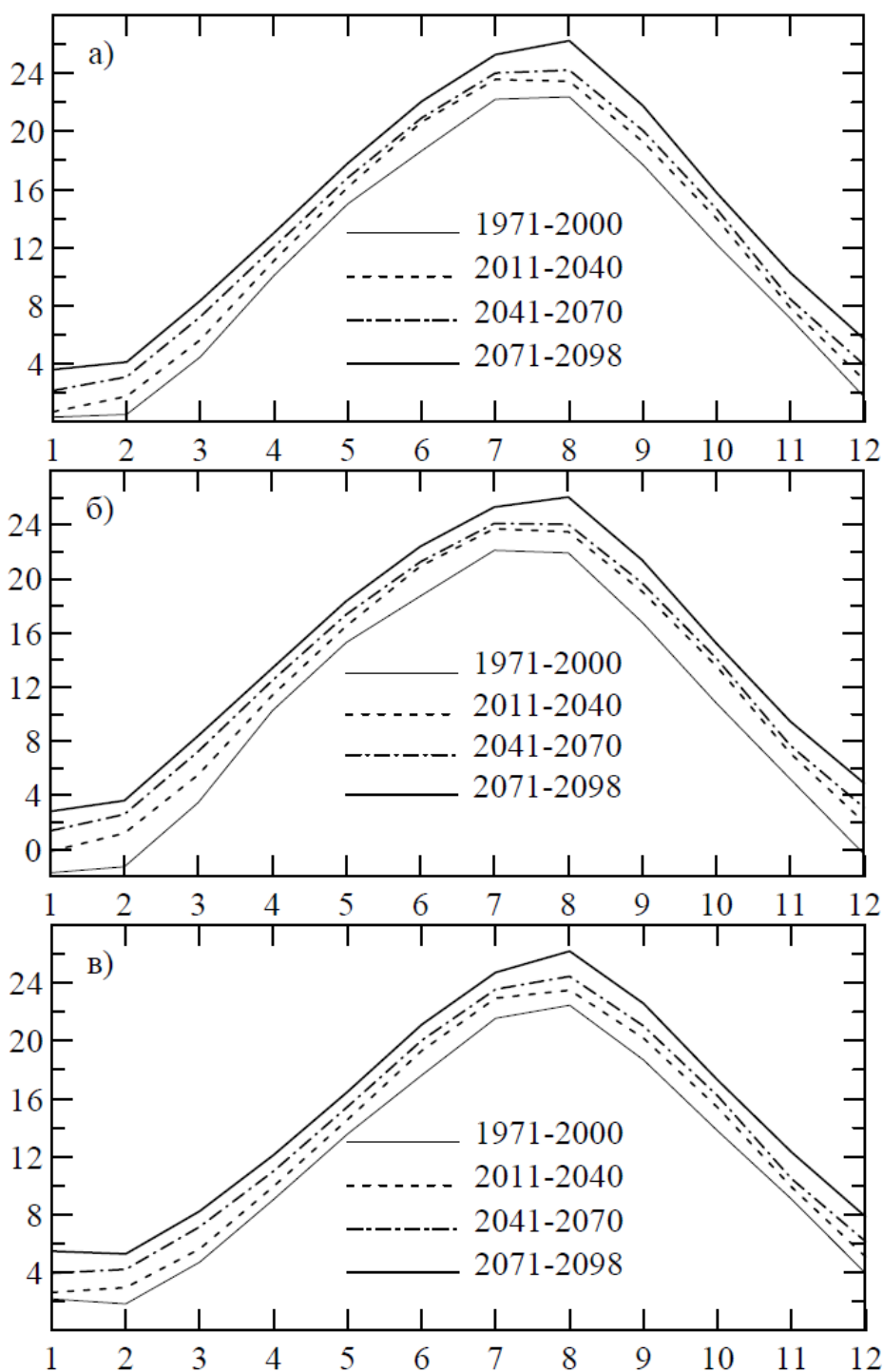


Рис. 8.5. Середня місячна температура повітря у точках 1(а), 2(б) і 3(в)

1,1 °С. В період 2041-2070 рр. очікуються два максимальні відхилення температури, а саме на 2,8 °С в березні та 2,4 °С в жовтні. В період 2071-2098 рр. прогнозується максимальне збільшення температури в усі місяці від 3,1 до 3,7 °С крім листопада, коли підвищення становитиме лише 1,4 °С. Таким чином, в період 2071-2098 рр. в районі точки 1 прогнозується потепління в середньому на 2,5 градуси в холодний період року та до чотирьох градусів в теплий період року.

Для точки 2 (рис. 8.5б) також найсуттєвіші змін температури будуть відзначатися в періоді 2071-2098 рр. В теплий період збільшення температури досягає лише на 1,2 °С в той час, як у холодний період прогнозується підвищення температури на 8,2 °С.

Для третьої точки (рис. 8.5в) прогнозований середньомісячний розподіл температури співпадає з розподілом прогнозованої температури в першій точці.

Для кількості атмосферних опадів спрогнозовані за сценарієм зміни характеризуються істотною неоднорідністю як у просторі, так і в часі.

Зменшення річної кількості опадів передбачається в другому періоді з 480 до 420 мм в першій точці, з 570 до 445 мм в другій точці, з 535 до 485 мм в третій точці. В третьому періоді очікується збільшення річної кількості опадів до значень, які спостерігалися в першому періоді. Наприкінці 21 сторіччя кількість опадів знову буде зменшуватися (рис. 8.6). Таким чином, найсухішими будуть наступні тридцять років, протягом яких кількість опадів зменшиться приблизно на 15% над Тилігульським лиманом. Також, найбільша кількість опадів спостерігатиметься над південною частиною лиману, що можна пояснити впливом морської поверхні, а над північною частиною опадів випадатиме менше.

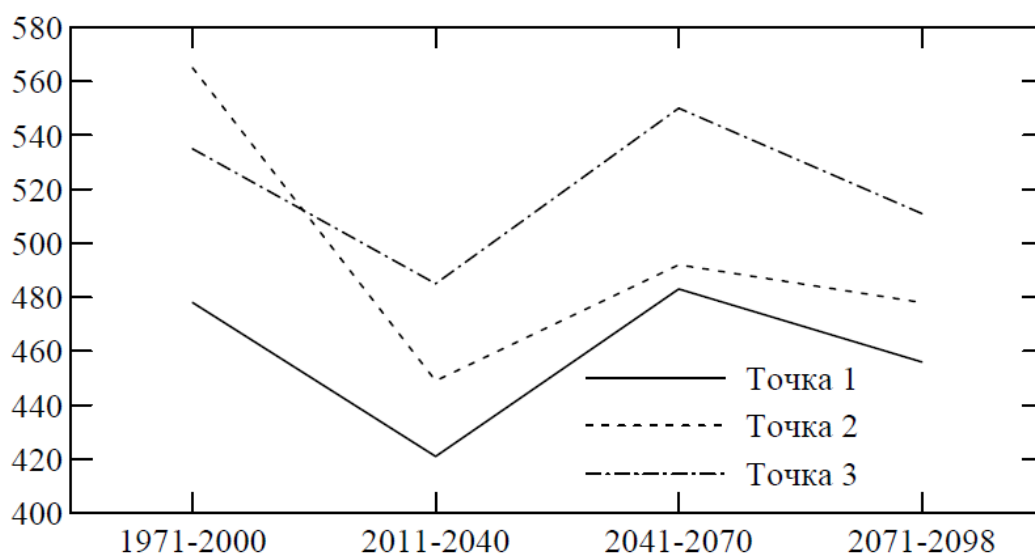


Рис. 8.6. Середні за розрахункові періоди опади (мм на рік) для Тилігульського лиману

Рисунок 8.7 показує, що в першій та другій точках максимальне значення опадів припадає на червень-липень та листопад-грудень. Для третьої точки максимум опадів відзначатиметься у зимові місяці (грудень до 70 мм), а мінімум буде спостерігатися у квітні-серпні (до 25 мм щомісячно). Суттєве зменшення опадів (до 25 мм в місяць) очікується в вересні-жовтні в точці 3 в усі періоди, в той час, як для точки 2 характерне поступове зменшення кількості опадів впродовж всього року.

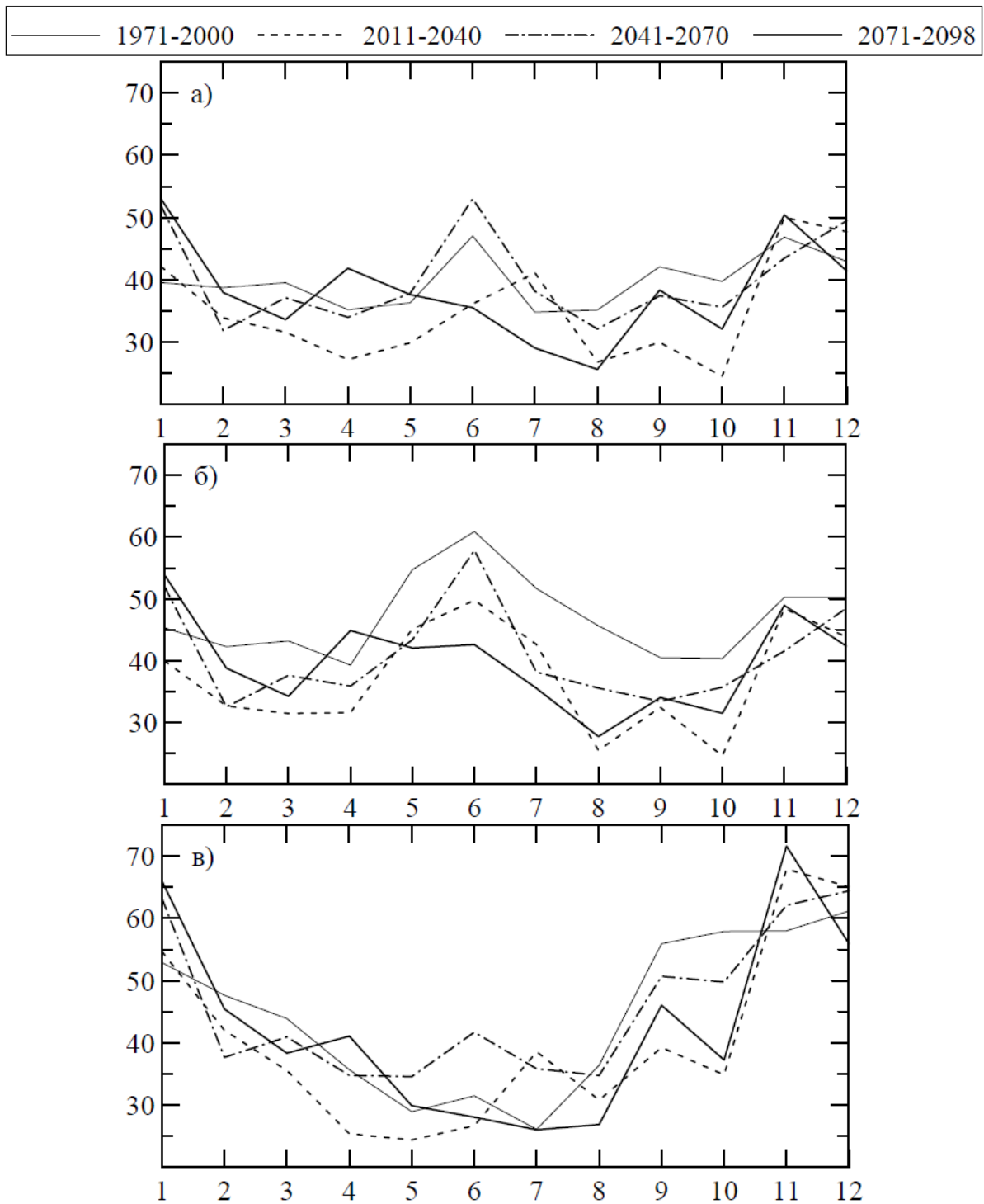


Рис. 8.7 – Середні місячні опади у точках 1(а), 2(б) і 3(в)

РОЗДІЛ 9

ОЦІНКА ВОДНИХ РЕСУРСІВ РІЧОК ВОДОЗБОРУ ТИЛГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ В УМОВАХ ЗМІН ГЛОБАЛЬНОГО КЛІМАТУ ЗА СЦЕНАРІЄМ M10

9.1 Застосування моделі «клімат-стік» до визначення водних ресурсів за даними сценаріїв змін клімату

Моделі «клімат-стік» дозволяє розраховувати характеристики річного кліматичного стоку, внутрішньорічний розподіл та характеристики мінімального стоку на основі використання даних сценаріїв глобального потепління [1].

Кліматичний стік, який залежить від співвідношення ресурсів вологи та тепла ($\beta_H = \frac{X + w_1 - w_2}{E_m}$), відображає зміни клімату. Визначення середнього багаторічного значення кліматичного річного стоку \bar{Y}_K відбувається за (6.7). Складовими рівняння є середні багаторічні опади та максимально можливе випаровування, які розраховуються за даними кліматичних сценаріїв. Рівняння водно-теплого балансу за багаторічний період в умовах змін клімату записується у такому вигляді

$$\bar{Y}'_K = (\bar{X} \pm \Delta\bar{X}) - \bar{E}'_m \left[1 + \left(\frac{\bar{X} \pm \Delta\bar{X}}{\bar{E}'_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (9.1)$$

де \bar{Y}'_K – середня багаторічна величина кліматичного річного стоку в умовах змін клімату, мм;

\bar{E}'_m – середня багаторічна величина максимально можливого випаровування в умовах змін клімату, мм;

\bar{X} – вихідна норма річних опадів, мм;

\bar{E}_m – вихідна норма максимально можливого випаровування, мм;

$\Delta\bar{X}$ – зміни опадів за сценаріями, мм.

Матеріали сценаріїв змін глобального клімату у наукових розробках кінця минулого сторіччя представлялися у вигляді поправкових коефіцієнтів k_X до сум середніх багаторічних опадів, при цьому зміна опадів оцінювалась як $\Delta\bar{X} = k_X \bar{X}$, та поправок ΔT до величин середніх багаторічних температур повітря за календарні місяці [2]. Величина максимально можливого випаровування розраховувалася за (6.4) з

використанням сценарних даних про зміни температур повітря $\bar{E}_m' = f(T + \Delta T)$.

Числові експерименти, виконані на основі рівняння водно-теплого балансу (6.7), показали, що зміна середніх багаторічних величин кліматичного стоку стає значущою, тобто перевищує точність розрахунку даної величини, при зміні річних опадів на $\pm 3,5\%$ або при зміні сум середніх місячних температур повітря за період червень-серпень на $\pm 2,5$ °C [3].

Передбачувані сценаріями Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО) зміни метеорологічних характеристик, як правило, перевищують зазначені межі й, отже, модель «клімат-стік» може успішно застосовуватись для прогнозування стану водних ресурсів України за різними сценаріями змін глобального клімату [4].

У останні десятиріччя прогноз стоку за сценаріями МГМЕЗК (міжнародна група експертів по змінам клімату), які одержали назву сценаріїв СДСВ («спеціальної доповіді за сценаріями викидів»), стало можливим виконувати за короткі інтервали часу, використовуючи рівняння вигляду (6.5). Рівняння водно-теплого балансу для розрахунків кліматичного стоку по місяцях та сезонах за даними кліматичних сценаріїв має вигляд

$$Y_K' = X' + (w_1 - w_2)' - E_m' \left[1 + \left(\frac{X' + (w_1 - w_2)'}{E_m'} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (9.2)$$

де Y_K' – значення кліматичного стоку за розрахунковий період в умовах змін клімату, мм;

E_m' – значення максимально можливого випаровування за розрахунковий період в умовах змін клімату, мм;

X' – сума річних опадів за розрахунковий період в умовах змін клімату, мм;

$(w_1 - w_2)'$ – зміна запасів води у діяльному шарі ґрунту за розрахунковий період в умовах змін клімату, мм.

Для розрахунків за (9.2) необхідні дані не тільки про річну величину E_m' , а й про її розподіл по місяцях та сезонах. Величина максимально можливого випаровування $E_{m,pik}'$ визначалася для кожного року за сценарними даними про середні місячні температури повітря на базі рівняння (6.4). Значення максимально можливого випаровування за кожен розрахунковий місяць представлені у відсотках від величини $E_{m,pik}'$, яка

розподілялась у межах року пропорційно внутрішньорічному розподілу дефіциту вологи у повітрі [5]

$$E'_{m,i} = E'_{m,pik} \frac{d_i}{\sum_1^{12} d_i}, \quad (9.3)$$

де $E'_{m,i}$ – максимально можливе випаровування для кожного розрахункового місяця або сезону;

$E'_{m,pik}$ – річне значення максимально можливого випаровування;

d_i – значення дефіциту вологи повітря за кожен місяць.

У випадку, коли у сценаріях глобального потепління були відсутні матеріали про дефіцит вологи у повітрі, для кожного пункту спостережень або вузлів сітки розроблялись емпіричні залежності d_i від температури повітря (табл. 9.1) [6].

Таблиця 9.1. Розрахункові залежності виду $d_i = f(T_i)$, отримані для метеорологічних станцій Північно-Західного Причорномор'я

№	Назва метеостанції	Координати		Вид рівняння $d_i = f(T_i)$
		широта	довгота	
1	Ізмаїл	45°21'	28°50'	$d_i = 1.432e^{0.095T}$
2	Миколаїв	46°54'	32°09'	$d_i = 1.107e^{0.096T}$
13	Сарата	46°01'	29°40'	$d_i = 1.343e^{0.098T}$
27	Херсон	46°38'	32°36'	$d_i = 1.084e^{0.102T}$
28	Вознесенськ	47°34'	31°18'	$d_i = 1.097e^{0.110T}$

Головна проблема розрахунків кліматичного стоку по внутрішньорічних інтервалах за даними сценаріїв полягає у визначенні внеску твердих опадів зимового сезону у формування весняного водопілля. У загальному випадку певна частина опадів зимового сезону накопичується на водозборі і при стійкому переході температури повітря через 0°С утворює поверхневий талий стік. Таким чином, при розрахунках за методом водно-теплового балансу виникає необхідність перенесення частини опадів зимового сезону на весняний. З метою установлення цієї частки виконувалось співставлення розрахункових значень кліматичного та фактичного стоку по сезонах і місяцях у різні за водністю роки та проводились оптимізаційні розрахунки. Визначення кліматичного стоку відбувалося на базі даних метеорологічних станцій, розташованих поблизу від вузлів сітки із сценарними даними. Таким же чином підбирався

водозбір із стійким підземним живленням та практично непорушеним водогосподарською діяльністю водним режимом [7].

Особливого значення проблема установа ролі твердих опадів у формуванні стоку весняного водопілля набуває у зоні степу, де сніговий покрив нестійкий й спостерігається менше ніж у 50% випадків. До періодів, коли спостерігалися тверді опади, що накопичувалися у вигляді запасів снігу на водозборі, можна віднести лише ті, протягом яких спостерігалася від'ємна температура повітря. Загальна кількість опадів зимового сезону у зоні степу може значно відрізнятися від кількості опадів, які беруть участь у формуванні весняного водопілля.

Шляхом оптимізаційних розрахунків за даними минулих років для території України визначалися частки опадів зимового сезону, які мають бути перенесеними на весняний сезон при визначенні кліматичного стоку за водно-тепловим балансом у багатоводні, маловодні та середні за водністю роки. Виявлено, що на території Північно-Західного Причорномор'я у багатоводний рік лише 30% твердих опадів зимового сезону бере участь у формуванні весняної повені. У середній та маловодний роки переніс опадів зимового сезону на весняний не має сенсу, оскільки накопичені у короткий період існування від'ємних температур повітря запаси снігу витрачаються під час відлиг, утворюючи поверхневий стік у межах зимового сезону.

Після вирішення проблем розрахунків внутрішньорічного розподілу опадів та максимально можливого випаровування стають можливими оцінки сезонного та місячного кліматичного стоку за рівнянням (9.2).

Аналіз наслідків глобального потепління для водного господарства передбачає установа особливостей внутрішньорічного розподілу стоку у різні за водністю роки. Визначення водності року відбувалося на

основі розрахунків співвідношення $\left(\beta_H = \frac{H}{E_m} \right)$ між ресурсами вологи та

тепла у межах розглядуваної території. Як показник ресурсів вологи бралась сума опадів X та змін вологи $(w_1 - w_2)$ у ґрунті, що дорівнює $(H = X + w_1 - w_2)$. Як характеристика ресурсів тепла використана величина максимально можливого випаровування або теплоенергетичний еквівалент E_m . Забезпеченість річного стоку P бралась рівною забезпеченості величини β_H . Справедливість такого підходу проілюстрована на рис. 9.1, де на прикладі р.Савранка, яка розташована на прилеглий території та характеризується стабільним підземним живленням й незначним впливом водогосподарських перетворень, показане існування статистично значущого зв'язку між забезпеченістю величин річного стоку q та значень β_H .

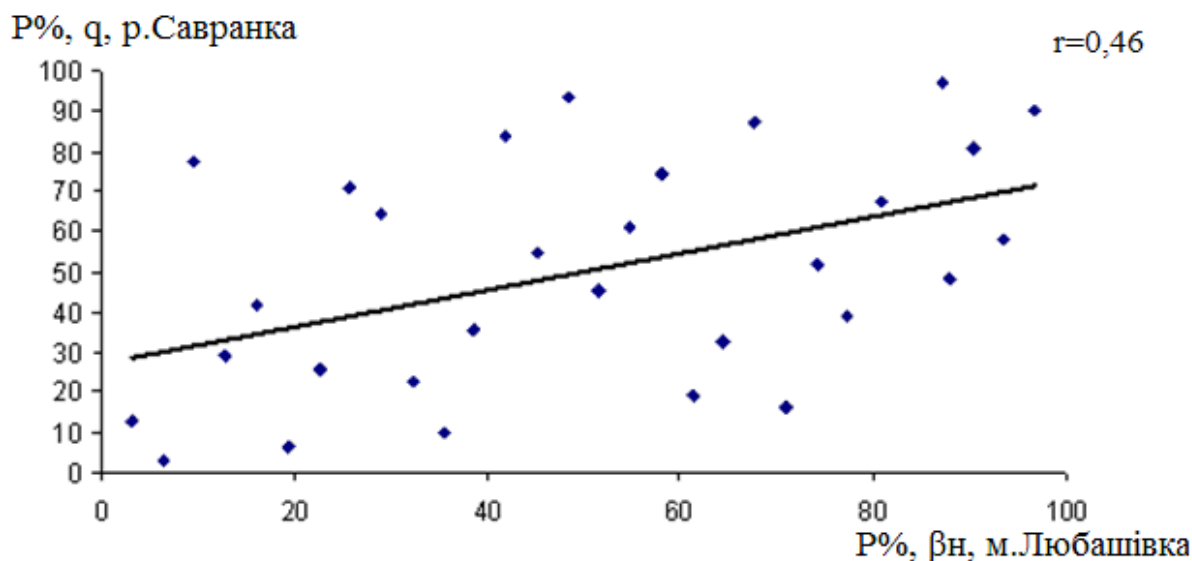


Рис. 9.1. Зв'язок між значеннями забезпеченості стоку q та метеорологічного показника β_H , r – коефіцієнт кореляції

Після виділення на базі метеорологічних даних сценаріїв багатогодового, середнього за водністю та маловодного року можна установити особливості внутрішньорічного розподілу кліматичного стоку у характерні за водністю роки для кожного обраного сценарію та виділений прогностичний період.

Характеристики мінімального стоку мають визначатися на основі даних про середню багаторічну величину кліматичного річного стоку Y'_K за схемою, наведеною у розділі 6, де використовуються перехідні коефіцієнти k_L і k_3 (6.17)-(6.18).

При застосуванні даних сценаріїв змін клімату до розрахунків місячних та сезонних величин стоку за моделлю «клімат-стік» пропонується використовувати таку послідовність розрахунків [8]:

- встановлення положення вузлової точки (метеорологічної станції), для якої використовуються прогностичні сценарні дані;
- визначення місячних, сезонних та річних сум опадів для кожної вузлової точки;
- розрахунки річних величин максимально можливого випаровування;
- розрахунки значень дефіцитів вологості повітря за даними про температури повітря, для чого використовуються емпіричні залежності $d_i = f(T_i)$;
- встановлення внутрішньорічного розподілу максимально можливого випаровування;
- визначення водності року по забезпеченості співвідношення β_H ;

- установлення тривалості зимового сезону в залежності від добових температур повітря, які мають бути від'ємними, що забезпечує накопичення запасів снігу на водозборі та формування весняного водопілля;
- при додатних значеннях середніх місячних температур повітря розрахунки стоку виконуються без переносу частки опадів зимового сезону на весняні місяці;
- розрахунки характеристик річного природного та побутового стоку у сценарних кліматичних умовах виконуються не менш ніж за 30-річний період часу за методиками, викладеними у розділах 6 та 7;
- внутрішньорічний розподіл стоку у досліджуваний період визначається за отриманим розрахунковим розподілом кліматичного стоку у характерні за водністю роки.

9.2 Зміни кліматичних чинників формування стоку за сценарієм M10

Як вже зазначалося у розділі 8, для оцінки наслідків глобального потепління із 15 запропонованих сценаріїв ВМО у межах гілки сценаріїв A1B (сценарна родина A1, модель – REMO, розробник MPI) був обраний сценарій M10 як найбільш адекватний фактичним даним гідрометеорологічних спостережень за період 1998-2007 рр.

Для аналізу змін основних кліматичних чинників формування стоку на основі обраного сценарію глобального потепління у межах басейну річки Тилігул були виділені 5 точок, розташованих у вузлах сітки з кроком 25 км (рис. 9.2). У цих точках досліджувався вже існуючий та можливий хід гідрометеорологічних характеристик за періоди 1971-2000, 2001-2041, 2041-2070, 2071-2098 рр.

За дослідженнями встановлено існування статистично значущого тренда у ході температур повітря (рис. 9.3). Зростання температур повітря забезпечує збільшення річних величин максимально можливого випаровування (рис. 9.4). У хронологічному ході річних сум опадів статистично значущих трендів не виявлено ні по окремо розглянутих часових інтервалах, ні за весь розрахунковий період у цілому (рис. 9.5), теж саме можна сказати про суми опадів теплого періоду (рис. 9.6). Проте у хронологічному ході сум опадів холодного періоду року можна виділити від'ємний тренд в інтервалі 2000-2025 рр. та додатний тренд у період 2030-2075 рр. (коефіцієнт кореляції дорівнює 0,43) (рис. 9.7).

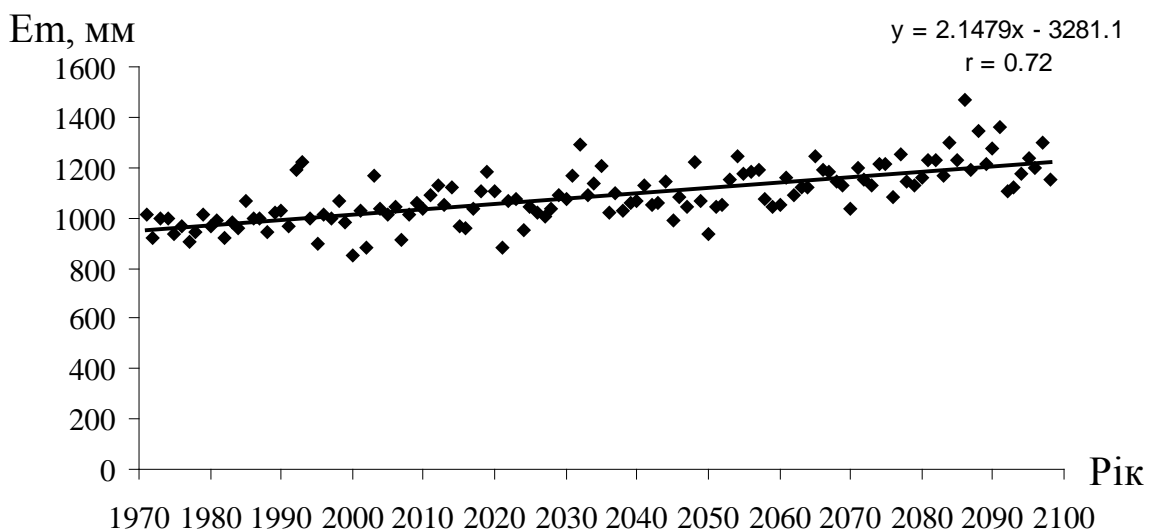


Рис. 9.4. Хронологічний хід середніх річних значень максимально можливого випаровування, точка 2, 1971-2098 рр.

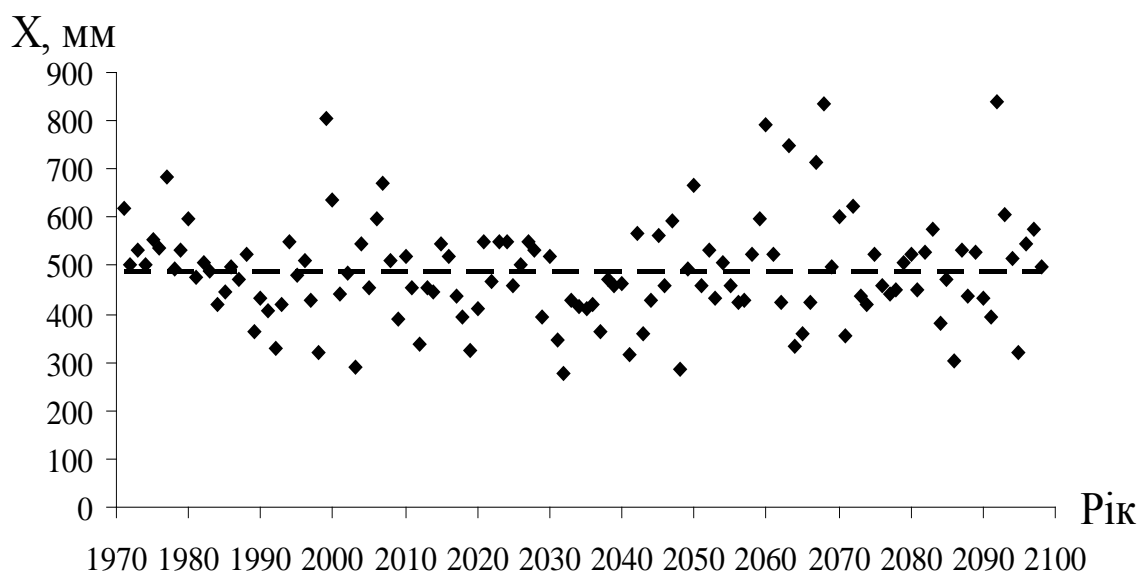


Рис. 9.5. Хронологічний хід середніх річних сум опадів, точка 2, 1971-2098 рр. (- - - - середнє багаторічне значення)

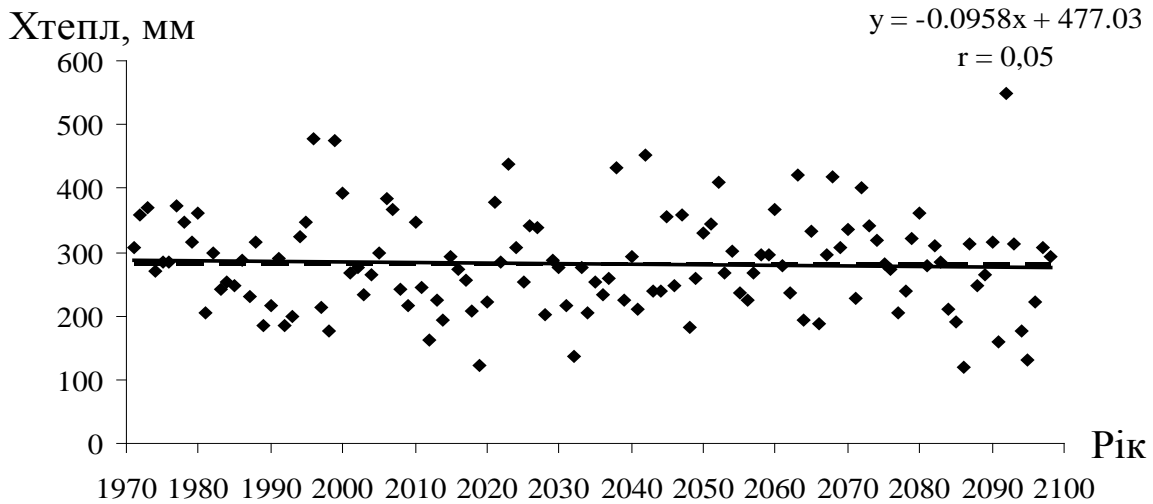


Рис. 9.6. Хронологічний хід сум опадів теплого (IV-X міс.) періоду, точка 4, 1971-2098 рр. (— лінія тренда, - - середнє багаторічне значення)

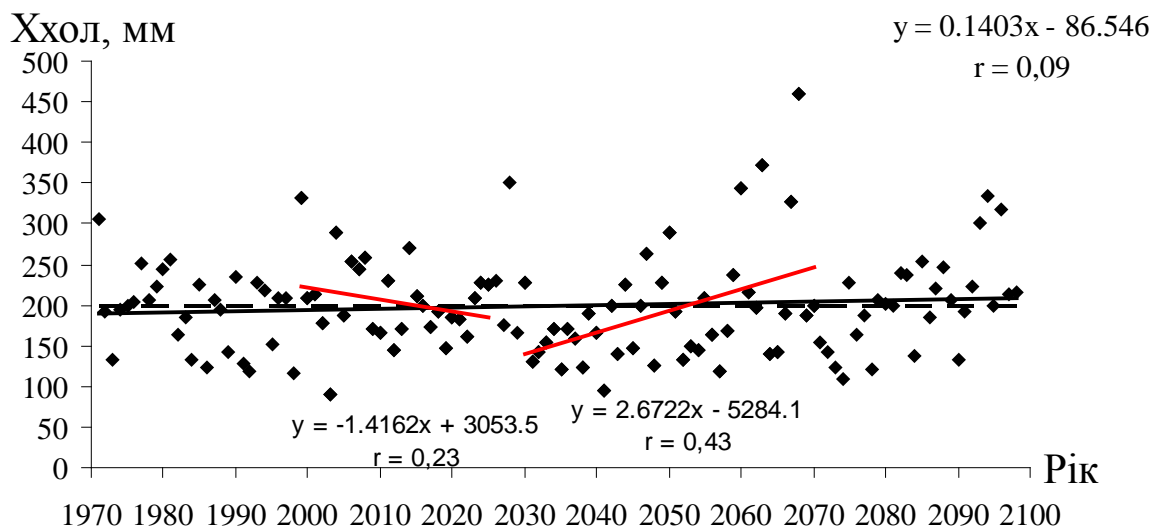


Рис. 9.7. Хронологічний хід сум опадів холодного (XI-III міс.) періоду, точка 4, 1971-2098 рр. (— лінія тренда, - - середнє багаторічне значення)

Таким чином, у басейні Тилігульського лиману до кінця поточного століття очікуються несприятливі умови для формування річного стоку. Температура повітря, а, отже, і теплоенергетичні ресурси клімату зростають, а кількість опадів не змінюється суттєво. Такий розподіл кліматичних чинників має супроводжуватися зменшенням річного кліматичного, а разом із ним природного та побутового стоку.

9.3 Оцінка водних ресурсів за даними сценарію M10 на основі моделі «клімат –стік»

Для 5-ти точок, розташованих у межах водозбору Тилігульського лиману, були визначені середні багаторічні характеристики кліматичних чинників та річного кліматичного стоку (табл. 9.2) на основі даних сценарію M10. Установлено, що зміни кожної із досліджуваних гідрометеорологічних характеристик відбуваються синхронно у кожній із точок.

Таблиця 9.2. Кліматичні чинники та кліматичний стік в басейні Тилігульського лиману

Точка	Період	\bar{X} , мм	\bar{E}_m , мм	β_H	\bar{Y}_K , мм
1	1971-2000	477	980	0,49	17
	2001-2040	433	1049	0,41	9,7
	2041-2070	486	1106	0,44	13
	2071-2098	461	1205	0,38	8,2
2	1971-2000	500	989	0,51	20
	2001-2040	459	1059	0,43	11,8
	2041-2070	517	1110	0,47	16
	2071-2098	492	1213	0,41	10
3	1971-2000	487	992	0,49	18
	2001-2040	432	1050	0,41	9,5
	2041-2070	497	1111	0,45	14
	2071-2098	480	1209	0,40	9,6
4	1971-2000	490	985	0,50	19
	2001-2040	460	1051	0,44	12,1
	2041-2070	509	1105	0,46	16
	2071-2098	478	1209	0,40	9,5
5	1971-2000	514	977	0,53	23
	2001-2040	486	1041	0,47	15,5
	2041-2070	520	1097	0,47	17
	2071-2098	489	1200	0,41	11

Аналіз розподілу кліматичних чинників формування річного стоку у межах усього водозбору Тилігульського лиману (табл. 9.3) показав сталу тенденцію до зростання теплоенергетичних ресурсів клімату впродовж ХХІ сторіччя. Що стосується опадів, то згідно із даними сценарію M10 їх середня багаторічна величина зменшиться на 7% у 2001-2040 рр. та дещо зросте у 2041-2070 рр. (+2,6%) при порівнянні із періодом 1971-2000 рр.

Таблиця 9.3. Зміна кліматичних чинників формування стоку у басейні Тилігульського лиману

Період	\bar{X} , мм	\bar{E}_m , мм	β_X
1971-2000	493	984	0,50
2001-2040	454	1050	0,43
2041-2070	506	1106	0,46
2071-2098	480	1207	0,40

Показник $\beta_X = \frac{\bar{X}}{\bar{E}_m}$ є характеристикою аридності (посушливості) території. Якщо $\beta_X \geq 1.0$, то розглядувана територія належить до зони надмірного зволоження; коли $0.8 \leq \beta_X < 1.0$ – до зони достатнього зволоження; коли $0.5 \leq \beta_X < 0.8$ – до зони недостатнього зволоження [9]. У випадку, коли $\beta_X = \frac{\bar{X}}{\bar{E}_m} < 0.5$, відзначається перехід до напіваридної зони.

Напіваридна або семіаридна зона є територію, на якій періодично виникають посухи. Клімат такої зони властивий пустелям помірних широт [10]. Як витікає з аналізу табл. 9.3, на території водозбору Тилігульського лиману у ХХІ сторіччі відбудеться перехід від зони недостатнього зволоження до напіваридної, аридність клімату до кінця ХХІ сторіччя буде посилюватися.

В результаті просторово-часового узагальнення отриманих у вузлах сітки вхідних даних сценарію М10, були виконані оцінки кліматичних чинників та характеристик кліматичного, природного та побутового річного стоку водотоків басейну Тилігульського лиману згідно із методиками розрахунків за моделлю «клімат-стік», описаними у попередніх розділах. Характеристики побутового стоку визначалися, виходячи з припущення, що масштаби водогосподарської діяльності у виді регулювання стоку штучними водоймами відповідають сучасному їх стану.

Слід зазначити, що період з 1971 по 2000 рр. включає до себе десятиріччя, коли вплив змін клімату на стік річок України став суттєвим (1989-2000). Для того, щоб оцінити наслідки глобального потепління при оцінці водних ресурсів водозбору Тилігульського лиману доцільно виконувати порівняння розрахованих за сценарієм оцінок водних ресурсів з даними до 1989 р., оскільки 1989 р. є «переломним» й відповідає початку суттєвих змін клімату на території України (Гребінь В.В., 2010). На основі моделі «клімат-стік» були визначені об'єми припливу прісних вод до Тилігульського лиману у природних (табл. 9.4) та порушених (табл. 9.5)

водогосподарською діяльністю умовах, які відповідають періоду 1989 р. та після.

Таблиця 9.4. Зміни річного припливу прісних вод до Тилігульського лиману у природних умовах у різні часові інтервали

Річка	Приплив прісних вод \bar{W}_{PP} , млн.м ³			
Часові інтервали	до початку впливу глобального потепління (до 1989 р.)	2001-2040 рр.	2041-2070 рр.	2071-2098 рр.
Тилігул	46,0	24,1	28,4	17,8
Царега	3,9	1,91	2,63	1,97
Балайчук(Балай)	4,1	1,93	2,34	1,76
Хуторська	0,46	0,220	0,272	0,172
Боковий приплив	1,6	0,890	1,09	0,698
Сума	56	29,0	34,7	22,4

Таблиця 9.5. Зміни річного припливу прісних вод до Тилігульського лиману у різні часові інтервали при наявності на його водозборі штучних водойм

Річка	Приплив прісних вод за різні розрахункові періоди \bar{W}_{POB} , млн.м ³			
Часові інтервали	до початку впливу глобального потепління (до 1989 р.)	2001-2040 рр.	2041-2070 рр.	2071-2098 рр.
Тилігул	33,0	12,0	16,5	8,37
Царега	1,91	0,57	0,74	0,11
Балайчук(Балай)	2,75	0,64	1,05	0,47
Хуторська	0,00	0,00	0,00	0,00
Боковий приплив	1,06	0,36	0,545	0,175
Сума	38,7	13,6	18,8	9,12

Ступінь змін водних ресурсів визначалася за рекомендаціями ООН, згідно з якими зменшення середньої багаторічної величини річного стоку на 10% пов'язується із наявністю значущих змін водних ресурсів; на 50% – руйнацією водних ресурсів, на 70% – безповоротною руйнацією.

Установлено, що за сценарієм глобального потепління M10 приплив прісних вод зі стоком річок, режим яких непорушений водогосподарською

діяльністю, буде зменшуватися в усі розглянуті розрахункові періоди при порівнянні із періодом до 1989 р. (табл. 9.6). У період 2001-2040 рр. очікується зменшення природних водних ресурсів на 48%. За рахунок збільшення опадів у 2041-2070 рр. процес руйнації водних ресурсів дещо загальмується і зниження буде становити 38%, проте у подальшому знов розвиватиметься. У період 2071-2098 рр. водні ресурси зменшаться до 60%. При збереженні сучасної ситуації із штучними водоймами у 2001-2040 рр. надходження прісних вод від водотоків до Тилігульського лиману в умовах глобального потепління при порівнянні із даними до 1989 р. зменшиться на 75%; у 2041-2070 рр. – на 66%; у 2071-2098 рр. – на 84% .

Таблиця 9.6. Зміни водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману під впливом водогосподарської діяльності та глобального потепління (сценарій М10)

Умови формування стоку	Зміни водних ресурсів у різні розрахункові періоди, %			
	до 1989р.	2001-2040 рр.	2041-2070 рр.	2071-2098 рр.
Під дією глобального потепління	0,0	-48,2	-38,0	-60,0
Під дією водогосподарських перетворень та глобального потепління	-30,9	-75,1	-66,4	-83,7

Визначення статистичних параметрів річного стоку за моделлю «клімат-стік» дозволяє установити його характеристики у роки різної водності. До кінця ХХІ сторіччя наслідки змін глобального клімату, визначені за моделлю «клімат-стік» з використанням даних сценарію М10, будуть такими, що водні ресурси річок Царега, Балайчук будуть безповоротно зруйновані, а стік від річки Тилігул надходитиме до Тилігульського лиману лише у багатоводні роки (табл. 9.7).

У таблицях 9.8-9.10 представлені схеми внутрішньорічного розподілу стоку по сезонах у характерні за водністю роки на ХХІ сторіччя. Установлено, що на відміну від внутрішньорічного розподілу, який був характерний для річки Тилігул до 1989 р., у середні за водністю роки зменшиться внесок сезону «весна» та зросте внесок сезону «літо» (табл. 9.8). Тенденція до зростання ролі стоку зимового сезону, притаманна початку ХХІ сторіччя, перейде у тенденцію до його зменшення. У багатоводні роки внесок весняного сезону у формування річного стоку практично не зміниться, проте зменшиться внесок сезону «зима» (табл. 9.9).

Таблиця 9.7. Характеристики природного та побутового річного стоку (об'єми) у роки різної водності (2071-2098 рр., сценарій М10)

Річка	Статистичні параметри природного річного стоку			Річний стік заданої забезпеченості, млн. м ³					
	\bar{W} , млн. м ³	C_V	C_S	$W_{1\%}$	$W_{5\%}$	$W_{25\%}$	$W_{50\%}$	$W_{75\%}$	$W_{95\%}$
Тилігул (в умовах глобального потепління)	17,8	2,26	3,86	191	95,2	18,9	1,03	0,00	0,00
Тилігул (в умовах глобального потепління та водогосподарської діяльності)	8,37	3,58	6,08	150	24,3	3,88	0,00	0,00	0,00

Таблиця 9.8. Внутрішньорічний розподіл кліматичного стоку у басейні Тилігульського лиману (у відсотках від річної величини) для середнього за водністю року

Часовий інтервал	Весна III-V	Літо VI-IX	Осінь X-XI	Зима XII-II
до 1989 року	78,6	9,7	1,9	9,8
1971-2000 рр.	75,9	6,6	0,4	17,1
1989-2011 рр.	65,6	6,2	0,3	27,9
2011-2025 рр.	71,0	17,4	0,70	10,9
2026-2040 рр.	62,6	28,5	2,65	6,25
2041-2070 рр.	54,2	39,6	4,6	1,60
2071-2098 рр.	50,3	41,2	2,1	6,40

Таблиця 9.9. Внутрішньорічний розподіл кліматичного стоку у басейні Тилігульського лиману (у відсотках від річної величини) для багатоводного року

Часовий інтервал	Весна III-V	Літо VI-IX	Осінь X-XI	Зима XII-II
до 1989 року	76,7	11,8	3,7	7,8
2011-2025 рр.	63,8	35,1	0,84	0,26
2026-2040 рр.	71,3	27,6	0,90	0,20
2041-2070 рр.	78,8	20,1	0,97	0,13
2071-2098 рр.	74,9	23,3	1,7	0,10

У маловодні роки внутрішньорічний розподіл мало чим відрізнятиметься від типового: основна частина стоку проходитиме у весняний сезон, а у інші сезони стік буде практично відсутній (табл. 9.10). У період 2041-2070 рр. за рахунок збільшення опадів зростатиме стік сезону «літо».

Таблиця 9.10. Внутрішньорічний розподіл кліматичного стоку у басейні Тилігульського лиману (у відсотках від річної величини) для маловодного року

Часовий інтервал	Весна III-V	Літо VI-IX	Осінь X-XI	Зима XII-II
до 1989 року	86,4	8,00	0,00	5,6
2011-2025рр.	98,5	0,00	0,45	1,05
2026-2040рр.	86,7	11,4	0,20	1,70
2041-2070рр.	74,8	22,9	0,00	2,30
2071-2098рр.	97,3	2,30	0,40	0,00

Для прогнозу гідроекологічного стану Тилігульського лиману бажано отримати вікову реалізацію випадкового процесу стоку, представлену у вигляді місячних даних. Для її побудови розрахунки виконувалися таким чином:

- визначення статистичних параметрів річного (природного або побутового) стоку за розрахунковий інтервал за методиками моделі «клімат-стік»;

- визначення β_H для кожного року;
- установлення емпіричної забезпеченості β_H для кожного року та використання цієї величини як забезпеченості водності року;
- розрахунки річного стоку установленної забезпеченості;
- розрахунки сезонного стоку у кожному році з використанням внутрішньорічних розподілів, наведених у табл. 9.8 - 9.10;
- розрахунки місячного стоку з використанням розподілу стоку у межах кожного сезону (табл. 9.11- 9.12).

Результати розрахунків стоку річок у середній за водністю рік у природних та порушених водогосподарською діяльністю умовах наведені як приклад у табл. 9.13-9.14.

Після визначення місячного стоку за наведеною послідовністю для чотирьох періодів змін клімату нами була отримана реалізація випадкового процесу тривалістю 87 років (2011-2098 рр.) або 1044 місяців, яка використовувалась як вихідна при застосуванні моделі водно-сольового балансу лиману.

Таблиця 9.11. Схема розподілу (%) стоку по місяцях в характерні за водністю роки, у межах весняного та літнього сезону

Водність року	Весна			Літо			
	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Середній за водністю	25.8	65.5	8.7	68.0	32.0	0.0	0.0
Багатоводний	28.9	64.1	6.9	41.5	33.9	24.6	0.0
Маловодний	28.8	56.6	14.6	100	0.0	0.0	0.0

Таблиця 9.12. Схема розподілу (%) стоку по місяцях в характерні за водністю роки, у межах осіннього та зимового сезонів

Водність року	Осінь		Зима		
	X	XI	XII	I	II
Середній за водністю	50.0	50.0	16.5	24.3	59.1
Багатоводний	0.00	100	31.6	25.4	43.0
Маловодний	0.00	0.00	0.00	0.00	100

Таблиця 9.13. Середні місячні витрати (м³/с) природного стоку річок басейну Тилігульського лиману для середнього за водністю року за період 2001-2040 рр. (сценарій М10)

Річка	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Рік
Тилігул	1,463	3,71	0,4903	2,17	1,02	0,0000	0,0000	0,119	0,119	0,0121	0,0179	0,0434	0,764
Царега	0,116	0,294	0,0389	0,172	0,0808	0,0000	0,0000	0,0094	0,0094	0,0010	0,0014	0,0034	0,0605
Балайчук	0,117	0,297	0,0393	0,174	0,0817	0,0000	0,0000	0,0095	0,0095	0,0010	0,0014	0,0035	0,0612
Хуторська	0,0134	0,0339	0,00448	0,0198	0,00931	0,0000	0,0000	0,00109	0,00109	0,00011	0,00016	0,00040	0,0069
Боковий приплив	0,0541	0,137	0,0181	0,0801	0,0377	0,0000	0,0000	0,00440	0,00440	0,00045	0,00066	0,00160	0,0282

Таблиця 9.14. Середні місячні витрати (м³/с) побутового стоку річок басейну Тилігульського лиману для середнього за водністю року за період 2001-2040 рр. (сценарій М10)

Річка	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	I	II	Рік
Тилігул	0,729	1,8490	0,2441	1,0812	0,5078	0,0000	0,0000	0,0594	0,0594	0,0060	0,0089	0,0216	0,380
Царега	0,0348	0,0883	0,0118	0,0516	0,0243	0,0000	0,0000	0,0029	0,0028	0,0003	0,0004	0,00103	0,0182
Балайчук	0,0389	0,0986	0,0130	0,0577	0,0271	0,0000	0,0000	0,0032	0,0032	0,0003	0,0005	0,0012	0,0203
Хуторська	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Боковий приплив	0,0219	0,0554	0,00732	0,0324	0,0152	0,00000	0,00000	0,00178	0,00178	0,00018	0,00027	0,00065	0,0114

РОЗДІЛ 10

ГІДРОГРАФІЯ ТА МОРФОМЕТРІЯ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ

Для наукового обґрунтування оптимальних рівнів та солоності води в лимані, моделювання мінливості гідроекологічних характеристик необхідна достовірна інформація про основні морфометричні характеристики водойми (довжину, ширину, глибину, площу водної поверхні, об'єм води при різних відмітках її рівня), сучасна батиметрична карта та дані про особливості рельєфу дна лиману (наприклад, розміри та місцезнаходження западин й підводних гряд), які можуть впливати на процеси водообміну між різними частинами водойми та водно-сольовий режим Тилігульського лиману в цілому. Ці дані також можуть бути використані в природоохоронній діяльності, рибництві, при видобутку лікувальних грязей тощо.

Детальні наукові дослідження морфометричних характеристик і рельєфу дна Тилігульського лиману почалися з середини ХХ ст. і тривають до сьогодні [1-16]. За період більш ніж 50 років цією проблемою займалися такі вчені і фахівці з гідрології й океанології, як М.Ш. Розенгурт – 1961-1974 рр. [12], В.М. Тімченко – 1979-1990 рр. [13, 14], В.В. Адобовський – 2000-2012 рр. [9, 10, 15], О.М. Гриб – 2010-2014 рр. [1, 2, 9, 10], а також організації та установи: Державна гідрометеорологічна служба [11], Одеський філіал Інституту біології південних морів НАН України [10, 15], Інститут гідробіології НАН України [13], Державна установа «Держгідрографія» [16] та Одеський державний екологічний університет (ОДЕКУ) [1, 2, 9, 10].

10.1 Морфометричні характеристики та рельєф дна

До початку ХХІ ст. оцінити основні морфометричні характеристики та особливості рельєфу дна Тилігульського лиману (табл. 10.1) було можливо лише за даними декількох наукових публікацій [11-13] і топографічних карт [4-6].

В 2004 р. Київською військово-картографічною фабрикою надруковано атлас чорноморського узбережжя [16], в якому вперше для вільного користування опублікований план лиману в ізобатах та позначені глибини в деяких місцях водойми. У сучасний період (2009-2014 рр.) дослідженнями рельєфу дна та визначенням морфометричних характеристик водойми (табл. 10.1) займалися науковці ОДЕКУ [1, 2, 9, 10]. У вересні 2010 та 2012 рр. були виконані батиметричні зйомки Тилігульського лиману (більш ніж 7 тис. вимірювань), на основі яких побудована сучасна батиметрична карта (рис. 1.2) [1, 2].

Таблиця 10.1. Морфометричні характеристики Тилігульського лиману [2]

Рік і джерело інформації	1969 р. [11]	1974 р. [12]	1990 р. [13]	2013 р. [1]
Характеристика				
Середня довжина, $L_{\text{сер.}}$, км	35,0	55,0	55,0	52,0
Максимальна довжина, $L_{\text{макс.}}$, км	—	80,0	60,0	63,3
Мінімальна ширина, $B_{\text{мін.}}$, м	0,2	0,2	—	0,2
Середня ширина, $B_{\text{сер.}}$, м	—	—	2,0-3,0	2,5
Максимальна ширина, $B_{\text{макс.}}$, м	3,5	4,5	4,5	5,4
Середня площа водної поверхні, $F_{\text{сер.}}$, млн. м ²	80,0	150	113	129
Максимальна площа поверхні, $F_{\text{макс.}}$, млн. м ²	—	170	—	143
Середній об'єм води, $W_{\text{сер.}}$, млн. м ³	—	250	560	693
Максимальний об'єм води, $W_{\text{макс.}}$, млн. м ³	—	600	—	750
Середня глибина, $h_{\text{сер.}}$, м	—	3,0	5,0	5,4
Максимальна глибина, $h_{\text{макс.}}$, м	19,0	21,0	21,2	22,2
Довжина берегової (урізної) лінії, $L_{\text{уріз.}}$, км	—	—	—	128,2

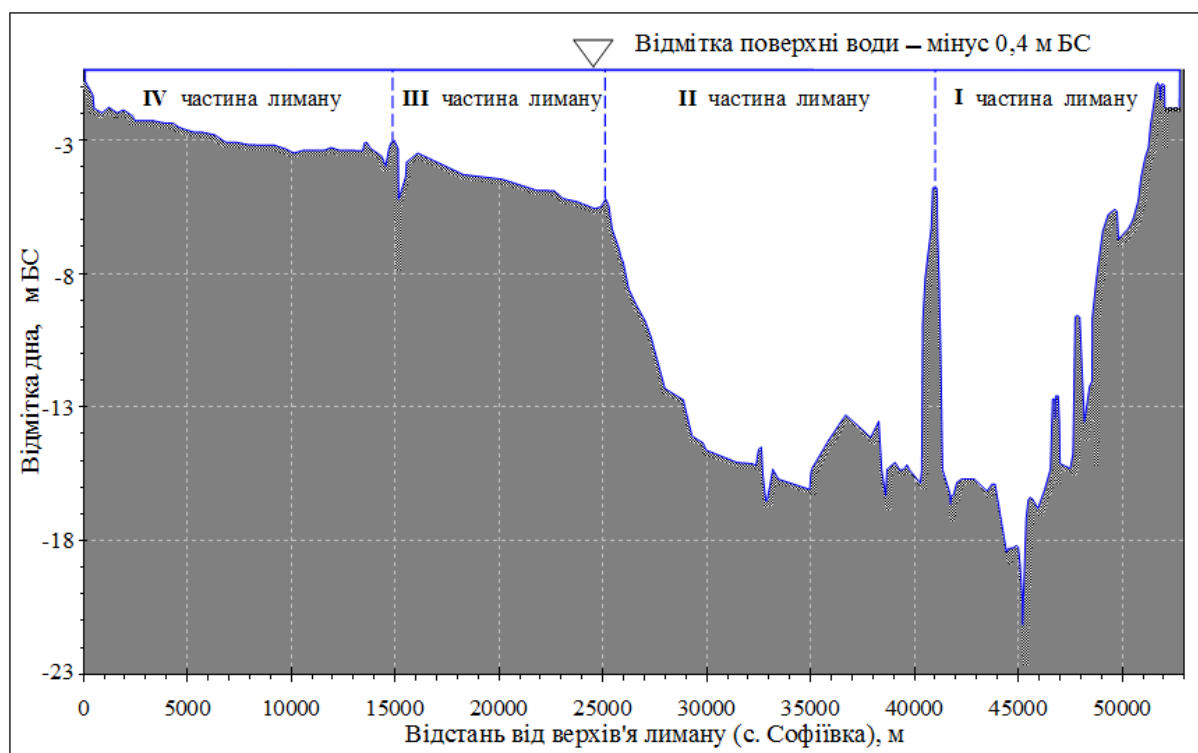


Рис. 10.1. Повздовжній профіль дна Тилігульського лиману по лінії фарватеру (від с. Софіївка до моста на пересипу) [2]

За даними цієї карти побудовано повздовжній профіль по лінії фарватеру (максимальних глибин) лиману, показаний на рис. 10.1. З врахуванням профілю, а також розмірів Калинівської, Кордонської та

Чілової кіс, які займають більш ніж 50% ширини водойми (в місцях їх розташування), Тилігульський лиман був поділений на чотири частини (рис. 10.2), які з'єднуються однойменними з косами протоками. Частини I та II – глибоководні, а III та IV – мілководні.

Об'єми води W та площі водної поверхні F Тилігульського лиману в цілому та кожної з його чотирьох частин при різних рівнях наповнення визначалися із застосуванням функціональних залежностей $F = f(Z)$, $W = f(Z)$ (рис. 10.3-10.7), де Z – умовний горизонт (в метрах) відносно відмітки поверхні води мінус 0,40 мБС. Відповідно, для приведення значень Z до відміток рівня води у лимані у Балтійській системі висот ζ (мБС) використовується формула:

$$\zeta = -(Z + 0,4). \quad (10.1)$$

Залежності визначені на основі даних батиметричної карти [1, 2], при побудові якої використані дані промірів глибин (більш ніж 7 тис. вертикалей), виконаних науковцями ОДЕКУ у ході експедиційних досліджень. Проміри проводились при рівнях води в лимані мінус 0,40 мБС (вересень 2010 р.) та мінус 0,95 мБС (вересень 2012 р.). Нівелювання берегових профілів та оголених ділянок дна до найвищих (максимальних) історичних відміток поверхні води не здійснювалось, тому що при рівнях води, вищих за відмітку мінус 0,40 мБС, площа водної поверхні основної акваторії лиману майже не збільшується, оскільки ложе акваторії лиману при цих відмітках вздовж всієї урізної лінії лиману межує з обривистим берегом.

Точність вимірювання координат берегової лінії при найвищих рівнях води знаходиться в межах граничної похибки визначення положення урізної лінії (± 2 м) при відмітці поверхні води мінус 0,40 мБС. Основні морфометричні характеристики лиману в цілому та різних його частин наведені в табл. 10.2.

Для уточнення значень площ водної поверхні різних частин і всього лиману при рівнях води, вищих за відмітку мінус 0,40 мБС, встановлені місцеположення та площі водної поверхні водойм, які гідравлічно пов'язані з різними частинами основної акваторії лиману, та об'єктів, що відділяють ці водойми від нього (рис. 10.2, табл. 10.3). Шукані характеристики визначались за даними натурних обстежень лиману в період з 2010 по 2014 рр. [1, 2, 9, 10], паспорту р.Тилігул [3], карт масштабів 1:100000 [4, 5] та 1:50000 [6], супутникових знімків, виконаних радіометром Landsat [7] та оброблених в програмі Google Earth 7.0.3.8542 [8].

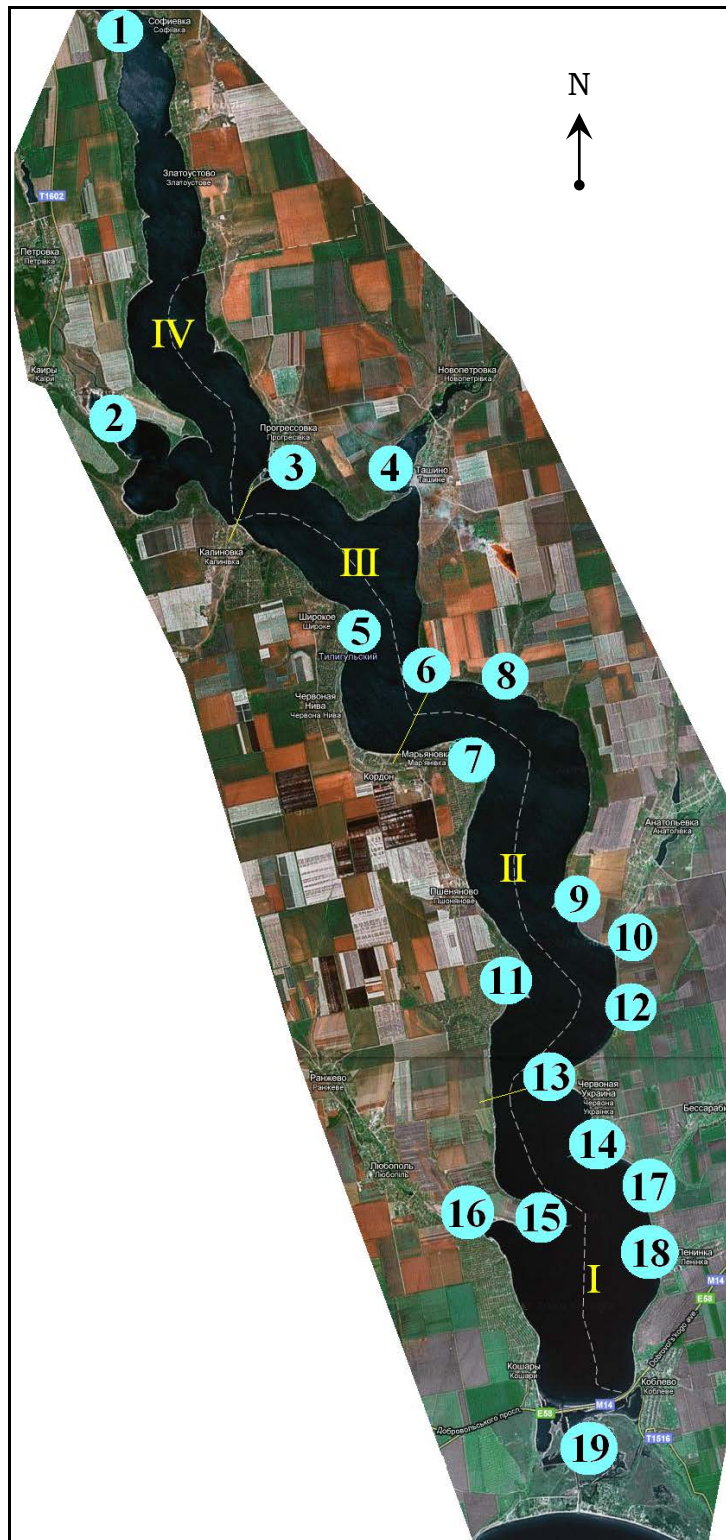


Рис. 10.2. Місцезнаходження частин Тилигульського лиману (I, II, III, IV) та водойм на його узбережжі (1-19), які гідравлічно пов'язані з різними частинами основної акваторії лиману [2]

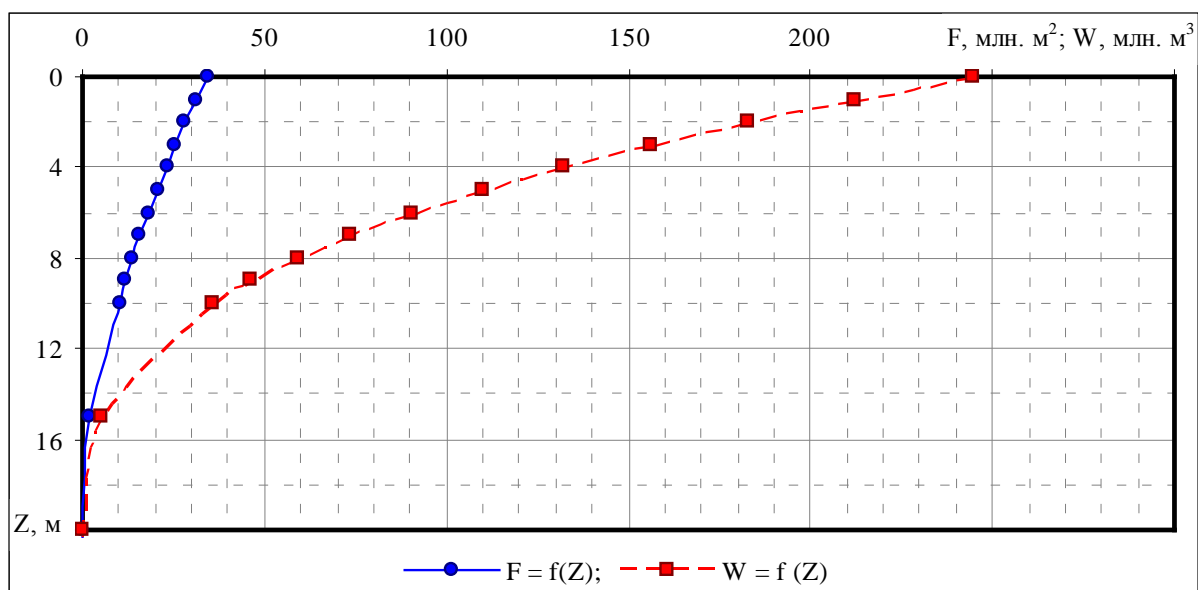


Рис. 10.3. Криві площ водної поверхні $F = f(Z)$ та об'ємів води $W = f(Z)$ I частини (від Чілової коси до низов'я) Тилигульського лиману [1, 2]

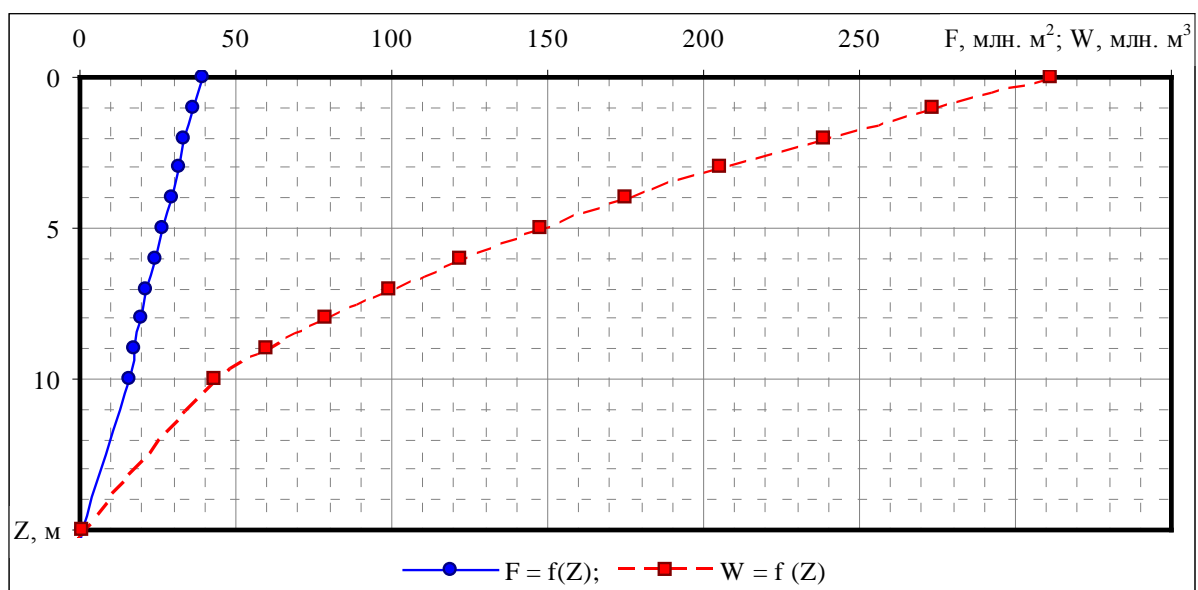


Рис. 10.4. Криві площ водної поверхні $F = f(Z)$ та об'ємів води $W = f(Z)$ II частини (від Кордонської до Чілової коси) Тилигульського лиману [1, 2]

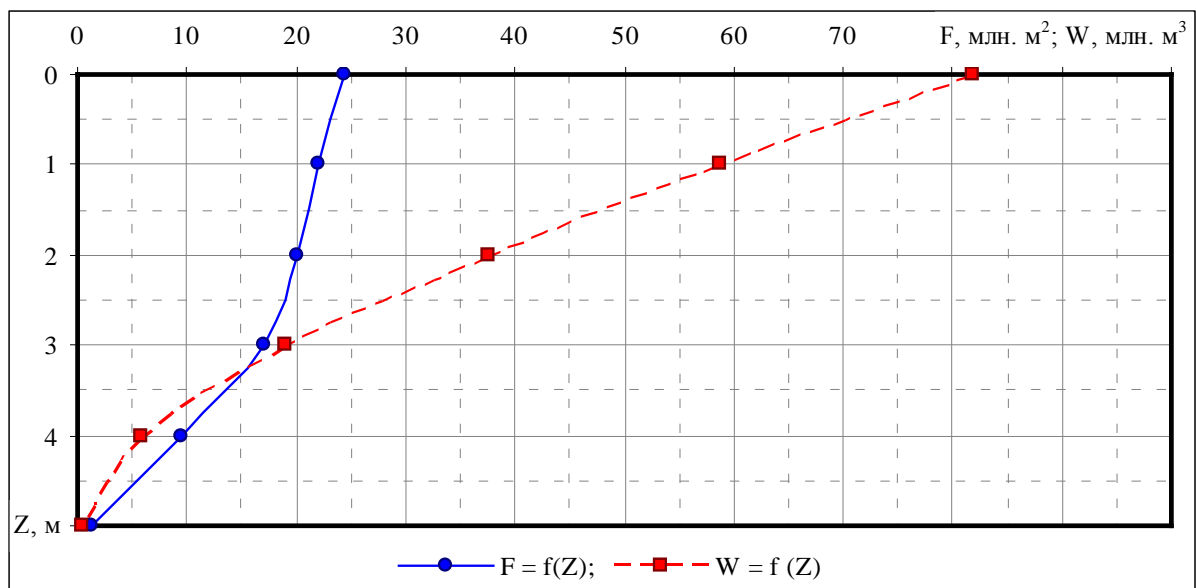


Рис. 10.5. Криві площ водної поверхні $F = f(Z)$ та об'ємів води $W = f(Z)$ III частини (від Калинівської до Кордонської коси) Тилігульського лиману [1, 2]

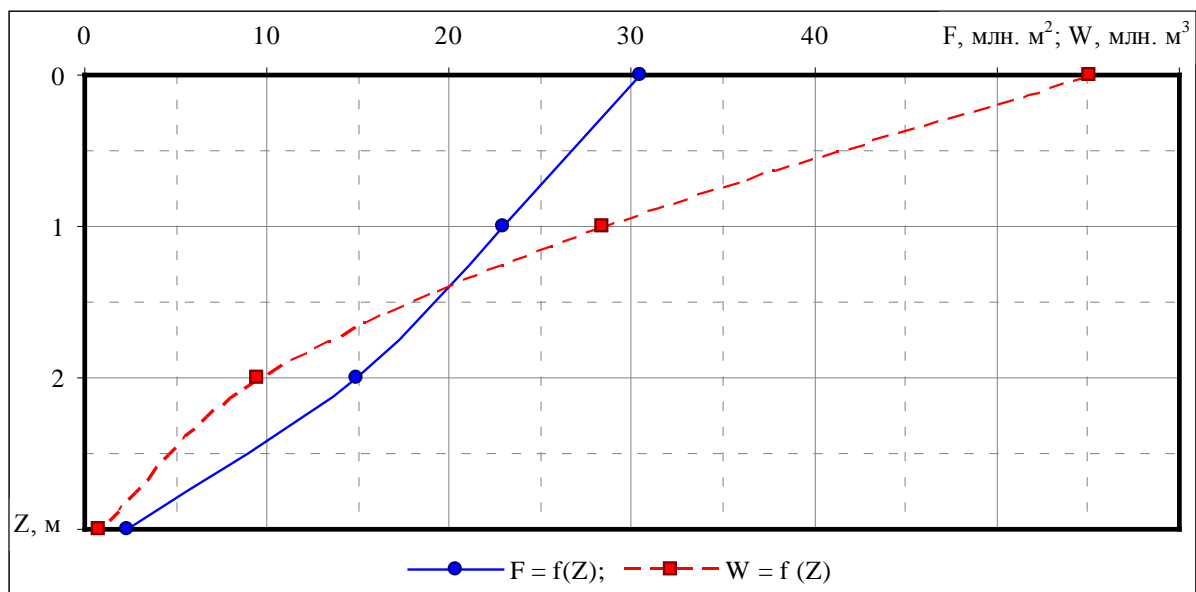


Рис. 10.6. Криві площ водної поверхні $F = f(Z)$ та об'ємів води $W = f(Z)$ IV частини (від верхів'я до Калинівської коси) Тилігульського лиману [1, 2]

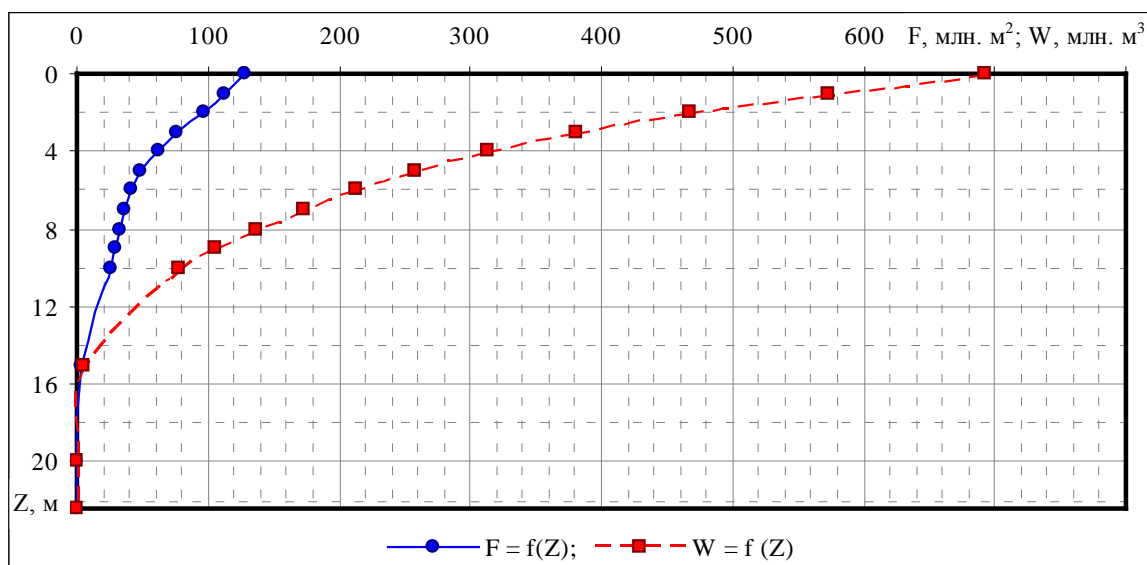


Рис. 10.7. Криві площ водної поверхні $F = f(Z)$ та об'ємів води $W = f(Z)$ Тилігульського лиману [1, 2]

Таблиця 10.2. Основні морфометричні характеристики різних частин і всього Тилігульського лиману при відмітці поверхні води у водоймі мінус 0,4 мБС [2]

Характеристика		Частина лиману				Весь лиман
		I	II	III	IV	
Довжина, L , км		10,8; 14,1 ³	14,8	9,4	17,0; 20,0 ¹ ; 25,0 ²	52,0; 55,0 ¹ ; 60,0 ² ; 63,3 ³
Ширина, B , м	Середня	3,2	2,7	2,6	1,8	2,5
	Мінімальна	1,6	1,6	0,3	0,2	0,2
	Максимальна	5,4	3,8	4,5	5,3	5,4
Глибина, h , м	Середня	7,09	7,89	3,36	1,81	5,38
	Максимальна	22,20	16,40	5,30; 7,40 ⁴	3,70; 7,40 ⁴	22,20
Площа водної поверхні, F , млн. м ²		34,56	39,43	24,38	30,48	128,85
Об'єм води, W , млн. м ³		245,01	311,05	81,86	55,08	693,00
Довжина берегової (урізної) лінії, $L_{уріз}$, км	Східний	12,5	19,0	13,2	15,8	60,5
	Південний	2,7	—	—	—	2,7
	Західний	13,6	13,8	11,4	26,2	65,0
	Всього	28,8	32,8	24,6	42,0	128,2

Примітки:

¹ – з врахуванням ділянки с.Софіївка – гирло р.Тилігул (с. Сахарове) [3];

² – з врахуванням ділянки с.Софіївка – дамба між с.Косівка та с.Мар'янівка;

³ – з врахуванням середньої довжини пересипу (3,3 км) між лиманом і морем;

⁴ – з врахуванням поглиблення штучного походження (можливо, місця вибуху бомби).

Таблиця 10.3. Площі водної поверхні водойм, які гідравлічно пов'язані з різними частинами Тилігульського лиману, та об'єктів, що відділяють ці водойми від нього [2]

Позначення ¹		Площа водойми, млн. м ²	Наявність коси та пересипу	Площа коси або пересипу, млн. м ²	Частина лиману
1	$F_{\text{верх.Т.л.}}$	8,63	Немає	–	IV
2	$F_{\text{верх.Б.л.}}$	0,70	Немає	–	IV
3	$F_{\text{Прог.зат.-оз.}}$	0,67	Коса, пересип	0,26	IV
4	$F_{\text{Цар.лим.}}$	1,47	Царегська коса	0,16	III
5	$F_{\text{Шир.оз.}}$	0,02	Пересип	0,04	III
6	$F_{\text{Корд.оз.}}$	0,02	Пересип	0,04	III
7	$F_{\text{Мар.оз.}}$	0,03	Пересип	0,05	II
8	$F_{\text{Кеф.лим.}}$	0,02	Пересип	0,01	II
9	$F_{\text{Анат.оз.}}$	0,06	Пересип	0,08	II
10	$F_{\text{Хут.лим.}}$	0,19	Хуторська коса	0,03	II
11	$F_{\text{Ран.оз.}}$	0,05	Пересип	0,03	II
12	$F_{\text{Чаб.лим.}}$	0,03	Пересип	0,01	II
13	$F_{\text{Чіл.оз.}}$	0,10	Пересип	0,15	I
14	$F_{\text{Черв.оз.}}$	0,16	Пересип	0,11	I
15	$F_{\text{Люб.оз.}}$	0,02	Пересип	0,04	I
16	$F_{\text{Кам.лим.}}$	0,60	Пересип	0,07	I
17	$F_{\text{Бес.лим.}}$	0,02	Пересип	0,01	I
18	$F_{\text{Лен.лим.}}$	0,01	Пересип	0,01	I

Примітка: ¹ – номери водойм згідно з рис. 10.2, назви водойм приведені в поясненнях до формул (10.2) – (10.5).

Наприклад, при відмітках, близьких до мінус 0,40 мБС, на східному березі Тилігульського лиману через канал-гирло (ширина – 10-15 м, глибина $\approx 0,5-1,0$ м) наповнюється гирлова ділянка р.Царега – Царезький лиман (на північно-західній межі с.Ташине). Незначні глибини (до 0,5 м) та в'язкі мулисто-піщані донні відклади цієї водойми не дозволили під час батиметричних зйомок Тилігульського лиману виконати проміри глибин або нівелювання поверхні дна Царезького лиману, відділеного від акваторії Тилігульського лиману піщаним пересипом-косою (ширина 100-250 м) з відмітками поверхні \approx мінус 0,4-0,0 мБС. За даними візуальних натурних спостережень і фотографічних матеріалів також встановлено, що Царезький лиман має майже горизонтальне дно на 0,05-0,50 м нижче відмітки мінус 0,40 мБС. З урахуванням цього прийнято, що при наповненні цієї водойми через з'єднувальний канал-гирло водами Тилігульського лиману – з півдня або водами р.Царега – з півночі, коритоподібне дно лиману при рівні води мінус 0,40 мБС буде майже повністю вкрите водою.

Також встановлено, що при відмітках поверхні води вище мінус 0,40 мБС площа водної поверхні Царезького лиману майже не буде змінюватися та дорівнюватиме $F_{\text{Цар.лим.}} = 1,47$ млн. м². Тому об'єм води лиману $W_{\text{Цар.лим.}}$, млн. м³, при рівнях води, вищих за мінус 0,40 мБС, може бути визначений як добуток $F_{\text{Цар.лим.}}$ і величини перевищення рівнем води цієї відмітки. Аналогічні оцінки (табл. 10.3) отримані для всіх 18 водойм, що знаходяться у верхів'ях та вздовж східного та західного берегів лиману (рис. 10.2).

Уточнені об'єми води та площі водної поверхні Тилігульського лиману та різних його частин при відмітках рівня води, вищих за мінус 0,40 мБС [17], визначалися як сума об'ємів і площ при $Z = 0$ м (рис. 10.3-10.7) та об'ємів і площ водойм (за виключенням водойм пересипу), які гідравлічно пов'язані з різними частинами лиману (табл. 10.3). Зокрема, площа I частини лиману F_I (млн. м²):

$$F_I = F_{I,\text{кр.}} + F_{\text{Чіл.оз.}} + F_{\text{Черв.оз.}} + F_{\text{Люб.оз.}} + F_{\text{Кам.лим.}} + F_{\text{Бес.лим.}} + F_{\text{Лен.лим.}}, \quad (10.2)$$

де $F_{I,\text{кр.}}$ – площа водної поверхні I частини лиману при рівні води мінус 0,4 мБС ($Z = 0$ м), млн. м², (рис. 10.3);

$F_{\text{Чіл.оз.}}$, $F_{\text{Черв.оз.}}$, $F_{\text{Люб.оз.}}$, $F_{\text{Кам.лим.}}$, $F_{\text{Бес.лим.}}$, $F_{\text{Лен.лим.}}$ – відповідно площі водних поверхонь Чілового озера, Червоноукраїнських озер, Любопільського озера, Кам'янистого лиману, водойм гирлових ділянок балок без назв, для яких прийняті назви «Бессарабський лиман» та «Ленінський лиман», які гідравлічно пов'язані з I частиною Тилігульського лиману (за виключенням водойм пересипу) та є невід'ємними елементами її водної акваторії (табл. 10.3), млн. м².

Площа II-ї частини лиману, F_{II} (млн. м²) при рівнях води вищих за відмітку мінус 0,4 мБС:

$$F_{II} = F_{II,\text{кр.}} + F_{\text{Мар.оз.}} + F_{\text{Кеф.лим.}} + F_{\text{Анат.оз.}} + F_{\text{Хут.лим.}} + F_{\text{Ран.оз.}} + F_{\text{Чаб.лим.}}, \quad (10.3)$$

де $F_{II,\text{кр.}}$ – площа водної поверхні II частини лиману при $Z = 0$ м, млн. м², (рис. 10.4);

$F_{\text{Мар.оз.}}$, $F_{\text{Кеф.лим.}}$, $F_{\text{Анат.оз.}}$, $F_{\text{Хут.лим.}}$, $F_{\text{Ран.оз.}}$, $F_{\text{Чаб.лим.}}$ – відповідно площі водних поверхонь Мар'янівського озера, гирлової ділянки балки без назви, утвореної злиттям балок Кефалевої та Отаманської, для якої прийнята назва «Кефалевий лиман», Анатолівського озера, Хуторського лиману, Ранжевого озера, гирлової ділянки балки Чабан'я, для якої прийнята назва «Чабанський лиман» (табл. 10.3), млн. м².

Площа III частини лиману F_{III} (млн. м²) при рівнях води вищих за відмітку мінус 0,4 мБС:

$$F_{III} = F_{III,\text{кр.}} + F_{\text{Цар.лим.}} + F_{\text{Шир.оз.}} + F_{\text{Корд.оз.}}, \quad (10.4)$$

де $F_{\text{III,кр.}}$ – площа водної поверхні III частини лиману при рівні води мінус 0,4 мБС ($Z = 0$ м), млн. м², (рис. 10.5);

$F_{\text{Цар.лим.}}$, $F_{\text{Шир.оз.}}$, $F_{\text{Корд.оз.}}$ – відповідно площі водних поверхонь Царезького лиману та гирлової ділянки річки Царега, Широкинського озера, Кордонського озера (табл. 10.3), млн. м².

Площа IV-ї частини лиману F_{IV} при рівнях води вищих за відмітку мінус 0,4 мБС:

$$F_{\text{IV}} = F_{\text{IV,кр.}} + F_{\text{верх.Т.л.}} + F_{\text{верх.Б.л.}} + F_{\text{Прог.зат.-оз.}}, \quad (10.5)$$

де $F_{\text{IV,кр.}}$ – площа водної поверхні IV-ї частини лиману при $Z = 0$ м, млн. м², (рис. 10.6);

$F_{\text{верх.Т.л.}}$, $F_{\text{верх.Б.л.}}$, $F_{\text{Прог.зат.-оз.}}$ – відповідно площі водних поверхонь плавневої ділянки р. Тилігул та верхів'я Тилігульського лиману, плавневої ділянки р. Балай та верхів'я Балайського лиману, Прогресівської затоки-озера (табл. 10.3), млн. м².

Площа водної поверхні всього лиману F , млн. м², при рівнях води, вищих за відмітку мінус 0,4 мБС, визначається як сума площ окремих його частин.

З використанням уточнених значень F_i площ водних поверхонь чотирьох частин Тилігульського лиману та з урахуванням того, що при рівнях води, вищих за відмітку мінус 0,40 мБС, ці площі майже не змінюються, об'єми води W_i (млн. м³) відповідних частин обчислюються за рівнянням

$$W_i = W_{i,\text{кр}} + F_i (\zeta_i + 0,40), \quad (10.6)$$

де ζ_i – відмітка поверхні води i -ї частини лиману, мБС;

$W_{i,\text{кр}}$ – об'єм води i -ї частини лиману при рівні води мінус 0,4 мБС ($Z = 0$ м);

F_i – площа водної поверхні i -ї частини лиману, визначена за рівняннями (10.2)-(10.5), млн. м².

Об'єм води (наповнення) всього лиману W_T , млн. м³, при рівнях води вищих за відмітку мінус 0,4 мБС, визначається як

$$W_T = \sum_{i=I}^{IV} W_i, \quad (10.7)$$

де W_i – об'єми кожної з чотирьох частин лиману, визначені за формулою (10.6).

За даними батиметричних зйомок також були побудовані профілі дна проток (рис. 10.8-10.10) між різними частинами лиману, а саме: Калинівської протоки – між IV та III частинами; Кордонської протоки – між III та II частинами; Чілової протоки – між II та I частинами.

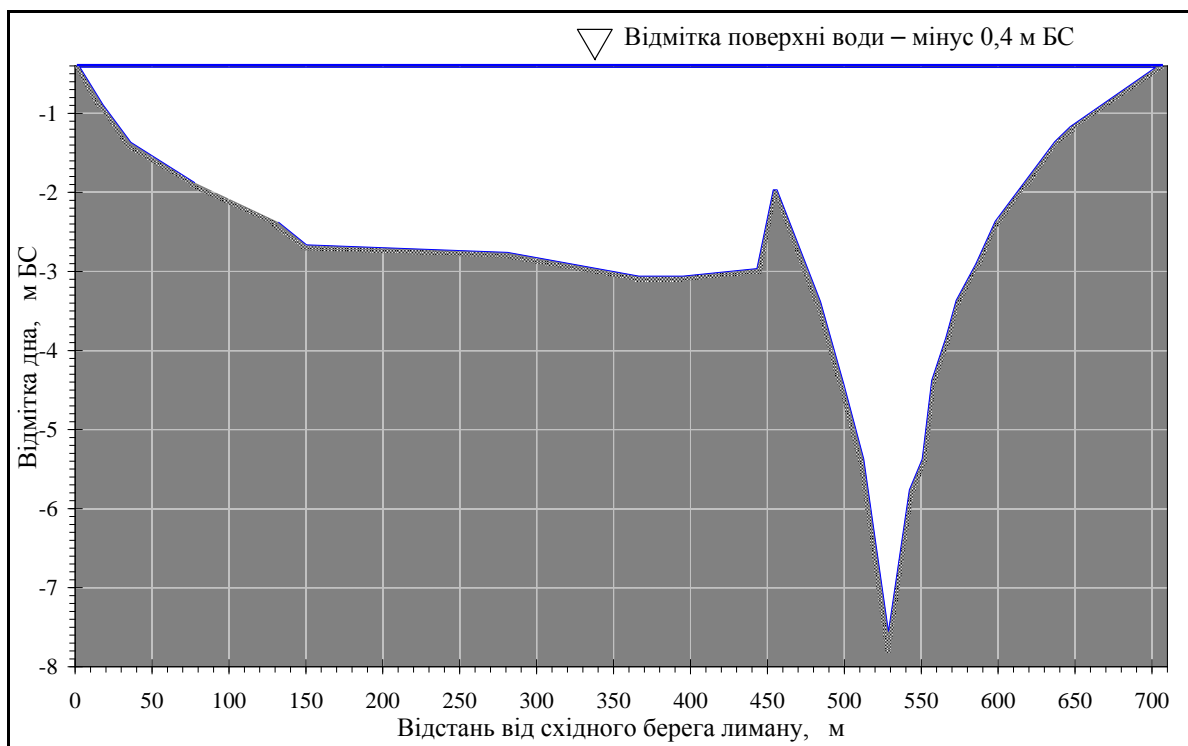


Рис. 10.8. Поперечний профіль дна Калинівської протоки [2]

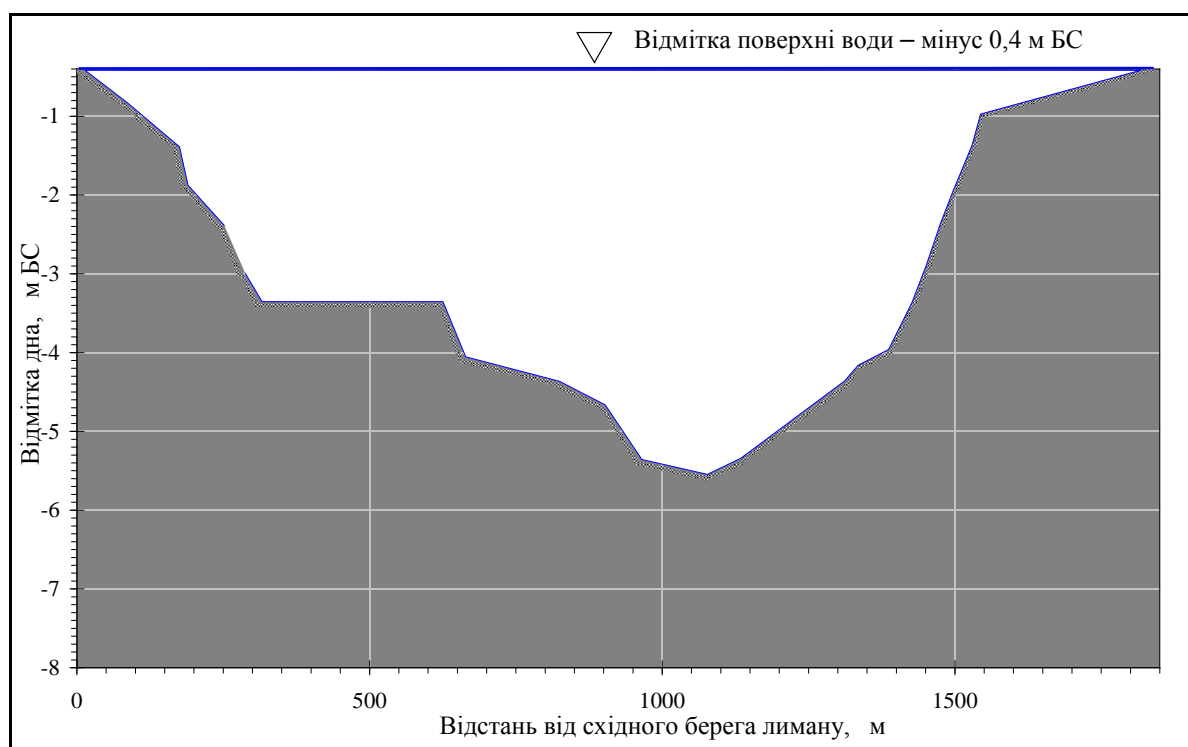


Рис. 10.9. Поперечний профіль дна Кордонської протоки [2]

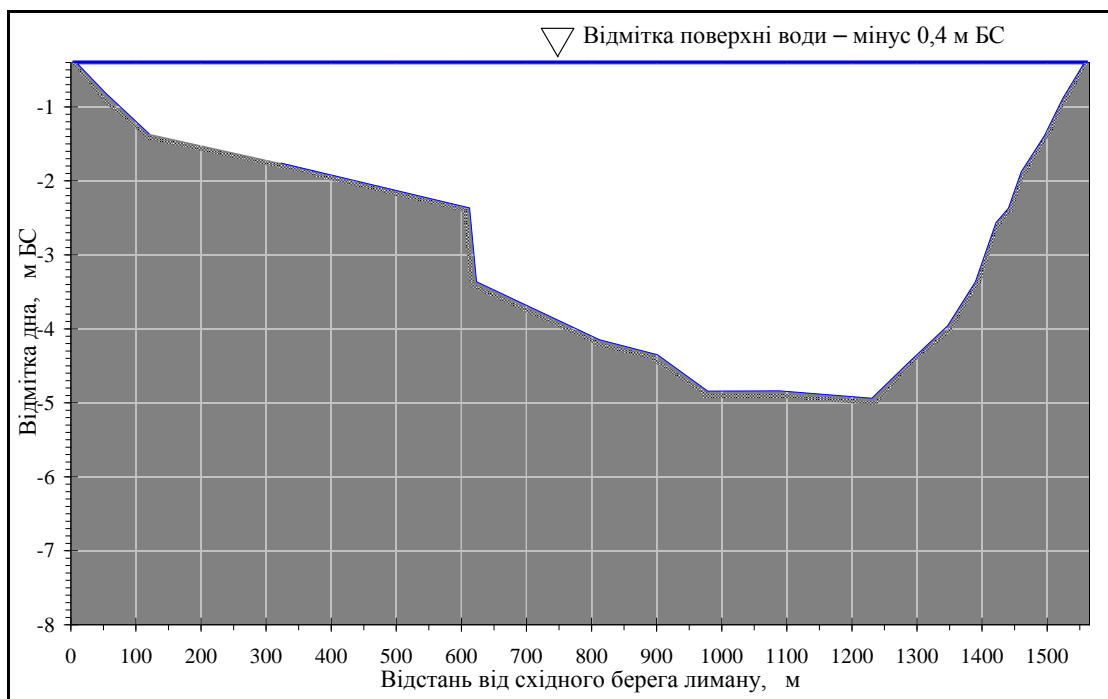


Рис. 10.10. Поперечний профіль дна Чілової протоки [2]

Встановлено, що максимальна глибина Чілової протоки (рис. 10.10) при відмітці води в лимані мінус 0,4 мБС становить лише 5,0 м, хоча середні глибини I та II частин лиману, які вона з'єднує, відповідно дорівнюють 7,1 та 7,9 м, а найбільші – 22,2 та 16,4 м (табл. 10.2). Ця особливість пояснюється тим, що Чілова протока знаходиться в створі Чілової коси на східному березі лиману, формування якої почалося ще в XIX ст. (рис. 10.11) та імовірно завершиться суцільним пересипом між I та II частинами лиману. Таке припущення частково підтверджується даними батиметричної карти цієї ділянки лиману за 2004 р., де максимальні глибини Чілової протоки становлять більше 10 м [16].

Максимальна глибина Калинівської протоки (рис. 10.8) при рівні води мінус 0,4 мБС становить 7,4 м, утворюючи «яму», оскільки середні глибини III та IV частин лиману, які вона з'єднує, дорівнюють 3,4 та 1,8 м, а найбільші – 5,3 та 3,7 м (табл. 10.2). Одним з варіантів виникнення цієї «ями» (за даними опитувань мешканців с. Калинівка) є вибух бомби в місці дамби (або пересипу) через Калинівську протоку під час II Світової війни. На користь цієї версії свідчать топографічна карта за 1869 р. [18] (рис. 10.12) та дані німецьких військових карт періоду війни [19], на яких Калинівської протоки не було, а в місці між с.Прогресівка та с.Калинівка була дамба з автомобільною дорогою, що відокремлювала IV частину Тилігульського лиману від іншої акваторії водойми.

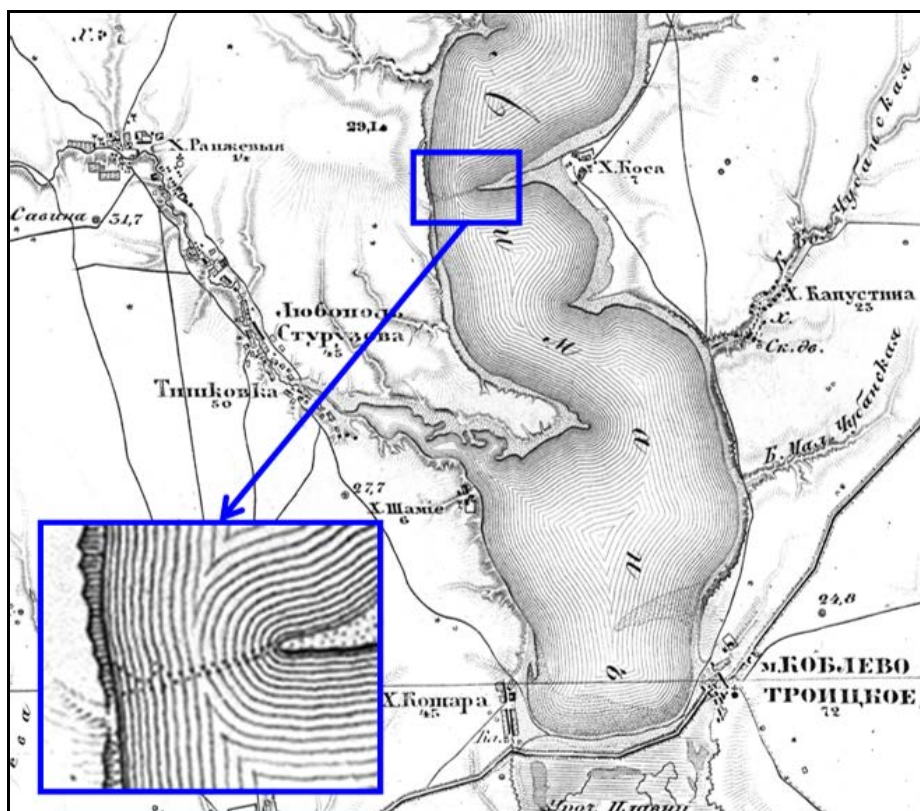


Рис. 10.11. Фрагмент карти ділянки Тилігульського лиману за 1869 р. [18] з Чіловою косою, протокою та підводною грядою (збільшений фрагмент)

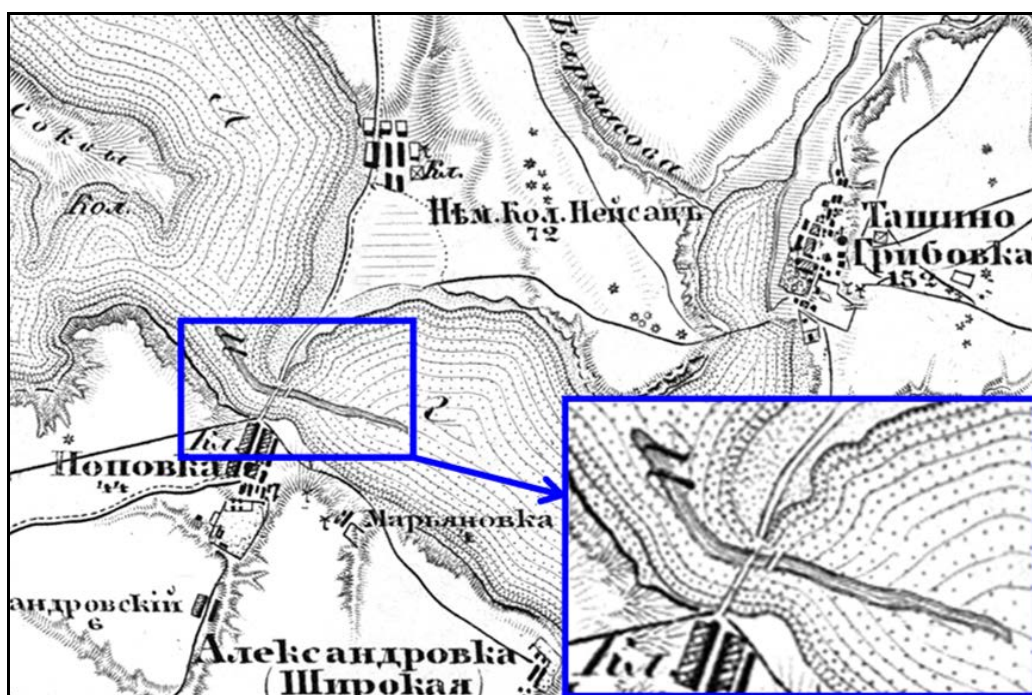


Рис. 10.12. Фрагмент карти верхів'я Тилігульського лиману за 1869 р. [18] з пересипом або дамбою в районі с. Калинівка (збільшений фрагмент)

Характерною рисою рельєфу дна лиману є наявність підводних гряд і западин (русел) вздовж берегових ліній водойми, особливо в частинах I, II лиману [1, 2]. Наприклад, на поперечному перерізі лиману в створі, спрямованому на найглибше місце водойми (рис. 10.13), видно, що на східному схилі ложа лиману налічується аж чотири гряди висотою від 1 до 8 м, які чергуються із западинами дна (до 22,2 м). Останні можливо є залишками русел древньої дельти р. Тилігул або результатом процесів формування рельєфу дна лиману в останні десятиріччя.

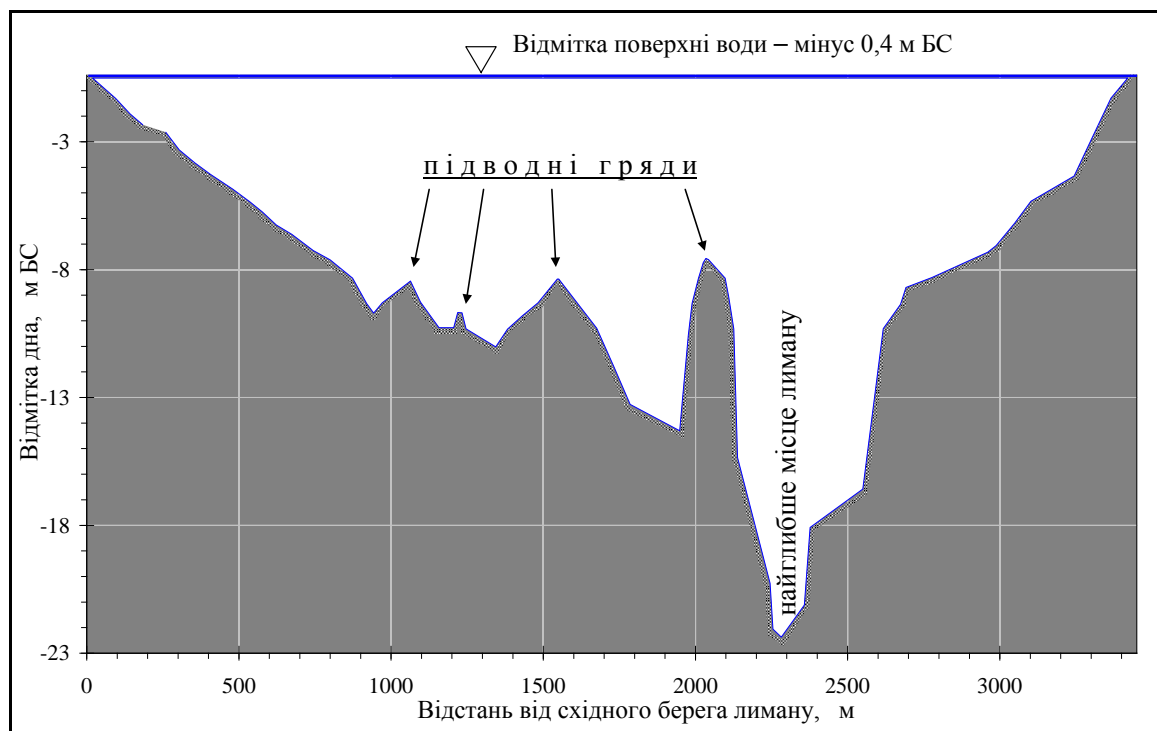


Рис. 10.13. Поперечний профіль дна Тилігульського лиману в створі від гирла балки на східному березі лиману (західніше с. Бессарабка) через найглибше місце лиману (22,2 м) до його західного берега (550 м на північний захід від надводного піка Любопільської коси) [2]

10.2 Характеристика з'єднувального каналу «лиман-море»

На фрагментах карт за 1791-1792 рр. (рис. 10.14а) [20] та 1793-1796 рр. (рис. 10.14б) [21] показано, що Тилігульський лиман («*Лиманъ Делигюльской*») в кінці XVIII ст. вільно з'єднувався з Чорним морем. Вільне з'єднання лиману з морем було до 1843 р., але вже у 1865 р. лиман був відокремлений від моря суцільним пересипом [11].

В багатоводні роки та під час штормів пересип прорізувався вимоїнами, через які відбувався водообмін лиману з морем [11].

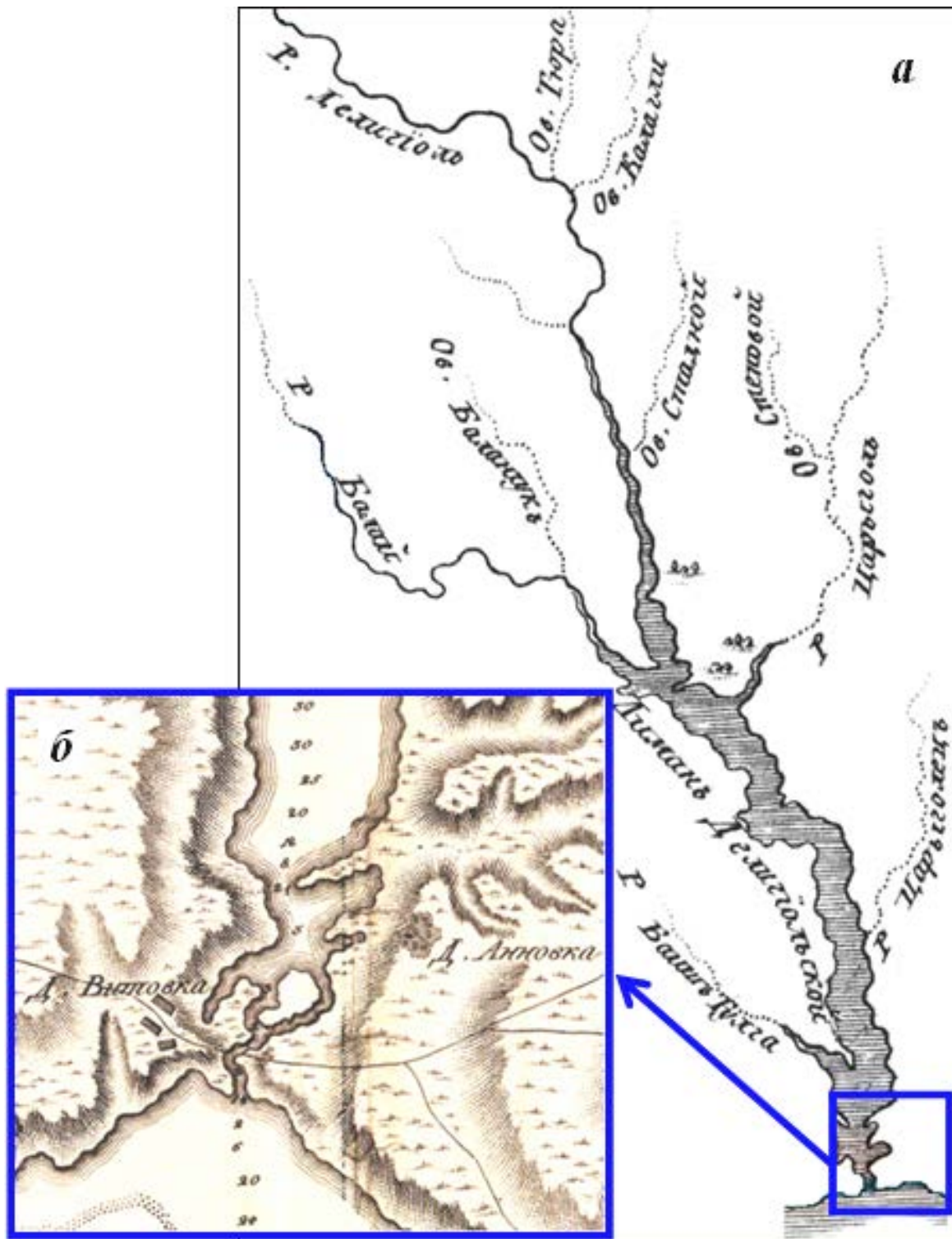


Рис. 10.14. Фрагменти гідрографічних карт басейну Тилігульського лиману за 1791-1792 рр. (а) [20] та пересипу між лиманом і Чорним морем за 1793-1796 рр. (б) [21]. Арабські цифри (з верху до низу), на фрагменті б: 30, 30, 25, 20, 12, 8, 21, 3, 3, 2, 2, 1½, 2, 6, 20, 24 – глибина в футах

У липні 1958 р. для поліпшення водообміну на пересипі був проритий штучний з'єднувальний канал [17] (рис. 10.15) довжиною до 4 км, шириною 30 м та глибиною 3 м [11], на якому було встановлено залізобетонний шлюз [6, 11, 12].

Офіційних даних про режим функціонування або експлуатації каналу (наприклад, періоди, коли шлюз був відкритий; напрямки і швидкості течії, витрати, рівні та солоність води; морфометричні характеристики каналу при різних відмітках рівня води тощо) немає.

Загальні відомості про функціонування каналу опубліковані лише в деяких наукових виданнях [11-14]. Наприклад, за даними [12] встановлено, що в період 1959-1967 рр. з'єднувальний канал функціонував у весняні й осінні місяці, тому щорічно через цей канал в Тилігульський лиман надходило приблизно 160 млн. м³ морських вод, з яких: 35-80 млн. м³ – восени, 80-125 млн. м³ – навесні.

В 1968 р. канал не функціонував, а навесні 1969 р. – в період водопілля, вода з лиману через цей канал «була скинута» в море [12]. Однак, за даними В.М. Тімченка [13, 14] «найбільш вірогідні значення» щорічних об'ємів припливу морських вод до лиману дорівнюють лише 14,0 млн. м³. Необхідно також зазначити, що дані про основні морфометричні характеристики каналу (довжину, ширину, глибину), які опубліковані в [11], не прив'язані до певної відмітки рівня води, тому потребують додаткової оцінки.

Наприклад, довжина каналу (від моря до південної межі лиману), виміряна на картах за 1987 р. [4, 6], в атласах за 2004 і 2008 рр. [16, 22] та з використанням супутникових знімків за 1995 р. [23] і 2008-2013 рр. [7, 8], становить 3,3 км. Довжину 4,0 км [11] канал буде мати лише в тому випадку, коли відмітки рівнів води в південній (І-й) частині Тилігульського лиману становлять мінус 1,0-1,5 мБС [16, 22], тобто тим рівням, які спостерігалися в лимані в січні-червні 1958 р. (до запуску морських вод) [17].

У зв'язку з тим, що на топографічних картах [2, 6] і в атласах [16, 22] інформація про глибину каналу відсутня, для встановлення значень рівнів води в лимані, при яких глибина каналу в 70-х рр. ХХ ст. дорівнювала 3 м [11], були виконані додаткові дослідження, результати яких наведені нижче.

Якщо допустити, що глибина 3,0 м є максимальною глибиною каналу при середньому багаторічному рівні води мінус 0,4 мБС (в 50-60-х рр. ХХ ст.), а русло каналу мало гідравлічно-вигідний трапецеїдальний профіль поперечного перерізу шириною 30 м по поверхні води та 24 м по дну, то площа перерізу каналу дорівнюватиме 81 м².

При довжині каналу 3300 м, об'єм його русла на початку експлуатації (в липні 1958 р.) при відмітці рівня води мінус 0,4 мБС, дорівнював 0,267 млн. м³.



Рис. 10.15. Фотознімок пересипу між Тилігульським лиманом і Чорним морем [24]

За період з 1970 по 2002 рр. відомості про морфометричні характеристики з'єднувального каналу відсутні. У 2005 р. були опубліковані дані про площі поперечного перерізу та середні глибини каналу при різних відмітках рівня води у 2003-2004 рр. [15]. На основі цих даних визначені зв'язки основних морфометричних характеристик каналу в створі автомобільного моста з рівнями води в каналі з боку лиману [9]

$$w_{\text{кан}} = 23,61 \zeta_{\text{кан}} + 37,96, \quad (10.8)$$

$$h_{\text{кан}} = 0,59 \zeta_{\text{кан}} + 1,52, \quad (10.9)$$

$$B_{\text{кан}} = 6,65 \cdot \zeta_{\text{кан}} + 24,77, \quad (10.10)$$

де $\zeta_{\text{кан}}$ – відмітки рівнів води в каналі з сторони лиману, від плюс 0,08 до мінус 2,58 мБС;

$w_{\text{кан}}$ – площа водного перерізу каналу з боку лиману, м²;

$h_{\text{кан}}$ – середня глибина в каналі з боку лиману, м;

$B_{\text{кан}}$ – ширина каналу по поверхні води з боку лиману, м.

За рівнянням (10.8) визначено, що при відмітці рівня води мінус 0,4 мБС, площа поперечного перерізу каналу дорівнюватиме 28,52 м². Отже, при довжині каналу 3300 м, об'єм русла каналу в кінці 2003 р. дорівнював 0,094 млн. м³. Таким чином, встановлено, що за 45 років функціонування каналу (1958-2003 рр.) об'єм русла при $\zeta_{\text{кан}} = -0,4$ мБС зменшився на 0,173 млн. м³, що пов'язано з осадженням на дно русла каналу завислих речовин (пісок, намул).

З карти 1982 р. масштабу 1:100000 (лист L-36-051 [4]) витікає, що на той час шлюзу на каналі з боку моря вже не було. В середньому за період з 1958 по 2003 рр. основні морфометричні характеристики каналу щорічно зменшувались: площа поперечного перерізу – на $\approx 1,67$ м²; середня глибина – на $\approx 0,03$ м; ширина – на $\approx 0,18$ м. Ця інформація була використана для визначення об'ємів припливу-стоку вод через з'єднувальний канал при моделюванні водно-сольового балансу Тилігульського лиману.

З червня 2001 р. епізодичні спостереження за режимом функціонування з'єднувального каналу між Тилігульським лиманом і Чорним морем здійснюються науковцями ОФ ІБПМ НАН України та ОДЕКУ МОН України [9, 15]. Додатково для визначення стану з'єднання каналу з морем використовувались супутникові знімки [7, 23] та програма Google Earth [8].

Всього за період з червня 2001 р. по вересень 2012 р. здійснено більш ніж 50 спостережень за станом з'єднання каналу з морем, рівнями води в каналі з боку лиману на водомірному посту під мостом

автомобільного шляху «Одеса-Миколаїв», основними морфометричними характеристиками каналу (площами поперечного перерізу, глибиною та шириною), напрямком і швидкістю течії в каналі, витратами води, умовами водообміну каналу з водоймами пересипу, солоністю води. Майже половина цих спостережень виконана в той час, коли канал з'єднувався з морем (переважно з квітня по червень). З них лише в п'ятій частині вимірювань були випадки, коли вода рухалась з лиману в море.

РОЗДІЛ 11

ГІДРОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ

11.1 Мінливість рівня води

Водний режим Тилігульського лиману визначається об'ємами припливу вод з його водозбірного басейну, співвідношенням кількості атмосферних опадів, які випадають на водне дзеркало лиману, і об'ємами випаровування з нього, наявністю водообміну лиману з морем через штучний з'єднувальний канал.

Сумарний річний об'єм припливу поверхневих вод в Тилігульський лиман в сучасний період оцінюється в 24 млн.м³ (21,2 млн.м³ – стік р.Тилігул, близько 4,0 млн. м³ – інші водотоки). При загальній площі водного дзеркала лиману 128,85 км², випаровування з його водної поверхні становить 722 мм/рік (при солоності води рівній 20 ‰) або 93 млн.м³. Прибуткова складова, зумовлена атмосферними опадами, дорівнює 58 млн.м³. Таким чином, навіть у середній за водністю рік формується значний дефіцит водного балансу (близько 11 млн.м³), що за відсутності водообміну з морем через штучний канал спричиняє зменшення рівня води в лимані. У роки з малою кількістю атмосферних опадів та інтенсивним випаровуванням дефіцит водного балансу значно зростає.

На рис. 11.1 представлені коливання середньомісячних значень рівня води в Тилігульському лимані за період стаціонарних спостережень, які проводилися в його південній частині (сmt.Коблево) з 1936 по 1987 рр. Видно, що до будівництва каналу рівень води в лимані в окремі роки знижувався до позначки мінус 1,3-1,9 мБС. Середня відмітка рівня Чорного моря в порту Одеса в цей період дорівнювала мінус 0,21 мБС. Після з'єднання лиману з морем рівень води в лимані не опускався нижче мінус 1,2 мБС. Значно підвищився середній багаторічний рівень. Внаслідок впливу сезонної мінливості рівня моря (зумовленої коливаннями стоку р.Дніпро) змінився характер мінливості середньомісячних значень рівня води в лимані в травні-серпні (рис. 11.2). Проте розмах сезонних коливань рівня води змінився несуттєво – з 0,32 м в період 1936-1958 рр. до 0,35 м в 1960-1987 рр .

Мінливість відміток рівня води в лимані в сучасний період, відновлена за даними епізодичних спостережень, показана на рис. 11.3-11.4. Найбільш високі рівні відзначалися навесні 2003 року, коли в результаті інтенсивного весняного водопілля в лиман надійшла велика кількість води з поверхневим стоком. Рівень води в лимані на кілька десятків сантиметрів перевищив рівень моря і в березні-квітні спостерігався інтенсивний вихід води з лиману в море через з'єднувальний канал.

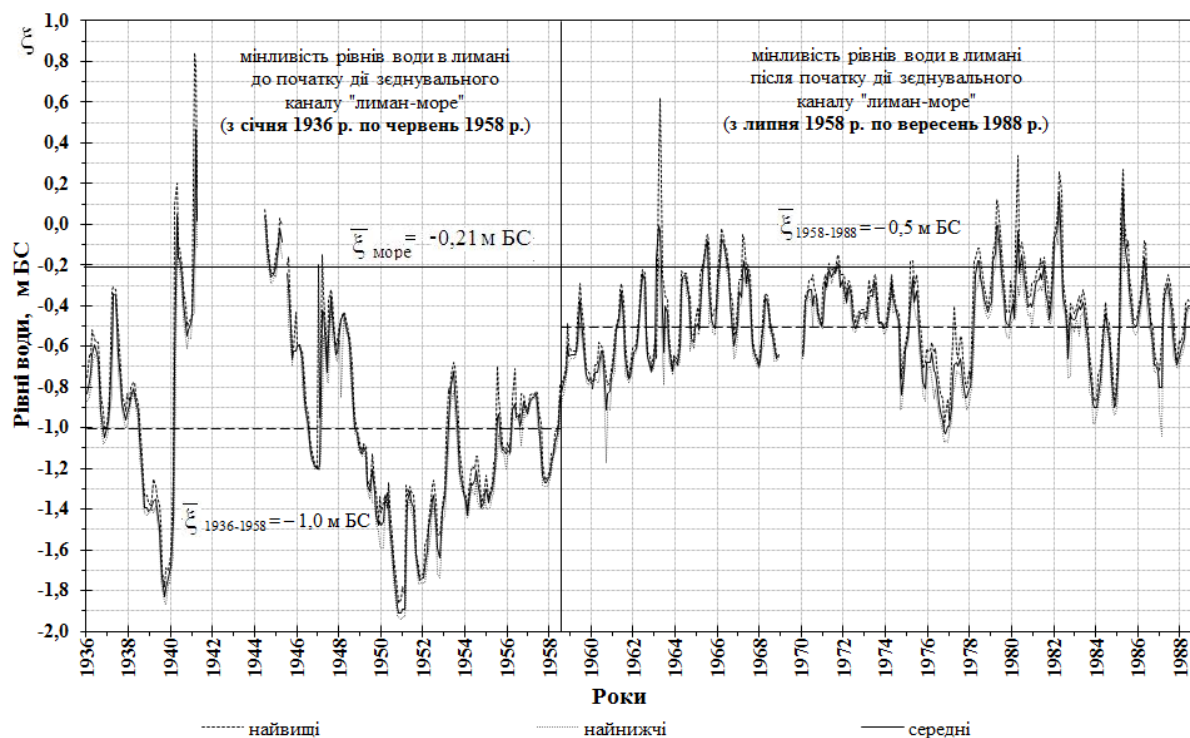
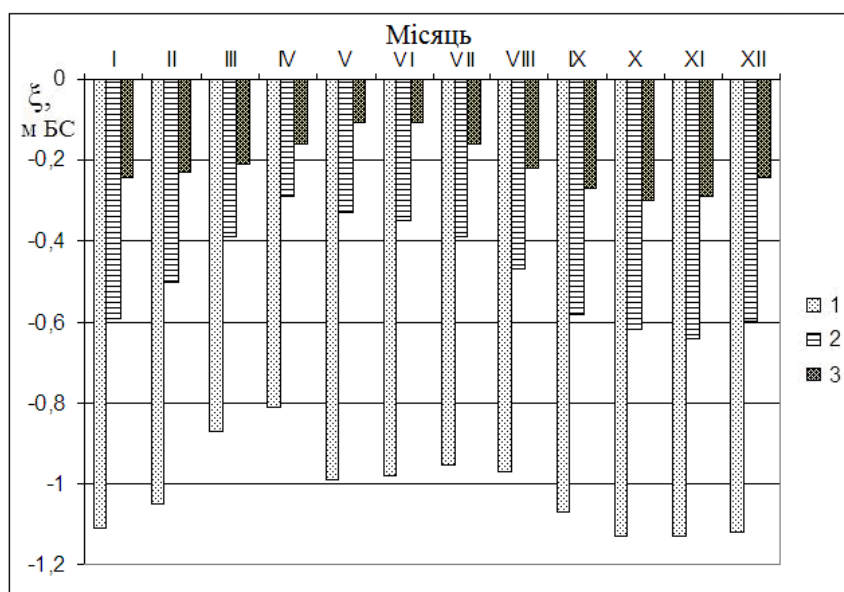


Рис. 11.1. Мінливість середньомісячних значень рівня води (мБС) в Тилігульському лимані за період 1936-1987 рр.



1 – лиман (1936-1959 рр.), 2 – лиман (1960-1987 рр.), 3 – море (1923-1985 рр.)

Рис. 11.2. Внутрішньорічна мінливість багаторічних середньомісячних відміток рівня води (мБС) в морі та Тилігульському лимані за період до (1936-1959 рр.) і після (1960-1987 рр.) введення в дію з'єднувального морського каналу

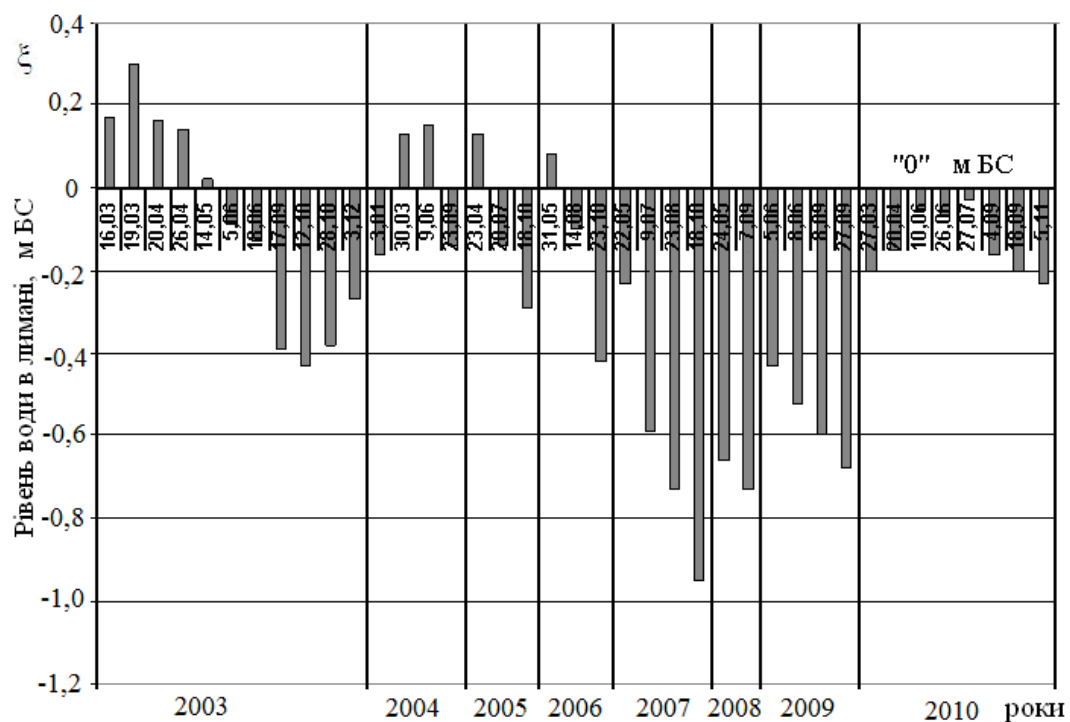


Рис. 11.3. Мінливість відміток рівня води в Тилігульському лимані (мБС) за даними епізодичних спостережень в 2003-2010 рр.

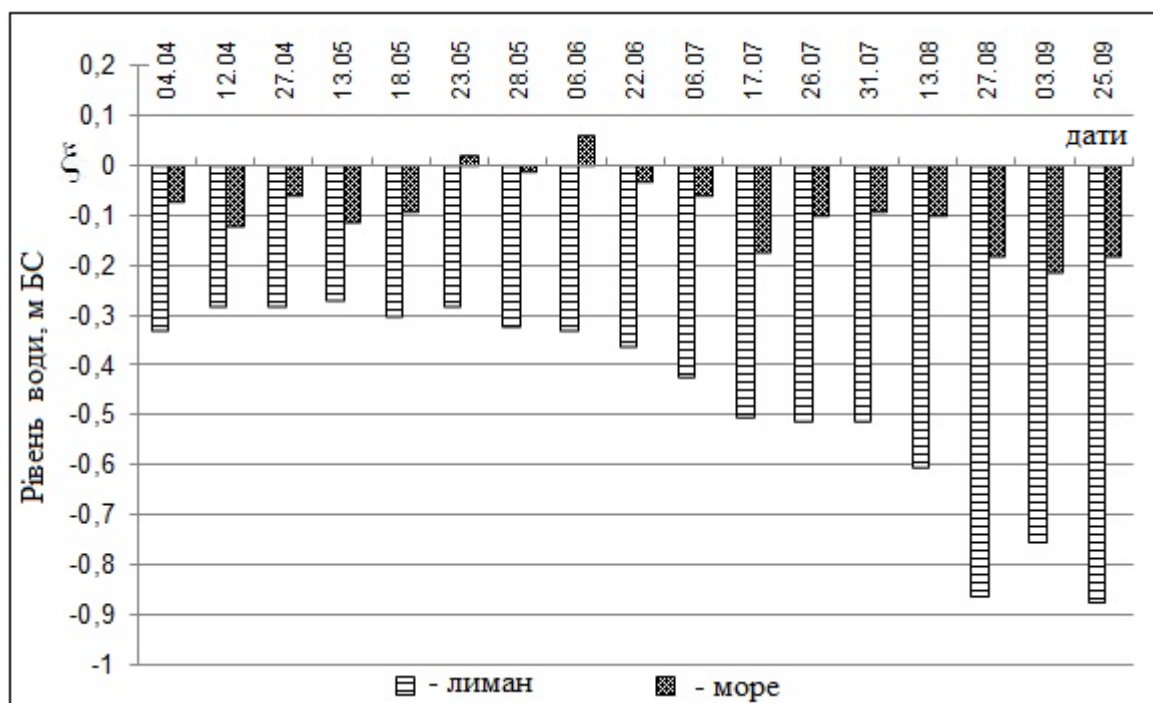


Рис. 11.4. Значення відміток рівня води (мБС) в Тилігульському лимані і морі у відповідні дати 2012 р.

В середині червня канал було закрито і розпочалося падіння рівня лиману внаслідок інтенсивного випаровування. До кінця 2003 р. рівень знизився до мінус 0,43 мБС.

До середини 2006 р. зберігалася певна стабільність рівневого режиму, діапазон коливань рівня води становив близько 0,40 м. У весняні місяці рівень лиману дещо підвищувався за рахунок надходження поверхневого стоку з водозбірної басейну лиману і припливу морської води через з'єднувальний канал, а в другій половині року відбувалося його зниження в результаті інтенсивного випаровування.

У 2007 р. почався період значного зниження рівня лиману (до мінус 0,95 мБС), який тривав до кінця 2009 р. Відмітки рівня води в лимані не перевищували мінус 0,40 мБС. У цей період кількість атмосферних опадів була нижчою за річну норму (450 мм) на 35-100 мм, а час функціонування з'єднувального каналу дуже нетривалим.

Взимку 2009-2010 рр. випало 213 мм опадів при кліматичній нормі 110 мм. В лиман надійшла велика кількість води з поверхневим стоком з його водозбірної басейну. В кінці березня 2010 р. був відкритий з'єднувальний канал, який функціонував до початку вересня. Крім того, інтенсивні атмосферні опади і стік р.Тилігул мали місце в липні. В результаті, рівень води в лимані в середині літа піднявся до мінус 0,05 мБС.

Якщо у червні-вересні 2010 р. на поверхню лиману випало 257 мм атмосферних опадів, то за той же період 2012 р. – лише 73 мм. Стік р.Тилігул в літні місяці був відсутній. З'єднувальний канал функціонував з середини травня до кінця липня. Тому до кінця серпня рівень води в лимані знизився до відмітки мінус 0,86 мБС (рис. 11.4).

11.2 Мінливість термогалінних умов

Протягом року температура води в лимані може змінюватися в широкому діапазоні: від мінус 0,1-0,2 °С взимку до 30-33 °С на мілководді влітку. Найбільш прогрітими води Тилігульського лиману бувають у липні-серпні. В цей період добовий розмах змін температури води на мілководді може досягати 6 °С (рис. 11.5). В денний час температура води у відкритій частині акваторії на 1,5 - 2,0 °С нижча, ніж біля берега.

У минулому сторіччі середня тривалість періоду з льодовими явищами становила 69 діб, а в деякі зими (1945-1946 рр.) льодяний покрив міг спостерігатися до 4 місяців. В теперішній час, в холодні зими лиман покривається льодом на період 1-2 місяці, а в теплі зими тривалість льодового періоду може складати всього один тиждень або лиман може не замерзати взагалі. Найбільша товщина льоду – 20-30 см спостерігається

зазвичай на початку лютого, а в суворі зими досягає 0,5 м, як, наприклад, взимку 2002/2003 рр.

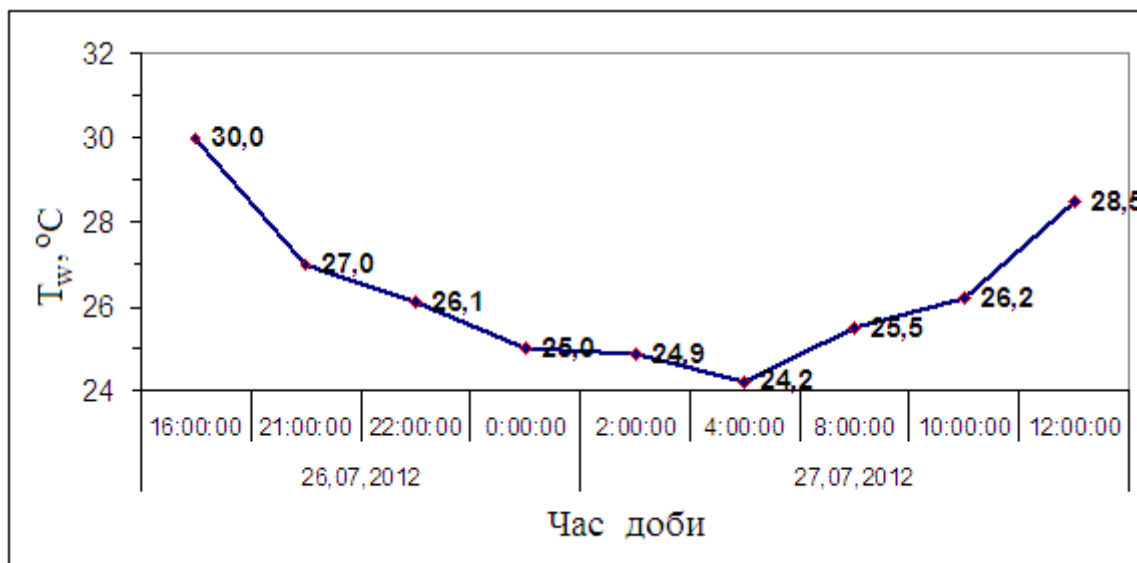


Рис. 11.5. Добова мінливість температури поверхневого шару води в прибережній зоні південної частини лиману (район с.Кошари)

Мінливість температури та солоності води в мілководній прибережній зоні центральної частини Тилігульського лиману в період 2007-2012 рр. показана на рис. 11.6. З нього видно, що до кінця червня – початку липня вода прогрівається до температур, що перевищують $25\text{ }^\circ\text{C}$. Максимальні значення температури води ($30\text{--}33\text{ }^\circ\text{C}$) відзначалися наприкінці липня – початку серпня 2010 р. Поступове вихолодження вод лиману починається з середини серпня.

Для Тилігульського лиману характерна багаторічна тенденція підвищення солоності вод (рис. 11.7), наявність якої пояснюється зменшенням припливу прісних вод з водозбірного басейну лиману і акумуляцією солей, що надходять з морськими водами через з'єднувальний канал. У 60-х роках минулого сторіччя, коли обсяги стоку річки Тилігул складали значну частину водного балансу лиману, середні значення солоності води в північній частині лиману становили $8,7\text{ ‰}$, у центральній – $11,4\text{ ‰}$, а в південній – $13\text{--}15\text{ ‰}$ [1]. В сучасних умовах до кінця літа – початку осені солоність води як у південній, так і у центральній частинах лиману може зростати до $19\text{--}23\text{ ‰}$, а в північній – до 27 ‰ . Наприклад, у 2012 р. протягом усього періоду спостережень (травень - жовтень) солоність води в центральній частині лиману перевищувала 20 ‰ , а в жовтні досягла своїх максимальних значень 23 ‰ (рис. 11.6б).

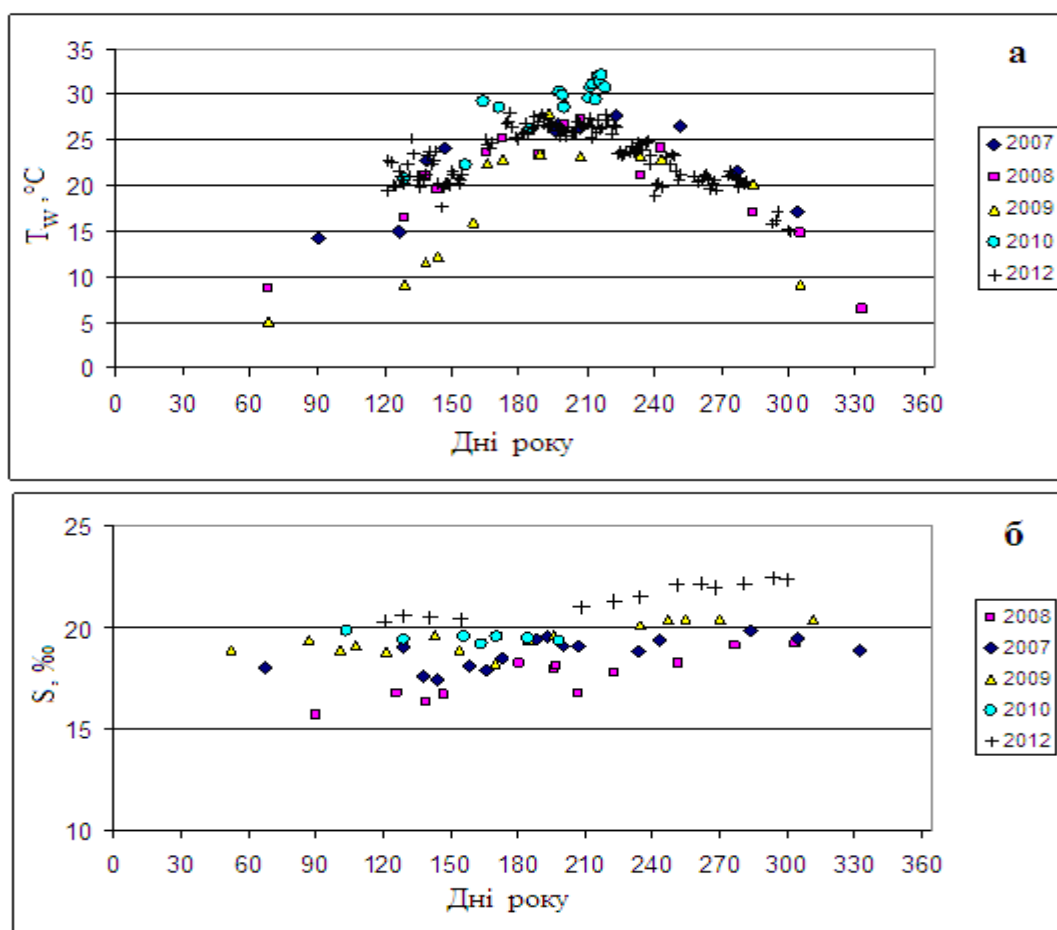


Рис. 11.6. Мінливість температури (а), $^\circ\text{C}$, і солоності (б), ‰ , води в прибережній зоні центральної частини Тилігульського лиману

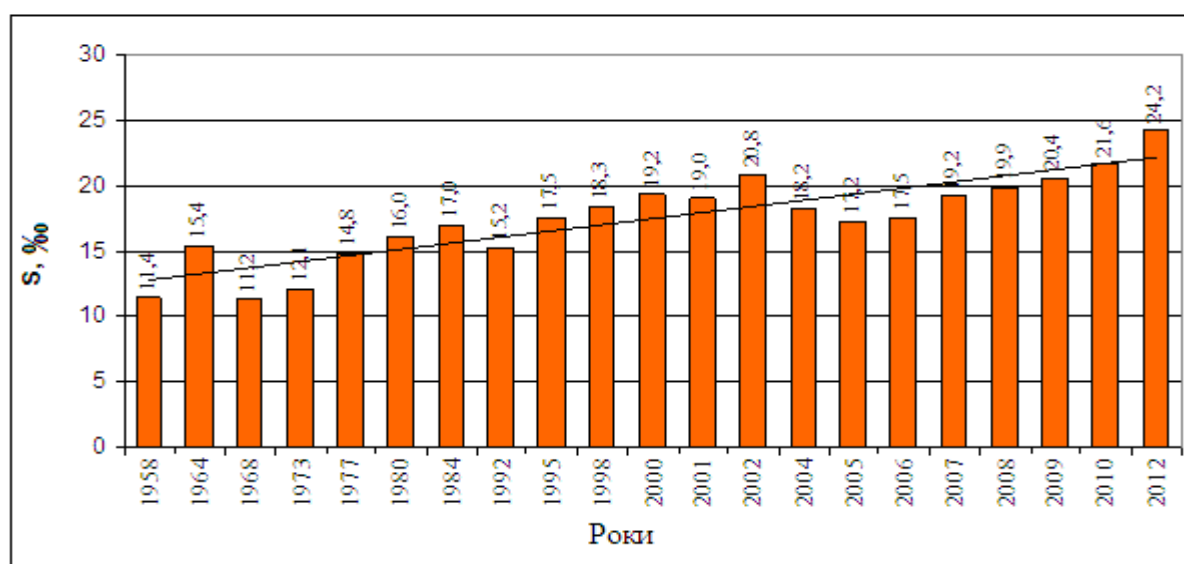


Рис. 11.7. Багаторічна мінливість максимальних значень солоності води, що спостерігалися в лимані, за даними літературних джерел та епізодичних спостережень у 2001-2012 рр.

Деяке зниження солоності вод в лимані відбувається в роки з сильними весняними повеннями та паводками. Так, наприклад, у березні 2003 року, коли рівень води в лимані піднявся до 0,3 мБС, поверхневий шар навіть в південній частині лиману опріснівся до 6 ‰. Однак, через формування різкого сезонного пікноклину в результаті опріснення поверхневого шару та весняно-літнього прогрівання вод, значне зниження загальної солоності вод в лимані не відбулося. Як правило, при підвищенні рівня води в лимані перемичка в каналі проривається і опріснена вода поверхневого шару йде в море. Вже до кінця осені 2003 р. солоність вод поверхневого шару лиману досягла 17-19 ‰.

Уявлення про особливості просторової мінливості солоності води на акваторії лиману в літній період року дають дані малочисельних гідрологічних зйомок, наведені на рис. 11.8. Видно, що влітку 2002 р. в мілководній північній частині лиману значення солоності були меншими, ніж у центральній його частині. У локальній області, прилеглій до з'єднувального каналу, проявлявся вплив морських вод, що надходили до лиману, і солоність яких була нижча, ніж лиманних. У серпні 2012 р. солоність вод у північній частині лиману, навпаки, була максимальною, оскільки протягом всього літнього періоду стік р.Тилігул був відсутній.

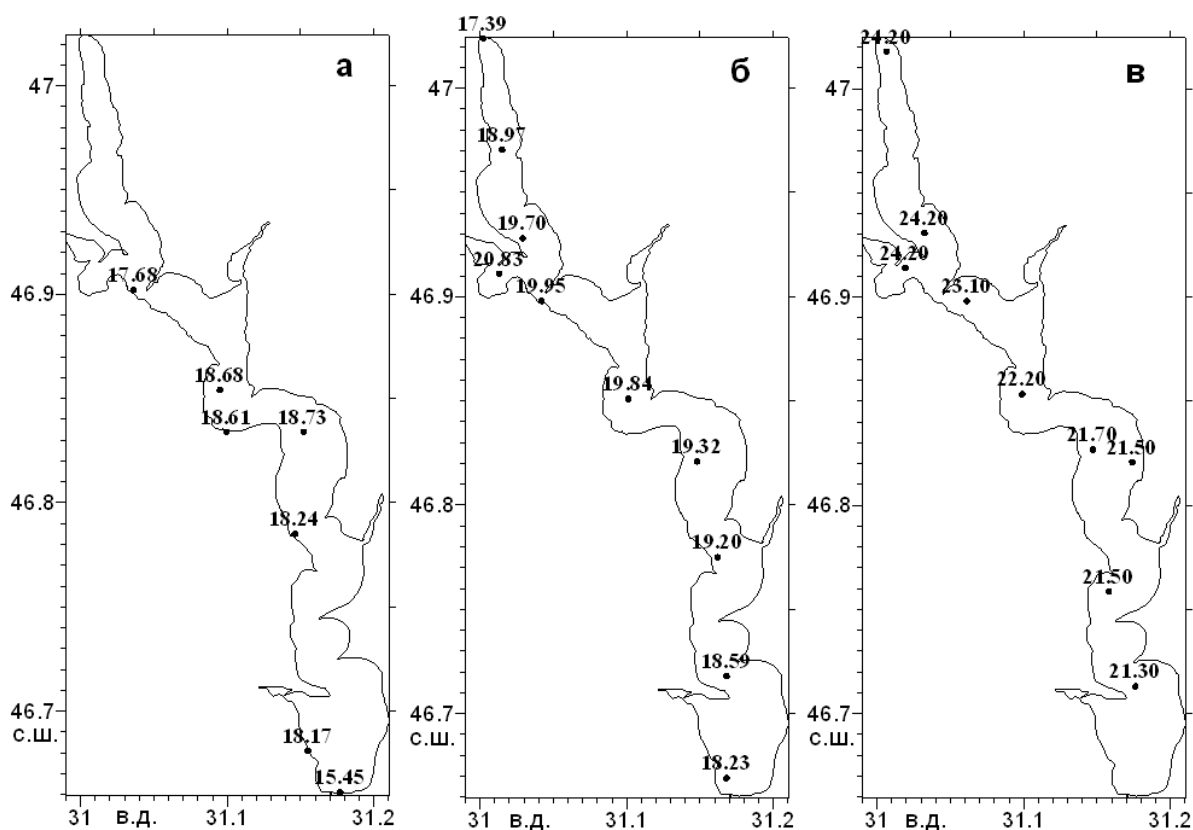


Рис. 11.8. Просторова мінливість солоності, ‰, вод поверхневого шару Тилігульського лиману в літній період: а) 04.06.2002 р.; б) 3.08.2002 р.; в) 23.08.2012 р.

Характерна особливість сезонної мінливості вертикальної термохалинної структури вод Тилігульського лиману полягає у формуванні в травні сезонного термокліну, який при певному поєднанні гідрометеорологічних чинників (опрісненні і сильному прогріві поверхневих вод, сприятливих вітрових умовах) може зберігатися у глибоких частинах лиману до початку серпня. Така ситуація спостерігалася влітку 2010 р., причому характеристики термокліну в південній і центральній частинах лиману суттєво розрізнялися (рис. 11.9 - 11.10).

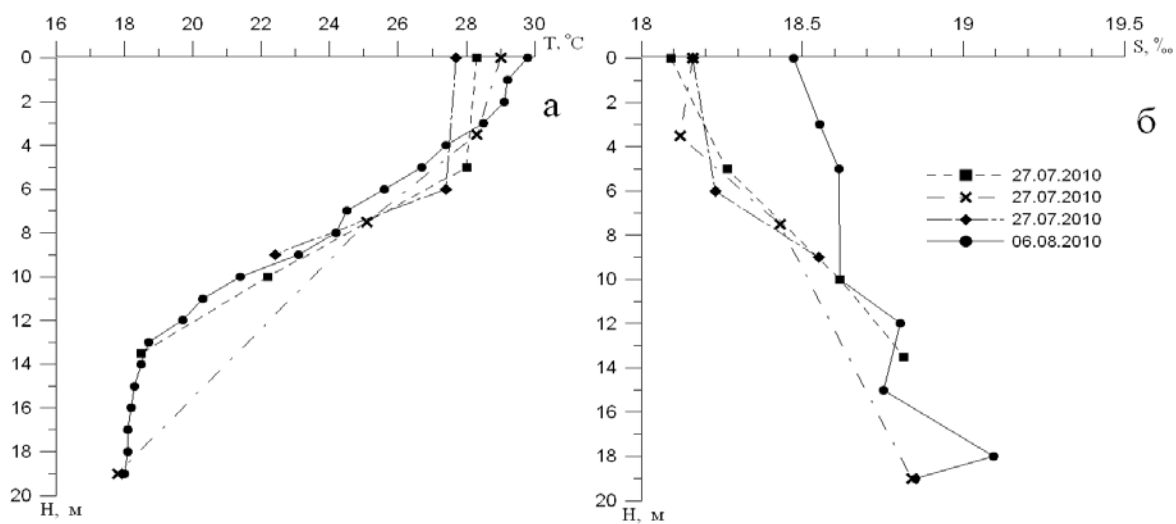


Рис. 11.9. Розподіл температури (а), °С, і солоності (б), ‰, води за глибиною в південній частині Тилігульського лиману в кінці липня - початку серпня 2010 р.

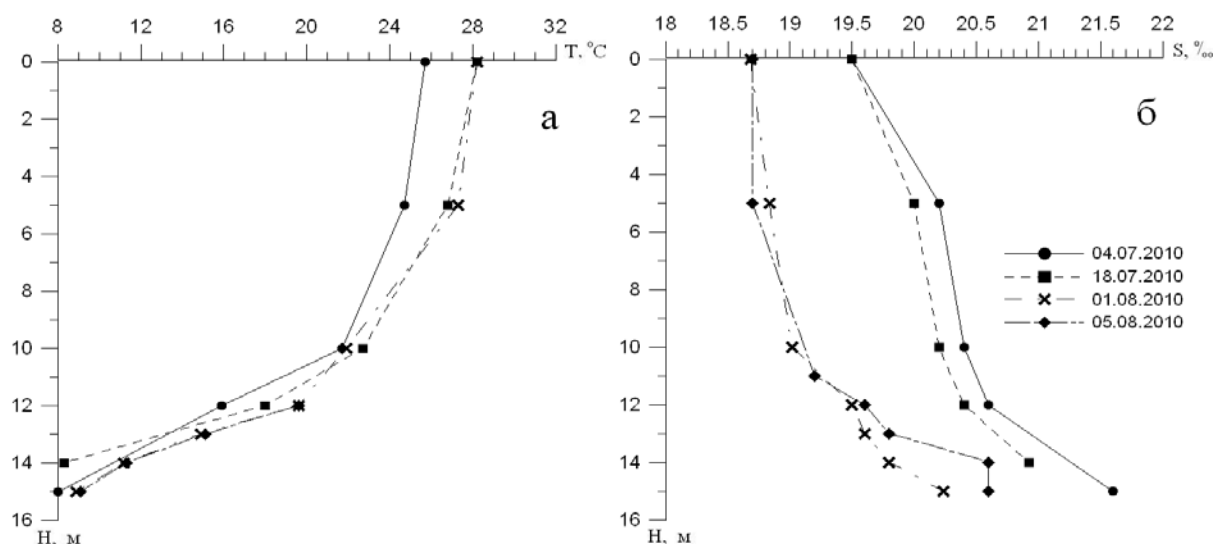


Рис. 11.10 Розподіл температури (а), °С, і солоності (б), ‰, води за глибиною в центральній частині Тилігульського лиману (між Ранжевою та Чіловою косами) влітку 2010 р.

У південній частині лиману термоклин з вертикальним градієнтом температури 1,2-1,4 °С/м розташовувався в діапазоні глибин 5-13 м. Температура вод поверхневого шару становила 28-30 °С, а придонного шару – 18 °С. В центральній частині лиману різкий сезонний термоклин, з вертикальним градієнтом 3 °С/м, розташовувався на глибинах від 10 м до дна. Від поверхні до глибини 10 м температура води плавно зменшувалася на 2-3 °С. Солоність води в обох частинах лиману збільшувалася з глибиною. У південній частині солоність придонних вод була вище поверхневих на 0,5-0,6 ‰, а в центральній – на 1-2 ‰.

На відміну від 2010 року, у 2012 р. наявність яскраво вираженого сезонного термоклинну спостерігалася тільки у травні (рис. 11.11). У червні температура води придонного шару підвищилася до 20,5 °С при температурі поверхневого шару 24-27 °С, а вже з початку липня вертикальну термогалинну структуру вод лиману можна охарактеризувати як квазіоднорідну і нестійку. При цьому солоність вод придонного шару не була максимальною в стовпі води.

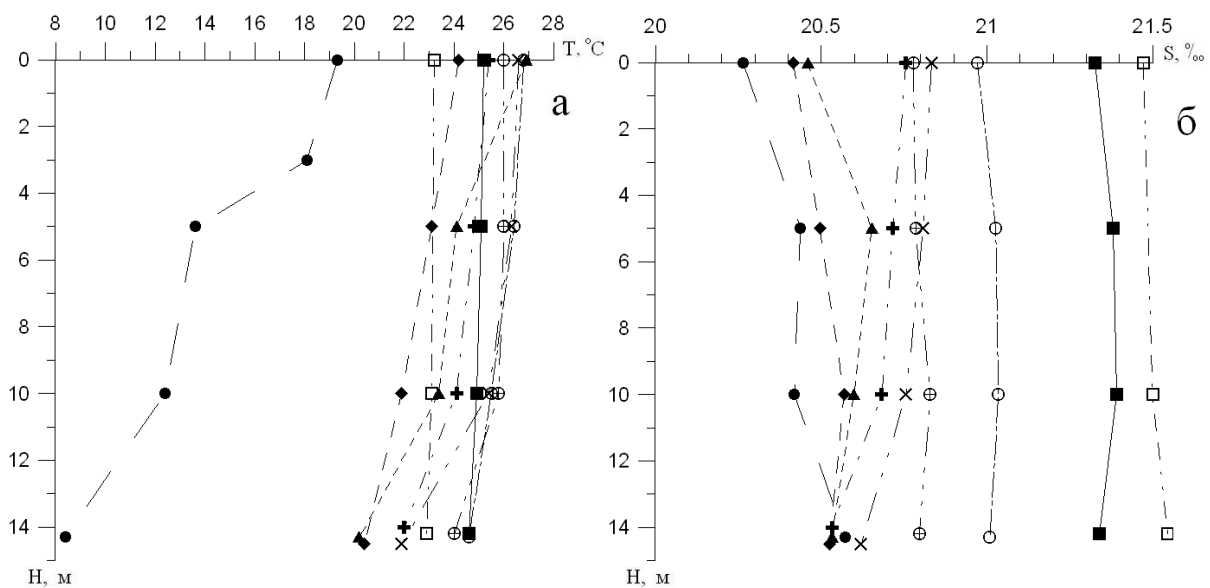


Рис. 11.11 Розподіл температури (а), °С, і солоності (б), ‰, води за глибиною в центральній частині Тилігульського лиману (між Ранжевою та Чіловою косами) влітку 2012 р.

Відмітимо, що факт формування стійкого сезонного пікноклину в Тилігульському лимані у літній період 1963 р. вперше був описаний у роботі [1]. В кінці червня температура води рівномірно зменшувалася з 23-24 °С в поверхневому шарі до 7-15 °С в придонному шарі на глибинах більше 10 м. Солоність вод лиману змінювалася від 11 ‰ в поверхневому шарі до більш ніж 17 ‰ – в придонному. Влітку 1963, 1964 рр. умовна густина на нижній межі шару стрибка густини була в 1,5-2,5 рази більшою,

ніж на верхній межі. Автор пояснював це впливом надходження в лиман через канал морських вод з солоністю 14-16 ‰ і сильним весняним паводком 1963 р., вплив якого на вертикальну термохалинну структуру позначився не тільки в 1963 р., але і в 1964 р. Протягом наступних 1965-1968 рр., як випливає з [1], різкий сезонний пікноклін в літній період року не утворювався. Основний висновок [1]: розвиток та існування термо- і халоклину в Тилігульському лимані залежать від інтенсивності весняного паводка і сольового стану вод до моменту розвитку паводка.

У роботі [2], де узагальнені дані гідрологічних спостережень, виконаних наприкінці 70-х – 80-х років минулого сторіччя, зазначається лише утворення сезонного термокліну в лимані в період весняного прогріву вод. Так, у травні 1979 р. температура води в глибокій частині акваторії лиману зменшувалася з 16,0-16,5 °С на поверхні до 12,5-14 °С у дна на глибинах 16-18 м. Факти існування різко вираженої температурної стратифікації вод в літній період року не вказані.

На гідрологічних станціях виконаних у серпні 2002 р. та липні 2014 р. придонний холодний шар вод в глибоких частинах акваторії лиману також не було виявлено.

З рис. 11.11а-11.12б видно, що наявність навіть слабо вираженої температурної стратифікації вод лиману в літній період року (26.06.2012 р., 08.07.2012 р.) приводить до розвитку гіпоксії в придонному шарі. Наприкінці липня 2010 р. в глибоких точках акваторії лиману спостерігалася повна відсутність розчиненого кисню у водах, розташованих глибше за верхній квазіоднорідний перемішаний шар (рис. 11.12а).

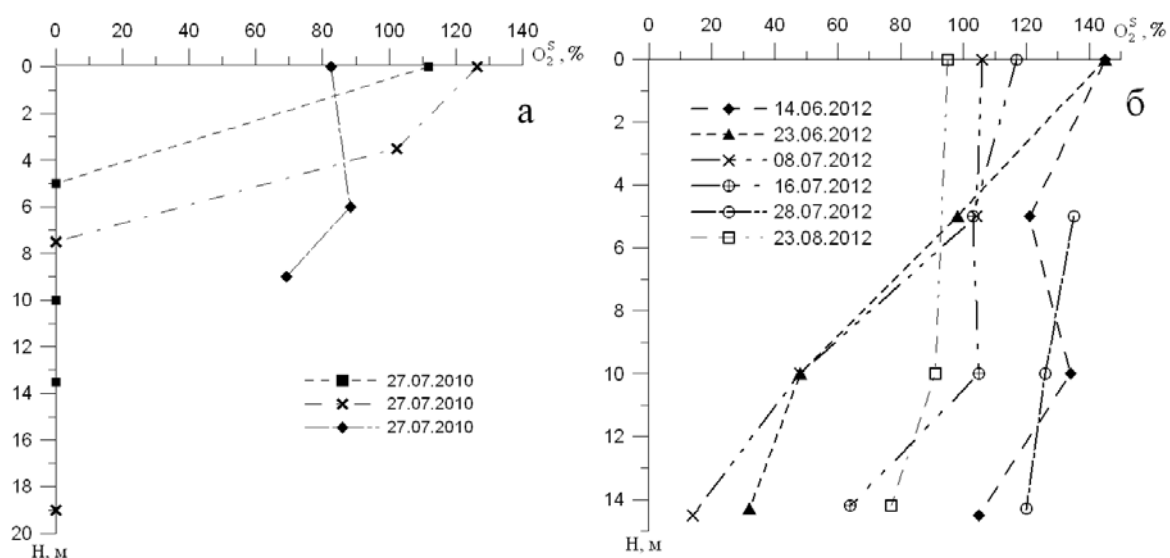


Рис. 11.12 Розподіл насичення киснем (%) вод Тилігульського лиману за глибиною: а) в різних точках південної частини лиману 27.07.2010 р.; б) в центральній частині лиману (між Ранжевою та Чіловою косами) влітку 2012 р.

11.3 Циркуляція вод

Домінуючий вплив на формування циркуляції вод в лимані чинить вітрова дія. Вимірювання течій у Тилігульському лимані, виконані з 1979 по 1988 рр., показали, що поля вітрових течій мають виключно складний характер [2]. Спроби одержати на основі натурних інструментальних спостережень детальну картину течій в лимані при стабільних вітрах не принесли позитивних результатів. Тому для отримання цілісної картини баротропних вітрових течій у лимані В.М. Тімченком [2,3] була використана діагностична гідродинамічна модель А.І. Фельзенбаума [4].

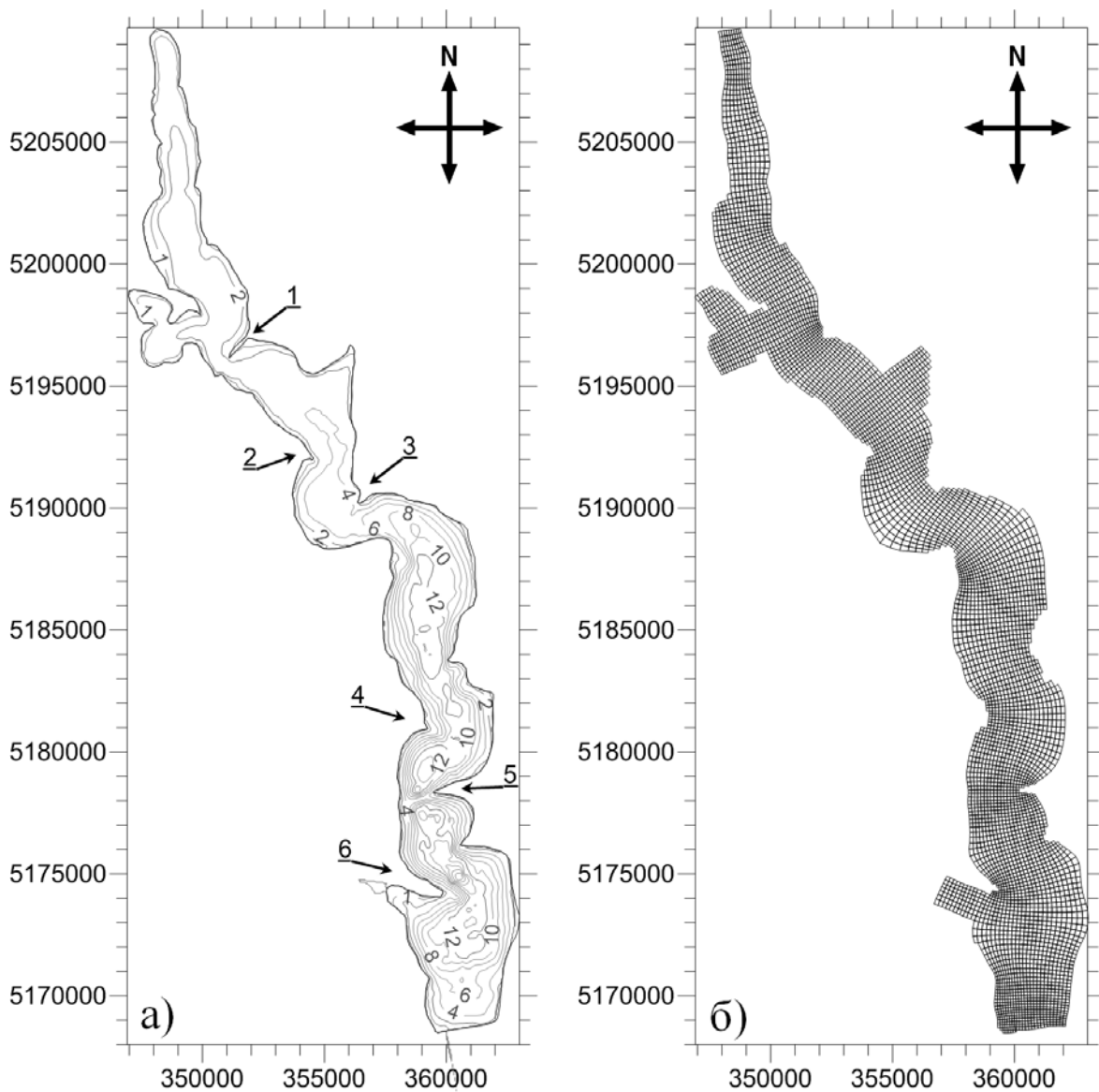
На сучасному етапі досліджень для вивчення особливостей тривимірної структури вітрових течій у лимані при стаціонарних вітрах різних напрямків використовувались гідродинамічні моделі МЕССА (Model for Estuarine and Coastal Circulation Assessment) [5-7] та Delft3D-FLOW [8, 9]. Обидві моделі реалізовані в σ -системі координат по вертикалі, проте для моделі МЕССА в горизонтальній площині використовується традиційна рівномірна просторова розрахункова сітка [7], а рівняння моделі Delft3D-FLOW реалізовані в криволінійній, нерівномірній в горизонтальній площині системі координат, що дозволяє детально описати просторову структуру течій в області достатньо вузького прибережного мілководдя, з урахуванням складної конфігурації берегової лінії та рельєфу дна лиману.

Результати розрахунків вітрової циркуляції вод у Тилігульському лимані за модифікованою моделлю МЕССА та їх аналіз наведені в роботі [7]. Тому детально зупинимося на результатах моделювання, отриманих за допомогою моделі Delft3D-FLOW [10].

Модель Delft3D-FLOW базується на чисельному вирішенні рівняння Нав'є-Стокса для нестисливої рідини на мілкій воді в наближенні Бусінеска. Для рівняння швидкості вертикального руху приймається гідростатичне наближення. Вертикальні компоненти швидкості течій розраховуються через рівняння нерозривності. Перенесення речовин і тепла в 3-D системі координат моделюється за допомогою рівняння адвекції-дифузії, до якого включений сумарний член для джерел і стоків тепла та солей. Напруги Рейнольдса моделюються з використанням концепції турбулентної в'язкості. Вертикальна турбулентна в'язкість розраховується на основі k - ϵ моделі, горизонтальна турбулентна в'язкість та дифузія задаються як сталі.

При розрахунках акваторія Тилігульського лиману покривалась спеціально розробленою криволінійною розрахунковою сіткою, яка складалась з 282×53 розрахункових осередків. Розміри розрахункових осередків плавно змінюються від 100 до 450 м вздовж повздовжньої осі лиману та від 75 до 320 м – у поперечному напрямку (рис. 11.13). Сітка точно описує основні особливості геоморфологічної будови лиману:

конфігурацію його берегів, рельєф дна. У вертикальній площині застосовувались 15 розрахункових рівнів різної товщини в σ -системі координат. Часовий шаг розв'язання рівнянь моделі брався рівним 60 с.



1 – Калинівська коса; 2 – Широкинська коса; 3 – Кордонська коса; 4 – Ранжева коса; 5 – Чілова коса;
6 – Любопольська коса

Рис. 11.13. Батиметрична карта Тилігульського лиману з глибинами, що відповідають відмітці рівня моря мінус 0,4 мБС (а)*. Горизонтальна розрахункова сітка акваторії Тилігульського лиману (б).

*На осях координат вказані відмітки СУППМ (сітки за універсальною поперечною проекцією Меркатора) з шагом 1000 м, зона 36 N.

Розрахунки вітрової циркуляції вод виконувались при стаціонарних вітрах швидкістю 5 м/с восьми основних румбів протягом 10 діб модельного часу для кожного напрямку вітру. Повторюваність вітрів різних

напрямоків за даними багаторічних спостережень на найближчих до лиману берегових гідрометеорологічних станціях (ГМС) «порт Южний» та «порт Очаків» наведена в таблиці 11.1. Водобмін лиману з морем через з'єднувальний канал не враховувався. Результати розрахунків наведені на рис. 11.14-11.24.

Таблиця 11.1. Середня багаторічна повторюваність (%) протягом року вітрів різних напрямків за даними ГМС «порт Южний» (1980-2011 рр.) та «порт Очаків» (1950-2011 рр.) [11]

ГМС	Пн	ПнС	С	ПдС	Пд	ПдЗ	З	ПдЗ
Южний	32,8	6,0	11,8	4,5	20,2	5,6	10,4	6,8
Очаків	22,2	8,2	17,7	4,5	13,8	9,0	15,0	8,5

Розрахунки вітрової циркуляції вод в Тилігульському лимані показали, що через протяжність лиману у меридіональному напрямку, значну порізаність берегової лінії та мінливість просторової орієнтації різних її ділянок, просторова структура течій суттєво залежить від напрямку вітру.

При поздовжніх по відношенню до меридіональної осі лиману вітрах спостерігається інтенсифікація спрямованих за вітром потоків в прибережних, відносно мілководних областях (рис. 11.14, 11.18, 11.21). Уздовж повздовжньої осьової лінії лиману, якій відповідають максимальні в кожній частині лиману глибини, формуються придонні градієнтні протитечії, генеральний напрям яких протилежний вітру. Ці придонні компенсаційні протитечії суттєво впливають на поверхневі дрейфові течії, послаблюючи їх. При цьому вектори дрейфових течій відхиляються вправо від напрямку вітру.

При поперечних відносно осі лиману вітрах (рис. 11.16, 11.20), протяжні інтенсивні потоки вод уздовж берегів в центральній та південній частинах лиману не утворюються. Інтенсифікація прибережних течій має локальний характер, зумовлений конфігурацією берегової лінії. У відкритій, глибокій частині акваторії лиману дрейфові поверхневі течії більш інтенсивні, ніж у випадку поздовжніх вітрів, оскільки вони меншою мірою послаблюються придонними компенсаційними течіями.

Встановлено, що у випадках, коли вектор швидкості вітру спрямований по нормалі до досить протяжної ділянки берегової лінії лиману, яка є навітряною, то на таких ділянках в затоках (увігнутостях берегової лінії в бік звідки дує вітер) утворюються локальні зони дивергенції поверхневих течій, яким відповідає підтік в прибережну мілководну зону глибинних вод (наприклад, рис. 11.15, 11.20, 11.24).

Інтегральна по глибині циркуляція вод в лимані має яскраво виражений осередковий характер і складається з великої кількості вихрових утворень (циркуляційних осередків). Вихрові структури перешкоджають поширенню водних мас і домішок вздовж акваторії лиману. При вітрах з північною складовою, в південній та центральній частинах лиману на схід від поздовжньої осі лиману формуються антициклонічні вихрові осередки, а на захід – циклонічні. При вітрах з південною складовою розташування вихрових осередків змінюється на протилежне. При поперечних до осі лиману вітрах осередки різного знаку завихорності чергуються уздовж лиману (рис.11.22, 11.23).

На основі аналізу просторової структури баротропної циркуляції вод виділені чотири частини лиману, інтегральний по глибині водообмін між якими ускладнений. Межі між цими частинами проходять в районах Чілової, Калинівської кіс, коліноподібного вигину лиману між Кордонською і Широкинською косами. Між цими межами формуються замкнуті циркуляційні структури у відповідних частинах лиману.

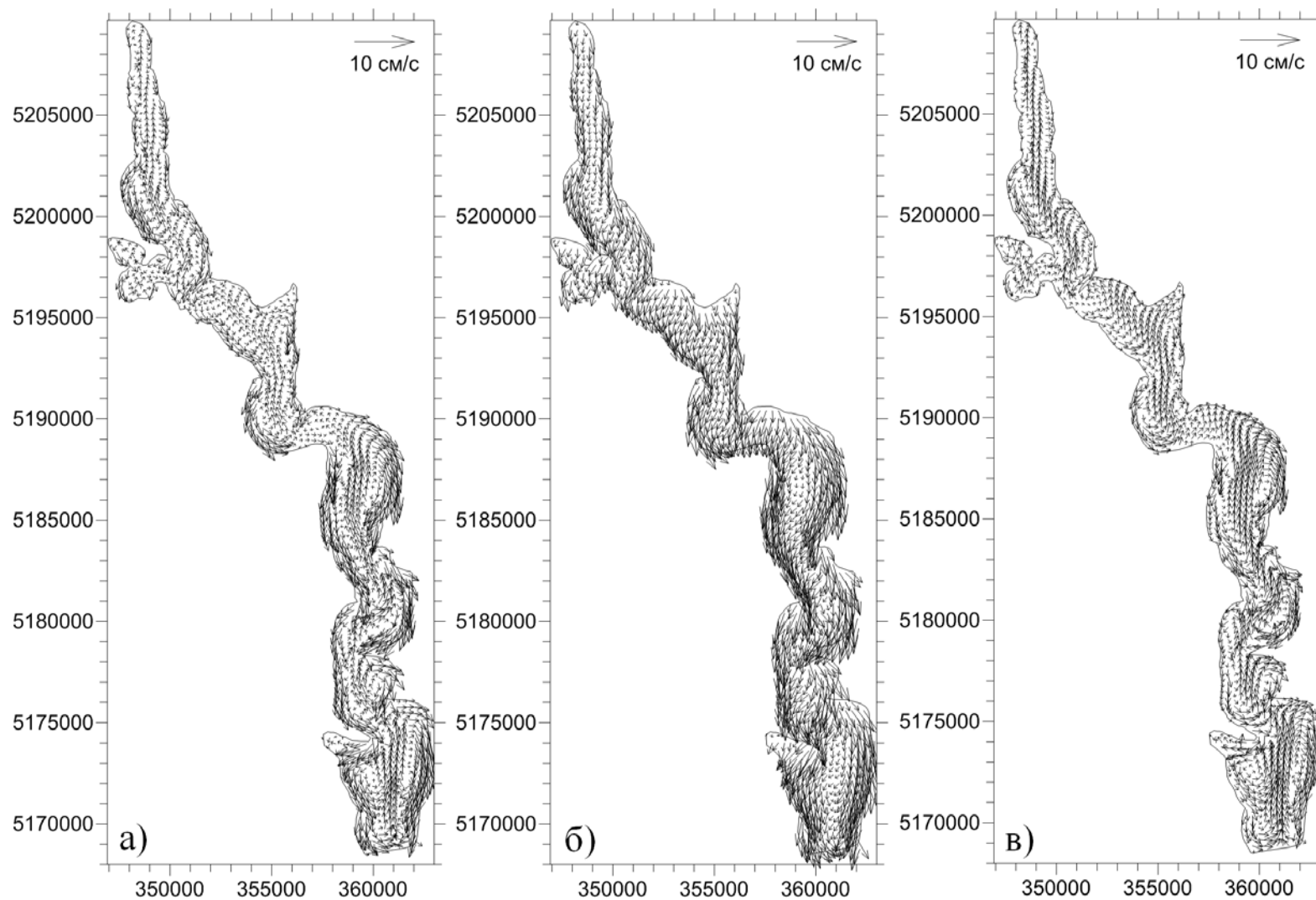


Рис. 11.14. Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі північного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

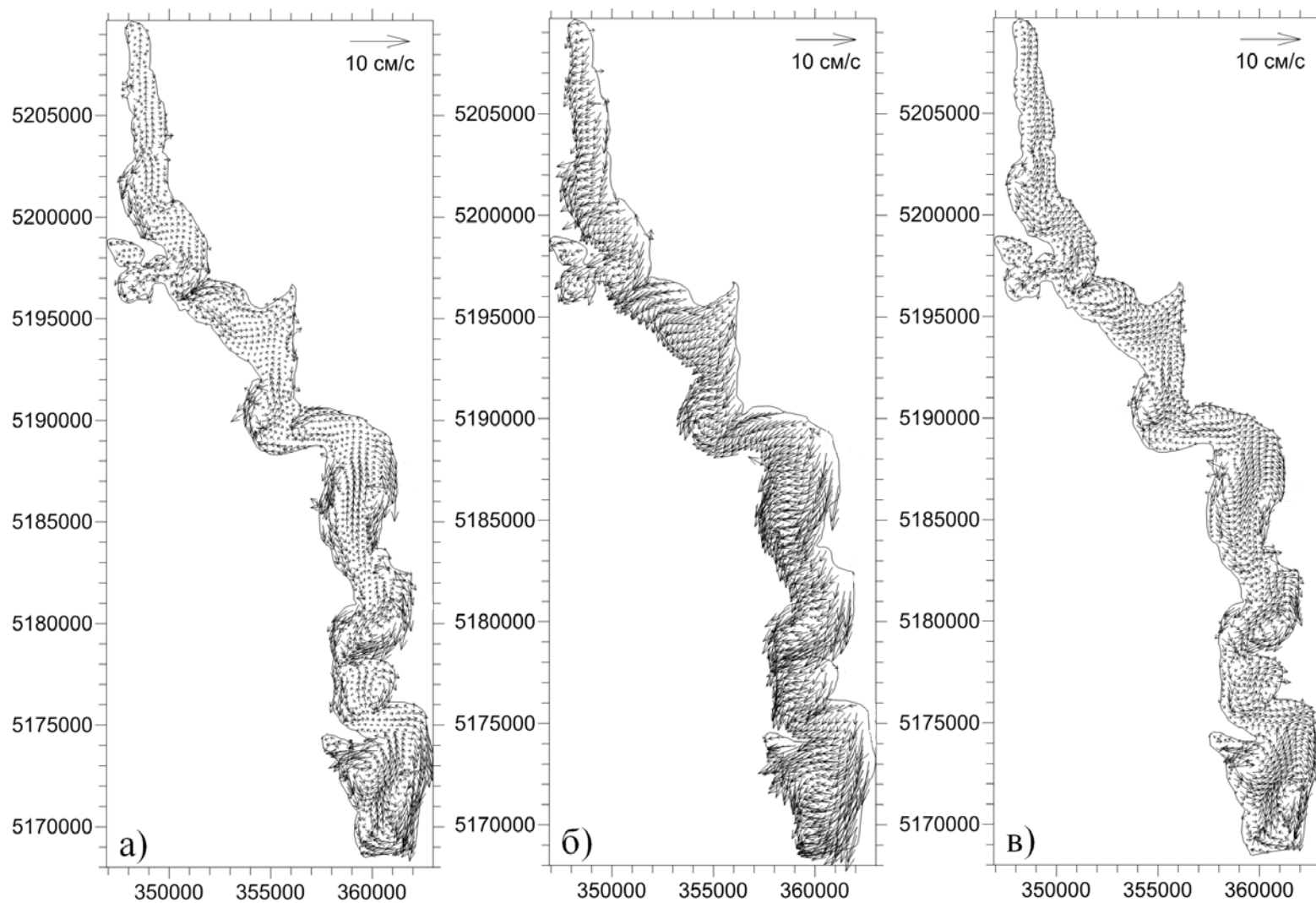


Рис. 11.15. Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі північно-східного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

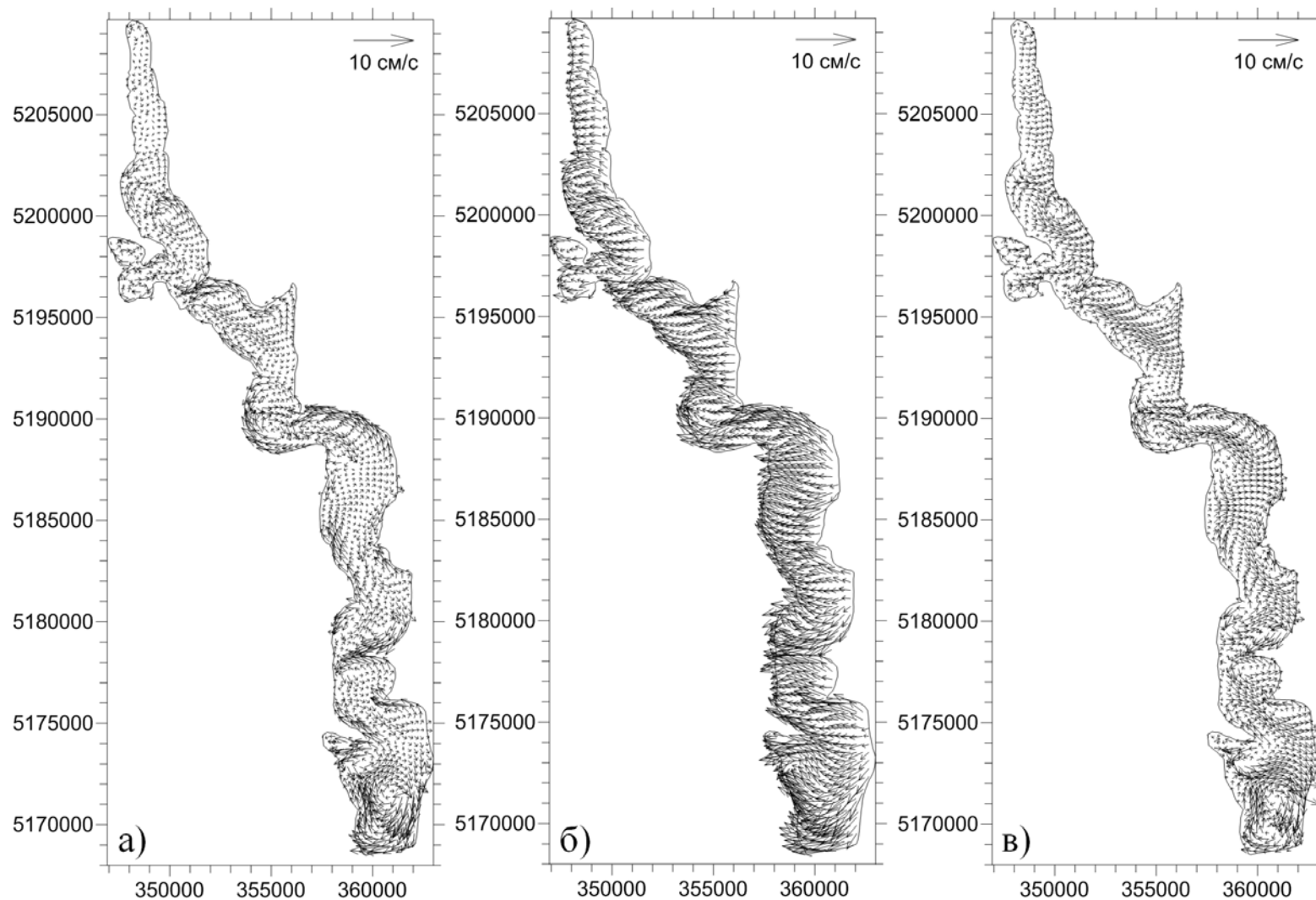


Рис. 11.16. Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі східного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

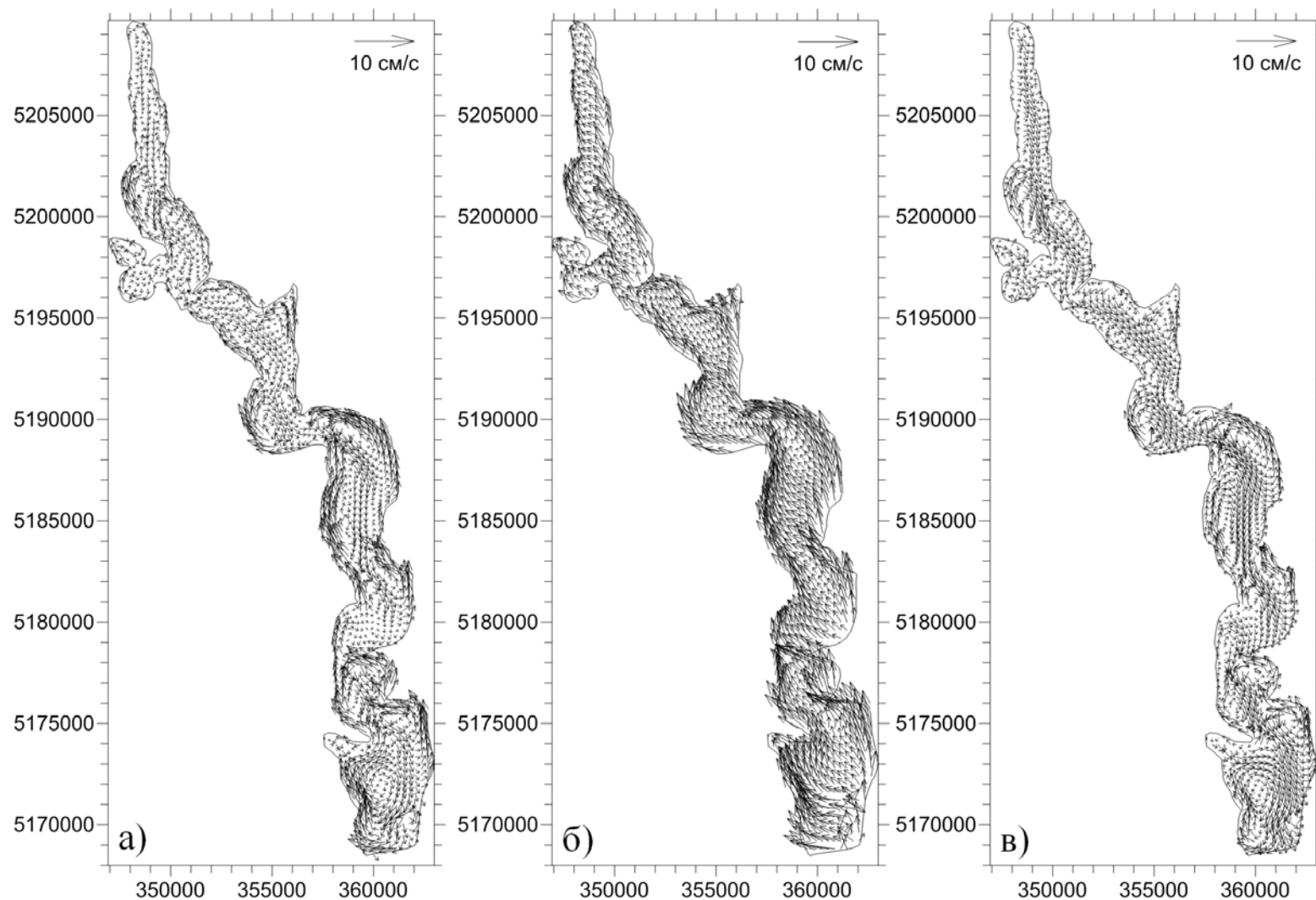


Рис. 11.17. Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі південно-східного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

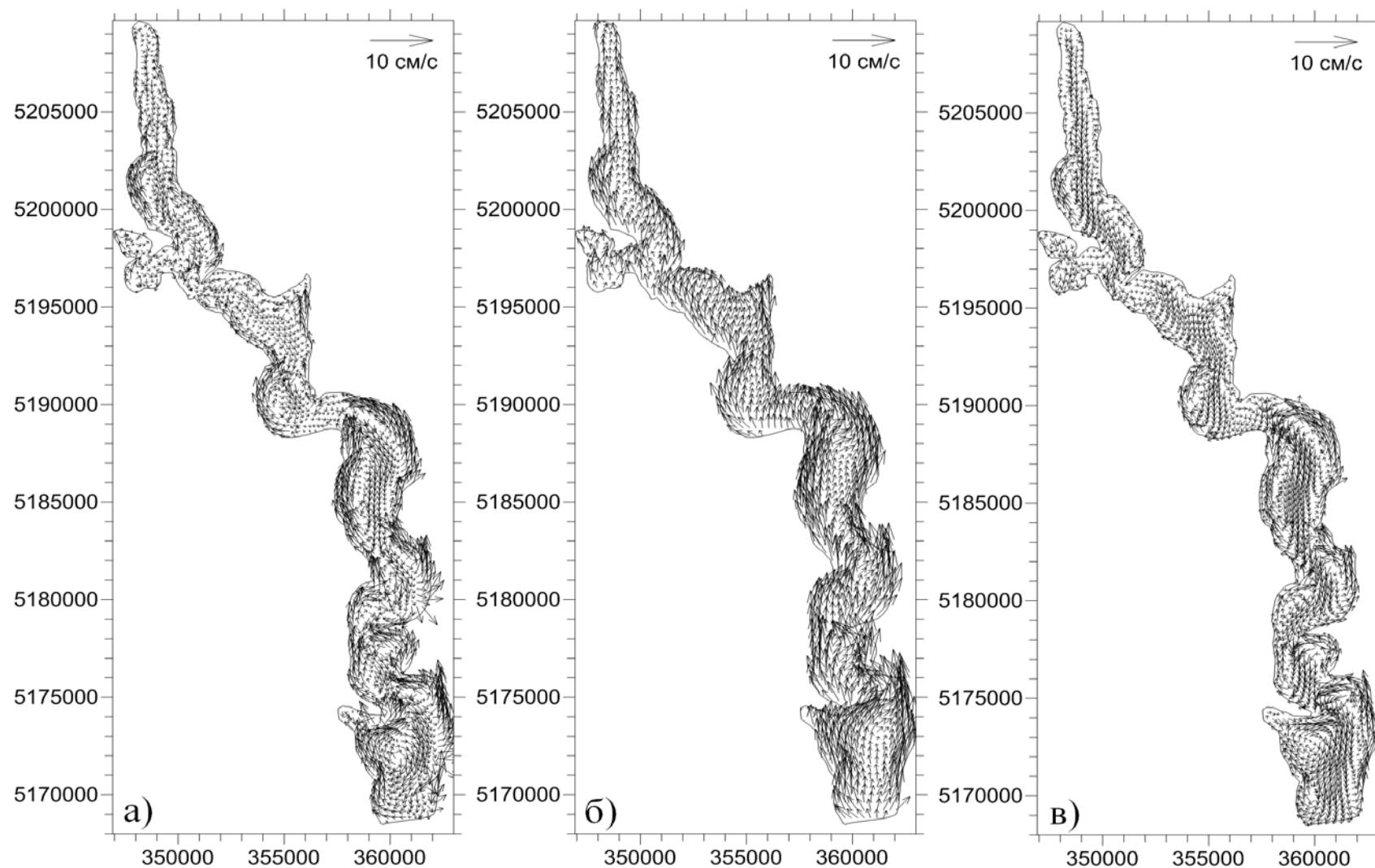


Рис. 11.18. Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) та придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі південного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

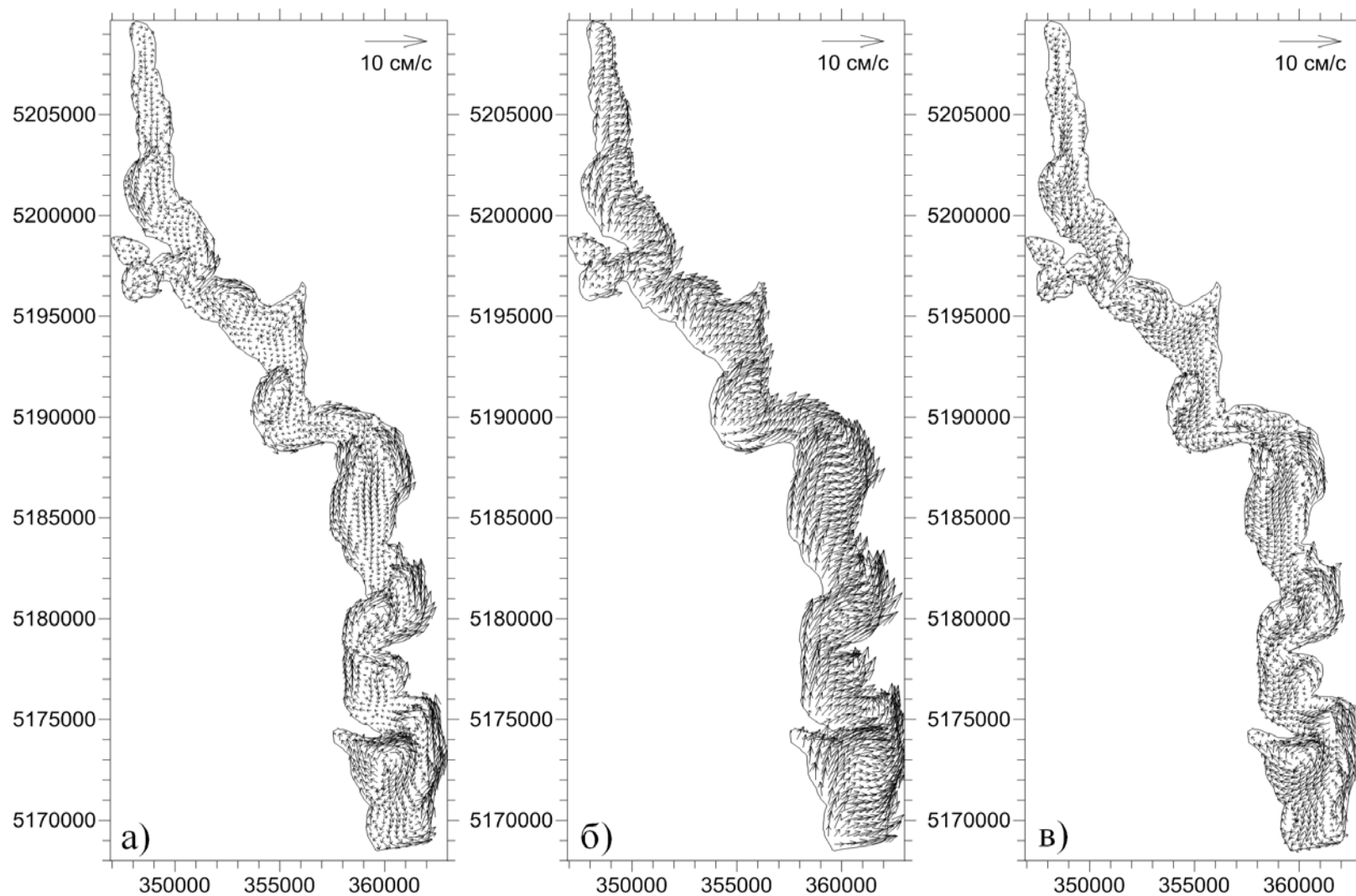


Рис. 11.19. Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) и придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі південно-західного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

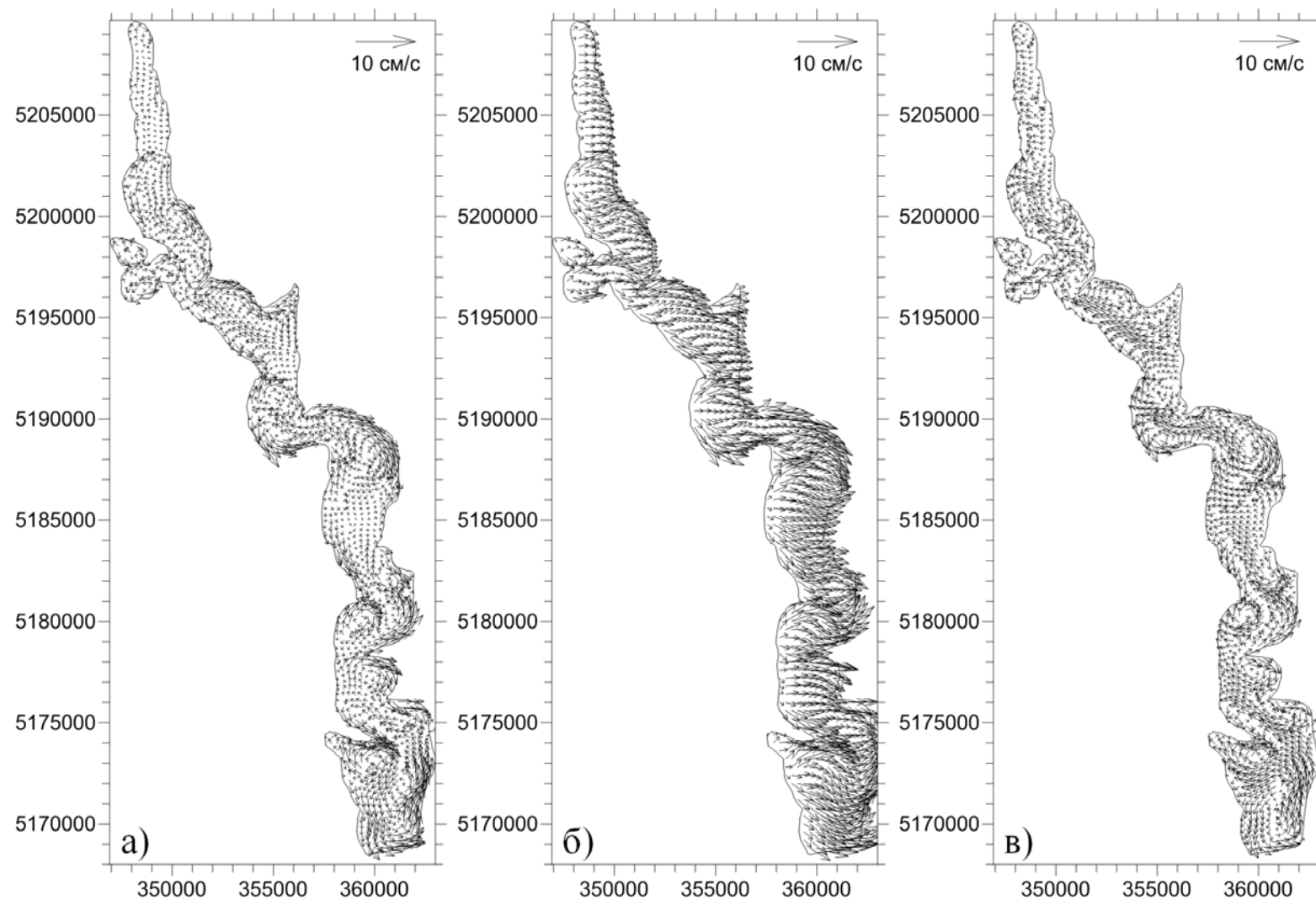


Рис. 11.20. Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) и придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі західного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

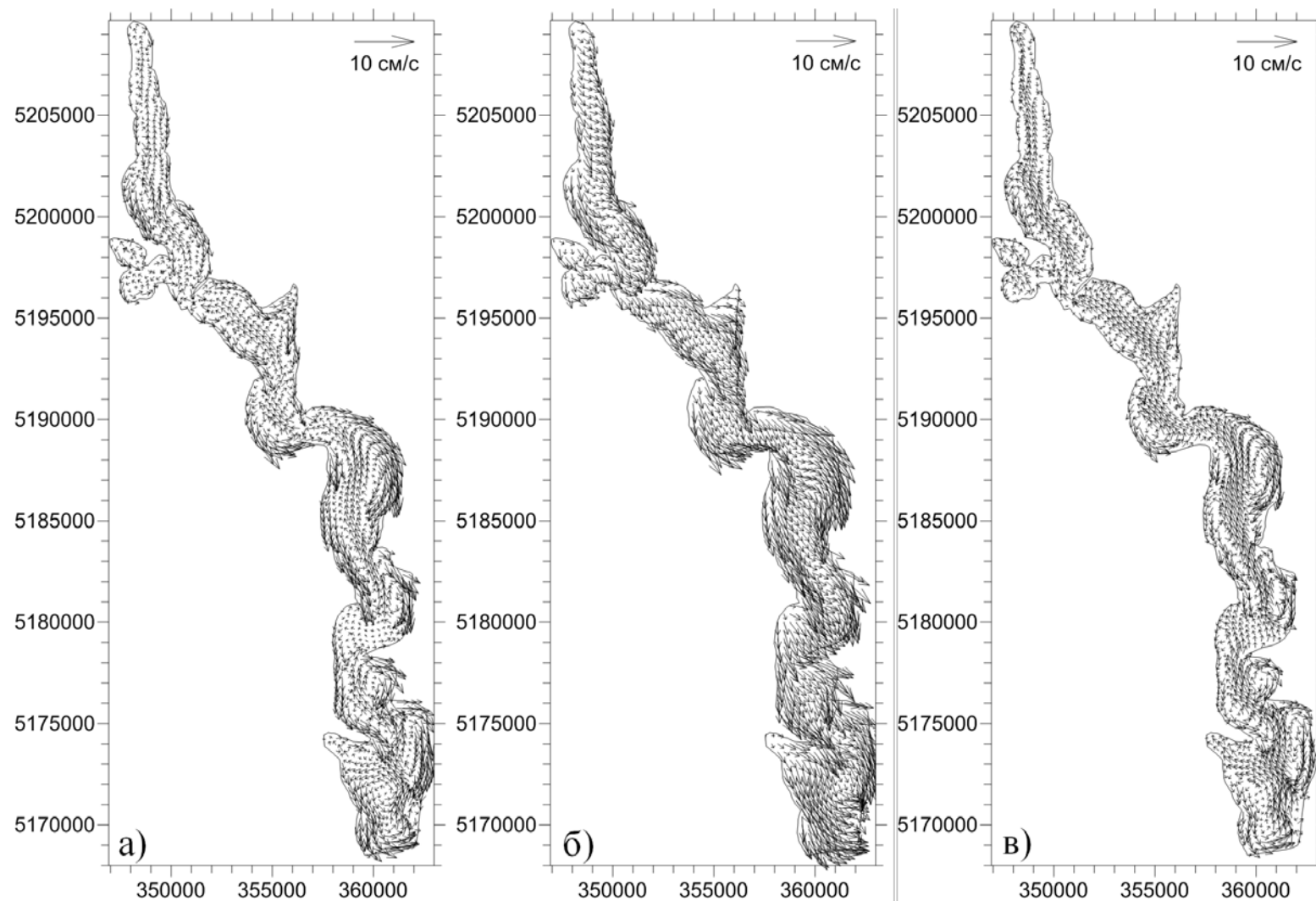


Рис. 11.21. Поля векторів* середніх за глибиною (а), поверхневих (б) и придонних (в) течій в лимані при стаціонарному вітрі північно-західного напрямку швидкістю 5 м/с.

* Для зручності читання вектори проріджені через кожні 6 значень

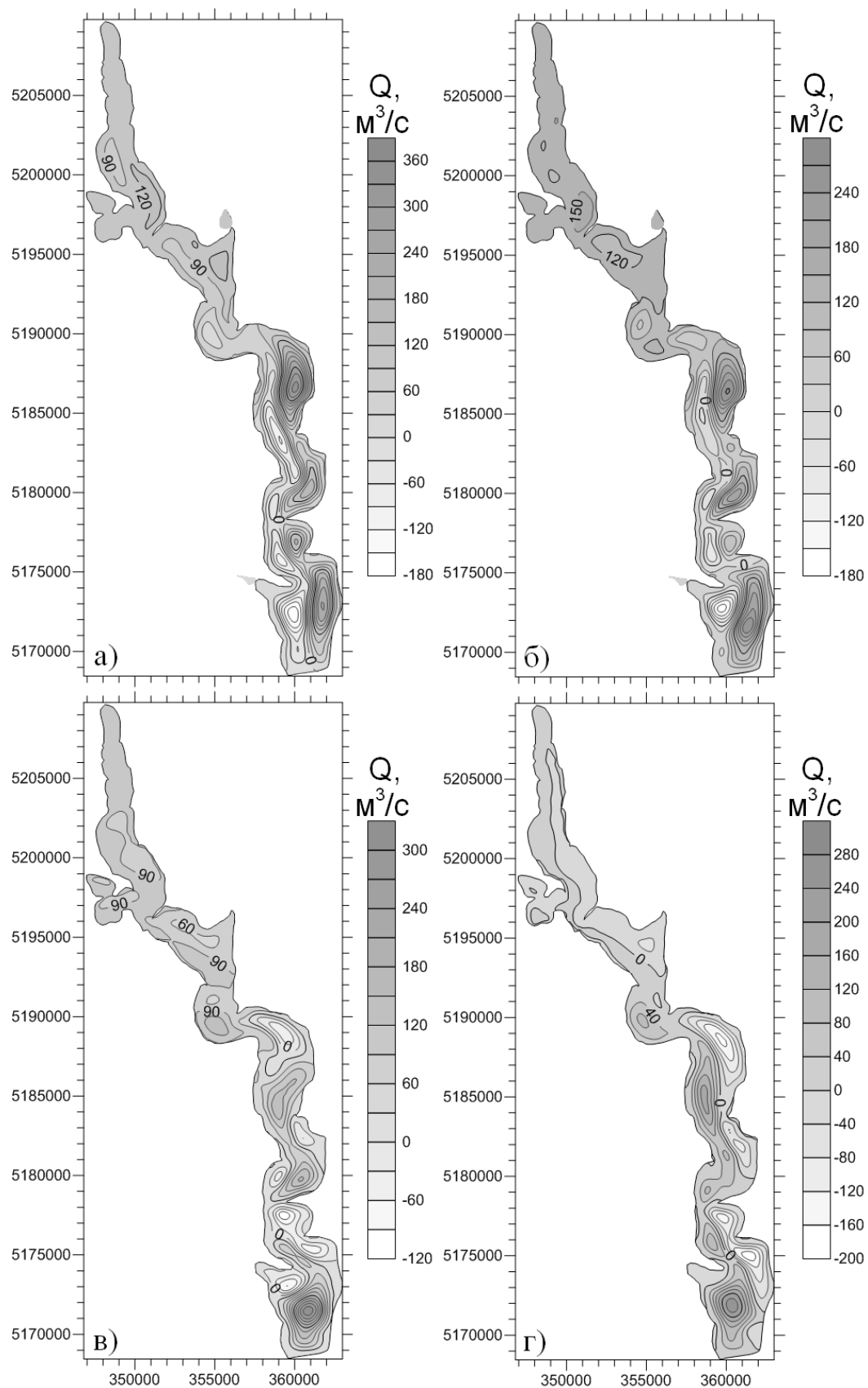


Рис. 11.22. Функції повних потоків, m^3/c , при стаціонарних вітрах північного (а), північно-східного (б), східного (в) та південно-східного (г) напрямків

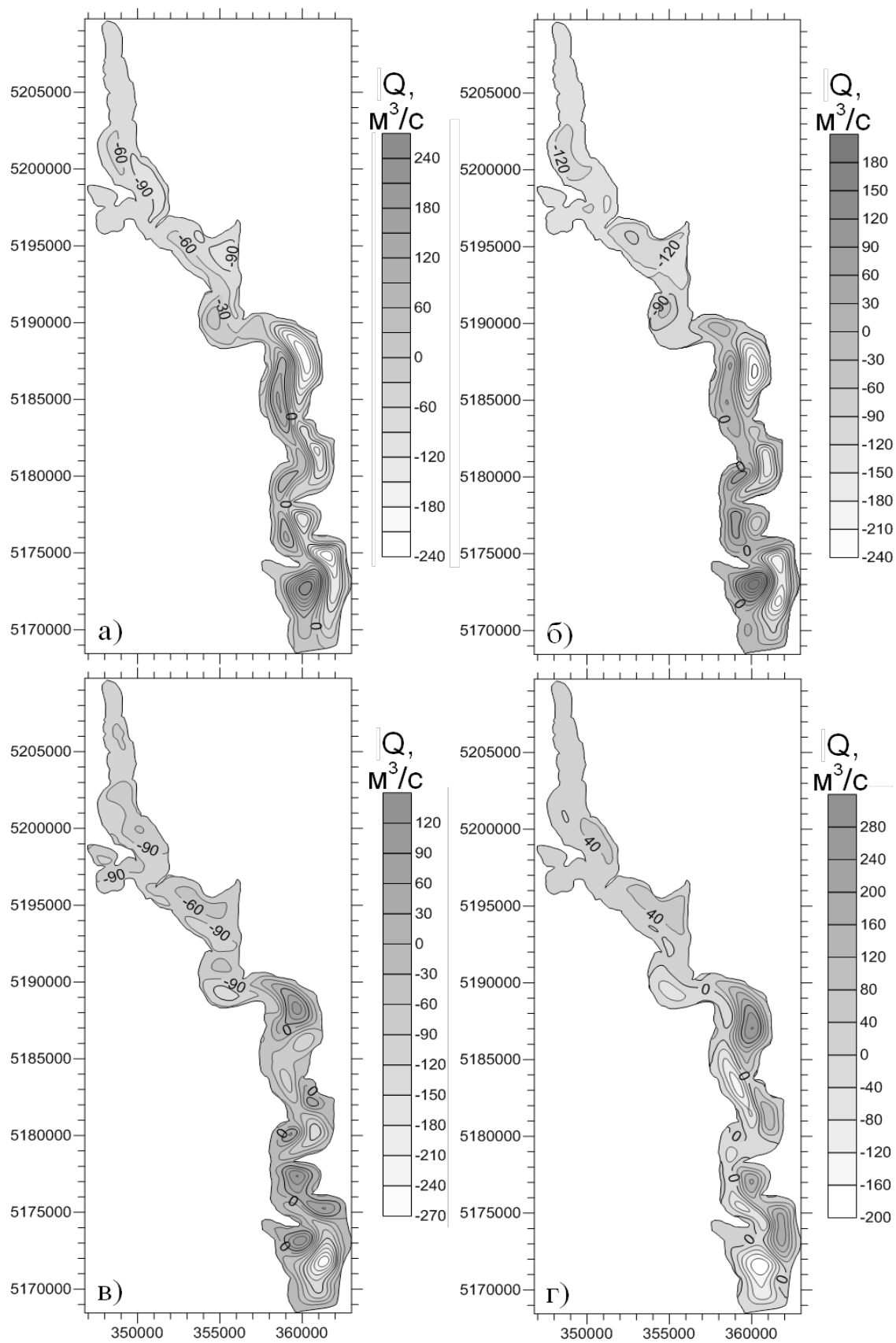


Рис. 11.23. Функції повних потоків, m^3/s , при стаціонарних вітрах південного (а), південно-західного (б), західного (в) і північно-західного (г) напрямків

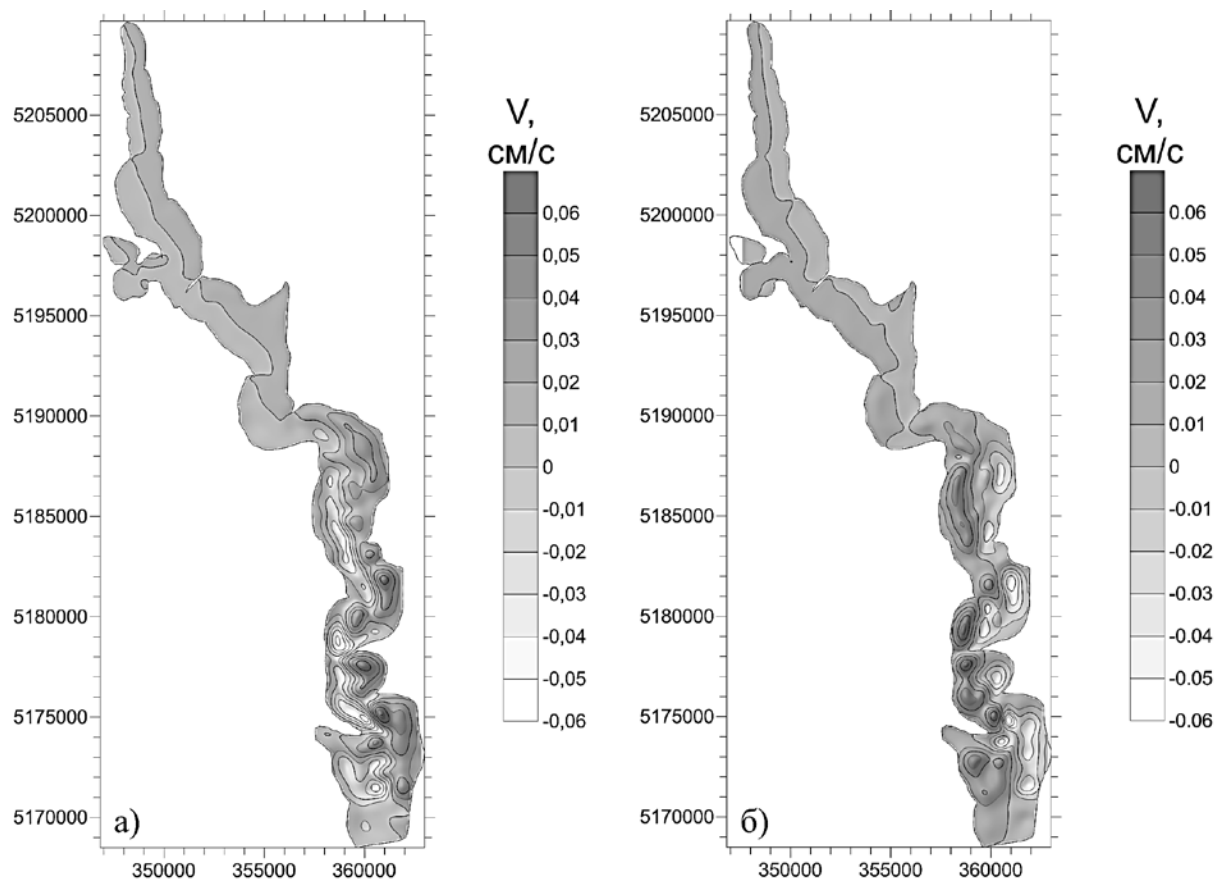


Рис. 11.24. Поля вертикальної складової швидкості вітрових течій у лимані*, см/с, при стаціонарних вітрах північно-східного (а) та західного (б) напрямків.

* Додатні значення відповідають зонам підйому глибинних вод

РОЗДІЛ 12

ВОДНО-СОЛЬОВИЙ БАЛАНС ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ

У дискретному вигляді рівняння моделі водно-сольового балансу Тилігульського лиману можуть бути записані таким чином:

- водного балансу:

$$W_{T,j} = W_{T,j-1} + (W_{P,j} + W_{r,j} - W_{E,j} \pm W_{кан,j}) \Delta t; \quad (12.1)$$

та

- балансу маси солей:

$$C_{T,j} = C_{T,j-1} + (W_{P,j}S_{P,j} + W_{r,j}S_{r,j} \pm W_{кан,j}S_{кан,j}) \Delta t \quad (12.2)$$

де Δt – розрахунковий крок моделі у часі, який брався рівним 1 місяцю;

$W_{T,j-1}$ – об’єм води в лимані наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця $(j-1)$, млн. м³;

$W_{T,j}$ – об’єм води в лимані наприкінці місяця (j) , який розраховується, млн. м³;

$W_{P,j}$ – об’єм атмосферних опадів, що випали на водну поверхню лиману за розрахунковий період (місяць (j)), млн. м³;

$W_{r,j}$ – об’єм припливу води (поверхневого, схилового, підземного стоку) з водозбірної басейну до лиману за місяць (j) , млн. м³;

$W_{E,j}$ – об’єм води, що випарився з водної поверхні лиману за місяць (j) , млн. м³;

$W_{кан,j}$ – об’єм припливу-стоку води через канал «лиман-море» за місяць (j) , млн. м³;

$C_{T,j-1} = W_{T,j-1}S_{T,j-1}$ – маса солей в лимані наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця $(j-1)$, тис. т;

$C_{T,j} = W_{T,j}S_{T,j}$ – маса солей в лимані наприкінці місяця (j) , за який виконується розрахунок, тис. т;

$S_{T,j-1}$ – мінералізація води в лимані наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця $(j-1)$, г/дм³;

$S_{T,j}$ – мінералізація води в лимані наприкінці місяця (j) , який розраховується, г/дм³;

$S_{P,j}$ – середня мінералізація атмосферних опадів, що випали на водну поверхню лиману за розрахунковий період (місяць (j)), г/дм³;

$S_{r,j}$ – середня мінералізація припливних вод (поверхневих, схилових, підземних), що надійшли до лиману з його водозбірної басейну за місяць (j) , г/дм³;

$S_{кан,j}$ – мінералізація води, що надходить або витікає через канал «лиман-море» за місяць (j) , г/дм³. Якщо вода у розрахунковий місяць (j) витікає із лиману в море, то береться $S_{кан,j} = S_{T,j-1}$. У разі надходження морської води до лиману $S_{кан,j} = S_{м,j}$, де $S_{м,j}$ – мінералізація (солоність) морської води.

На кожному розрахунковому кроці за часом визначається об'єм води в лимані наприкінці розрахункового місяця (j) $W_{T,j} = W_{T,j-1} + \Delta W_T$. Надалі, із застосуванням функціональних залежностей $Z_{T,j} = f(W_{T,j})$, $F_{T,j} = f(Z_{T,j})$ (рис. 10.7) та рівнянь (10.1)-(10.7) визначаються площа водної поверхні $F_{T,j}$ і відмітка рівня води у лимані $\zeta_{T,j}$ (м БС) наприкінці місяця (j) . Мінералізація води в лимані наприкінці місяця (j) розраховується таким чином

$$S_{T,j} = \frac{C_{T,j}}{W_{T,j}} \quad (12.3)$$

12.1 Розрахунок водно-сольових балансів різних частин лиману

З урахуванням поділу Тилігульського лиману на чотири частини (див. розділ 10), які розрізняються за морфометричними характеристиками [1, 2], моделювання водно-сольового балансу виконувалося окремо для кожної з них.

Рівняння водно-сольового балансу I частини Тилігульського лиману, з детермінованим у часі розрахунковим кроком в 1 місяць, записуються таким чином:

$$W_{j,I} = W_{j-1,I} + W_{P,j,I} + W_{r,j,I} - W_{E,j,I} \pm W_{кан,j} \pm W_{j,I-II}, \quad (12.4)$$

$$W_{j,I} S_{j,I} = W_{j-1,I} S_{j-1,I} + W_{P,j,I} S_{P,j,I} + W_{r,j,I} S_{r,j,I} \pm W_{кан,j} S_{кан,j} \pm \pm W_{j,I-II} S_{j-1,I-II}, \quad (12.5)$$

де індекс I означає приналежність до першої частини лиману;

$W_{j,I-II}$ – об'єм водообміну між I та II частинами лиману за розрахунковий період (j), млн. м³ (додатні значення $W_{j,I-II}$ відповідають надходженню вод з II частини лиману до I , від'ємні значення – витоку вод з I частини до II);

$S_{j-1,I-II}$ – мінералізація води наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця ($j-1$) в I частині лиману, якщо вода витікає з неї до II частини, $S_{j-1,I-II} = S_{j-1,I}$ або в II частині лиману, якщо вода надходить з неї до I частини, $S_{j-1,I-II} = S_{j-1,II}$, г/дм³.

Інші складові рівнянь (12.4), (12.5) мають той же зміст, що і в рівняннях (12.1), (12.2), але відносяться до I частини лиману.

Рівняння водно-сольового балансу II частини лиману враховують водо- та солеобмін з суміжними I та III частинами:

$$W_{j,II} = W_{j-1,II} + W_{P,j,II} + W_{r,j,II} - W_{E,j,II} \pm W_{j,II-III} \pm W_{j,II-I}, \quad (12.6)$$

$$W_{j,II} S_{j,II} = W_{j-1,II} S_{j-1,II} + W_{P,j,II} S_{P,j,II} + W_{r,j,II} S_{r,j,II} \pm W_{j,II-III} S_{j,II-III} \pm W_{j,II-I} S_{j-1,II-I}, \quad (12.7)$$

де II – індекс другої частини лиману;

$W_{j,II-I}$ – об'єм водообміну між I та II частинами лиману за розрахунковий місяць (j), млн. м³, $W_{j,II-I} = -W_{j,I-II}$;

$W_{j,II-III}$ – об'єм водообміну між II та III частинами лиману за розрахунковий період (j), млн. м³, (додатні значення $W_{j,II-III}$ відповідають надходженню вод з III частини лиману до II , від'ємні значення – витоку вод з II частини до III);

$S_{j-1,II-I}$ – мінералізація води наприкінці попереднього місяця ($j-1$) в II частині лиману, якщо вода витікає з неї до I частини, $S_{j-1,II-I} = S_{j-1,II}$ або в I частині лиману, якщо вода надходить з неї до II частини, $S_{j-1,II-I} = S_{j-1,I}$, г/дм³.

$S_{j-1,II-III}$ – мінералізація води наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця ($j-1$) в II частині лиману, якщо вода витікає з неї до III частини, $S_{j-1,II-III} = S_{j-1,II}$ або в III частині лиману, якщо вода надходить з неї до II частини, $S_{j-1,II-III} = S_{j-1,III}$, г/дм³.

Відповідно до (12.4)-(12.7) записуються рівняння водно-сольового балансу для III та IV частин лиману:

$$W_{j,III} = W_{j-1,III} + W_{P,j,III} + W_{r,j,III} - W_{E,j,III} \pm W_{j,III-II} \pm W_{j,III-IV}, \quad (12.8)$$

$$W_{j,III}S_{j,III} = W_{j-I,III}S_{j-I,III} + W_{P,j,III}S_{P,j,III} + W_{r,j,III}S_{r,j,III} \pm \\ \pm W_{j,III-II}S_{j,III-II} \pm W_{j,III-IV}S_{j-I,III-IV}, \quad (12.9)$$

$$W_{j,IV} = W_{j-I,IV} + W_{P,j,IV} + W_{r,j,IV} - W_{E,j,IV} \pm W_{j,IV-III}, \quad (12.10)$$

$$W_{j,IV}S_{j,IV} = W_{j-I,IV}S_{j-I,IV} + W_{P,j,IV}S_{P,j,IV} + W_{r,j,IV}S_{r,j,IV} \pm, \\ \pm W_{j,IV-III}S_{j-I,IV-III}. \quad (12.11)$$

Складові рівнянь (12.4)-(12.11), які враховують водообмін між різними частинами лиману та солоність вод, що беруть участь у цьому водообміні, оцінювались в два етапи за такою схемою.

На першому етапі:

1. За алгоритмом, викладеним на початку розділу, обчислювався загальний об'єм $W_{T,j}$ води, млн. м³, та загальна для всіх частин відмітка рівня води у лимані $\zeta_{T,j}$, мБС, наприкінці розрахункового місяця (j).

2. Із застосуванням функціональних залежностей $W_{i,j} = f(Z_{T,j})$ (рис. 10.3-10.6) та рівнянь (10.2) - (10.6) визначалися об'єми води в кожній з чотирьох частин лиману $W_{i,j}$ (де $i = I, II, III, IV$), млн. м³, при середній для всього лиману відмітці рівня води $\zeta_{T,j}$, мБС.

3. З використанням рівнянь (12.4), (12.6), (12.8), (12.10), але без врахування водообміну між різними частинами Тилігульського лиману ($W_{j,I-II} = W_{j,II-I} = W_{j,II-III} = W_{j,III-II} = W_{j,III-IV} = W_{j,IV-III} = 0$), обчислювалися нові об'єми води $W'_{j,i}$ в кожній з частин лиману. Тобто водні баланси i -х частин лиману розраховувалися як для замкнених водойм.

4. Для кожної i -ї частини лиману визначався загальний об'єм водообміну $\Delta W'_{j,i} = W_{j,i} - W'_{j,i}$, млн. м³, з суміжними частинами лиману та морем. Додатні значення $\Delta W'_{j,i}$ відповідали надходженню вод до i -ї частини лиману з суміжних частин або з моря (для I частини), а від'ємні значення – витоку вод з i -ї частини до суміжних або через з'єднувальний канал в море (для I частини). Об'єми водообміну окремих частин лиману з кожною із суміжних частин та з морем (для I частини), коли канал «лиман-море» був відкритий, а також солоність вод, що брали участь у цьому водообміні, визначалися в послідовності показаній в табл. 12.1.

На другому етапі: В зв'язку з тим, що шар випаровування з водної поверхні $E_{j,i}$ залежить від мінералізації води $E_{j,i} = f(S_{j,i})$, на другому етапі з урахуванням середньомісячної мінералізації води $S_{j,i}$, визначеної на першому етапі, для кожної i -ї частини лиману уточнювалися об'єми випаровування з водної поверхні $W_{E,j,i}$ (див. пп. 12.4) та повторювались розрахунки, що виконувалися на першому етапі.

Таблиця 12.1. Послідовність визначення об'ємів водообміну окремих частин лиману з кожною із суміжних частин лиману та з Чорним морем (для I частини) та значень солоності вод, що беруть участь у водообміні

Розрахункові умови	Формули для визначення об'ємів водообміну між суміжними частинами	Пояснення до формул та значень солоності вод	Напрямок водообміну між частинами лиману
<i>1</i>	<i>2</i>	<i>3</i>	<i>4</i>
для IV частини лиману			
якщо $\Delta W'_{j, IV} > 0$, то	$W_{j, IV-III} = \Delta W'_{j, IV}$	вода надходить із III до IV частини з солоністю $S_{j-1, IV-III} = S_{j-1, III}$	IV ч. \leftarrow III ч.
якщо $\Delta W'_{j, IV} < 0$, то	$W_{j, IV-III} = \Delta W'_{j, IV}$	вода витікає із IV до III частини з солоністю $S_{j-1, IV-III} = S_{j-1, IV}$	IV ч. \rightarrow III ч.
якщо $\Delta W'_{j, IV} = 0$, то	$W_{j, IV-III} = 0$	водообмін між IV та III частинами відсутній	IV ч. \leftrightarrow III ч.
для III частини лиману			
якщо $\Delta W'_{j, III} > 0$ та $\Delta W'_{j, IV} > 0$, то	$W_{j, III-IV} = -\Delta W'_{j, IV}$, $W_{j, III-II} = \Delta W'_{j, III} + \Delta W'_{j, IV}$	вода надходить із II до III частини з солоністю $S_{j-1, III-II} = S_{j-1, II}$, а далі витікає до IV частини з солоністю $S_{j-1, III-IV} = S_{j-1, III}$	IV ч. \leftarrow III ч. \leftarrow II ч.
якщо $\Delta W'_{j, III} > 0$ та $\Delta W'_{j, IV} = 0$, то	$W_{j, III-IV} = 0$, $W_{j, III-II} = \Delta W'_{j, III}$	вода надходить із II до III частини з солоністю $S_{j-1, III-II} = S_{j-1, II}$	IV ч. \leftrightarrow III ч. \leftarrow II ч.

Продовження табл. 12.1

1	2	3	4
якщо $\Delta W'_{j, III} > 0$ та $\Delta W'_{j, IV} < 0$, то	при $\Delta W'_{j, III} = -\Delta W'_{j, IV}$: $W_{j, III-IV} = -\Delta W'_{j, IV}$, $W_{j, III-II} = 0$	вода надходить із IV до III частини з солоністю $S_{j-1, III-IV} = S_{j-1, IV}$	IV ч. \rightarrow III ч. \rightarrow II ч.
	при $\Delta W'_{j, III} > -\Delta W'_{j, IV}$: $W_{j, III-IV} = -\Delta W'_{j, IV}$, $W_{j, III-II} = \Delta W'_{j, III} + \Delta W'_{j, IV}$	вода надходить із IV та II частин до III частини з солоністю $S_{j-1, III-IV} = S_{j-1, IV}$ і $S_{j-1, III-II} = S_{j-1, II}$	IV ч. \rightarrow III ч. \leftarrow II ч.
	при $\Delta W'_{j, III} < -\Delta W'_{j, IV}$: $W_{j, III-IV} = -\Delta W'_{j, IV}$, $W_{j, III-II} = \Delta W'_{j, III} + \Delta W'_{j, IV}$	вода надходить із IV до III частини з солоністю $S_{j-1, III-IV} = S_{j-1, IV}$, а далі витікає до II частини з солоністю $S_{j-1, III-II} = S_{j-1, III}$	IV ч. \rightarrow III ч. \rightarrow II ч.
якщо $\Delta W'_{j, III} < 0$ та $\Delta W'_{j, IV} < 0$, то	$W_{j, III-IV} = -\Delta W'_{j, IV}$, $W_{j, III-II} = \Delta W'_{j, III} + \Delta W'_{j, IV}$	вода надходить із IV до III частини з солоністю $S_{j-1, III-IV} = S_{j-1, IV}$, а далі витікає до II частини з солоністю $S_{j-1, III-II} = S_{j-1, III}$	IV ч. \rightarrow III ч. \rightarrow II ч.

Продовження табл. 12.1

1	2	3	4
якщо $\Delta W'_{j,III} < 0$ та $\Delta W'_{j,IV} > 0$, то	при $\Delta W'_{j,III} = -\Delta W'_{j,IV}$: $W_{j,III-IV} = -\Delta W'_{j,IV}$, $W_{j,III-II} = 0$	вода витікає із III до IV частини з солоністю $S_{j-1,III-IV} = S_{j-1,III}$	IV ч. \leftarrow III ч. \rightarrow II ч.
	при $\Delta W'_{j,III} > -\Delta W'_{j,IV}$: $W_{j,III-IV} = -\Delta W'_{j,IV}$, $W_{j,III-II} = \Delta W'_{j,III} + \Delta W'_{j,IV}$	вода витікає із III до IV та II частин з солоністю $S_{j-1,III-IV} = S_{j-1,III}$ і $S_{j-1,III-II} = S_{j-1,III}$	IV ч. \leftarrow III ч. \rightarrow II ч.
	при $\Delta W'_{j,III} < -\Delta W'_{j,IV}$: $W_{j,III-IV} = -\Delta W'_{j,IV}$, $W_{j,III-II} = \Delta W'_{j,IV} - \Delta W'_{j,III}$	вода надходить із II до III частини з солоністю $S_{j-1,III-II} = S_{j-1,II}$, а далі витікає до IV частини з солоністю $S_{j-1,III-IV} = S_{j-1,III}$	IV ч. \leftarrow III ч. \leftarrow II ч.
якщо $\Delta W'_{j,III} < 0$ та $\Delta W'_{j,IV} = 0$, то	$W_{j,III-IV} = 0$, $W_{j,III-II} = \Delta W'_{j,III}$	вода витікає із III до II частини з солоністю $S_{j-1,III-II} = S_{j-1,III}$	IV ч. \rightarrow III ч. \rightarrow II ч.

Продовження табл. 12.1

1	2	3	4
якщо $\Delta W'_{j,III} = 0$ та $\Delta W'_{j,IV} = 0$, то	$W_{j,III-IV} = 0$, $W_{j,III-II} = 0$	водообмін між III, IV та II частинами відсутній	IV ч. ↔ III ч. ↔ II ч.
якщо $\Delta W'_{j,III} = 0$ та $\Delta W'_{j,IV} > 0$, то	$W_{j,III-IV} = -\Delta W'_{j,IV}$, $W_{j,III-II} = \Delta W'_{j,IV}$	вода витікає із III до IV частини з солоністю $S_{j-1,III-IV} = S_{j-1,III}$ та надходить із II до III частини з солоністю $S_{j-1,III-II} = S_{j-1,II}$	IV ч. \leftarrow III ч. \leftarrow II ч.
якщо $\Delta W'_{j,III} = 0$ та $\Delta W'_{j,IV} < 0$, то	$W_{j,III-IV} = -\Delta W'_{j,IV}$, $W_{j,III-II} = \Delta W'_{j,IV}$	вода надходить із IV до III частини з солоністю $S_{j-1,III-IV} = S_{j-1,IV}$, а далі витікає до II частини з солоністю $S_{j-1,III-II} = S_{j-1,III}$	IV ч. \rightarrow III ч. \rightarrow II ч.
для II частини лиману			
так само, як і для III частини лиману, тільки з заміною: IV на III, III на II, II на I			
для I частини лиману (при наявності водообміну з морем)			
так само, як і для III частини лиману, тільки з заміною: IV на II, III на I, II на м (море)			
для I частини лиману (при відсутності водообміну з морем)			
так само, як і для IV частини лиману, тільки з заміною: IV на I, III на II			

12.2 Визначення об'єму та мінералізації атмосферних опадів

Об'єм атмосферних опадів $W_{P,j}$, млн. м³, що випали на водну поверхню Тилігульського лиману за розрахунковий період (місяць (j)), визначався за формулою

$$W_{P,j} = \sum_{i=I}^{IV} W_{P,j,i}, \quad (12.12)$$

де $W_{P,j,i}$ – об'єм атмосферних опадів, що випали на водну поверхню i -ї частини лиману ($i = I, II, III, IV$) за j -й місяць року

$$W_{P,j,i} = P_{j,i} F_{j-1,i}, \quad (12.13)$$

де $P_{j,i}$ – шар атмосферних опадів за розрахунковий місяць (j), м;

$F_{j-1,i}$ – площа водної поверхні i -ї частини лиману наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця, млн. м².

Вихідними даними для обчислення $W_{P,j,i}$ були сумарні за місяць шари атмосферних опадів, виміряні на метеостанціях (рис. 12.1): «порт-Южний» – за періоди з січня 1980 р. по грудень 1988 р. [3] та з січня 1996 р. по грудень 2012 р. [1, 4]; «Сербка» – за період з листопада 1976 р. по грудень 2012 р. [3, 5]; «порт-Одеса» – за період з січня 1953 р. по грудень 2012 р. [3, 6-8] (рис. 12.2 та 12.3).

При визначенні об'єму атмосферних опадів, які випали на водну поверхню I частини лиману, використовувалися дані спостережень на метеорологічній станції «порт-Южний». Для II та III частин опади розраховувалися як середнє арифметичне між даними по метеостанціях «порт-Южний» та «Сербка». Для IV частини об'єм атмосферних опадів визначався за даними, виміряними на метеорологічній станції «Сербка».

У зв'язку з тим, що на метеостанціях «порт-Южний» та «Сербка» дані про шари атмосферних опадів є не за всі місяці періоду з січня 1953 р. по грудень 2012 р., для їх відновлення були встановлені зв'язки з шарами атмосферних опадів на метеорологічній станції «порт-Одеса», де ряд спостережень за атмосферними опадами є безперервним.

Середня мінералізація атмосферних опадів, що випали на водну поверхню водойми $S_{P,j,i}$ (г/дм³), для всіх розрахункових періодів (місяців року) та всіх частин Тилігульського лиману бралась однаковою: $S_{P,j,i} = 0,035$ г/дм³ [9].

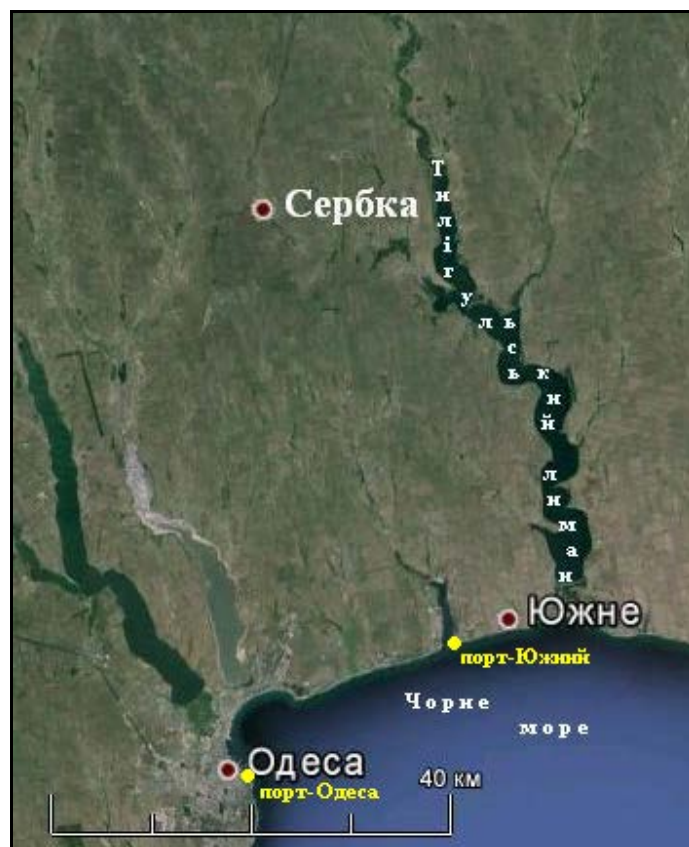


Рис. 12.1. Місцезоложення метеостанцій «порт-Южний», «Сербка» та «порт-Одеса»

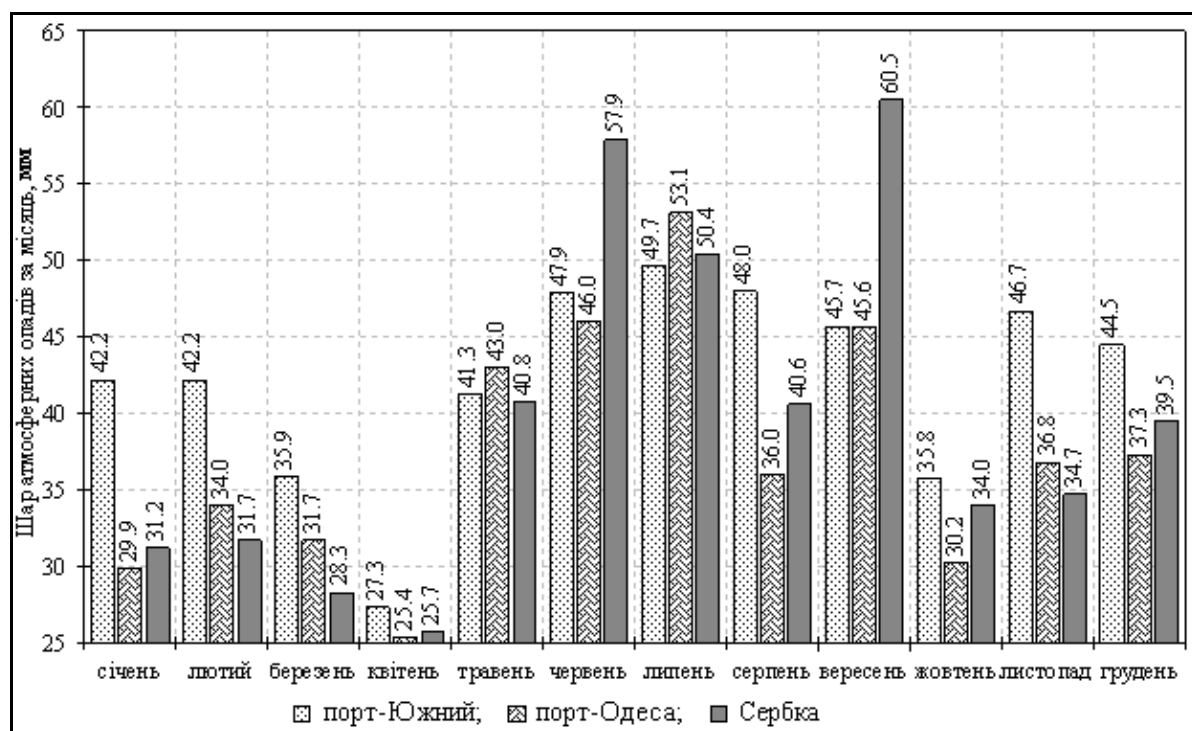


Рис. 12.2. Внутрішньорічний розподіл атмосферних опадів на метеостанціях «порт-Южний», «Сербка» та «порт-Одеса»

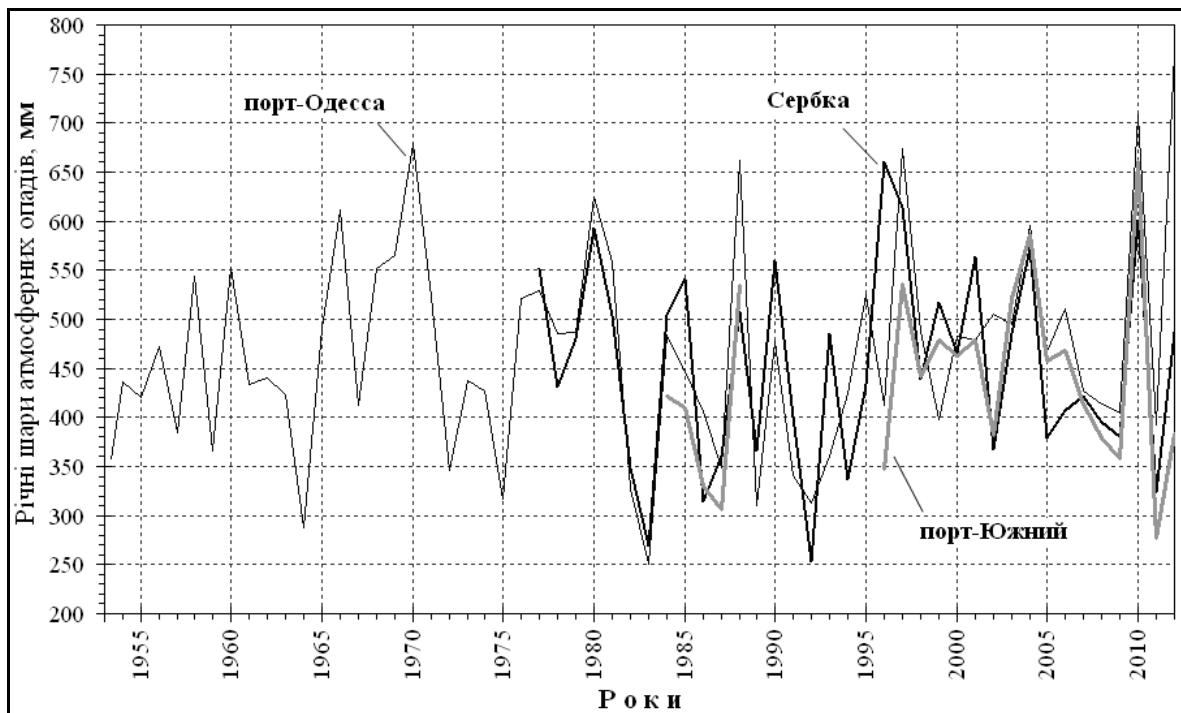


Рис. 12.3. Річні шари атмосферних опадів на метеостанціях «порт-Южный», «Сербка» та «порт-Одеса»

12.3 Визначення об'єму та мінералізації припливних вод (поверхневих, схилових, підземних), що надійшли в лиман з його водозбірного басейну

Об'єм припливу вод $W_{r,j}$ (поверхневих, схилових, підземних), млн. m^3 , з водозбірного басейну до Тилігульського лиману за розрахунковий період визначався за формулою

$$W_{r,j} = \sum_{i=I}^{IV} W_{r,j,i}, \quad (12.14)$$

де $W_{r,j,i}$ – об'єм припливу вод до i -ї частини лиману ($i = I, II, III, IV$) за розрахунковий j -й місяць року, який обчислювався як сумарний стік з річок і балок та боковий приплив.

Приплив до I частини лиману розраховувався за такою формулою

$$W_{r,j,I} = W_{б.Кам,j} + W_{б.Бес,j} + W_{б.Лен,j} + W_{бок.пр.,j,I}, \quad (12.15)$$

де $W_{б.Кам,j}, W_{б.Бес,j}, W_{б.Лен,j}$ – об'єми стоку за розрахунковий місяць (j) балок Кам'янистої (Кам'яної), Бесарабської та Ленінської, відповідно;

$W_{бок.пр.,j,I}$ – об'єми бокового припливу води до I частини лиману.

Приплив до другої частини лиману визначався таким чином

$$W_{r,j,II} = W_{б.Кеф,j} + W_{б.Хут,j} + W_{б.Чаб,j} + W_{бок.пр.,j,II}, \quad (12.16)$$

де $W_{б.Кеф,j}, W_{б.Хут,j}, W_{б.Чаб,j}$ – об'єми стоку за місяць (j) балок Кефалевої, Хуторської та Чабанської, відповідно;

$W_{бок.пр.,j,II}$ – об'єм бокового припливу до II частини;

Приплив до третьої частини лиману розраховувався як

$$W_{r,j,III} = W_{р.Цар,j} + W_{бок.пр.,j,III}, \quad (12.17)$$

де $W_{р.Цар,j}$ – об'єм стоку за місяць (j) р.Царега;

$W_{бок.пр.,j,III}$ – об'єми бокового припливу води за місяць (j) в III частину лиману з водозбору, який не входить в межі басейну р.Царега.

Надходження води до четвертої частини лиману визначалися за таким рівнянням

$$W_{r,j,IV} = W_{р.Тил,j} + W_{р.Бал,j} + W_{бок.пр.,j,IV}, \quad (12.18)$$

де $W_{р.Тил,j}, W_{р.Бал,j}$ – відповідно, об'єми стоку за розрахунковий місяць (j) річок Тилігул і Балай;

$W_{бок.пр.,j,IV}$ – об'єми бокового припливу води за місяць в IV частину лиману з водозбору, який не входить в межі басейнів річок Тилігул та Балай.

При наявності даних про середньомісячні витрати води річок і балок, що впадають в лиман, як, наприклад, в передгірловій ділянці р. Тилігул (рис. 12.4) [10], об'єми припливу вод, що надійшли за місяць до лиману з водозбірного басейну річки або балки, $W_{r,j,i}$, млн. м³, розраховувалися за формулою

$$W_{r,j,k} = 86400 n_j Q_{r,j,k} 10^{-6}, \quad (12.19)$$

де $Q_{r,j,k}$ – середня за розрахунковий місяць (j) витрата води k -го водотоку, м³/с;

n_j – кількість діб в j -му місяці року;

86400 – кількість секунд в одній добі, с;

10^{-6} – переводний коефіцієнт з м³ до млн. м³.

У зв'язку з тим, що гідрологічний пост, де вимірюються витрати води, є тільки в гирловій частині р. Тилігул – смт Березівка, фактичні об'єми припливу вод з водозбірного басейну до лиману були визначені лише для його IV частини за період з 1953 по 2011 рр. (рис. 12.4).

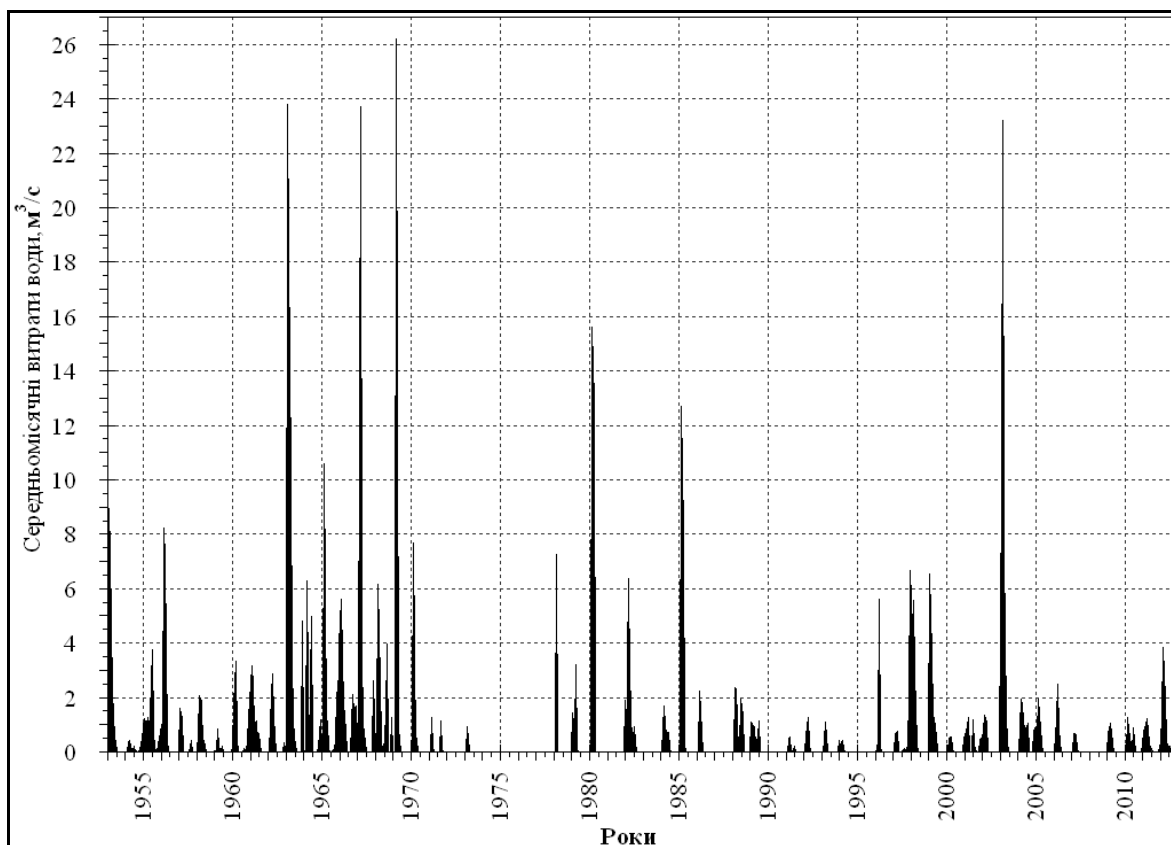


Рис. 12.4. Середньомісячні витрати води, р. Тилігул – смт Березівка, за період з січня 1953 р. по грудень 2012 р.

Для 2012 р., через відсутність офіційних даних про витрати води у створі р. Тилігул – смт Березівка, які публікуються в [10], в розрахунках водного балансу IV частини Тилігульського лиману використані середні багаторічні витрати води та об'єми стоку річки (табл. 12.2), які добре узгоджуються з даними епізодичних вимірювань витрат води в цьому році, виконаних фахівцем ОФ ІБПМ НАН України В.В. Адобовським (табл. 12.3).

Через те, що для інших річок і балок водозбірного басейну Тилігульського лиману дані спостережень за стоком води відсутні, оцінка їх внесків у водний баланс лиману в період 1953-2012 рр. виконувалась на підставі результатів розрахунків за моделлю «клімат-стік» (див. розділ 7). Останні свідчать, що у роки із забезпеченістю $P=50\%$ побутовий (порушений господарською діяльністю) річний приплив прісних вод з водозбірного басейну лиману на більш ніж 99 % складається зі стоку р. Тилігул (див. пп. 7.3, табл. 7.6). Тому для уникнення зайвих похибок при моделюванні водно-сольового балансу лиману та його частин вважалось, що приплив води до них визначається тільки стоком р. Тилігул, мінералізація вод якої для усіх місяців року в період з 1953 по 2012 рр. бралась рівною $S_{r,j,Tul} = 1,295 \text{ г/дм}^3$ [11].

Таблиця 12.2. Середні багаторічні витрати води $Q_{r,j,T_{вл}}$ та об'єми стоку $W_{r,j,T_{вл}}$ р. Тилігул – смт Березівка, за період з 1953 по 2012 рр.

Місяць	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	За рік
$Q_{r,j,T_{вл}}$, м ³ /с	0,37	1,29	3,85	1,99	0,41	0,22	0,21	0,089	0,12	0,043	0,085	0,31	0,75
$W_{r,j,T_{вл}}$, млн. м ³	0,991	3,149	10,312	5,158	1,098	0,570	0,562	0,238	0,311	0,115	0,220	0,830	23,556

Таблиця 12.3. Виміряні в 2012 р. та середні багаторічні за березень, квітень і травень витрати води р. Тилігул – смт Березівка

Дата вимірювання	Витрати води, м ³ /с	
	Виміряні (середні за добу)	Середні багаторічні за місяць
24.03.2012	3,01	3,85
15.04.2012	1,04	1,99
20.05.2012	0,36	0,41

12.4 Визначення випаровування з водної поверхні лиману

Випаровування з водної поверхні є однією з найважливіших складових витратної частини водного балансу озер, лиманів, ставків і водосховищ. Вирішальне значення ця складова має для водойм аридної зони (у тому числі, лиманів розташованих на території Північно-Західного Причорномор'я), де шар води, яка випарилася за рік перевищує шар атмосферних опадів, що випали на водну поверхню водойм.

Для Тилігульського лиману, який належить до групи закритих водойм з епізодичним водообміном з морем, випаровування з водної поверхні є головною, а в періоди, коли з'єднувальний канал «лиман-море» не функціонує – єдиною, складовою витратної частини водного балансу. В умовах зменшення припливу води з водозбірної басейну лиману та майже припинення водообміну з морем, за рахунок випаровування відбувається зменшення рівнів води, глибин лиману, обміління та пересихання його мілководних ділянок [12-14]. З урахуванням того, що випаровування з водної поверхні Тилігульського лиману ніколи не вимірювалось [14-17], його кількісна оцінка є однією з актуальних задач, вирішення якої необхідно як для моделювання водно-сольового балансу водойми, так і при обґрунтуванні оптимальних рівнів і солоності води, кисневого режиму та інших показників екологічного стану лиману [1, 12, 13].

У зв'язку з тим, що на Тилігульському лимані детальні дослідження випаровування з водної поверхні не виконувались, наукові публікації з результатами оцінки цієї складової водного балансу лиману майже відсутні. Наприклад, до кінця XX ст. оцінити випаровування з водної поверхні в районі лиману було можливе лише з використанням декількох наукових публікацій [15-18], у яких представлені загальні дані про випаровування з поверхні водойм Північно-Західного Причорномор'я.

Перші узагальнені дані про норми, внутрішньорічний розподіл, максимальні та мінімальні величини випаровування з поверхні водойм на території Північно-Західного Причорномор'я і методи їх розрахунку в теплий сезон року (з квітня по жовтень) опубліковані в роботах М.С. Каганера [15, 18]. Наприклад, з використанням карти норм випаровування, опублікованої в роботі [18], встановлено, що шар випареної за рік води в районі Тилігульського лиману дорівнює 850 мм. Однак, М.С. Каганер пояснює, що це шар випаровування з поверхні прісних водойм, а шар випаровування з поверхні солоних озер і лиманів Криму та Північно-Західного Причорномор'я залежить від концентрації солей в їх водах і зменшується при збільшенні мінералізації води (ропи).

В роботі [11] М.С. Каганером встановлено, що на м./ст. «Болград» (яка знаходиться на відстані приблизно 225 км за азимутом 240° від південно-західної межі Тилігульського лиману) випаровування з поверхні випарного басейну (площа 20 м^2 , глибина 2 м), який було визначено в СРСР як водойму-еталон [15, 19], в середньому за теплий сезон з 1953 по 1966 рр. становило 800 мм. Найбільший шар випаровування дорівнював 860 мм, найменший – 693 мм. Впродовж теплого сезону шар випаровування за місяць поступово збільшувався з 62 мм – у квітні, до 165 мм – в липні, а потім зменшувався до 62 мм – в жовтні.

На м./ст. «порт-Одеса», яка знаходиться більш ніж в шість разів ближче до Тилігульського лиману, ніж м./ст. «Болград» (на відстані приблизно 35 км за азимутом 240° від південно-західної межі лиману), середній шар випаровування з водної поверхні за теплий сезон дорівнював 936 мм, найбільший – 1067 мм, найменший – 828 мм [15]. Впродовж теплого сезону року шар випаровування за місяць поступово збільшувався з 88 мм – у квітні, до 194 мм – в липні, а потім зменшувався до 65 мм – у жовтні. На жаль, на м./ст. «порт-Одеса» випарного басейну не встановлено, тому дані про шари випаровування з водної поверхні, які вимірювались на цій метеостанції наземним випаровувачем ГГИ-3000 (площа $0,3 \text{ м}^2$, глибина 0,65 м), завищені відносно фактичних шарів випаровування з водної поверхні реальних водойм. Це підтверджується даними м./ст. «Болград», де випаровування з водної поверхні вимірювалось як з використанням еталонного випаровувального басейну, так і наземного випаровувача ГГИ-3000 [15]. За цими даними визначено, що річний шар випаровування з водної поверхні, виміряний ГГИ-3000 на

м./ст. «Болград» за період з 1953 по 1966 рр., становить 1031 мм, тобто перевищує шар випаровування з поверхні випаровувального басейну на 231 мм. Також встановлено, що максимальний шар випаровування з водної поверхні, виміряний ГГІ-3000, становить 213 мм і спостерігається не в липні, а в серпні. Загалом, шари випаровування за місяць, виміряні на м./ст. Болград» з водної поверхні ГГІ-3000, перевищують фактичні величини випаровування в середньому на 33 мм і змінюються від 17 до 53 мм.

За період з 1970 по 2010 рр. опубліковані лише дві монографії, в яких представлені результати досліджень гідрологічного режиму, водообміну та складових водно-сольового балансу Тилігульського лиману (у тому числі, узагальнені дані про випаровування з поверхні водойми) [9, 10]. Наприклад, М.Ш. Розенгургт у 1974 р. [9], при оцінці випаровування з водної поверхні в районі Тилігульського лиману з урахуванням солоності води (за даними про випаровування з поверхні північно-західної частини Чорного моря при солоності води 18 ‰) встановив, що межі коливання річних шарів випаровування дорівнюють 639-886 мм, при нормі випаровування – 764 мм. Однак, В.М. Тімченко – у 1990 р. [10], при визначенні «найбільш вірогідних значень» складових водного балансу лиману, встановив, що річне випаровування з його водної поверхні дорівнює 93,2 млн. м³ або 825 мм (при площі водної поверхні 113 млн. м²).

В період з 2009 по 2013 рр. дослідженнями гідроекологічних проблем Тилігульського лиману та складових водно-сольового балансу водойми (у тому числі, випаровування з водної поверхні лиману) активно займалися фахівці ОДЕКУ [1, 12-14]. Результати цих досліджень увійшли в опубліковану в 2012 р. монографію [13], один з розділів якої присвячений випаровуванню з водної поверхні Причорноморських лиманів. Для оцінки випаровування в цій роботі були використані дані вимірювань шарів випаровування з водної поверхні випарного басейну на м./ст. «Болград». З використанням цих даних встановлено, що за період з 1960 по 2010 рр. річне значення випаровування з водної поверхні в середньому дорівнює 777 мм [13].

Найбільший шар випаровування на м./ст. «Болград» становить 1151 мм (1972 р.), найменший – дорівнює 645 мм (1978 р.). В середньому за період з 1960 по 2010 рр. впродовж року середнє місячне випаровування збільшувалося з 43 мм – в березні до 152 мм – в липні, а потім поступово зменшувалося до 10 мм – в грудні [13].

В монографії також узагальнені результати оцінки впливу збільшення солоності води (в діапазоні від 0 до 330 ‰) на зменшення шару випаровування з поверхні солоних озер і лиманів [13].

З урахуванням поділу лиману на чотири частини, об'єм води, що випарився з його поверхні за кожен місяць (j) $W_{E,j}$, млн. м³, визначається за формулою

$$W_{E,j} = \sum_{i=I}^{IV} W_{E,j,i}, \quad (12.20)$$

де $W_{E,j,i}$ – об'єми води, що випарились з водної поверхні кожної з чотирьох ($i = I, II, III, IV$) частин лиману за j -й (розрахунковий) місяць, млн. м³.

Об'єми випаровування $W_{E,j,i}$ розраховувалися таким чином:

$$W_{E,j,i} = E_{S,j,i} F_{j-1,i}, \quad (12.21)$$

$$E_{S,j,i} = k_{S,j,i} E_{Ю,j}, \quad (12.22)$$

$$k_{S,j,i} = 1 - 0,0033 S_{j-1,i}, \quad (12.23)$$

де $E_{S,j,i}$ – шар випаровування з водної поверхні i -ї частини лиману за розрахунковий місяць (j), м;

$F_{j-1,i}$ – площа водної поверхні i -ї частини лиману наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця, млн. м²;

$E_{Ю,j}$ – розрахунковий шар води, що випарився за місяць (j) з водної поверхні в районі м./ст. «порт-Южний» (знаходиться на відстані приблизно 12,5 км за азимутом 240° від південно-західної межі лиману), м;

$k_{S,j,i}$ – безрозмірний коефіцієнт, що враховує вплив солоності (мінералізації) води на зменшення випаровування з водної поверхні лиману [1, 20-23];

$S_{j-1,i}$ – солоність води в лимані наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця, яка змінюється від 0 до 40 ‰ (г/дм³).

У зв'язку з тим, що ні на Тилігульському лимані, ні на м./ст. «порт-Южний» випаровування з водної поверхні не вимірюється, шар випаровуваної за місяць води можна визначити такими способами:

а) з використанням середніх багаторічних шарів випаровування, визначених за даними м./ст. «Болград» (рис. 12.5);

б) з використанням виміряних на м./ст. «Болград» шарів випаровування (рис. 12.6);

в) з використанням встановлених в інших наукових роботах, присвячених цій тематиці, зв'язків між випаровуванням і температурою повітря [21, 22];

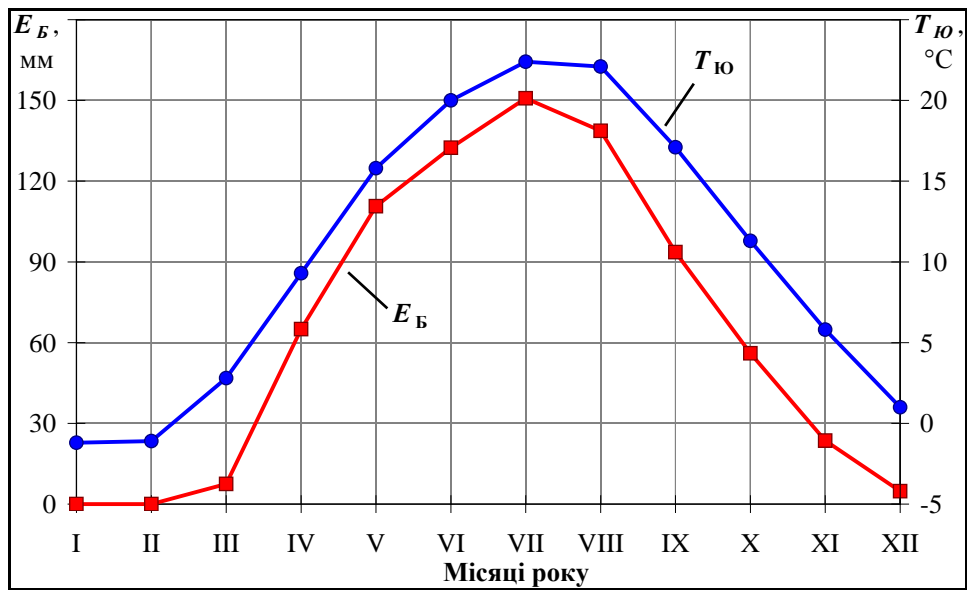


Рис. 12.5. Внутрішньорічний розподіл величин випаровування з водної поверхні за місяць E_B , мм, на м./ст. «Болград» та середньомісячних температур повітря $T_{ю}$, °C, на м./ст. «порт-Южний» [1, 14]

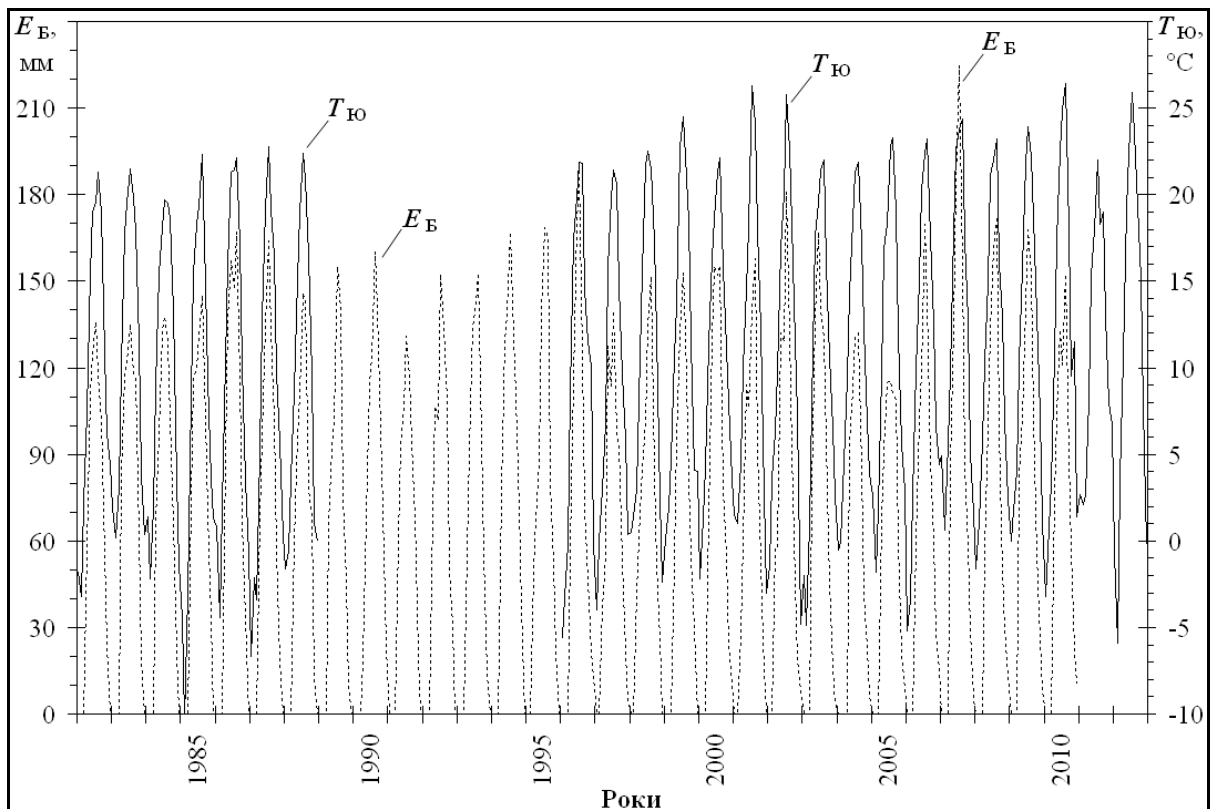


Рис. 12.6. Мінливість виміряних за місяць величин випаровування з водної поверхні E_B (мм) на м./ст. «Болград» та середньомісячних температур повітря $T_{ю}$, °C, на м./ст. «порт-Южний» (за період з січня 1982 р. по грудень 2012 р.) [1, 14]

г) через вдосконалення розроблених раніше методів визначення шарів випаровування [15, 16, 18, 19, 24-26], з використанням наявних метеорологічних даних [1, 4, 12, 13, 15, 18, 27, 28].

Оскільки м./ст. «порт-Южний» діє лише з початку 80-х рр. XX ст. [4], то для визначення та оцінки випаровування з водної поверхні в районі Тилігульського лиману за більш тривалий період необхідно пов'язати метеорологічні дані, виміряні на цій метеостанції, з даними найближчих до неї метеостанцій, наприклад, з даними метеостанцій «порт-Одеса» або «Болград».

Ці метеостанції знаходяться в практично однакових погодних умовах, що видно, наприклад, з графіків зв'язку між середньомісячними температурами повітря (рис. 12.7 та 12.8).

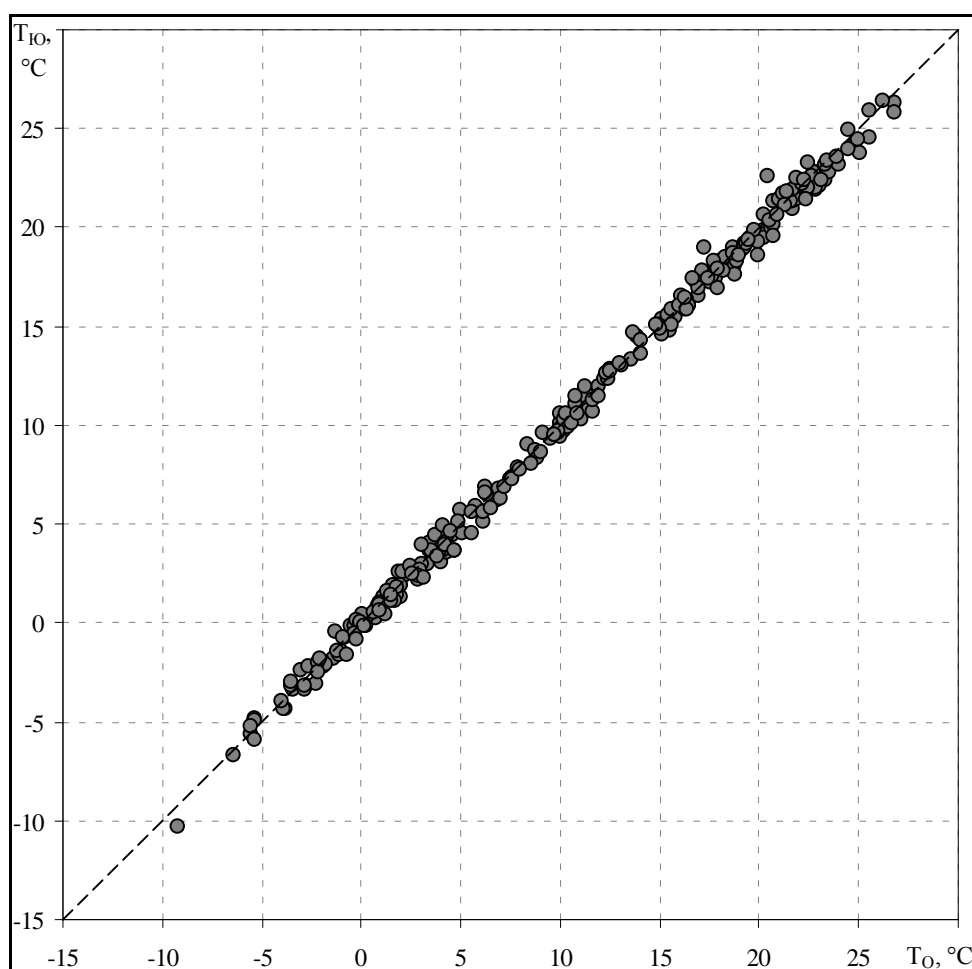


Рис. 12.7. Зв'язок середніх температур повітря на метеостанціях «порт-Южний» $T_{\text{Ю}}$ та «порт-Одеса» $T_{\text{О}}$, °C, за періоди з січня 1982 р. по грудень 1988 р. та з січня 1996 р. по лютий 2013 р. [1, 14]: - - - — лінія рівних значень

З рис. 12.7 та 12.8 видно, що температури повітря на всіх трьох метеостанціях («порт-Южний», «порт-Одеса» та «Болград») знаходяться

на лінії рівних значень, тому, якщо температури повітря на метеостанції «порт-Южний» відсутні (наприклад, за період з січня 1989 р. по грудень 1995 р.) [4], то вони можуть бути відновлені за даними метеостанції «порт-Одеса» (рис. 12.7) або метеостанції «Болград» (рис. 12.8).

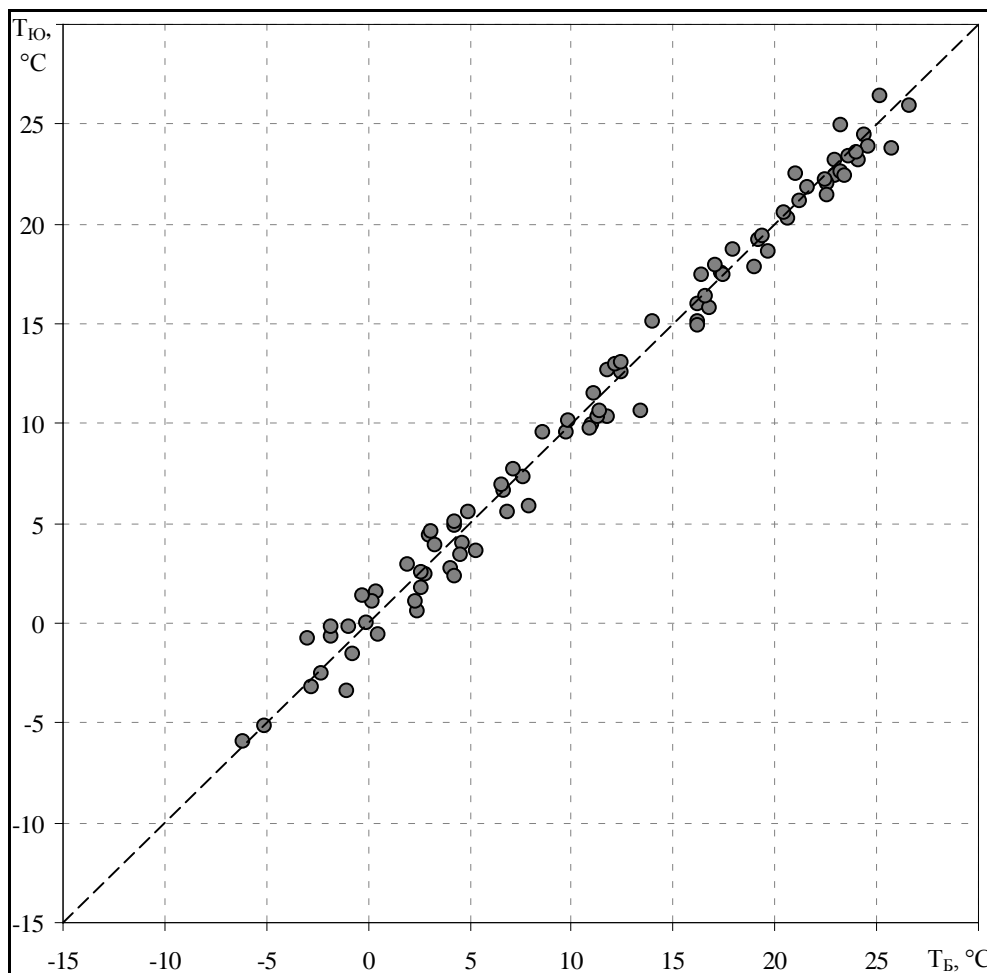


Рис. 12.8. Зв'язок середніх температур повітря на метеостанціях «порт-Южний» $T_{\text{Ю}}$ та «Болград» $T_{\text{Б}}$, °C, за період з листопада 2005 р. по лютий 2013 р. [1, 14]: - - - – лінія рівних значень

Отримані зв'язки (рис. 12.7, 12.8) дозволяють використовувати температури повітря, виміряні на будь-якій з цих трьох метеостанцій, для визначення випаровування води в межах водозбору Тилігульського лиману, із застосуванням зв'язків між температурою повітря та випаровуванням з водної поверхні (рис. 12.9, 12.10), встановлених в роботах [1, 24, 25].

На жаль м./ст. «Болград», де вимірюється випаровування з поверхні випарного басейну, розташована на відстані приблизно 212 км за азимутом 240° від м./ст. «порт-Южний» (Григорівський або Малий Аджаликський лиман) та на відстані приблизно 225 км від південно-

західної межі Тилігульського лиману, тому використання даних про випаровування з водної поверхні, виміряних на цій метеостанції, може бути рекомендовано лише в тих випадках, коли визначити випаровування іншими способами не має можливості.

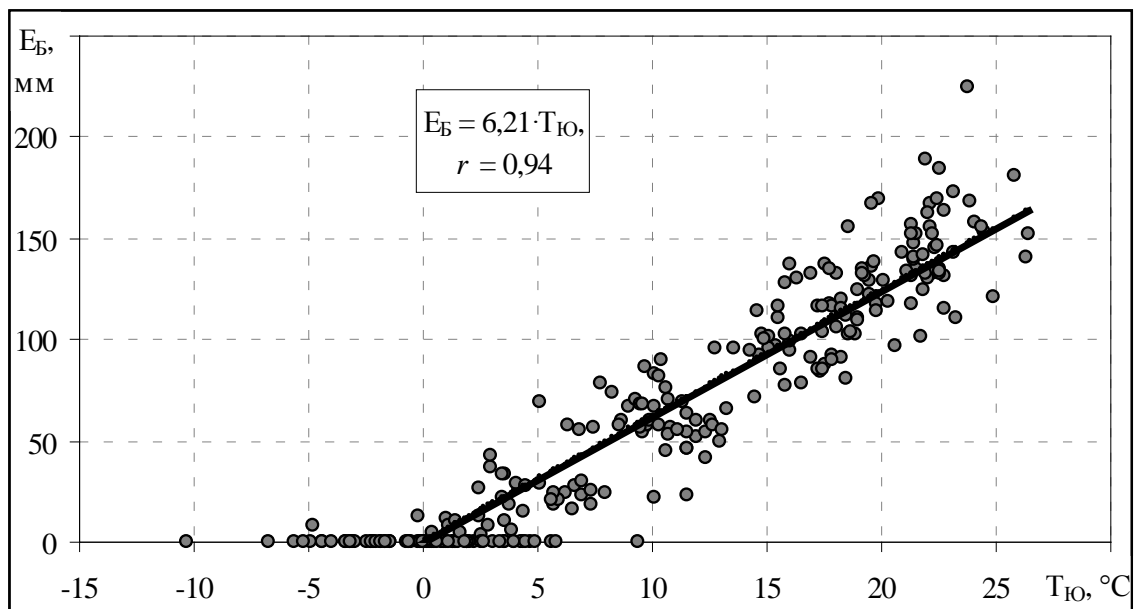


Рис. 12.9. Зв'язок виміряних за місяць величин випаровування з водної поверхні E_b , мм, на м./ст. «Болград» та середньомісячних температур повітря $T_{ю}$, °C, на м./ст. «порт-Южний», за період з січня 1982 р. по грудень 2010 р. [1, 24, 25]

Найближчим до м./ст. «порт-Южний» пунктом спостережень, де мають місце наявні метеорологічні дані за багаторічний період, є м./ст. «порт-Одеса», яка знаходиться на відстані лише 22,5 км за азимуту приблизно 240° від м./ст. «порт-Южний» та на відстані приблизно 35 км від північно-західної межі Тилігульського лиману. Однак, на м./ст. «порт-Одеса» випаровування з водної поверхні не вимірюється. З урахуванням цього, для підвищення точності визначення випаровування з поверхні Тилігульського лиману, в роботах [1, 14] пропонується використовувати зв'язок щомісячних шарів випаровування з середньомісячними температурами та значеннями відносної вологості повітря, який встановлено за даними м./ст. «Болград» (рис. 12.11) за період з листопада 2005 р. по грудень 2010 р.

Зв'язок випаровування з водної поверхні з середньомісячними значеннями температури і відносної вологості повітря встановлено ще в 1948 р. М.М. Івановим [18, 26], а пізніше (в 1968 р.) О.Р. Константиновим в монографії [19] рекомендовані подібні зв'язки, як найбільш зручні для практичного використання при визначенні випаровування з водної поверхні, оскільки не потребують введення додаткових поправок.

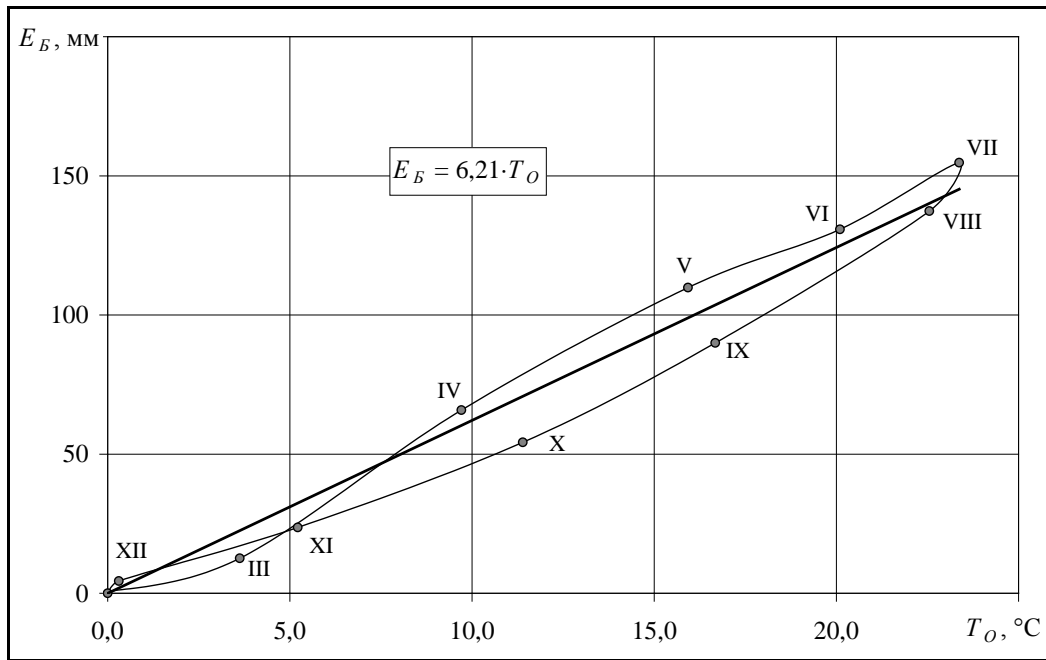


Рис. 12.10. Зв'язок місячних величин випаровування E_B , мм, на м./ст. «Болград» та середньомісячних температур повітря T_O , °С, на м./ст.«порт-Одеса», за період з 1960 по 2007 рр. (римські цифри – місяці року) [1, 24, 25]

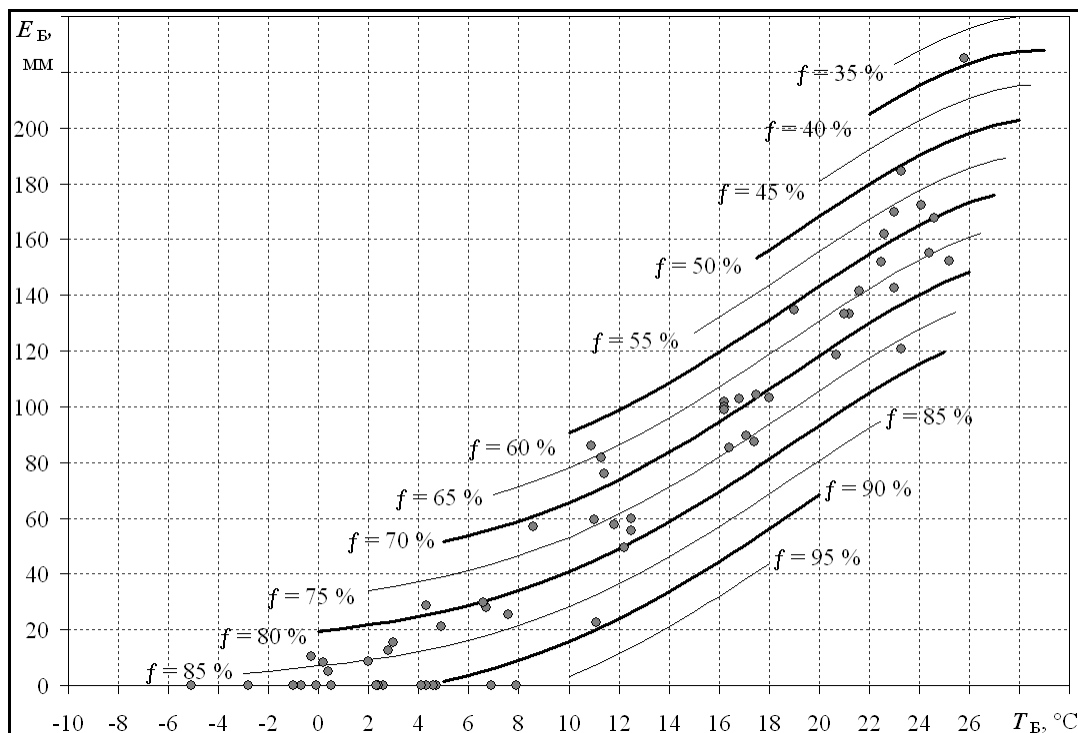


Рис. 12.11. Зв'язок випаровування з водної поверхні E_B , мм, з середньомісячними температурами повітря T_B , °С, та відносною вологістю повітря f_B , % (підписи поблизу точок), за даними м./ст. «Болград» (за період з листопада 2005 р. по грудень 2010 р.)

З рис. 12.6 та 12.11 видно, що випаровування води з поверхні випарного басейну відбувається з квітня по грудень, а у січні-березні дорівнює 0 мм. При збільшенні температури та зменшенні відносної вологості повітря шар випаровування збільшується, а при зменшенні температури та збільшенні відносної вологості повітря – зменшується.

У зимово-весняний сезон року (з січня по березень-квітень) у декількох випадках при середньомісячній температурі повітря 0-5 °С шар випареної за місяць води дорівнював 0 мм. Це може пояснюватись тим, що в ці місяці на поверхні випарного басейну ще був льодяний покрив, сформований раніше при від'ємних температурах повітря.

У зимовий період при від'ємних температурах повітря його випарна здатність дуже мала, отже можна вважати, що шар випаровування з поверхні лиману дорівнює нулю. Проте, при нестійкому переході температури повітря через 0 °С у бік від'ємної та її епізодичному зростанні впродовж декількох діб, можлива ситуація, коли від'ємній, але близькій до 0 °С, середньомісячній температурі відповідають досить великі значення випаровування з водної поверхні, як це спостерігалось в грудні 2010 р., коли при від'ємному значенні середньомісячної температури повітря (мінус 0,3 °С), шар випареної за місяць води становив 10,3 мм.

Через те, що вода Тилігульського лиману є солоною, випаровування з його поверхні буде меншим ніж з поверхні прісної водойми [1, 14]. Таким чином, можна вважати, що при 0 °С або від'ємних температурах повітря й відносній вологості повітря більший ніж 85-90 %, випаровування з поверхні лиману не відбувається навіть за відсутності льодяного покриву. Враховуючи те, що виміряні значення пружності водяної пари, які використовуються для визначення відносної вологості повітря, на м./ст. «порт-Южний» є лише за період з січня 1984 р. по грудень 1988 р. (без даних за травень 1985 р.), в роботі встановлено зв'язок між відотною вологістю повітря на цій та найближчих до неї метеостанціях «порт-Одеса» (рис. 12.12) та «Сербка» (рис. 12.13), де є дані спостережень за цим показником, відповідно, за періоди з січня 1976 р. по грудень 2013 р. та з листопада 1976 р. по грудень 2013 р. [1, 4, 14].

З рис. 12.12 видно, що відносна вологість повітря на метеостанції «порт-Южний» завжди дещо вища за відносну вологість повітря на метеостанції «порт-Одеса», але зв'язок між ними є тісний (коефіцієнт кореляції $r = 0,97$). Однак, відносна вологість повітря на метеостанції «Сербка» (рис. 12.13) в діапазоні від 50 до 80 % дещо менша від відносної вологості повітря на метеостанції «порт-Южний», а в діапазоні від 80 до 100 % – коливається відносно лінії рівних значень. Зв'язок між значеннями відносної вологості повітря на метеостанціях «Сербка» та «порт-Южний» існує, але він є не таким тісним, як в попередньому випадку. Це пов'язано з тим, що 14 з 59 розрахункових значень відносної вологості повітря мають

відхилення більш ніж 10 %, що дорівнює майже чверті від всіх використаних даних [14].

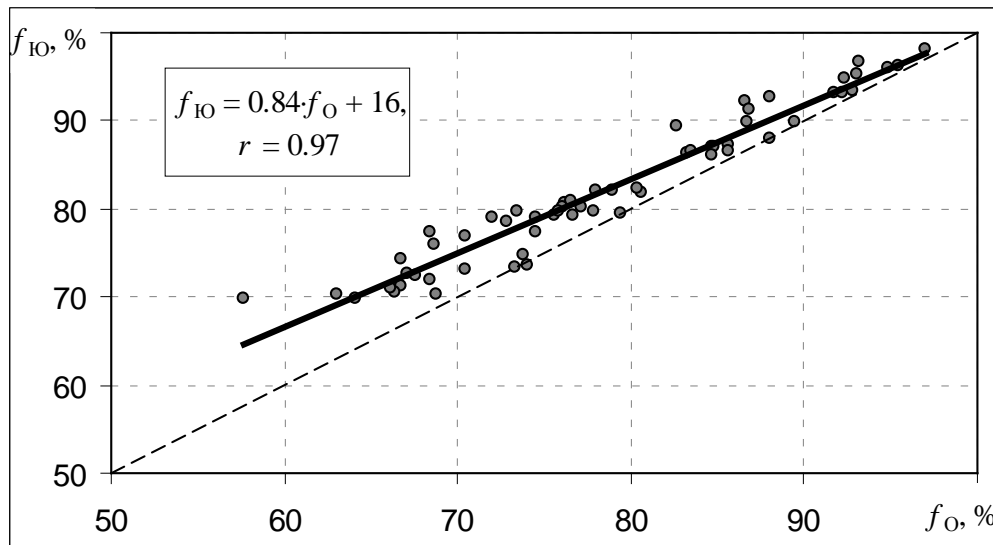


Рис. 12.12. Зв'язок середньомісячних значень відносної вологості повітря на метеостанціях «порт-Южний» $f_{Ю}$ та «порт-Одеса» $f_{О}$, %, за період з січня 1984 р. по грудень 1988 р. [14]: — — лінія зв'язку; - - — лінія рівних значень

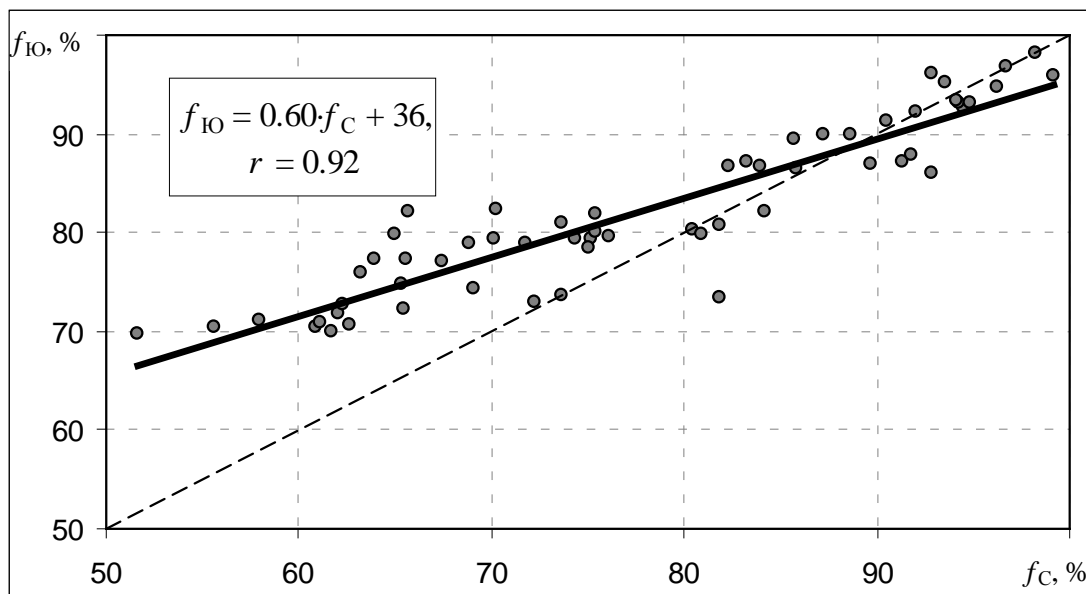


Рис. 12.13. Зв'язок середньомісячних значень відносної вологості повітря на метеостанціях «порт-Южний» $f_{Ю}$ та «Сербка» $f_{С}$, %, за період з січня 1984 р. по грудень 1988 р. [14]: — — лінія зв'язку; - - - — лінія рівних значень

З урахуванням цього, для розрахунку випаровування з водної поверхні в районі Тилігульського лиману за період з 1976 по 2013 рр. обраний зв'язок відносної вологості повітря, встановлений за даними метеостанцій «порт-Южний» $f_{Ю}$ та «порт-Одеса» $f_{О}$.

Для уточнення розрахунку відносної вологості повітря та випаровування з водної поверхні на метеостанції «порт-Южний» використані зв'язки між значеннями відносної вологості повітря на метеостанціях «порт-Южний» і «порт-Одеса», встановлені для окремих місяців року за період з січня 1984 р. по грудень 1988 р. (табл. 12.4).

Таблиця 12.4. Рівняння зв'язків між значеннями відносної вологості повітря на метеостанціях «порт-Южний» $f_{Ю}$ та «Одеса» $f_{О}$, %, коефіцієнти кореляції між ними r для окремих місяців року за період з січня 1984 р. по грудень 1988 р.

Місяць	Рівняння зв'язку	r	Місяць	Рівняння зв'язку	r
I	$f_{Ю, I} = 0,57 \cdot f_{О, I} + 42,1$	0,93	VII	$f_{Ю, VII} = 1,17 \cdot f_{О, VII} - 4,9$	0,94
II	$f_{Ю, II} = 1,07 \cdot f_{О, II} - 5,3$	0,97	VIII	$f_{Ю, VIII} = 0,42 \cdot f_{О, VIII} + 43,8$	0,84
III	$f_{Ю, III} = 0,88 \cdot f_{О, III} + 12,5$	0,98	IX	$f_{Ю, IX} = 0,56 \cdot f_{О, IX} + 35,7$	0,82
IV	$f_{Ю, IV} = 0,78 \cdot f_{О, IV} + 21,1$	0,51	X	$f_{Ю, X} = 1,01 \cdot f_{О, X} + 0,30$	0,94
V	$f_{Ю, V} = 0,57 \cdot f_{О, V} + 36,8$	0,99	XI	$f_{Ю, XI} = 0,72 \cdot f_{О, XI} + 25,9$	0,98
VI	$f_{Ю, VI} = 1,13 \cdot f_{О, VI} - 6,3$	0,96	XII	$f_{Ю, XII} = 1,68 \cdot f_{О, XII} - 54,3$	0,92

12.5 Визначення об'ємів припливу-стоку вод через з'єднувальний канал «лиман-море» та мінералізації морських вод

Об'єми припливу-стоку води через з'єднувальний канал «лиман-море» $W_{кан, j}$, млн. м³, за місяці року визначались за формулою

$$W_{кан, j} = 86400 N_j Q_{кан, j} 10^{-6}, \quad (12.24)$$

де N_j – кількість діб, коли канал був відкритим в j -му місяці;

$Q_{кан, j}$ – середні за місяць витрати води в з'єднувальному каналі, м³/с;

86400 – кількість секунд в одній добі, с;

10^{-6} – коефіцієнт розмірності, який переводить дані з м³ в млн. м³.

Середньомісячні витрати води в з'єднувальному каналі $Q_{кан, j}$ визначались з використанням гідравлічної формули Шезі-Маннінга [29, 30]:

$$Q_{кан, j} = w_{кан, j} V_{кан, j} = \frac{w_{кан, j}}{n_{кан}} R_{кан, j}^{2/3} I_{кан, j}^{1/2}, \quad (12.25)$$

де $w_{кан, j}$ – площа водного перерізу каналу, м²;

$V_{кан, j}$ – середня за місяць швидкість течії в каналі, м/с;

$n_{кан}$ – коефіцієнт шорсткості русла каналу, який в розрахунках береться як стала величина, що дорівнює $n_{кан} = 0,050$;

$R_{кан, j}$ – гідравлічний радіус русла каналу, який приблизно дорівнює середній глибині каналу $R_{кан, j} = h_{кан, j}$, м;

$I_{кан, j}$ – уклон водної поверхні в каналі.

Уклон водної поверхні в каналі $I_{кан, j}$ визначався за формулою

$$I_{кан, j} = \frac{\zeta_{Ю, j} - \zeta_{Т, j-1}}{l_{кан}}, \quad (12.26)$$

де $\zeta_{Ю, j}$ – рівень води в морі в розрахунковий місяць (j) року, мБС;

$\zeta_{Т, j-1}$ – рівень води в лимані наприкінці попереднього ($j-1$) відносно розрахункового місяця року, мБС;

$l_{кан} = 3300$ м – довжина каналу.

Площа водного перерізу з'єднувального каналу $w_{кан, j}$, м², визначалась за формулою (10.8), а середня глибина в каналі $h_{кан, j}$, м, – за формулою (10.9).

Відмітка рівня води в каналі $\zeta_{кан, j}$, мБС, яка використовується для розрахунків $w_{кан, j}$ та $h_{кан, j}$, визначається як

$$\zeta_{кан, j} = \frac{\zeta_{Т, j-1} - \zeta_{Ю, j}}{2}. \quad (12.27)$$

В зв'язку з тим, що відстань між гирлом з'єднувального каналу зі сторони моря та гідрометеорологічною станцією (ГМС) «порт-Южний» становить лише 12,5 км, в розрахунках прийнято, що середні за розрахункові місяці року відмітки рівня моря в районі з'єднувального каналу за період з серпня 1980 р. по грудень 2012 р., дорівнюють середньомісячним рівням води на ГМС «порт-Южний» $\zeta_{Ю, j}$, мБС (рис. 12.14 та 12.15) [1, 4].

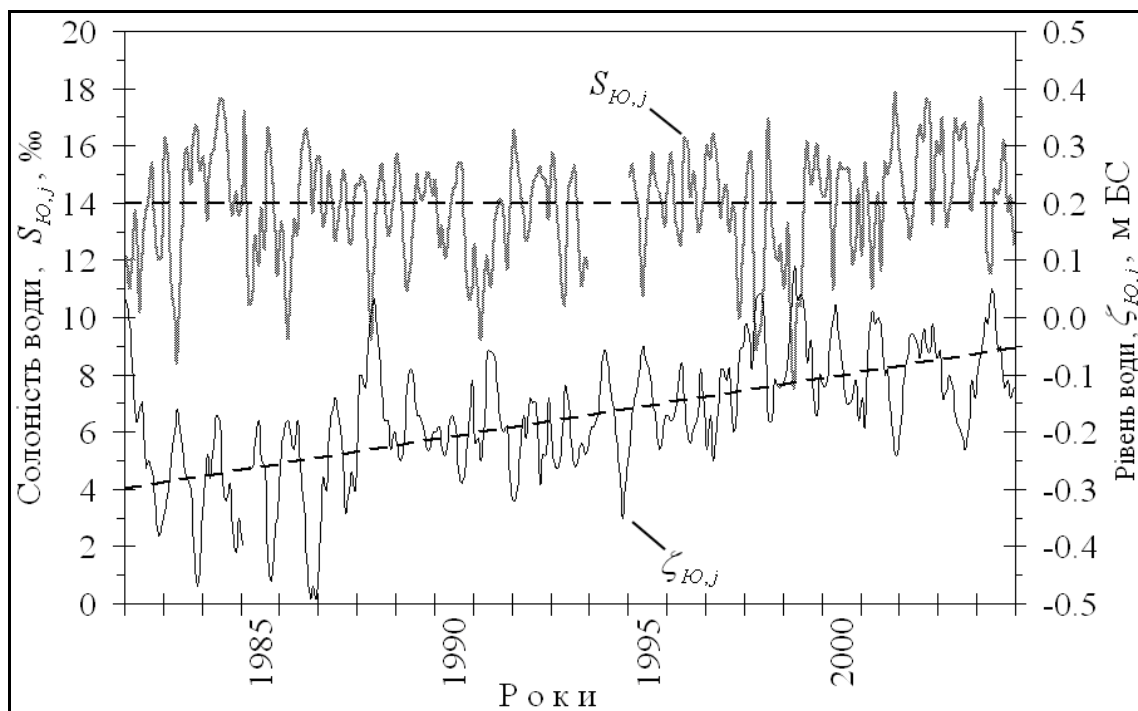


Рис. 12.14. Мінливість середньомісячних рівнів $\zeta_{Y,j}$, мБС, та солоності води $S_{Y,j}$, ‰, на ГМС «порт-Южний», за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р.

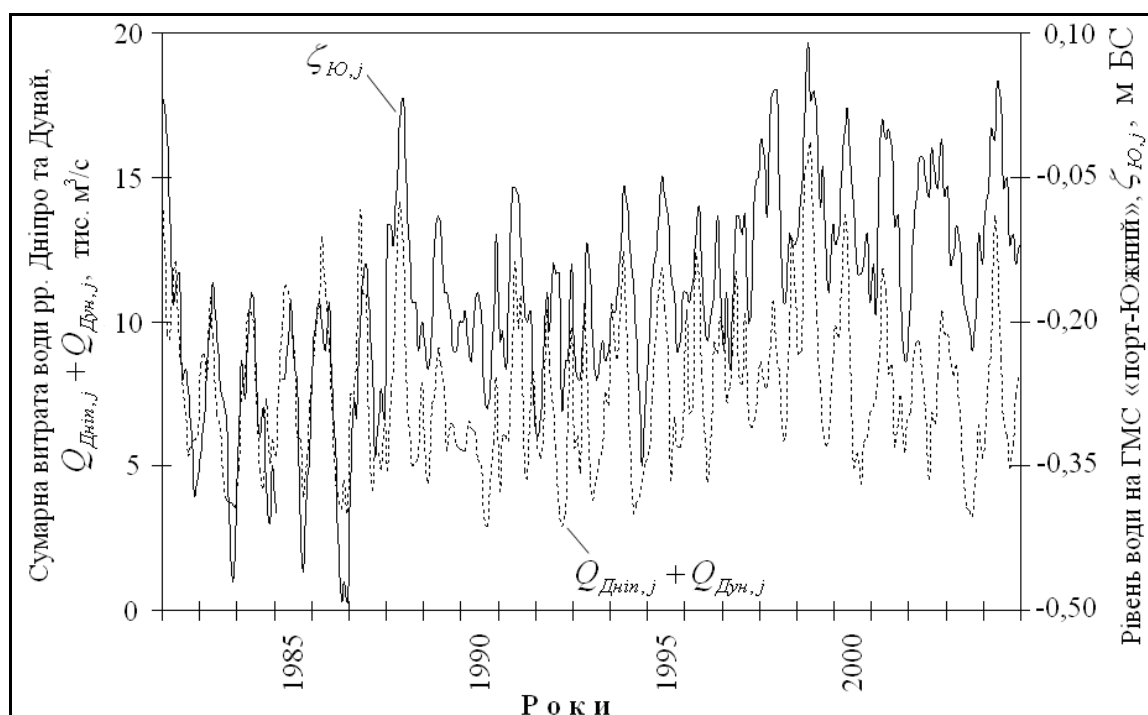


Рис. 12.15. Мінливість середньомісячних рівнів води на ГМС «порт-Южний» $\zeta_{Y,j}$, мБС, та сумарних витрат води річок Дніпро $Q_{Dnpr,j}$ та Дунай $Q_{Dnub,j}$, тис. м³/с, за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р.

За період з січня 1953 р. по липень 1980 р., а також для тих місяців, для яких рівні води на ГМС «порт-Южний» відсутні – липень 1981 р. та лютий 1985 р., середні за місяць відмітки рівня води Чорного моря в районі з'єднувального каналу визначались з використанням зв'язків між середньомісячними рівнями води на ГМС «порт-Южний» $\zeta_{Ю,j}$, мБС, та сумарними витратами води річок Дніпро $Q_{Дніп,j}$ і Дунай $Q_{Дун,j}$, м³/с, за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р. (рис. 12.16, табл. 12.5).

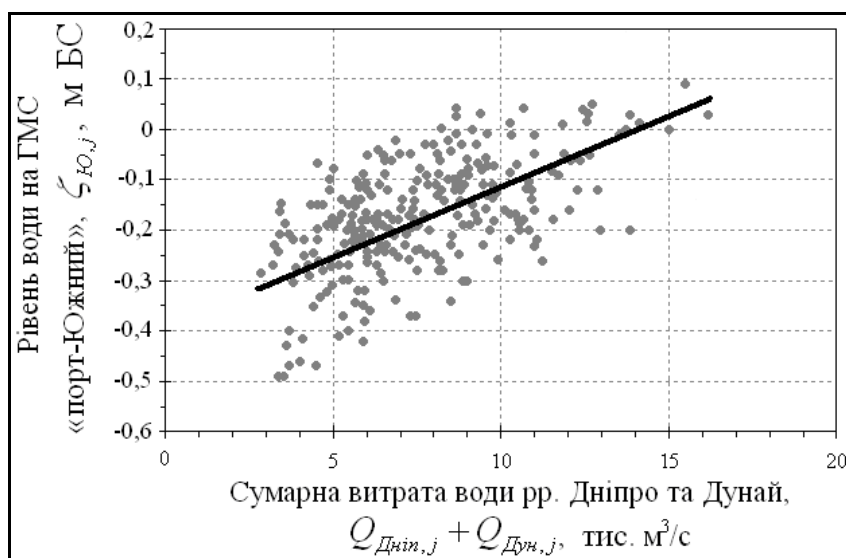


Рис. 12.16. Зв'язок середньомісячних рівнів води на ГМС «порт-Южний» $\zeta_{Ю,j}$, мБС, та сумарних витрат води річок Дніпро $Q_{Дніп,j}$ та Дунай $Q_{Дун,j}$, тис. м³/с, за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р.

Таблиця 12.5. Параметри рівняння зв'язку $\zeta_{Ю,j} = a(Q_{Дніп,j} + Q_{Дун,j})^b$ між середньомісячними рівнями води на ГМС «порт-Южний» $\zeta_{Ю,j}$, мБС, та сумарними витратами води річок Дніпро $Q_{Дніп,j}$ та Дунай $Q_{Дун,j}$, м³/с, для місяців року, за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р.

Місяці	a	b	Місяці	a	b
I	361,60	0,0321	VII	406,57	0,0201
II	331,47	0,0422	VIII	383,32	0,0266
III	314,76	0,0476	IX	360,54	0,0331
IV	371,21	0,0295	X	316,37	0,0475
V	355,15	0,0350	XI	253,30	0,0724
VI	392,69	0,0246	XII	272,95	0,0634

В розрахунках прийнято, що середньомісячні величини солоності води Чорного моря в районі морського гирла каналу за розрахункові місяці $S_{Ю,j}$, ‰, за період з січня 1982 р. по грудень 2012 р., дорівнюють середнім за місяці року величинами солоності води на ГМС «порт-Южний» (рис. 12.14) [1, 4].

За період з січня 1953 р. по грудень 1981 р., а також для тих місяців, для яких величини солоності води на ГМС «порт-Южний» $S_{Ю,j}$ відсутні – з січня по грудень 1994 р., середні за місяць величини солоності води в морі в районі морського гирла з'єднувального каналу визначались з використанням зв'язків між середньомісячними величинами солоності води на ГМС «порт-Южний» $S_{Ю,j}$, ‰, та витратами води р. Дніпро (Каховська ГЕС) $Q_{Дніп,j}$, м³/с, за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р. (рис. 12.17, табл. 12.6) або за даними про внутрішньорічний розподіл середньомісячних значень солоності води на ГМС «порт-Южний» (рис. 12.18).

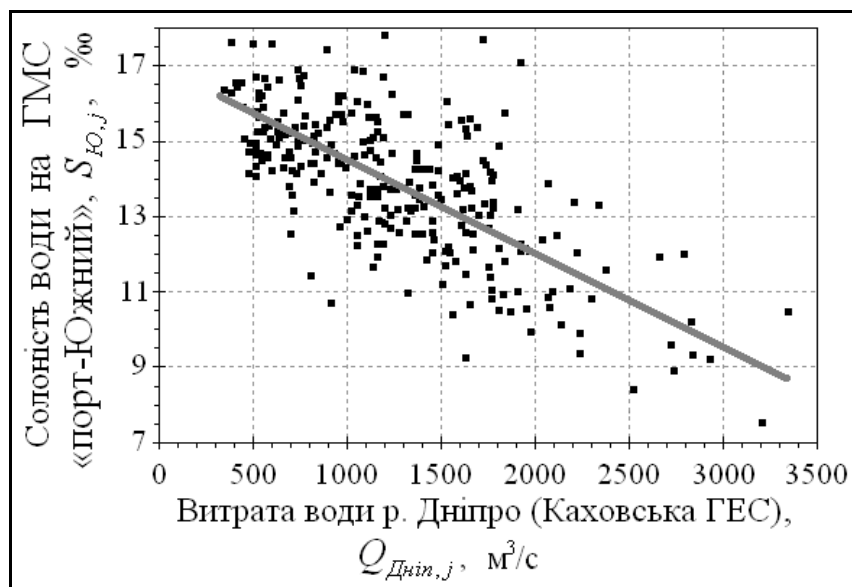


Рис. 12.17. Зв'язок середньомісячних величин солоності води Чорного моря на ГМС «порт-Южний» $S_{Ю,j}$, ‰, та витрат води р.Дніпро (Каховська ГЕС) $Q_{Дніп,j}$, м³/с, за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р.

Таблиця 12.6. Параметри рівняння зв'язку $S_{Ю,j} = aQ_{Дніп,j}^b$ між середніми за місяці величинами солоності води на ГМС «порт-Южний» $S_{Ю,j}$, ‰, та витратами води р. Дніпро $Q_{Дніп,j}$, м³/с, для місяців року, за період з січня 1982 р. по грудень 2004 р.

Місяці	a	b	Місяці	a	b
I	60,095	-0,2016	VII	42,860	-0,1603
II	41,728	-0,1475	VIII	36,675	-0,1354
III	64,778	-0,2224	IX	25,824	-0,0820
IV	69,896	-0,2454	X	45,113	-0,1689
V	74,158	-0,2476	XI	59,778	-0,2072
VI	80,974	-0,2563	XII	79,259	-0,2420

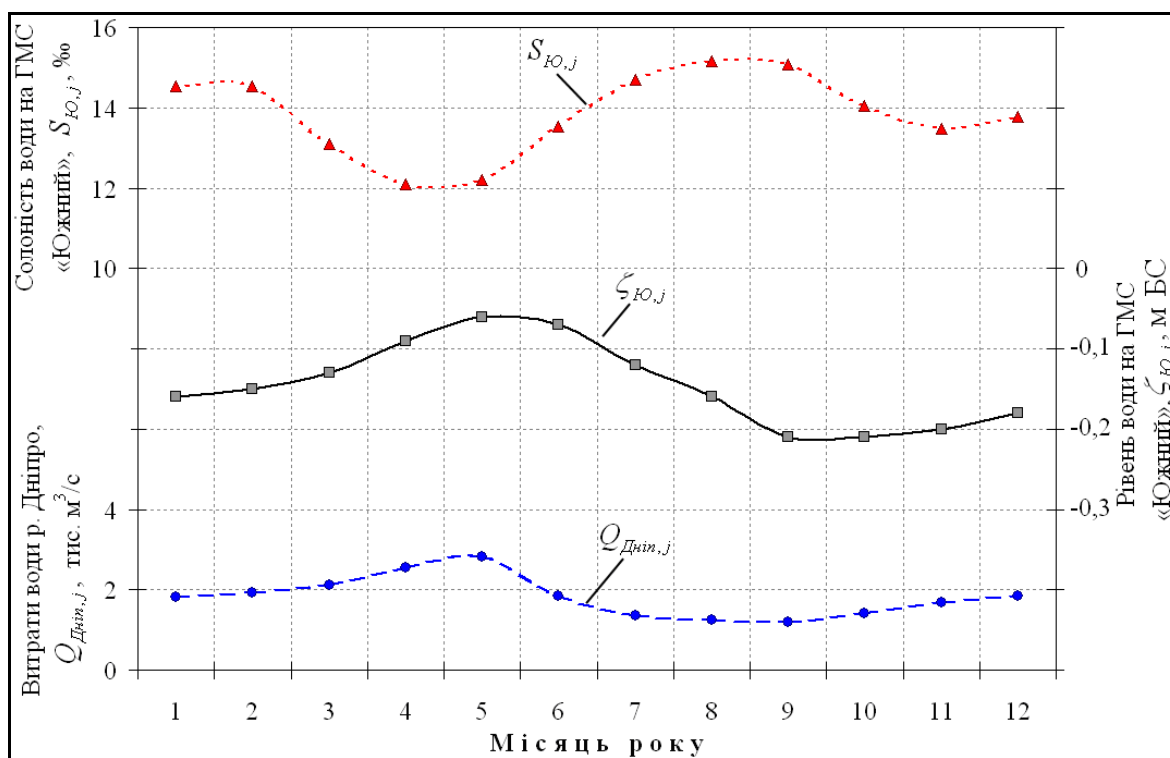


Рис. 12.18. Внутрішньорічний розподіл середньомісячних рівнів $\zeta_{Ю,j}$, мБС, і солоності води $S_{Ю,j}$, ‰, на ГМС «порт-Южний» та середньомісячних витрат води р. Дніпро (Каховська ГЕС) $Q_{Дніп,j}$, м³/с

12.6 Результати моделювання водно-сольового балансу лиману при різних варіантах водообміну з морем

Розрахунки водно-сольового балансу Тилігульського лиману в період з січня 1953 р. по грудень 2012 р. виконувалися для трьох варіантів функціонування водойми (водообміну з Чорним морем): **1 варіант** – при умовах, які фактично спостерігалися за розрахунковий період; **2 варіант** – при умові, що лиман був закритою водоймою, тобто водообмін з морем був відсутній; **3 варіант** – при умові, що в розрахунковий період забезпечувався безперервний водообмін з морем через з'єднувальний канал.

Моделювання за **1 варіантом** дозволило виконати калібрування та верифікацію розроблених моделей водного та сольового балансів водойми за ретроспективними даними. Моделювання водно-сольового балансу лиману за **2 варіантом** функціонування водойми дозволяє оцінити режим рівнів води та мінливість мінералізації води в лимані при відсутності водообміну з Чорним морем. Результати моделювання за **3 варіантом** функціонування водойми дозволяють оцінити режим рівнів і солоності води Тилігульського лиману при безперервному водообміні з морем. Головна мета розрахунків за різними варіантами формування водно-сольового балансу полягала в оцінці ролі водообміну з морем через з'єднувальний канал в стабілізації рівня води та накопиченні в лимані солей.

Початкові значення рівня та мінералізації води в усіх трьох варіантах брались однаковими для всіх частин лиману і дорівнювали, відповідно, -1,40 мБС та 8,00 г/дм³, тобто тим значенням, які спостерігались наприкінці 1952 р. [1].

Результати моделювання водно-сольового балансу лиману для різних варіантів водообміну з морем показані на рисунках: 12.19-12.24 (**1 варіант**); 12.25-12.26 (**2 варіант**); 12.27-12.30 (**3 варіант**).

З рис. 12.19 (**1 варіант**) видно, що при умовах функціонування лиману, які спостерігались в період 1953 - 2012 рр., використана модель водного балансу, дозволяє з високою точністю (в середньому $\pm 0,1$ м) розрахувати режим рівнів води в лимані за період 60 років та виявити періоди водообміну лиману з морем, наприклад, в 1954-1958 рр., коли інформація про строки з'єднання лиману з морем була відсутня, а наводилися лише загальні відомості про те, що в лиман надходила морська вода через прорви на пересипі між лиманом і морем [15].

З рис. 12.20-12.22 видно, що розрахункові значення солоності води загалом співпадають з фактичними. Найменші відхилення розрахованих значень солоності води (рис. 12.21) від фактичних (вимірних) спостерігаються в I частині та в середньому для всього лиману (рис. 12.20).

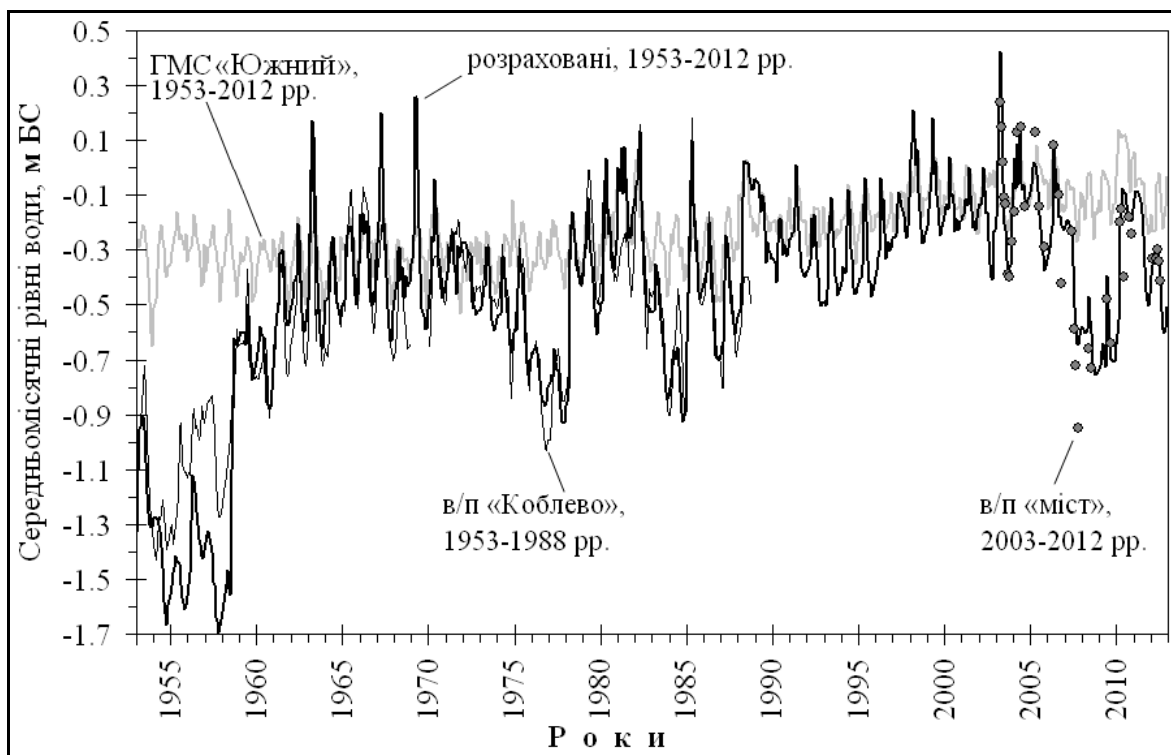


Рис. 12.19. Мінливість середньомісячних рівнів води Тилігульського лиману та Чорного моря за період з 1953 по 2012 рр. (1 варіант)

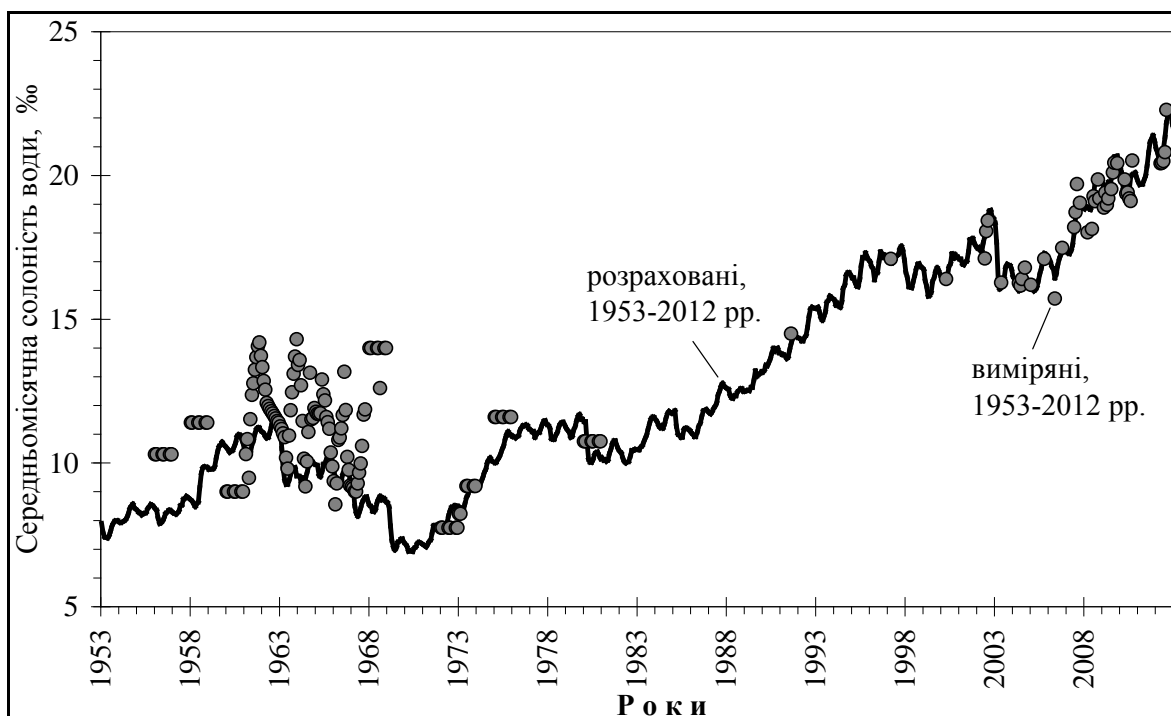


Рис. 12.20. Мінливість середньомісячних значень солоності води в цілому для Тилігульського лиману за період з 1953 по 2012 рр. (1 варіант)

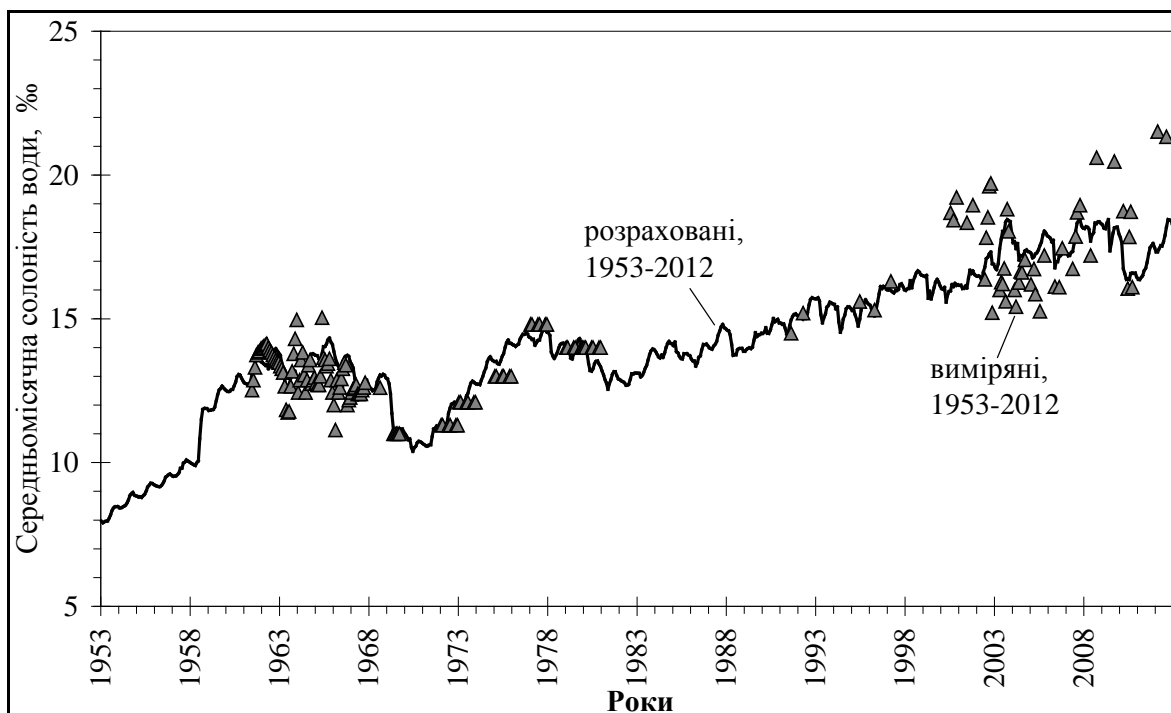


Рис. 12.21. Мінливість середньомісячних значень солоності води І частини Тилігульського лиману за період з 1953 по 2012 рр. (1 варіант)

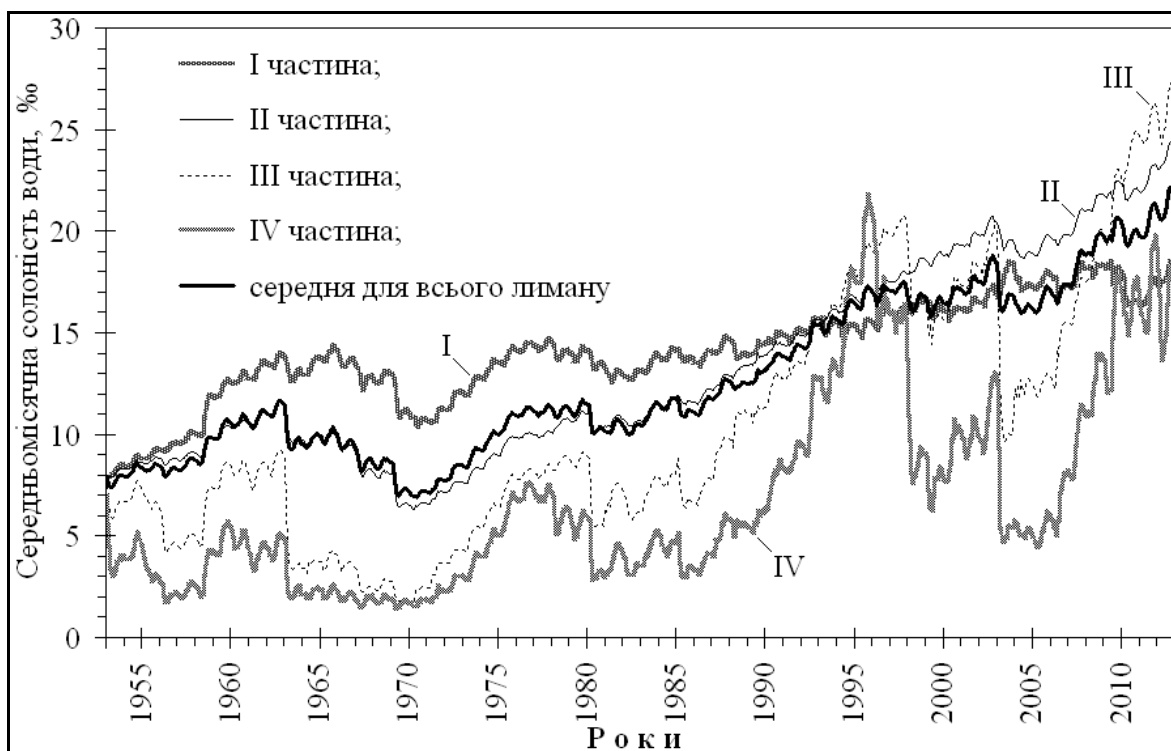


Рис. 12.22. Мінливість середньомісячних значень солоності води різних частин і всього Тилігульського лиману за період з 1953 по 2012 рр. (1 варіант)

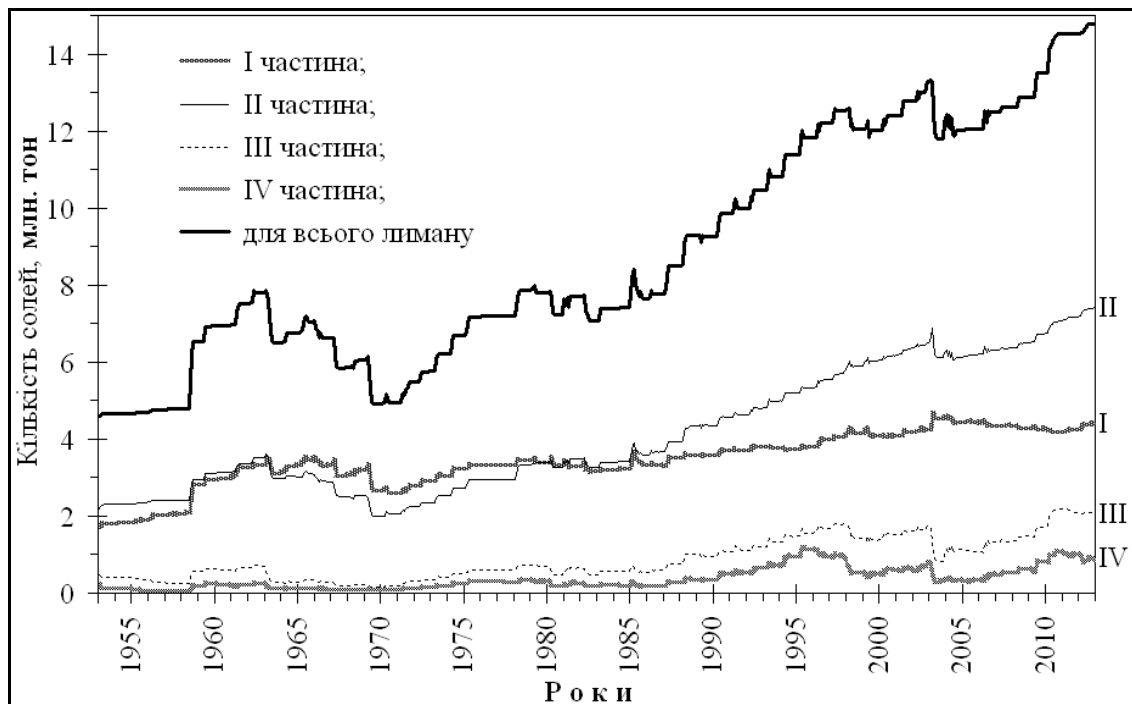


Рис. 12.23. Мінливість загальної кількості солей в Тилігульському лимані та його різних частинах за період з 1953 по 1992 рр. (1 варіант)

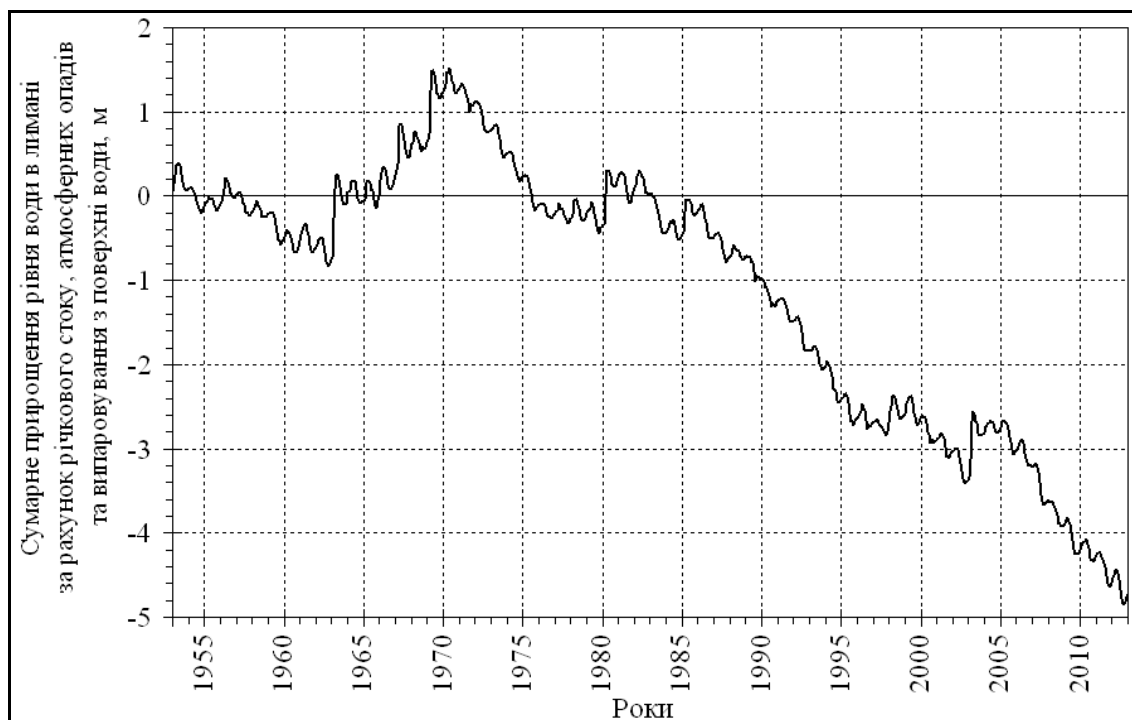


Рис. 12.24. Сумарне природження рівня води (м) в Тилігульському лимані, отримане з врахуванням атмосферних опадів, припливу води з водорозбірного басейну лиману та випаровування з водної поверхні, за період з 1953 по 2012 рр. (1 варіант)

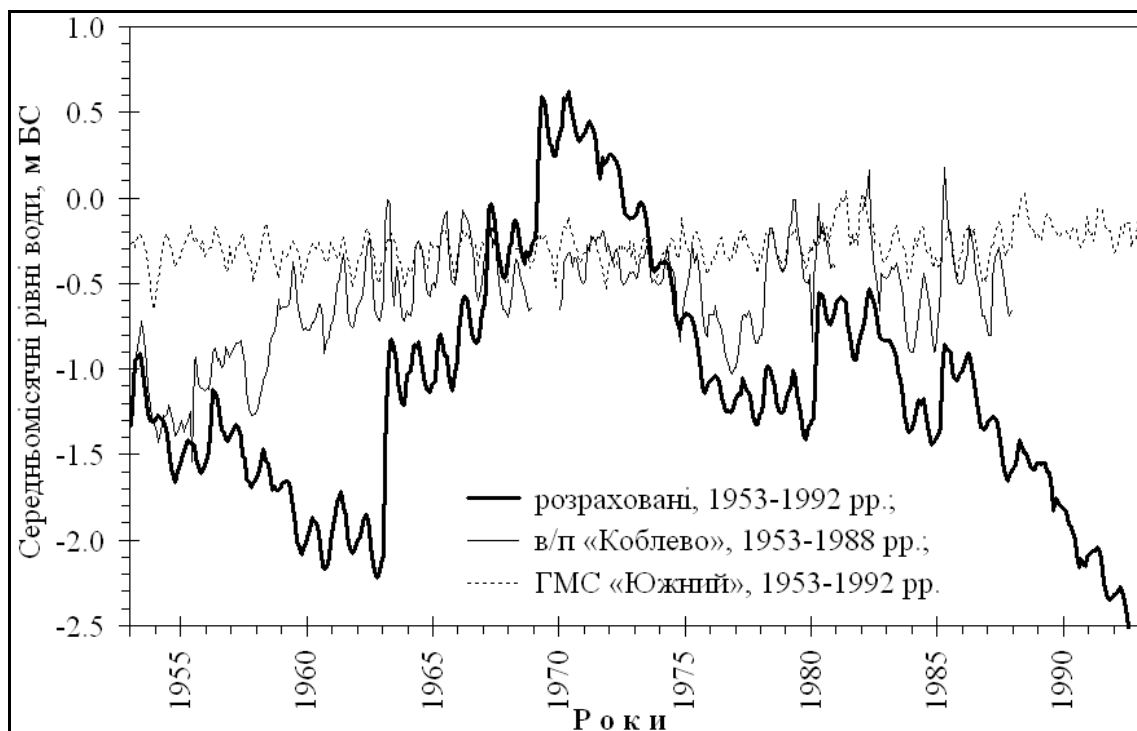


Рис. 12.25. Мінливість середньомісячних рівнів води Тилігульського лиману та Чорного моря за період з 1953 по 1992 рр. (2 варіант)

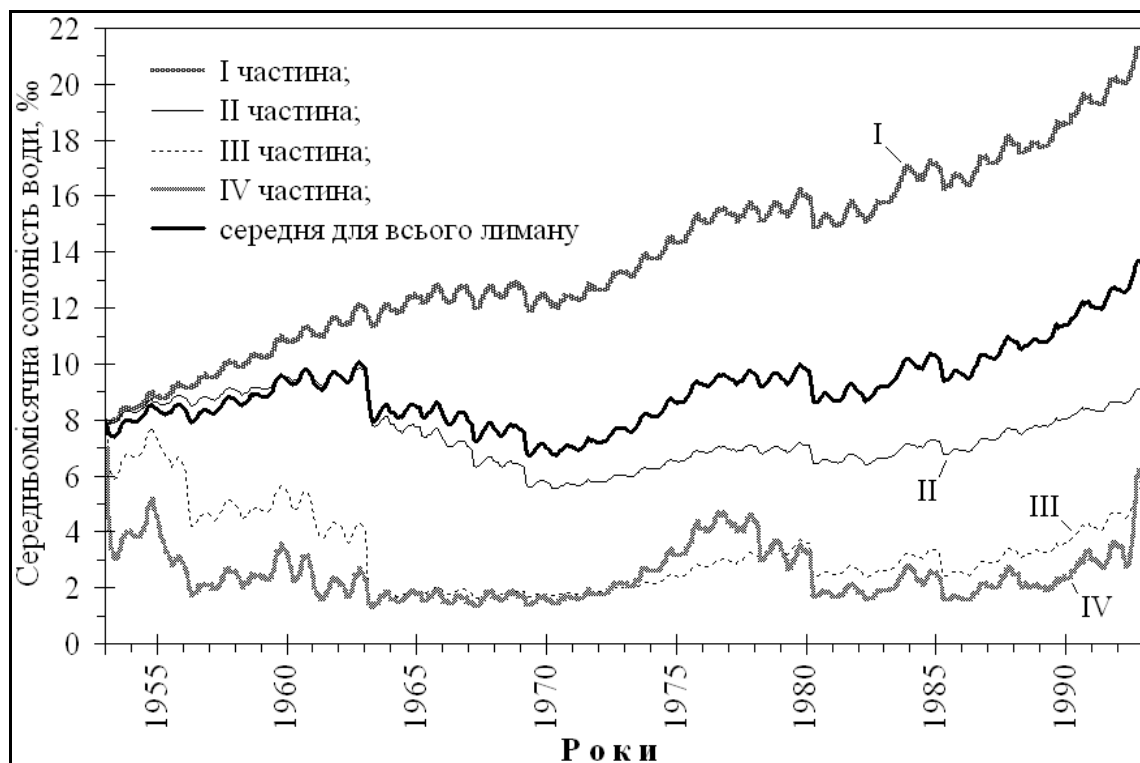


Рис. 12.26. Мінливість середньомісячних значень солоності води різних частин і всього Тилігульського лиману за період з 1953 по 1992 рр. (2 варіант)

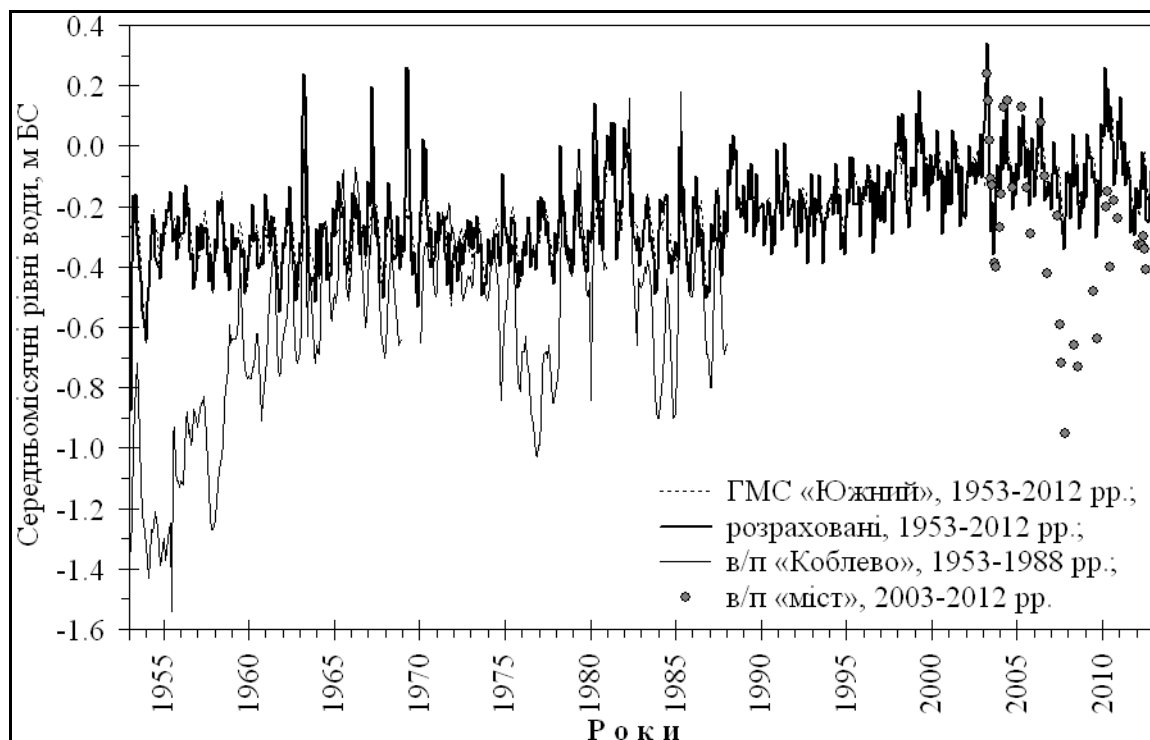


Рис 12.27. Мінливість середньомісячних рівнів води Тилігульського лиману та Чорного моря за період з 1953 по 2012 рр. (3 варіант)



Рис. 12.28. Мінливість середньомісячних значень солоності води різних частин і всього Тилігульського лиману за період з 1953 по 2012 рр. (3 варіант)

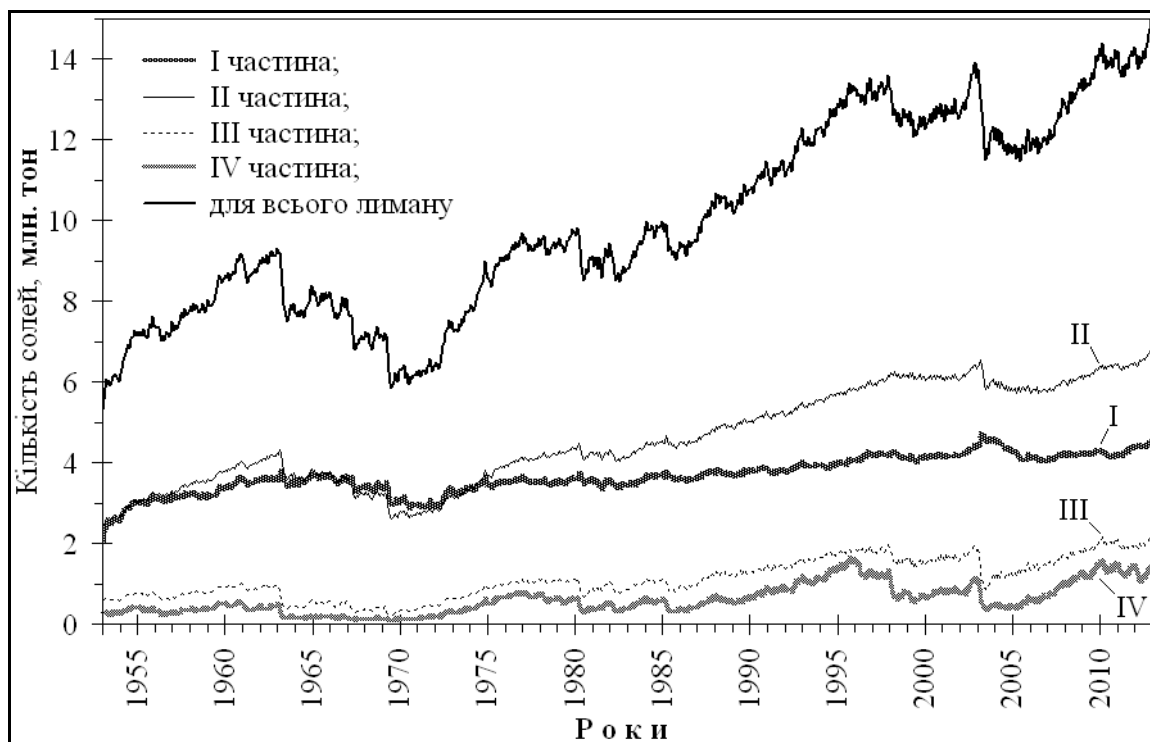


Рис. 12.29. Мінливість загальної кількості солей в Тилігульському лимані та його різних частинах за період з 1953 по 2012рр. (3 варіант)

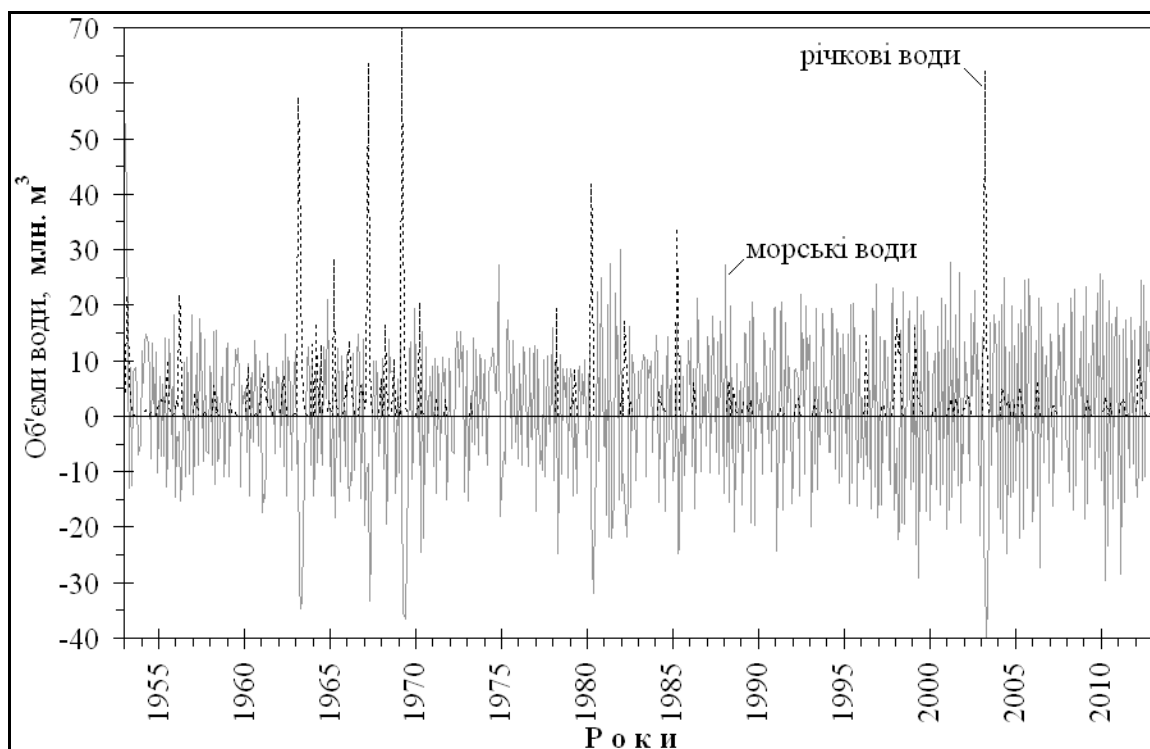


Рис. 12.30. Мінливість щомісячних об'ємів річкового стоку та водообміну Тилігульського лиману з Чорним морем за період з 1953 по 2012 рр. (3 варіант)

В частинах II, III та IV ці відхилення мають більші значення [1]. Останнє пояснюється тим, що запропонована балансова модель не може врахувати те, що значна частина річкових вод і атмосферних опадів, які мають меншу густину, ніж солоні води лиману, в періоди інтенсивних водопіль, паводків та після значних дощів, практично не змішуючись з водами IV та III частин лиману, надходять («зісковзують») в його II та I частини, а далі через канал виходять в море [16].

Це припущення також підтверджується даними визначення мінералізації води по довжині лиману 21 та 23 березня 2014 р. (майже в кінці весняного водопілля на річках і балках басейну лиману). Встановлено, що найбільша мінералізація води була в верхів'ях лиману ($23,83 \text{ г/дм}^3$ – на ділянці с.Софіївка), у бік нижньої (південної) частини лиману мінералізація води поступово зменшувалась (наприклад, $23,51 \text{ г/дм}^3$ – на ділянці с.Ташине, $23,06 \text{ г/дм}^3$ – на ділянці с.Бесарабка), а найменша мінералізація води ($22,58 \text{ г/дм}^3$) була в створі автомобільного моста через канал поблизу смт Коблеве [31]. При цьому, мінералізація води північно-східного озера на пересипу лиману (західна межа якого вільно з'єднується з лиманом через канал) 23 березня 2014 р. дорівнювала лише $18,66 \text{ г/дм}^3$ (рис. 12.31), при цьому канал «лиман-море» був закритий і морські води в лиман не надходили (мінералізація води в морі в цей час становила $12,65 \text{ г/дм}^3$).

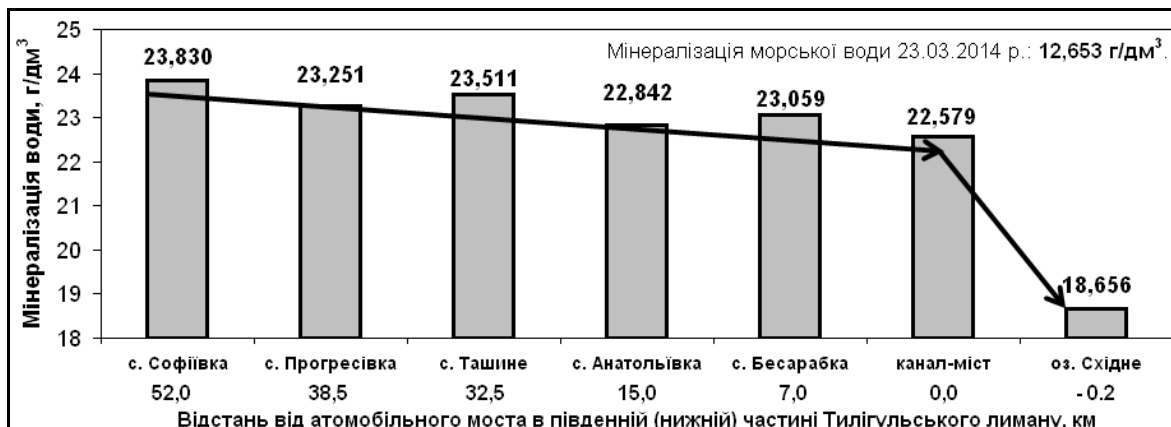


Рис. 12.31. Мінералізація води на різних ділянках Тилігульського лиману та в прилеглій до з'єднувального каналу частині моря наприкінці березня 2014 р.

Через це розрахункова солоність води в IV та III частинах лиману майже завжди на декілька проміле (г/дм^3) менша від фактичної, а в I та особливо II частинах навпаки – на 1-3 ‰ вища. Якщо ж приплив прісних вод йде поступово, то розрахункові й фактичні значення солоності води в усіх частинах лиману майже повністю співпадають, наприклад, в 1972-1973 рр. та 1979-1980 рр. Слід відмітити, що середні розрахункові та

фактичні значення солоності води для всього лиману за період з 1972 по 2012 рр. (40 років) добре узгоджуються (рис. 12.20), тобто загальна кількість солей в лимані (рис. 12.23) обчислюється вірно. Тому розроблена модель може вважатися надійною для оцінки водно-сольового режиму лиману за багаторічний період, при різних гідрометеорологічних умовах і режимах функціонування каналу між лиманом і морем.

В цілому, за період з 1953 по 2012 рр. загальна кількість солей в лимані зросла більш ніж в 3 рази (з 4,6 млн. тон – в 1953 р. до 14,6 млн. тон – у 2012 р.) (рис. 12.23), за рахунок періодичного припливу морських вод. Треба відмітити, що при відсутності в період 1953 - 2012 рр. припливу в Тилігульський лиман морських вод, загальне прирощення рівня води за рахунок опадів, річкового стоку та випаровування було б від’ємним та дорівнювало у 2012 р. значенню мінус 4,8 м (рис. 12.24). Це, головним чином, пов’язано з тим, що річні шари випаровування з водної поверхні лиману в середньому перевищують річні шари атмосферних опадів на 262 мм (рис. 12.32). Тільки в багатоводному 1980 р. річний шар атмосферних опадів на 29,4 мм перевищував шар випаровування з водної поверхні, а в інші роки – випаровування перевищувало опади. Найбільше перевищення дорівнює 551 мм (в 1983 р.), найменше – 42,5 мм (в 2010 р.) [14].

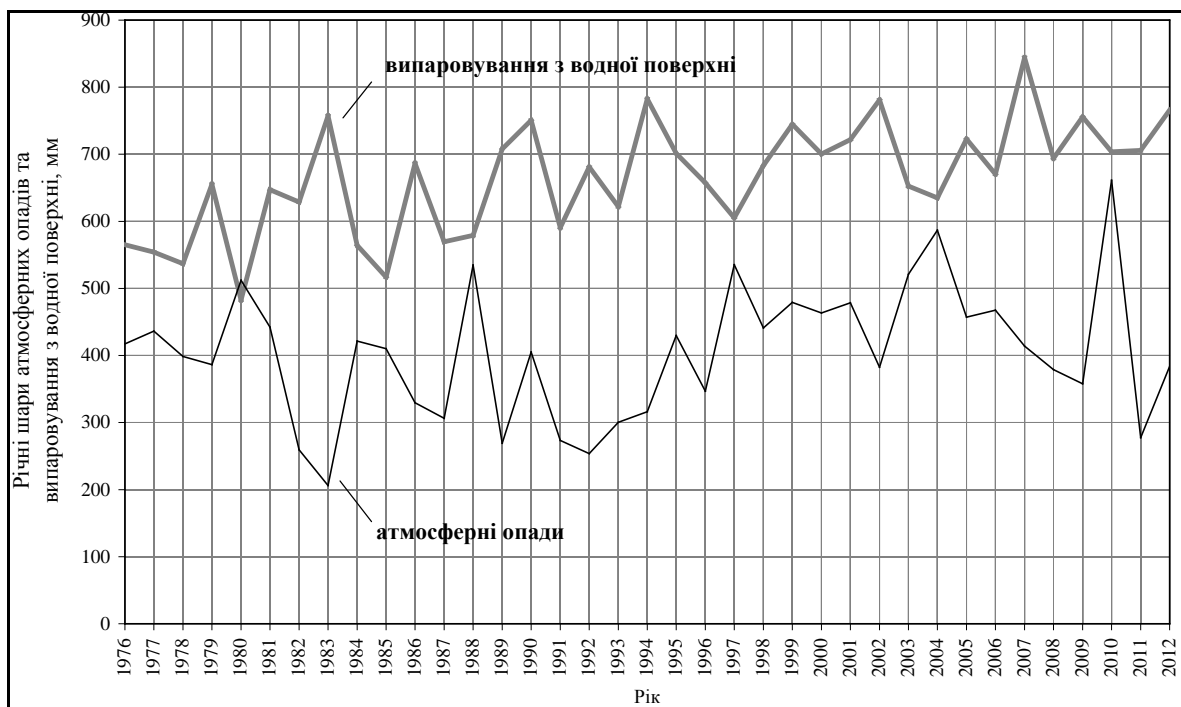


Рис. 12.32. Мінливість річних шарів атмосферних опадів та випаровування з водної поверхні в районі Тилігульського лиману (ГМС «порт-Южний») за період з 1976 по 2012 рр. [14]

З урахуванням того, що початкова відмітка рівня води в лимані в січні 1953 р. становила мінус 1,4 мБС, відмітка рівня води в лимані в грудні 2012 р. дорівнювала б значенню мінус 6,2 мБС, тобто рівні води Тилігульського і Куяльницького лиманів були б майже рівними [1, 25, 32].

Таким чином, результати розрахунків водно-сольового балансу лиману за умовами **1 варіанту** дозволяють зробити висновок про можливість використання балансової моделі для оцінки впливу водообміну з морем на водно-сольовий режим лиману за **2 та 3** варіантами.

З рис. 12.25 (**2 варіант**) видно, що при відсутності водообміну з морем коливання розрахункових рівнів води відбувалися б синхронно з фактичними. В періоди 1953-1966 рр. та 1975-1992 рр. розрахункові рівні були б меншими за фактичні, а з середини 1992 р. відмітка рівня води в лимані вже була б менша ніж мінус 2,5 мБС. Таке співвідношення розрахункових та фактичних рівнів води пов'язано з відсутністю припливу морських вод. Однак, в період з 1967 по 1974 рр. розрахункові рівні води в лимані були б вищими за фактичні (з максимальним перевищенням майже 1 м – в 1969-1970 рр.). Це пояснюється тим, що в лимані затримувалися б води весняних водопіль та паводків в роки високої водності, як, наприклад, у 1969 р. В цей же період відбувалося б значне зменшення солоності води в лимані (рис. 12.26). Наприклад, середня солоність води в лимані за період з 1963 по 1970 рр. зменшилася б більш ніж на 3,2 ‰.

Загалом, солоність води майже всіх частин лиману за період з 1953 по 1992 рр. була б меншою ніж спостережена. Лише в I-й частині лиману розрахункова солоність води, починаючи з 1969 р. перевищувала б спостережену на 1-4 ‰, що пов'язано зі збільшенням кількості солей в цій частині лиману та пропорційним їх зменшенням в інших. В той же час загальна кількість солей в лимані за період майже 40 років збільшилася б приблизно на 1,5 млн. тон (з 4,6 до 6,1 млн. тон). Прирощення рівня води за рахунок опадів, річкового стоку та випаровування за період з 1953 по 1992 рр. було б від'ємним та дорівнювало би в кінці 1992 р. мінус 0,9 м. Це призвело б до того, що відмітка рівня води в лимані вже в середині 1992 р. була б менша мінус 2,5 мБС (рис. 12.25), тобто приблизно 50 % IV частини та 10 % III частини лиману були б пересохлими.

Аналіз результатів розрахунку складових водно-сольового балансу лиману за **3 варіантом** (рис. 12.27-12.30) дозволяє зробити висновок, що варіант функціонування лиману при безперервному водообміні з морем є одним з найвигідніших для підтримки стабільних і задовільних гідроекологічних умов в лимані. З рис. 12.27-12.30 видно:

- а)* розраховані рівні води майже завжди вищі фактичних;
- б)* коливання рівнів води в лимані повністю синхронні з коливаннями рівня води в морі;

в) об'єми припливу-стоку води через канал «лиман-море» майже співпадають за величинами та в середньому дорівнюють 15-30 млн. м³, що приблизно становить 2-5 % від об'єму наповнення лиману;

г) розрахункова солоність води у цілому на декілька проміле (г/дм³) нижча за фактичну та ту, що розрахована за **1 варіантом**.

Моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману при відсутності водообміну з морем, за ретроспективний період з січня 1953 р. по грудень 1992 р., показало, що рівні та мінералізація води в лимані загалом були б меншими ніж при наявності періодичного (декілька місяців на рік) або безперервного водообміну. Але при зниженні рівня води в лимані до відміток менших мінус 2,5 мБС, що відбулося б вже в середині 1992 р., приблизно 50 % IV частини та 10 % III частини лиману пересохли. Таке зменшення рівнів і, відповідно, об'ємів води в лимані призвело до зростання мінералізації води, особливо в I частині лиману, де наприкінці 1992 р. вона б дорівнювала 21,25 г/дм³, тобто була б на 5,55 г/дм³ вища ніж при періодичному водообміні з морем через сполучний канал в період з липня 1958 р. по грудень 1992 р.

Результати моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману в умовах водообміну, якій періодично відбувався через канал «лиман-море» з липня 1958 р. по грудень 2012 р., та при безперервному водообміні (з січня 1953 р. по грудень 2012 р.) показали, що головною перевагою безперервного водообміну над періодичним є певна стабілізація рівнів води в лимані в інтервалі від мінус 0,55 мБС до 0,34 мБС, з мінливістю майже ідентичною мінливості рівнів води в морі. В умовах періодичного водообміну рівні води в лимані змінювалися в більшому інтервалі – від мінус 1,10 мБС до 0,43 мБС. В той же час, середній багаторічний рівень води в лимані при безперервному водообміні з морем дорівнював би мінус 0,21 мБС, тобто був би лише на 0,16 м вищим ніж при періодичному водообміні. З порівняння мінералізації води в лимані при безперервному та періодичному варіантах водообміну з морем видно, що вона поступово зростає і в кінці грудня 2012 р. має близькі значення: 19,54 г/дм³ – при безперервному водообміні, та 21,78 г/дм³ – при періодичному.

Середня багаторічна мінералізація води в лимані за період функціонування каналу «лиман-море» (з липня 1958 р. по грудень 2012 р.) при безперервному водообміні склала б 14,23 г/дм³, що на 1,07 г/дм³ більше ніж при періодичному водообміні. Загальна кількість солей в лимані в кінці 2012 р. була б також майже однаковою: 14,95 млн. тон – при безперервному водообміні, та 14,79 млн. тон – при періодичному. Однак, починаючи з липня 2001 р., безперервний водообмін з морем забезпечує нижчу мінералізацію води в лимані (в середньому на 0,92 г/дм³), ніж при періодичному водообміні. Причому ця різниця до кінця 2012 р. постійно зростає, що на нашу думку пов'язано зі зменшенням річкового стоку і

підвищенням ролі водообміну з морем у формуванні водно-сольового балансу лиману. Цей результат спростовує широко поширену думку, що запускати морську воду в лиман можна тільки у весняні місяці, коли солоність морських вод мінімальна. Інакше буде відбуватися інтенсивне засолення лиману.

Отже, як періодичний, так і безперервний варіанти водообміну лиману з морем у ретроспективний період (1958-2012 рр.) призводять до поступового майже постійного збільшення кількості солей у воді лиману та зростання мінералізації води, але при безперервному водообміні лиману з морем, рівні води є більш стабільними та вищими ніж при періодичному водообміні, що не призводило б до тривалих (від 1-2 місяців до 2,5 років) періодичних обмілінь і пересихання мілководних прибережних ділянок лиману та гідравлічно-пов'язаних з лиманом водойм, що відбувалося в періоди, коли рівні води в лимані були менші мінус 0,5 мБС (наприклад, з липня 1975 р. по лютий 1978 р. або з липня 1983 р. по січень 1985 р. та майже всі місяці періоду з липня 2007 р. по лютий 2010 р.). Крім того, в умовах зменшення річкового стоку, яке відбувається в останнє десятиріччя, постійний водообмін з морем сприяє зменшенню темпів зростання середньої солоності води в лимані.

РОЗДІЛ 13

ОЦІНКА РІВНІВ І МІНЕРАЛІЗАЦІЇ ВОДИ ТИЛІГУЛЬСЬКОГО ЛИМАНУ ТА ЙОГО ЧАСТИН ПРИ РІЗНИХ ВАРІАНТАХ ФУНКЦІОНУВАННЯ ВОДОЙМИ В УМОВАХ МАЙБУТНЬОГО КЛІМАТУ (ДО 2100 РОКУ)

Результати моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману при різних варіантах водообміну з морем за ретроспективний період з 1953 по 2012 рр. показали, що для встановлення стабільного водно-сольового режиму в лимані у майбутньому (без ризиків пересихання його мілководних частин) безперервний водообмін лиману з морем є необхідним. З урахуванням цього, в даному розділі наведені результати моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману при безперервному та періодичному (з квітня по червень) водообміні з морем в умовах глобальних кліматичних змін для періоду 2011-2100 рр. Також представлені оцінки мінливості рівнів і мінералізації води різних частин лиману в умовах альтернативного варіанта функціонування водойми, коли IV частина водойми функціонує як прісноводне водосховище окремо від інших частин лиману, а I, II та III частини – функціонують при безперервному водообміні з морем.

Моделювання багаторічної мінливості рівнів і мінералізації води Тилігульського лиману та його частин при різних варіантах управління водно-сольовим режимом водойми в майбутньому (до 2100 року) виконувалося на основі моделі водно-сольового балансу (див. розділ 12) за даними найбільш реалістичного сценарію змін «помірного» клімату A1B (див. розділ 8), реалізованого в регіональній кліматичній моделі REMO (сценарій M10) проекту ENSEMBLES [1, 2].

13.1 Вихідні дані для моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману у майбутньому (до 2100 року)

Визначення шарів атмосферних опадів та випаровування з водної поверхні лиману в умовах майбутнього клімату (до 2100 р.) виконувалося за даними вузла модельної сітки, розташованого поблизу південно-західної межі Тилігульського лиману. Вибір цієї точки зумовлений тим, що вона знаходиться в районі метеостанції «порт-Южний», дані якої (атмосферні опади, температура та відносна вологість повітря) використані раніше для калібрування та верифікації моделі водно-сольового балансу лиману за період 1980-2012 рр. [3]. Мінливість шарів атмосферних опадів і випаровування з водної поверхні та їх внутрішньорічний розподіл в умовах майбутнього клімату показані, відповідно, на рис. 13.1 та 13.2.

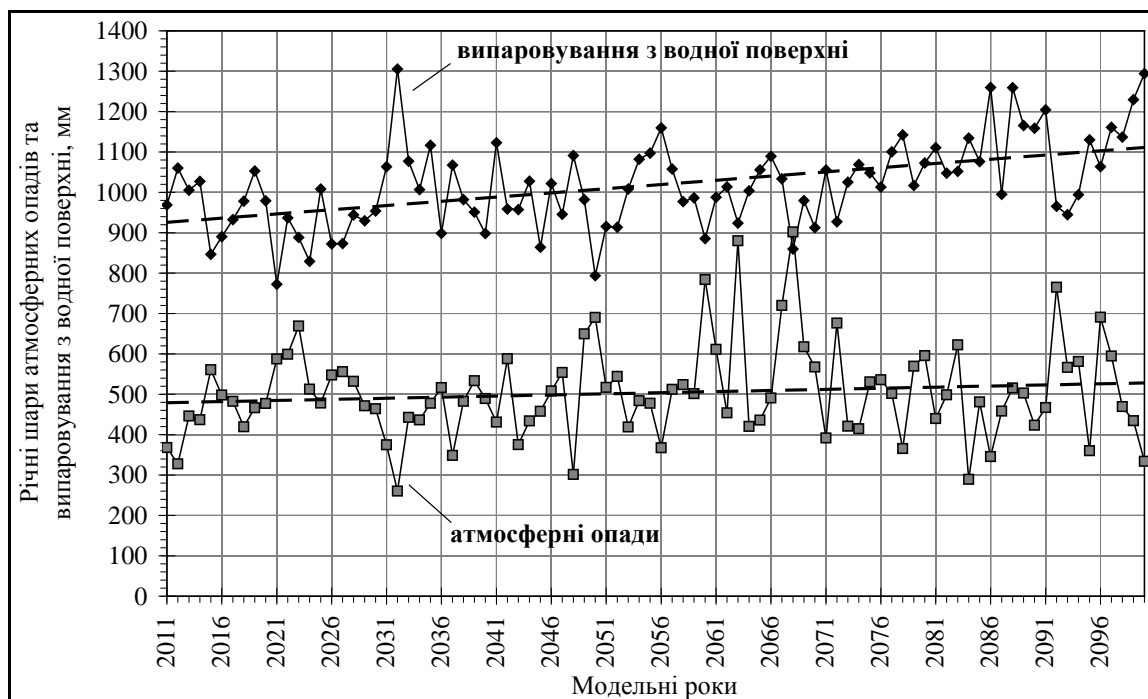


Рис. 13.1. Мінливість річних шарів атмосферних опадів та випаровування з водної поверхні в районі метеостанції «порт-Южний», визначених за сценарієм М10 для модельного періоду з 2011 по 2100 рр.

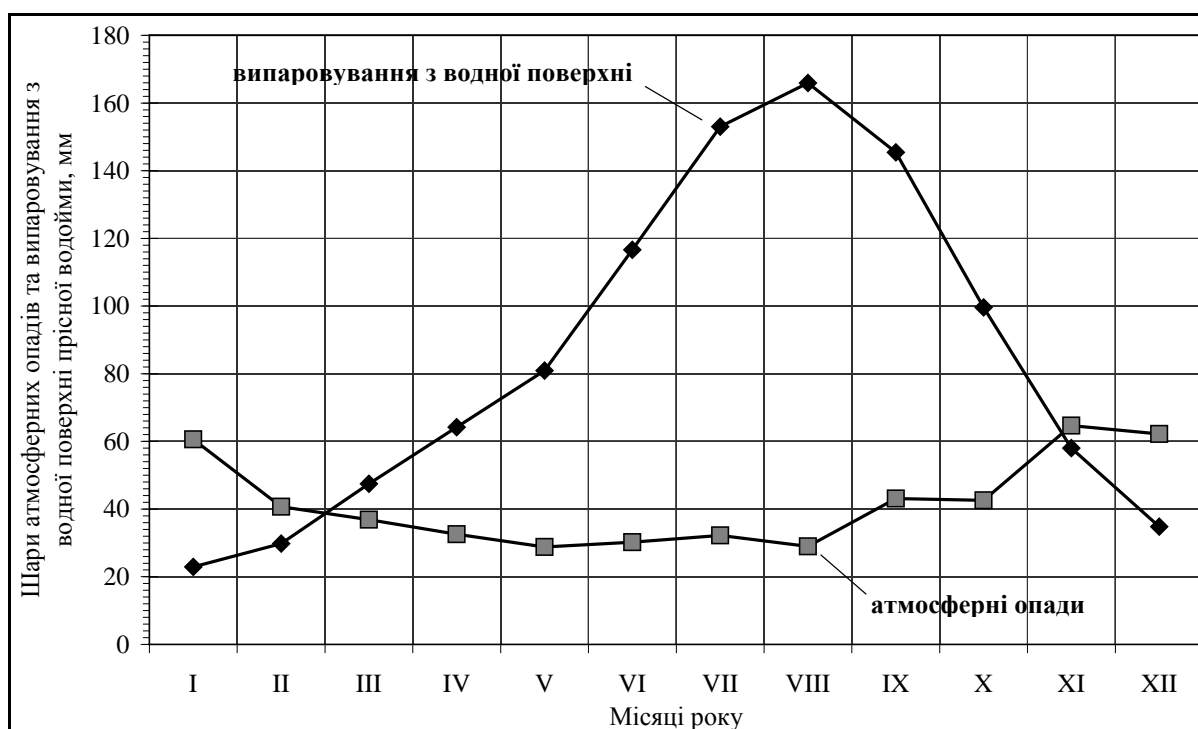


Рис.13.2. Внутрішньорічний розподіл атмосферних опадів та випаровування з водної поверхні в районі метеостанції «порт-Южний», визначених за сценарієм М10 для модельного періоду з 2011 по 2100 рр.

Об'єми припливу прісних вод із водозбірного басейну до лиману були визначені Н.С. Лободою та Ю.В. Божок за метеорологічними даними сценарію глобального потепління М10 для періоду 2011 – 2100 рр. з використанням моделі «клімат-стік» (див. розділ 9). При цьому розглядалися ті вузли модельної сітки, які увійшли у межі водозбору лиману. Оскільки р.Тилігул є головним постачальником прісної води, то детальні розрахунки були виконані саме для неї і представлені у вигляді середньомісячних витрат природного стоку (рис. 13.3). Для інших річок Тилігульського лиману були визначені середньомісячні витрати у середні за водністю роки.

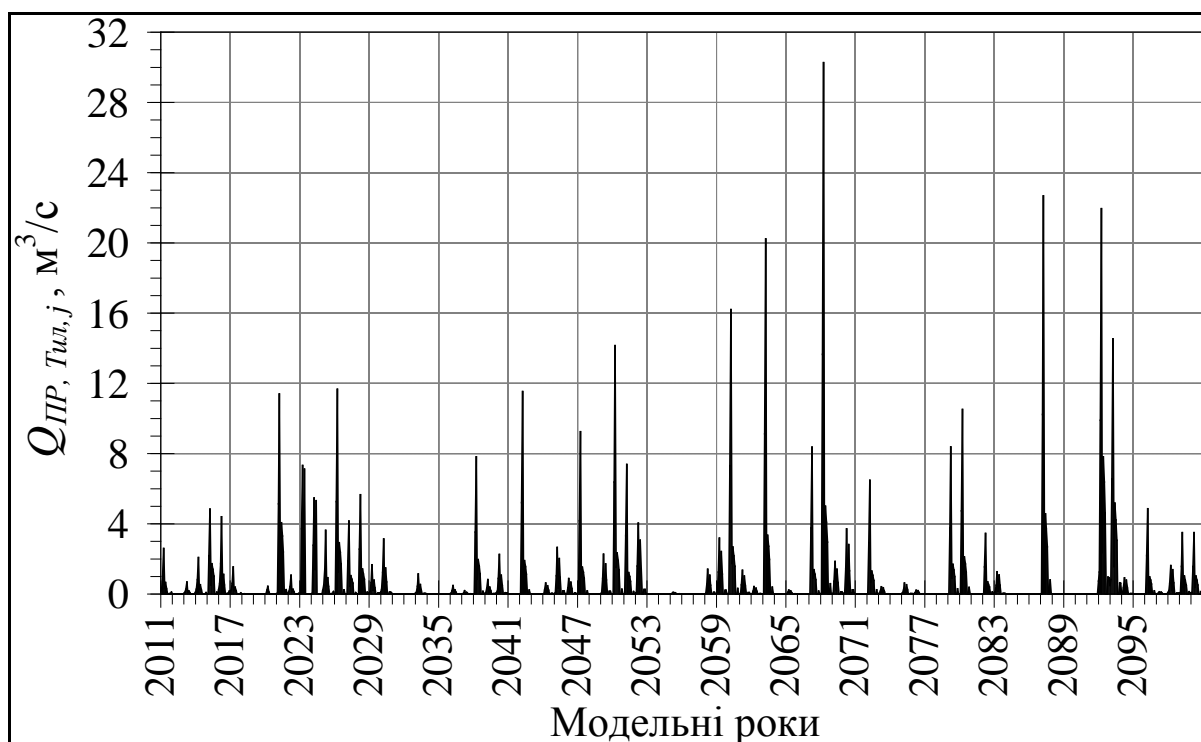


Рис. 13.3. Середньомісячні витрати природного стоку р. Тилігул $Q_{ПР, Тил, j}$, $\text{м}^3/\text{с}$, розраховані за моделлю «клімат-стік» згідно із сценарієм М10 для модельного періоду з 2011 по 2100 рр.

Для обчислення середньомісячних витрат ($\text{м}^3/\text{с}$) природного стоку $Q_{ПР, k, j}$ інших річок та бокового припливу води до лиману були отримані перехідні коефіцієнти α_k від $Q_{ПР, Тил, j}$ до $Q_{ПР, k, j}$ (табл. 13.1), які визначались на основі зв'язків між $Q_{ПР, k, j}$ та $Q_{ПР, Тил, j}$, побудованих за даними середніх за водністю років для модельних періодів: 2001-2040, 2041-2070, 2071-2100 рр. Приклад такого зв'язку для р. Балай показано на рис. 13.4. За подібною схемою (на основі залежності, представленій на рис.13.5) був зроблений перехід від значень природного $Q_{ПР, k, j}$ до побутового $Q_{ПОБ, k, j}$ стоку.

Таблиця 13.1. Середньомісячні витрати ($\text{м}^3/\text{с}$) природного $Q_{\text{ПР},k,j}$ та побутового $Q_{\text{ПОБ},k,j}$ стоку річок басейну Тилігульського лиману та бокового припливу води до лиману, визначені за моделлю «клімат-стік» для сценарію М10 в середні за водністю роки для модельних періодів: 2001-2040, 2041-2070, 2071-2100 рр., а також перехідні коефіцієнти $\alpha_k = Q_{\text{ПОБ},k,j} / Q_{\text{ПР},\text{Тил},j}$ та $\beta_k = Q_{\text{ПОБ},k,j} / Q_{\text{ПР},k,j}$

Річка, боковий приплив	Перехідні коефіцієнти		Витрата води, м ³ /с	Місяць												За рік
	α_k	β_k		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
				1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
2001-2040 pp.																
Тилігул	—	0,50	$Q_{ПР, Тил, j}$	0,018	0,043	1,46	3,71	0,49	2,17	1,02	0	0	0,12	0,12	0,012	0,76
			$Q_{ПОВ, Тил, j}$	0,009	0,022	0,73	1,85	0,24	1,08	0,51	0	0	0,059	0,059	0,006	0,38
Балай	0,080	0,33	$Q_{ПР, Бал, j}$	0,001	0,004	0,12	0,30	0,039	0,17	0,082	0	0	0,010	0,010	0,001	0,061
			$Q_{ПОВ, Бал, j}$	0,001	0,001	0,039	0,10	0,013	0,058	0,027	0	0	0,003	0,003	0	0,020
Царега	0,079	0,30	$Q_{ПР, Цар, j}$	0,001	0,003	0,12	0,29	0,039	0,172	0,081	0	0	0,009	0,009	0,001	0,061
			$Q_{ПОВ, Цар, j}$	0	0,001	0,035	0,088	0,012	0,052	0,024	0	0	0,003	0,003	0	0,018
Хуторська	0,009	0	$Q_{ПР, Хут, j}$	0	0	0,013	0,034	0,004	0,020	0,009	0	0	0,001	0,001	0	0,007
			$Q_{ПОВ, Хут, j}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
боковий приплив	0,037	0,40	$Q_{ПР, бок.пр., j}$	0,001	0,002	0,054	0,14	0,018	0,080	0,038	0	0	0,004	0,004	0	0,028
			$Q_{ПОВ, бок.пр., j}$	0	0,001	0,022	0,055	0,007	0,032	0,015	0	0	0,002	0,002	0	0,011

Примітки: k – позначення водотоку (річки, балки) та бокового припливу води;

j – позначення місяцю року;

α_k – перехідний коефіцієнт від $Q_{\text{ПР},\text{Тил},j}$ до $Q_{\text{ПР},k,j}$;

β_k – перехідний коефіцієнт від $Q_{\text{ПР},k,j}$ до $Q_{\text{ПОБ},k,j}$.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
2041-2070 pp.																
Тилігул	—	0,58	$Q_{ПР, Тил, j}$	0,042	0,10	1,51	3,84	0,51	2,91	1,37	0	0	0,25	0,25	0,029	0,90
			$Q_{ПОВ, Тил, j}$	0,025	0,059	0,88	2,23	0,29	1,69	0,79	0	0	0,14	0,14	0,017	0,52
Балай	0,082	0,45	$Q_{ПР, Бал, j}$	0,004	0,008	0,12	0,32	0,042	0,24	0,11	0	0	0,021	0,021	0,002	0,074
			$Q_{ПОВ, Бал, j}$	0,002	0,004	0,056	0,14	0,019	0,11	0,051	0	0	0,009	0,009	0,001	0,033
Царега	0,093	0,28	$Q_{ПР, Цар, j}$	0,004	0,010	0,14	0,36	0,047	0,27	0,13	0	0	0,023	0,023	0,003	0,083
			$Q_{ПОВ, Цар, j}$	0,001	0,003	0,039	0,10	0,013	0,076	0,036	0	0	0,006	0,006	0,001	0,024
Хуторська	0,010	0	$Q_{ПР, Хут, j}$	0	0,001	0,014	0,037	0,005	0,028	0,013	0	0	0,002	0,002	0	0,009
			$Q_{ПОВ, Хут, j}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
боковий приплив	0,038	0,50	$Q_{ПР, бок.пр., j}$	0,002	0,004	0,058	0,15	0,019	0,11	0,052	0	0	0,010	0,010	0,001	0,035
			$Q_{ПОВ, бок.пр., j}$	0,001	0,002	0,029	0,074	0,010	0,056	0,026	0	0	0,005	0,005	0,001	0,017
2071-2100 pp.																
Тилігул	—	0,47	$Q_{ПР, Тил, j}$	0,11	0,26	0,88	2,23	0,29	1,90	0,89	0	0	0,071	0,071	0,072	0,56
			$Q_{ПОВ, Тил, j}$	0,050	0,12	0,41	1,05	0,14	0,89	0,42	0	0	0,033	0,033	0,034	0,27
Балай	0,099	0,27	$Q_{ПР, Бал, j}$	0,010	0,025	0,087	0,22	0,029	0,19	0,088	0	0	0,007	0,007	0,007	0,056
			$Q_{ПОВ, Бал, j}$	0,003	0,007	0,023	0,059	0,008	0,050	0,024	0	0	0,002	0,002	0,002	0,015
Царега	0,111	0,06	$Q_{ПР, Цар, j}$	0,012	0,028	0,10	0,25	0,033	0,21	0,10	0	0	0,008	0,008	0,008	0,063
			$Q_{ПОВ, Цар, j}$	0,001	0,002	0,005	0,014	0,002	0,012	0,006	0	0	0	0	0	0,004
Хуторська	0,010	0	$Q_{ПР, Хут, j}$	0,001	0,002	0,009	0,022	0,003	0,018	0,009	0	0	0,001	0,001	0,001	0,006
			$Q_{ПОВ, Хут, j}$	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
боковий приплив	0,039	0,25	$Q_{ПР, бок.пр., j}$	0,004	0,010	0,035	0,088	0,012	0,074	0,035	0	0	0,003	0,003	0,003	0,022
			$Q_{ПОВ, бок.пр., j}$	0,001	0,003	0,009	0,022	0,003	0,019	0,009	0	0	0,001	0,001	0,001	0,006

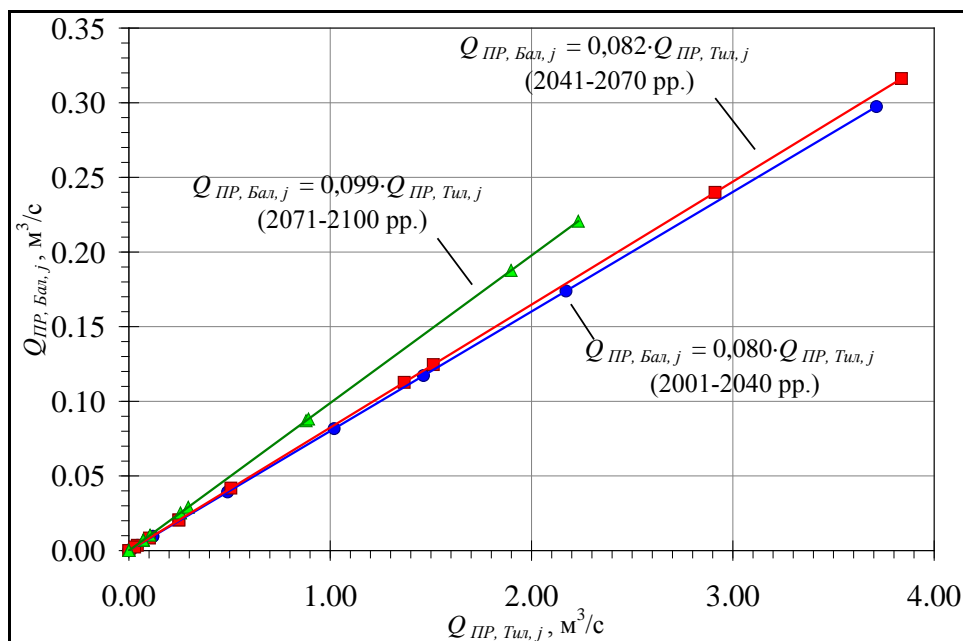


Рис. 13.4. Зв'язки середньомісячних витрат ($\text{м}^3/\text{с}$) природного стоку р. Тилігул $Q_{\text{ПР}, \text{Тил}, j}$ та р. Балай $Q_{\text{ПР}, \text{Бал}, j}$, визначені за даними моделі «клімат-стік» для сценарію М10 в середні за водністю роки для модельних періодів: 2001-2040, 2041-2070, 2071-2100 рр.

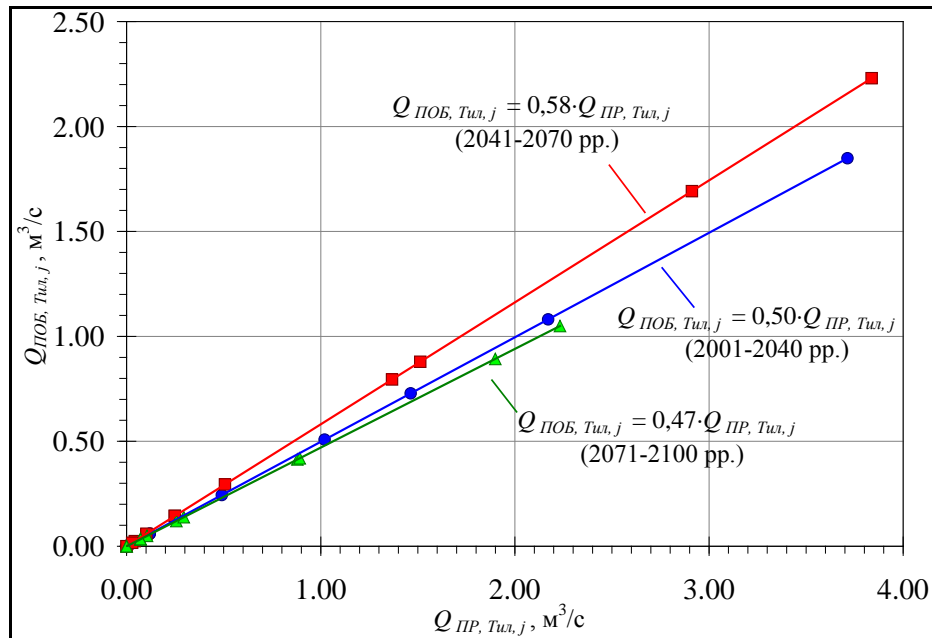


Рис. 13.5. Зв'язки середньомісячних витрат ($\text{м}^3/\text{с}$) природного $Q_{\text{ПР}, \text{Тил}, j}$ та побутового $Q_{\text{ПОБ}, \text{Тил}, j}$ стоку р. Тилігул, визначені за даними моделі «клімат-стік» для сценарію М10 в середні за водністю роки для модельних періодів: 2001-2040, 2041-2070, 2071-2100 рр.

Визначення об'ємів водообміну лиману з морем через з'єднувальний канал «лиман-море» відбувалося за гідравлічною формулою Шезі-Маннінга (12.25), виходячи з того, що довжина каналу дорівнює 3300 м, ширина каналу з глибиною не змінюється та дорівнює 30,0 м, а відмітка дна каналу за всією довжиною становить мінус 2,00 мБС. При обчисленні уклонів водної поверхні в каналі, необхідних для визначення об'ємів водообміну лиману з морем, використано внутрішньорічний розподіл середньомісячних рівнів води на ГМС «порт-Южний» (рис. 12.18) [3].

Для визначення мінералізації (солоності) морських вод використано її внутрішньорічний розподіл на ГМС «порт-Южний» (рис. 12.18) [3]. Мінералізація атмосферних опадів для усіх місяців року та частин лиману бралась рівною $0,035 \text{ г/дм}^3$ [3, 4]. Мінералізація вод річок і бокового припливу до лиману для усіх місяців року бралась рівною середньому багаторічному значенню для р. Тилігул – $1,295 \text{ г/дм}^3$ [3, 5].

Початкові значення рівня та мінералізації води для усіх частин лиману взяті однаковими, відповідно, мінус 0,40 мБС та $23,00 \text{ г/дм}^3$, які в середньому дорівнюють їх значенням наприкінці 2010 р. [3, 6-10].

13.2 Результати моделювання водно-сольового балансу лиману за різних умов функціонування водойми у майбутньому

Розрахунки водно-сольового балансу Тилігульського лиману в умовах майбутнього клімату (за сценарієм M10) виконувалися для таких варіантів функціонування водойми:

- **варіант 1мПР:** за умов періодичного (квітень-червень) водообміну з морем та природного стоку з басейну лиману, визначеного за допомогою моделі «клімат-стік»;

- **варіант 3ПР:** за умов безперервного (всі місяці року) водообміну з морем та природного стоку з басейну лиману;

- **варіант 3ПОБ:** за умов безперервного водообміну з морем та побутового стоку з басейну лиману;

- **варіант 2аПР:** при альтернативному функціонуванні IV частини лиману, як безстічної (непроточної) водойми, ізольованої від III частини лиману, за умов природного стоку з басейну лиману та безперервного водообміну інших частин лиману з морем;

- **варіант 2аПОБ:** при альтернативному функціонуванні IV частини лиману, як безстічної (непроточної) водойми, ізольованої від III частини, за умов побутового стоку з басейну лиману та безперервного водообміну інших частин лиману з морем;

- **варіант 2вПР:** при альтернативному функціонуванні IV частини лиману, як водосховища з НПР = 5,6 мБС, без припливу води від III частини, за умов природного стоку з басейну лиману та безперервного водообміну інших частин лиману з морем.

При позначенні варіантів функціонування лиману були використані числа та літери, які відповідають таким умовам:

- числа **1, 2, 3** відповідають варіантам (умовам) водообміну з морем, які прийняті раніше в розділі 12;

- літера «**м**» після числа **1** вказує на те, що **варіант 1**, який в розділі 12 означав функціонування лиману в умовах періодичного водообміну з морем, є модифікованим, і в якому щорічний період водообміну обмежується лише квітнем-червнем (3 місяця);

- літера «**а**» після числа **2** вказує на те, що **варіант 2**, який раніше в розділі 12 означав функціонування лиману без водообміну з морем, є альтернативним, і в якому лише IV частина лиману функціонує як безстічна водойма (без водообміну з III частиною), а інші частини лиману функціонують в умовах безперервного водообміну з морем;

- літера «**в**» після числа **2** вказує на те, що **варіант 2** є альтернативним, в якому лише IV частина лиману функціонує як водосховище з НІР = 5,6 мБС (без припливу води з III частини), а інші частини лиману функціонують в умовах безперервного водообміну з морем;

- літери «**ІР**» та «**ІОБ**» вказують на те, які значення стоку річок і бокового припливу з басейну лиману, відповідно, природного та побутового стоку, використані для обчислення об'ємів припливу вод до лиману.

Оцінка рівнів і мінералізації води Тилігульського лиману в період з 2011 по 2100 рр. в умовах майбутнього клімату (за сценарієм М10) та при різних варіантах водообміну з морем, а також пошук та наукове обґрунтування оптимального режиму функціонування лиману та його окремих частин виконувалися в такій послідовності.

На першому етапі, виконувалось порівняння рівнів та мінералізації води Тилігульського лиману та його частин, визначених за умов природного стоку з басейну лиману, при періодичному (**варіант 1мІР**) та безперервному (**варіант 3ІР**) водообмінах з морем (рис. 13.6-13.11).

З рис. 13.6 видно, що в умовах природного стоку з басейну лиману та при періодичному водообміні з морем, розмах коливання рівнів води в лимані за період з 2011 по 2100 рр. становитиме майже 1,5 м (від мінус 0,88 мБС до 0,59 мБС), а середній багаторічний рівень води в лимані буде дорівнювати мінус 0,29 мБС. При безперервному водообміні з морем мінливість рівнів води в лимані буде в 1,6 разів менша, змінюючись в інтервалі від мінус 0,38 мБС до 0,54 мБС, а середній багаторічний рівень води буде дорівнювати мінус 0,17 мБС.

Загалом за розрахунковий період середнє перевищення рівнів води в лимані при безперервному водообміні з морем над рівнями води при періодичному водообміні буде дорівнювати 0,12 м, з максимумом 0,74 м – в березні 2033 р. Однак, в багатоводний період з липня 2092 р. по квітень 2094 р. рівні води в лимані при періодичному водообміні можуть перевищувати рівні води при безперервному – в середньому на 0,23 м, з максимумом 0,59 м – в лютому 2093 р.

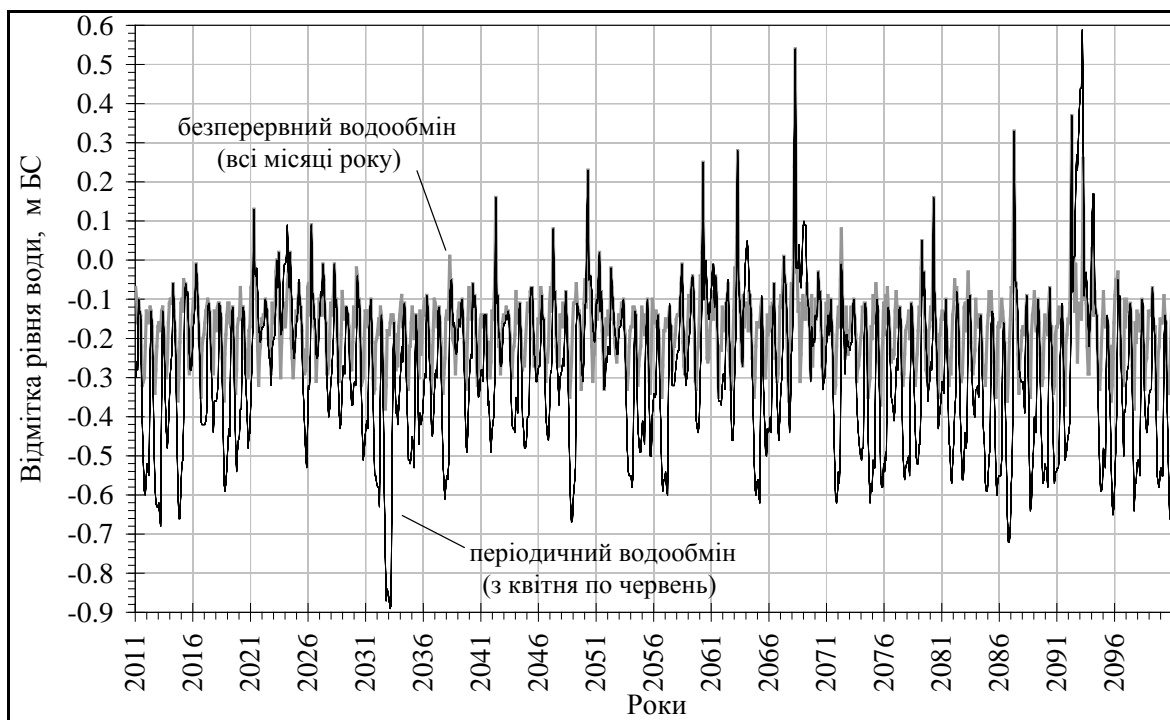


Рис. 13.6. Середньомісячні рівні води Тилігульського лиману, за умов природного стоку з басейну лиману, періодичного (**варіант 1мПР**) та безперервного (**варіант 3ПР**) водообміну з морем в період з 2011 по 2100 рр.

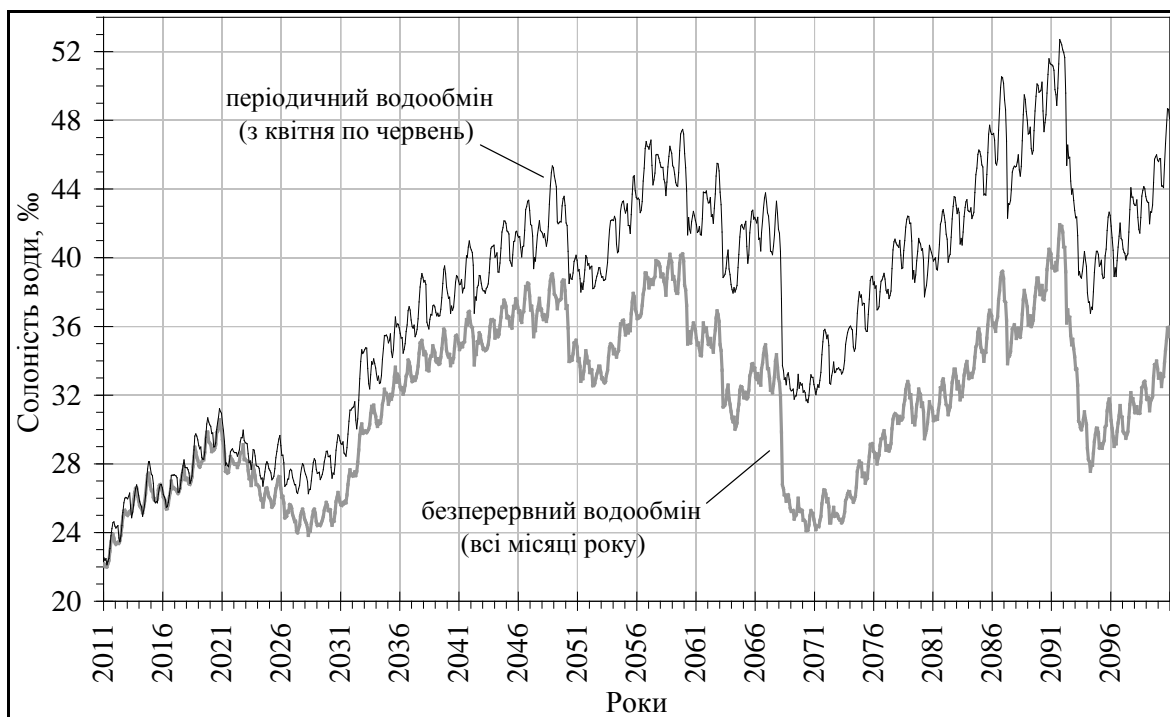


Рис. 13.7. Середньомісячна солоність води Тилігульського лиману за умов природного стоку з басейну лиману, періодичного (**варіант 1мПР**) та безперервного (**варіант 3ПР**) водообміну з морем в період з 2011 по 2100 рр.

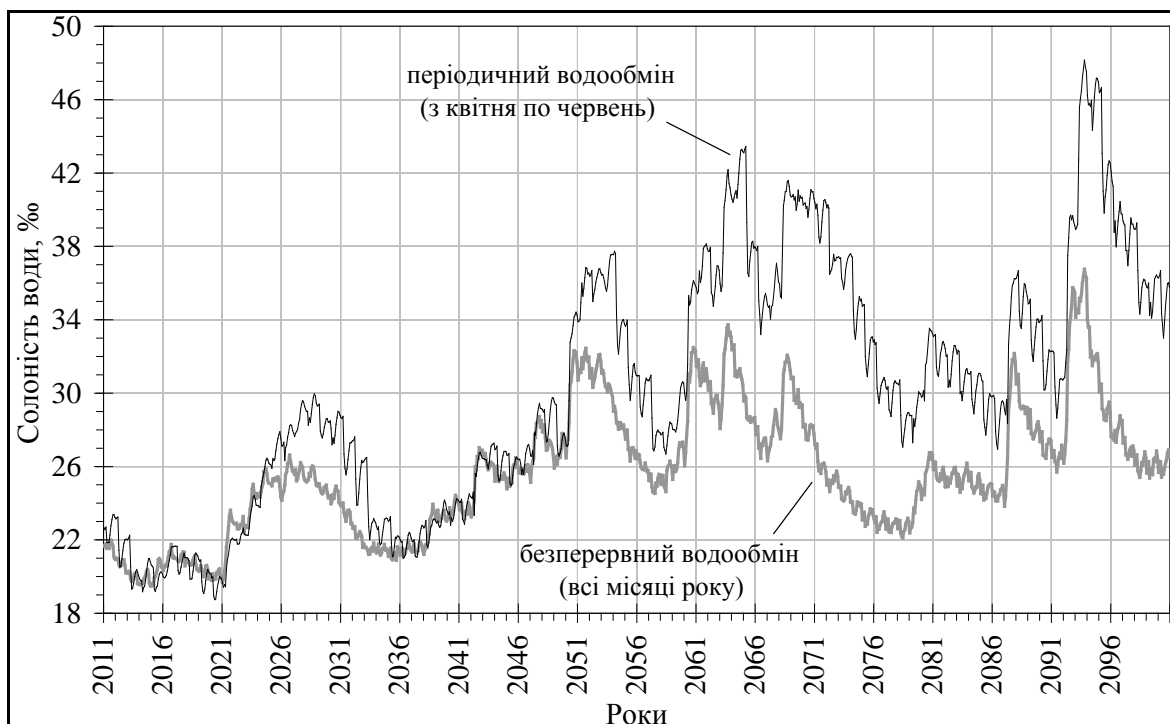


Рис. 13.8. Середньомісячна солоність води І частини лиману за умов природного стоку з басейну лиману, періодичного (**варіант 1мПР**) та безперервного (**варіант 3ПР**) водообміну з морем в період з 2011 по 2100 рр.

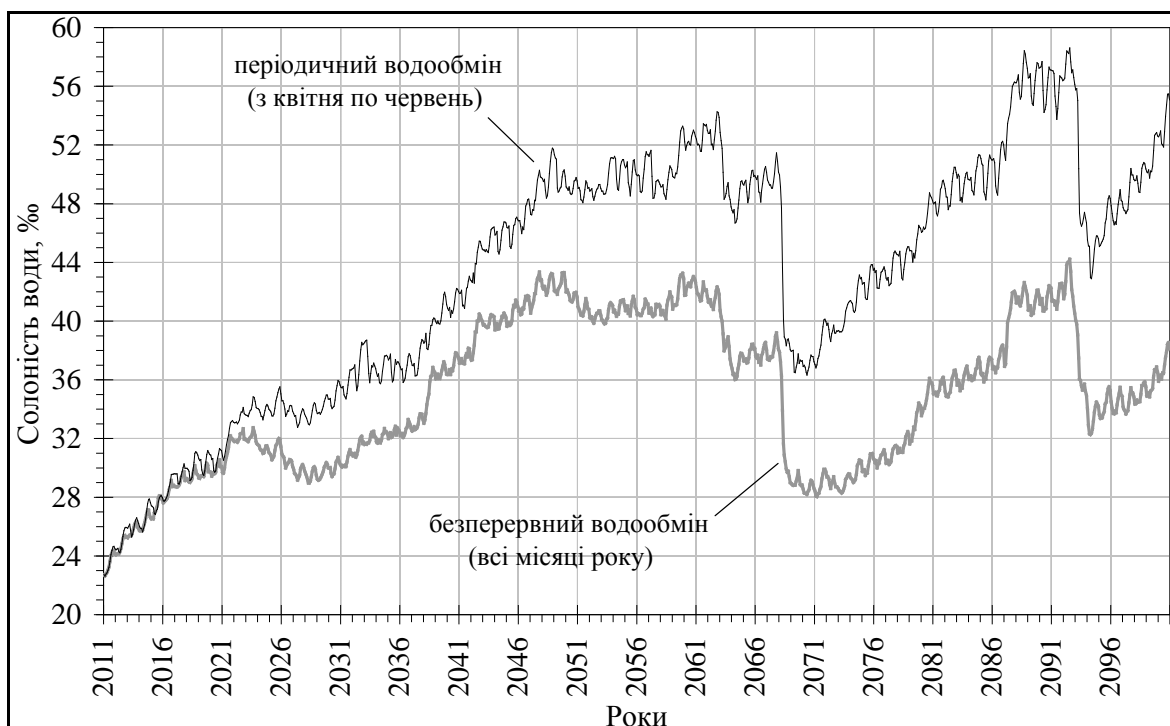


Рис. 13.9. Середньомісячна солоність води ІІ частини лиману за умов природного стоку з басейну лиману, періодичного (**варіант 1мПР**) та безперервного (**варіант 3ПР**) водообміну з морем в період з 2011 по 2100 рр.

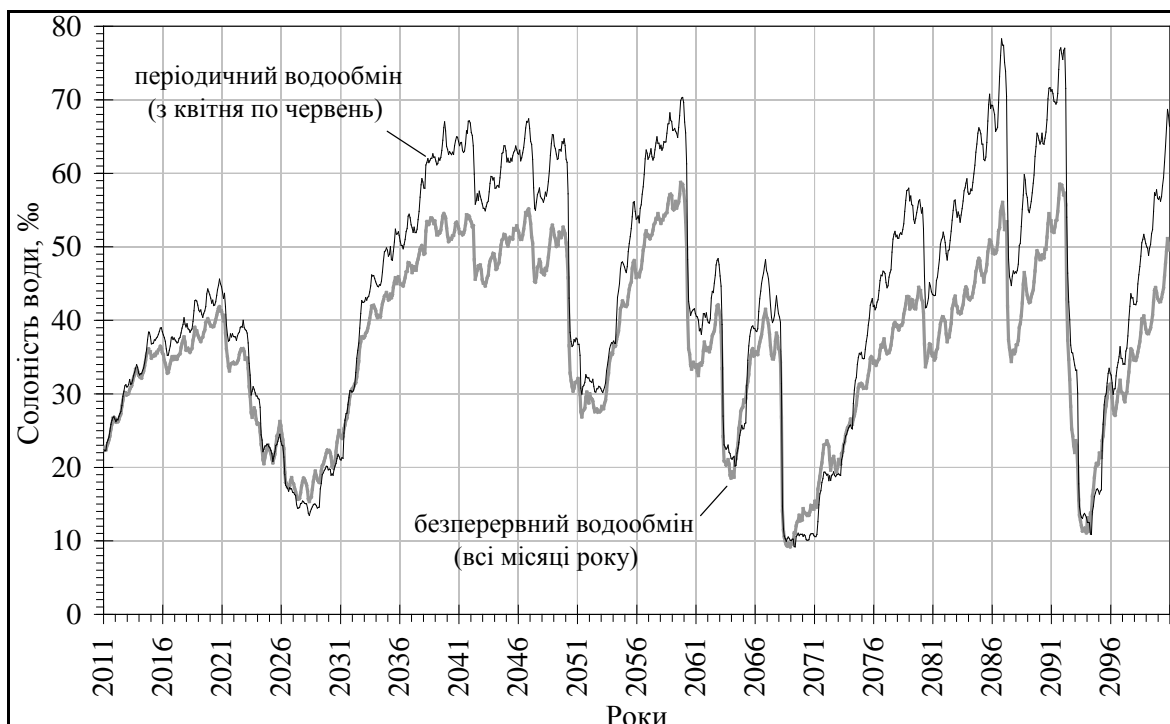


Рис. 13.10. Середньомісячна солоність води III частини лиману за умов природного стоку з басейну лиману, періодичного (**варіант 1мПР**) та безперервного (**варіант 3ПР**) водообміну з морем в період з 2011 по 2100 рр.

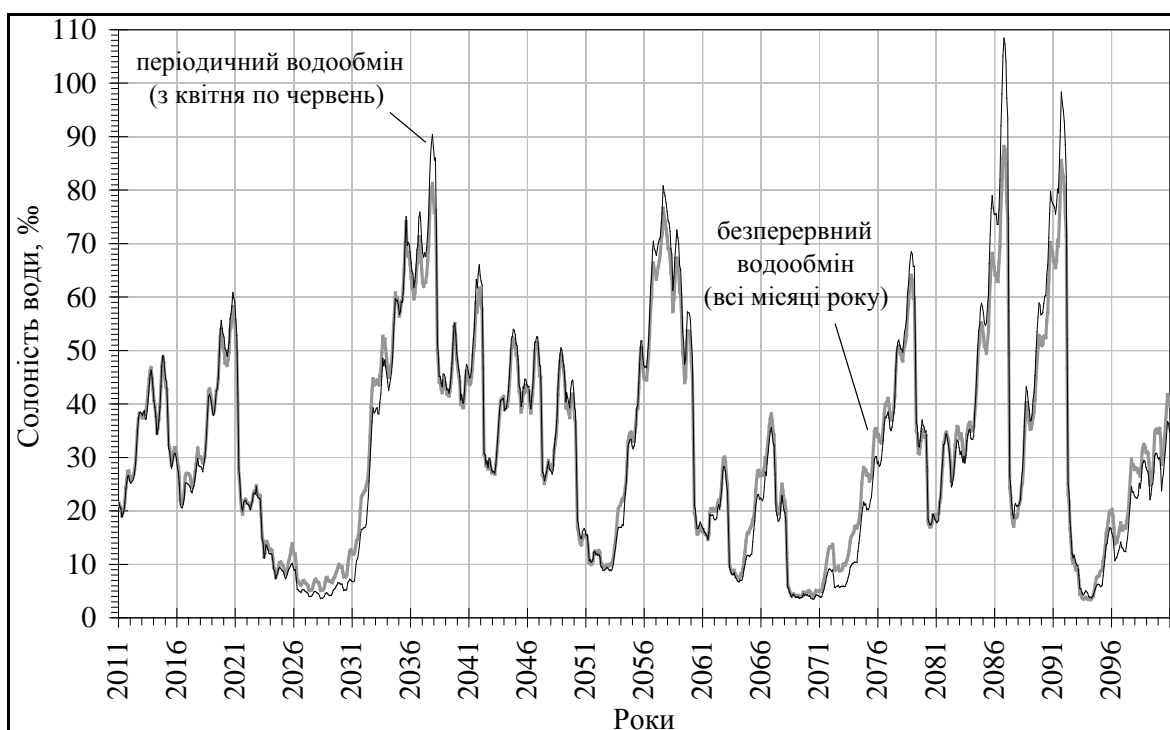


Рис. 13.11. Середньомісячна солоність води IV частини лиману за умов природного стоку з басейну лиману, періодичного (**варіант 1мПР**) та безперервного (**варіант 3ПР**) водообміну з морем в період з 2011 по 2100 рр.

З порівняння середньомісячних значень мінералізації (солоності) води в лимані при безперервному та періодичному варіантах водообміну з морем (рис. 13.7) видно, що вона в обох варіантах поступово зростає і наприкінці грудня 2100 р. буде дорівнювати $35,41 \text{ г/дм}^3$ – при безперервному водообміні та майже $48,09 \text{ г/дм}^3$ – при періодичному. Отже, за 90 років, навіть в умовах природного стоку з басейну лиману, мінералізація його води може збільшитися на $12,41 \text{ г/дм}^3$ – при безперервному водообміні та на $25,09 \text{ г/дм}^3$ – при періодичному.

З порівняння мінливості мінералізації води, як середньої для всього лиману (рис. 13.7), так і для окремих його частин (рис. 13.8-13.11), видно, що в обох варіантах збільшення або зменшення мінералізації води може відбуватися як поступово (впродовж декількох років), так і стрибкоподібно (інколи впродовж одного-двох місяців). Причому одночасно (наприклад, в період з січня 2021 по грудень 2028 рр.) в I та II частинах лиману вона може збільшуватися (рис. 13.8-13.9), а в III та IV частинах – зменшуватися (рис. 13.10.-13.11). Це пов'язано з припливом значних об'ємів прісного природного стоку річок у верхів'я лиману весною (до $11,7 \text{ м}^3/\text{с}$ – в гирлі р. Тилігул) та значним припливом солоних вод в нижню частину лиману з моря (до $10,6 \text{ м}^3/\text{с}$ – весною при періодичному водообміні та до $8,2 \text{ м}^3/\text{с}$ – восени при безперервному). З порівняння мінералізації води у різних частинах лиману (рис. 13.8-13.11) витікає, що найменш мінливою вона буде в I частині ($19,49\text{-}36,75 \text{ г/дм}^3$ – при безперервному водообміні та $18,74\text{-}48,15 \text{ г/дм}^3$ – при періодичному), а найбільш мінливою – в IV частині ($3,42\text{-}88,18 \text{ г/дм}^3$ – при безперервному водообміні та $3,47\text{-}108,44 \text{ г/дм}^3$ – при періодичному). Крім того, необхідно відзначити, що мінералізація води в I, II та III частинах лиману при безперервному водообміні загалом менша ніж при періодичному (інколи на $15\text{-}20 \text{ г/дм}^3$), а в IV частині – в обох варіантах мінералізація води майже однакова і навіть інколи при безперервному водообміні вона на $5\text{-}6 \text{ г/дм}^3$ вища ніж при періодичному. Отже, з результатів аналізу рис. 13.6-13.11 видно, що в умовах майбутнього клімату (за сценарієм M10) та існування непорушеного водогосподарської діяльністю (природного) стоку з басейну Тилігульського лиману безперервний водообмін з морем має більші переваги над періодичним. Це, насамперед, пов'язано зі значно меншою мінливістю рівнів і мінералізації води в лимані та його I, II та III частинах.

Результати, представлені на рис. 13.6-13.11, показують, що стабілізація рівнів і мінералізації води в лимані та його окремих частинах можлива лише в умовах безперервного водообміну лиману з морем. З врахуванням вищесказаного, на другому етапі розраховувалась можлива мінералізація води лиману та його частин (рис. 13.12) за умов змін клімату за сценарієм M10 та збереження рівня водогосподарської діяльності, який відповідає нашій сучасності. Це означає, що приплив прісних вод до лиману забезпечується не природним, а трансформованим (побутовим)

стоком. Водообмін з морем прийнятий як безперервний, що відповідає варіанту ЗПОБ.

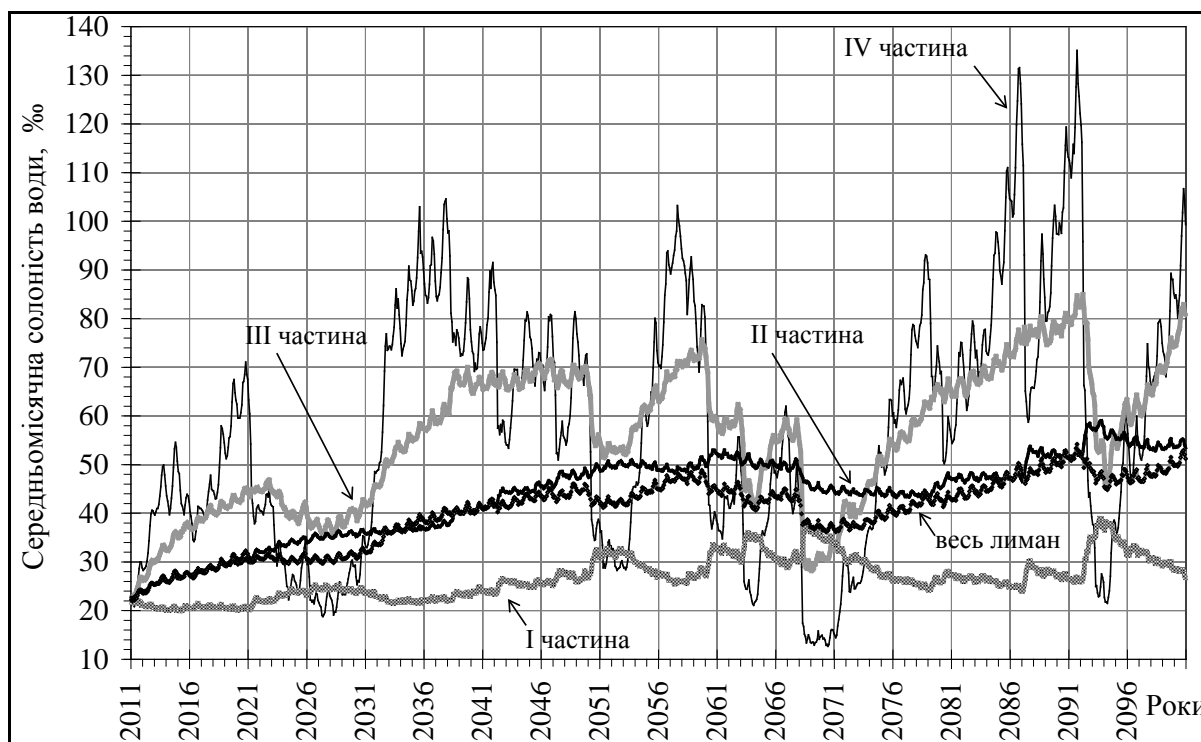


Рис. 13.12. Середньомісячна мінералізація (солоність) води Тилігульського лиману та його частин, за умов безперервного водообміну з морем та побутового стоку з басейну лиману (**варіант ЗПОБ**) в період з 2011 по 2100 рр.

З рис. 13.12 видно, що за умов надходження побутового стоку з басейну лиману, при безперервному водообміні з морем мінералізація (солоність) води Тилігульського лиману та його частин є значно вищою, ніж, наприклад, в умовах природного стоку та періодичного водообміну (рис. 13.7-13.11). Усього за 90 років (з 2011 по 2100 рр.) середня для лиману мінералізація води збільшиться на $28,24 \text{ г/дм}^3$ та буде дорівнювати наприкінці XXI ст. $51,24 \text{ г/дм}^3$. Мінливість середньої для лиману мінералізації води також буде збільшуватися від $22,05$ до $54,18 \text{ г/дм}^3$. Найменший діапазон змін мінералізації води буде спостерігатися в I частині лиману – від $19,99$ до $38,95 \text{ г/дм}^3$, а найбільший в IV частині – від $12,68$ до $135,11 \text{ г/дм}^3$.

Отже, при формуванні побутового стоку на басейні лиману, навіть при безперервному водообміні з морем, за період з 2011 по 2100 рр. загалом буде відбуватися інтенсивне засолення лиману. Але впродовж 1-3 років з високими середньомісячними витратами (більш ніж $5,0 \text{ м}^3/\text{с}$) побутового стоку в періоди весняних водопіль (наприклад, в 2021,

2067-2068, 2092-2093 рр.) мінералізація води в IV частині лиману може значно зменшуватися, інколи аж на 113 г/дм^3 (з $135,11 \text{ г/дм}^3$ – у вересні 2091 р., до $21,49 \text{ г/дм}^3$ – у квітні 2094 р.).

Результати, наведені на рис. 13.12, показують, що для стабілізації рівнів і мінералізації води лиману та його окремих частин у майбутньому необхідний пошук альтернативного варіанту функціонування водойми.

З врахуванням цього, на третьому етапі порівнювались рівні та мінералізація води в IV частині лиману, розраховані за умов природного (**варіант 2аПР**) та побутового (**варіант 2аПОБ**) стоку з басейну лиману, коли його IV частина функціонує як безстічна водойма (без водообміну з III частиною), а інші частини функціонують при безперервному водообміні з морем (рис. 13.13 та 13.14). У розрахунках в першому наближенні вважалось, що при рівнях води вищих за відмітку мінус 0,40 мБС розтікання води з IV частини лиману в гирлові ділянки річок Тилігул і Балай або інших водотоків, які впадають в цю частину, не відбувається, а максимальна площа її водної поверхні дорівнює $30,48 \text{ млн. м}^2$ (табл. 10.2).

З рис. 13.13 видно, що при функціонуванні IV частини лиману як безстічної водойми (без водообміну з III частиною) в умовах побутового стоку з її басейну, стабілізація та зменшення мінливості мінералізації води, порівняно з попереднім варіантом функціонування лиману (рис. 13.12), майже не відбувається. В одні періоди (наприклад, 2021-2030, 2051-2060 рр.) мінералізація води буде на $10-50 \text{ г/дм}^3$ меншою, а в інші (наприклад, 2031-2040 рр.) – на $10-25 \text{ г/дм}^3$ більшою. Крім того, мінливість мінералізації води IV частини залишається дуже значною – від $9,95$ до $119,44 \text{ г/дм}^3$. Це пояснюється значною мінливістю рівнів води цієї частини лиману, які будуть змінюватися від мінус $2,13$ мБС до $3,88$ мБС (рис. 13.14) при середньому рівні $0,18$ мБС.

Отже, такий варіант функціонування IV частини лиману не може бути обраний як альтернативний. Однак, якщо замість побутового стоку до IV частини лиману буде надходити природний стік, то водно-сольовий режим цієї водойми значно поліпшується (рис. 13.12-13.14). З рис. 13.13 видно, що в умовах природного стоку мінералізація води IV частини лиману буде значно меншою ніж в умовах побутового стоку і дорівнюватиме в середньому за період з 2011 по 2100 рр. $10,3 \text{ г/дм}^3$.

Крім того, починаючи з серпня 2021 р., після проходження весняного водопілля (з середньомісячними витратами води у квітні в гирлі р. Тилігул $11,4 \text{ м}^3/\text{с}$) та дощових паводків в червні-липні (з середньомісячними витратами води в гирлі р. Тилігул $3,3-4,1 \text{ м}^3/\text{с}$), мінералізація води IV частини поступово зменшується (до $5,89 \text{ г/дм}^3$ – наприкінці XXI сторіччя) і в середньому дорівнює лише $7,83 \text{ г/дм}^3$. Незначні збільшення мінералізації води (на $3-7 \text{ г/дм}^3$) будуть тільки в маловодні періоди (наприклад, 2031-2038, 2053-2058 рр.). В цілому, за період з серпня 2021 р. по грудень

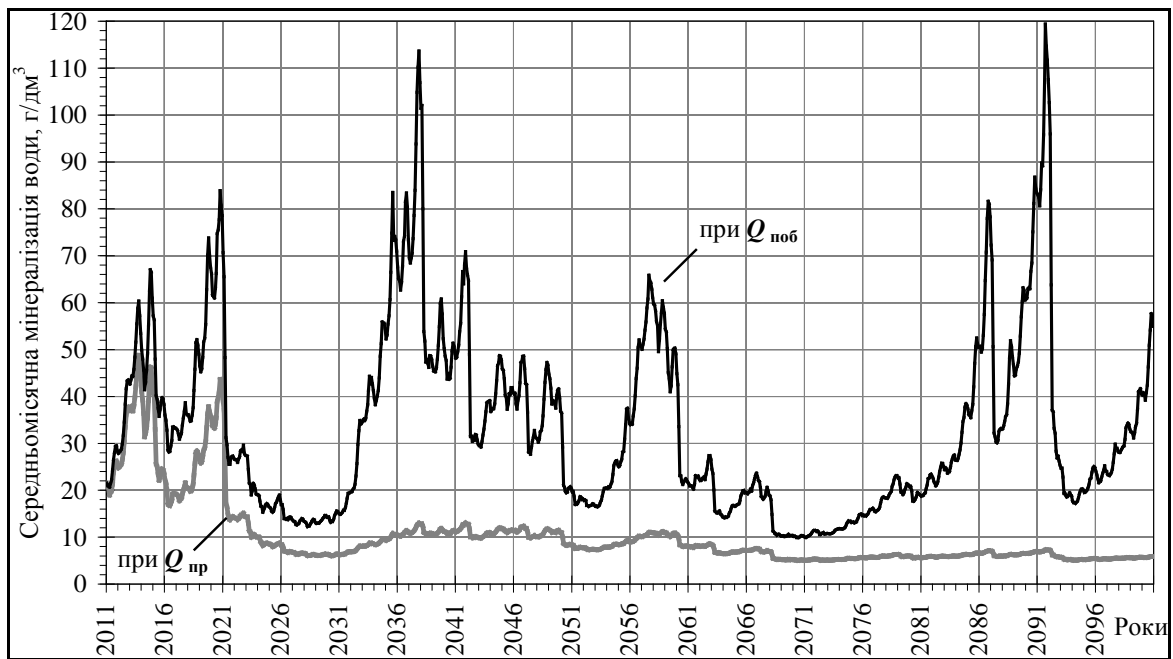


Рис. 13.13. Середньомісячна мінералізація води IV частини лиману, при її альтернативному функціонуванні як безстічної водойми, ізольованої від III частини лиману, за умов природного (**варіант 2аПР**) та побутового (**варіант 2аПОБ**) стоку з басейну лиману в період з 2011 по 2100 рр.

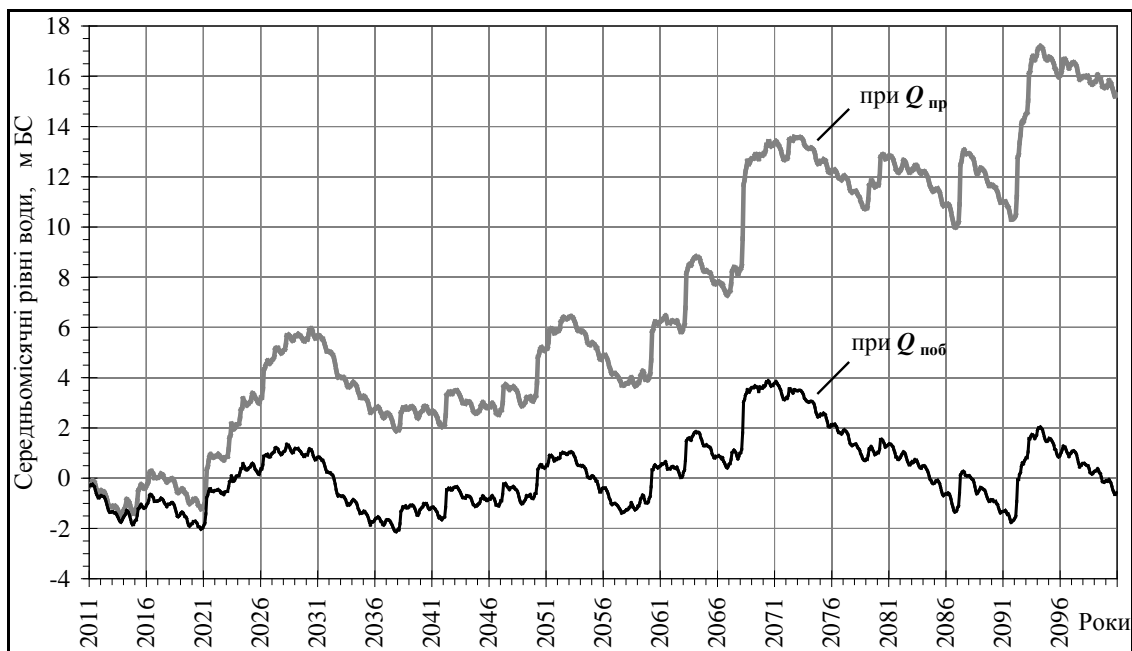


Рис. 13.14. Середньомісячні рівні води IV частини лиману, при її альтернативному функціонуванні, як безстічної водойми, ізольованої від III частини лиману, за умов природного (**варіант 2аПР**) та побутового (**варіант 2аПОБ**) стоку з басейну лиману в період з 2011 по 2100 рр.

2100 р. зміни мінералізації води відбуватимуться в межах $10,02 \text{ г/дм}^3$: від $5,08 \text{ г/дм}^3$ – в червні 2070 р. до $15,10 \text{ г/дм}^3$ – в жовтні 2022 р.

Мінливість мінералізації води в IV частини лиману пов'язана з поступовим підвищенням рівня води (рис. 13.14), який наприкінці 2100 р. буде дорівнювати 15,28 мБС. Збільшення рівня води в IV частини лиману, пов'язане з перевищенням в багатководні роки об'ємів атмосферних опадів та природного стоку річок Тилігул і Балай над випаровуванням з водної поверхні, що буде призводити до накопичення води в IV частині лиману.

Зрозуміло, що такий варіант функціонування цієї частини лиману є гіпотетичним і в реальних умовах він майже неможливий, але при його вдосконаленні шляхом введення в розрахунки науково-обґрунтованої відмітки нормального підпертого рівня (НПР) води та при обов'язковій умові існування природного стоку з басейну лиману, цей альтернативний варіант функціонування IV частини лиману може розглядатися як найвигідніший для стабілізації її водно-сольового режиму. Крім того, опріснення та збільшення об'єму води цієї частини лиману дасть можливість її використання, наприклад, для вирощування в промислових масштабах багатьох видів прісноводних риб, що повністю компенсує втрати в галузі рибного господарства, пов'язані з ліквідацією ставків і водосховищ в річках і балках на водозбірному басейні.

З врахуванням цього, встановлено оптимальне значення НПР води для IV частини лиману, яке прийнято рівним 5,6 мБС. Вибір такого значення НПР майже унеможливує підтоплення населених пунктів (наприклад, с.Каїри, с.Мар'янівка, с.Косівка), автомобільних шляхів та господарських об'єктів, розташованих поблизу цієї частини лиману. В той же час, залишається можливість підтримки рівнів та об'ємів води (до 300 млн. м^3 при НПР = 5,6 мБС), при яких мінералізація води в IV частині не буде перевищувати $14-15 \text{ г/дм}^3$ (верхня межа існування багатьох видів прісноводних тварин і рослин в водоймах, де висока мінералізація води сформована іонним стоком річок та солями атмосферних опадів).

Розміри IV частини лиману, при її функціонуванні як водосховища з НПР = 5,6 мБС, обмежуються: дамбою між с.Мар'янівка та с.Косівка – на півночі (гирло р.Тилігул), дамбою автомобільної дороги між с.Каїри та с.Петрівка – на південному заході (гирло р.Балай), греблею з автоматичним водовипуском між с.Прогресівка та с.Калинівка, яка буде відділяти IV частину від III частини лиману – на півдні (Калинівська коса).

Мінливість рівнів і мінералізації води, а також об'ємів скидів води з IV до III частини лиману, при функціонуванні IV частини як водосховища з НПР = 5,6 мБС в умовах природного стоку з басейну лиману (**варіант 2вПР**), а також мінливість рівнів і мінералізації води в іншій акваторії лиману, при його безперервному водообміні з морем, показані на рис. 13.15-13.17.

З рис. 13.15 видно, що з січня 2011 р. по березень 2021 р. рівні води в IV частині лиману не перевищуватимуть 0,28 мБС, але з березня по квітень 2021 р. вони підвищаться більш ніж на 0,8 м (з мінус 0,46 мБС – в березні, до 0,35 мБС – в квітні) і далі поступово будуть збільшуватися, досягнувши в квітні 2028 р. відмітки НПР = 5,6 мБС. Таке збільшення рівнів води буде пов'язано з припливом значних об'ємів природного стоку річок Тилігул і Балай, з високими середньомісячними витратами води в періоди весняних водопіль (11,7 м³/с – р. Тилігул, квітень 2026 р.) та дощових паводків в червні-липні (7,11 м³/с – р. Тилігул, червень 2023 р.). Починаючи з квітня 2028 р., при перевищенні відмітки НПР, періодично будуть відбуватися автоматичні скиди надлишків води з IV до III частин лиману (рис. 13.16). Значними вони будуть: в квітні 2063 р. – 56,1 м³/с, в квітні 2068 р. – 87,3 м³/с, та в квітні 2093 р. – 44,6 м³/с. Ці та інші скиди води з IV до III частин лиману матимуть важливе значення в зовнішньому водообміні IV частини, тому що дозволяють повністю або частково замінити змішану лиманно-річкову воду на прісну річкову воду та здійснити «промивку» водойми від накопичених за попередні роки біогенних та забруднювальних речовин. Крім того, такі скиди води з IV частини будуть впливати на збільшення рівнів води в іншій акваторії лиману. Наприклад, скиди води з IV частини в квітні 2068 р. призведуть до збільшення рівня води в іншій акваторії лиману на 0,3 м (рис. 13.15).

В той же час, після наповнення IV частини до відмітки НПР, в маловодні періоди рівні води можуть за декілька років знизитися більш ніж на 4,00 м (наприклад, з 5,60 мБС – в червні 2030 р., до 1,56 мБС – в грудні 2037 р.). Але, це буде призводити лише до незначного (на 4-8 г/дм³) збільшення мінералізації води в IV частині, як, наприклад, з 6,05 г/дм³ – в червні 2030 р., до 13,61 г/дм³ – в грудні 2037 р. (рис. 13.17).

Мінералізація води IV частини в середньому за період з 2023 по 2100 рр. (після зменшення з 43,65 г/дм³ – в жовтні 2020 р., до 15,10 г/дм³ – в жовтні 2022 р.) дорівнює 7,93 г/дм³, змінюючись від 4,32 г/дм³ – в червні 2070 р., до 14,34 г/дм³ – в січні 2023 р.

Отже, в майбутніх кліматичних умовах (за сценарієм М10) при функціонуванні IV частини як водосховища з НПР = 5,6 мБС, за умов надходження природного стоку з водозбірною басейну лиману, починаючи з середини 2022 р. по кінець 2100 рр. в цій частині лиману буде забезпечений режим рівнів води, при якому мінералізація води загалом буде поступово зменшуватися від 15 до 4 г/дм³, в середньому дорівнюючи 7,93 г/дм³.

Одночасно з функціонуванням IV частини як прісноводного водосховища, в іншій акваторії лиману мінливість рівнів і мінералізації води буде формуватися при безперервному водообміні лиману з морем, тому в I, II та III частинах лиману за період з 2011 по 2100 рр. відбуватимуться стабілізація рівнів води (з мінливістю майже ідентичною

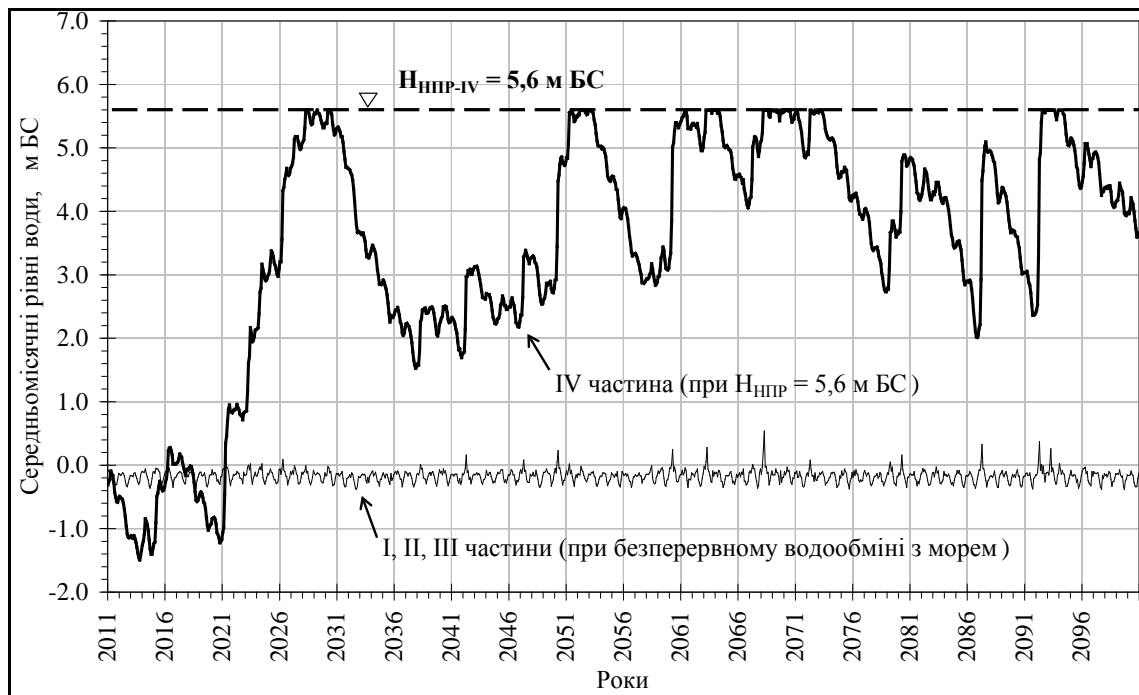


Рис. 13.15. Мінливість рівнів води IV частини, при її функціонуванні як водосховища з НПР = 5,6 мБС в умовах природного стоку з басейну та мінливість рівнів води в іншій акваторії лиману при безперервному водообміні з морем (**варіант 2вПР**) в період з 2011 по 2100 рр.

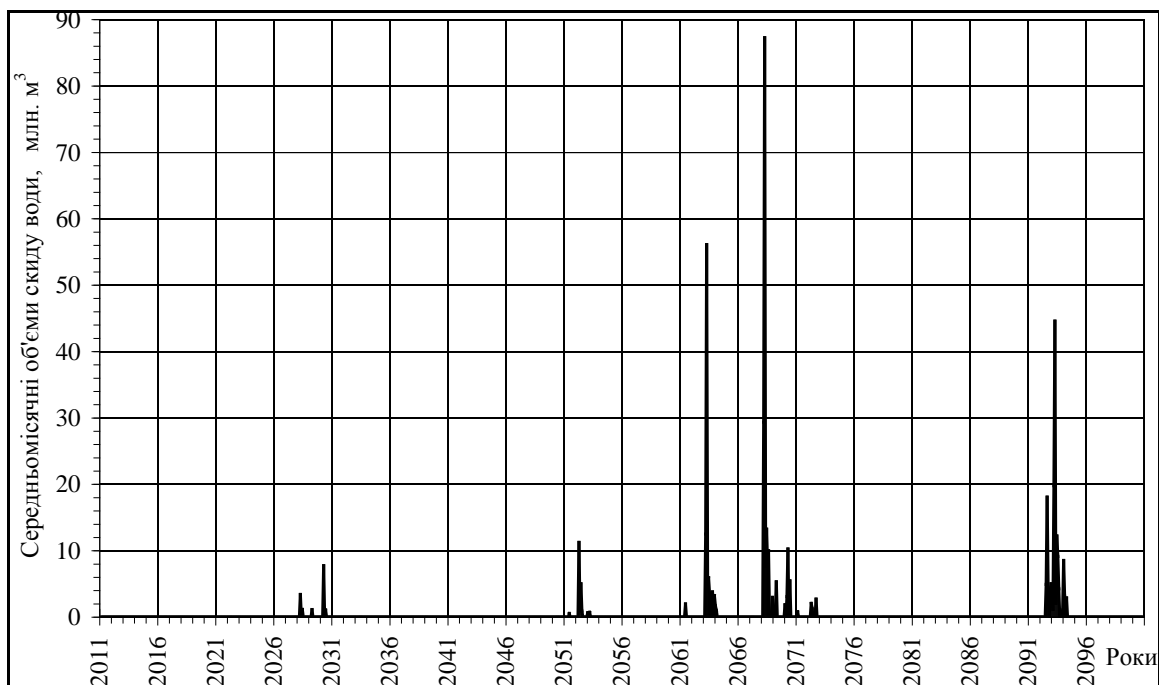


Рис. 13.16. Середньомісячні об'єми скидів води з IV до III частин лиману при функціонуванні IV частини як водосховища з НПР = 5,6 мБС в умовах природного стоку з басейну (**варіант 2вПР**) в період з 2011 по 2100 рр.

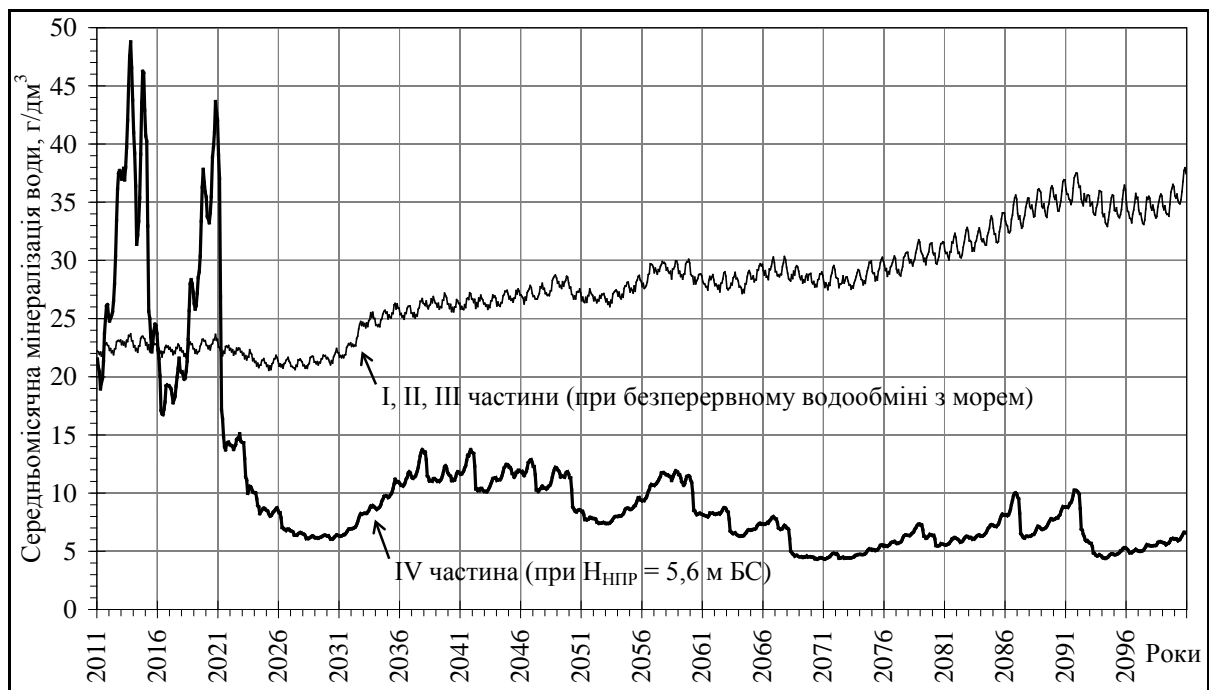


Рис. 13.17. Мінливість мінералізації води IV частини, при її функціонуванні як водосховища з НПР = 5,6 мБС в умовах природного стоку з басейну, та мінливість мінералізації води в іншій акваторії лиману, при безперервному водообміні з морем (**варіант 2вПР**) в період з 2011 по 2100 рр.

мінливості рівнів води в морі) та поступове підвищення мінералізації води, яка наприкінці 2100 р. буде дорівнювати $37,46 \text{ г/дм}^3$, тобто за 90 років збільшиться менш ніж на 15 г/дм^3 .

Таким чином, в майбутніх кліматичних умовах (за сценарієм М10) для стабілізації мінливості рівнів і мінералізації води в Тилігульському лимані та його частинах, за умов як природного, так і побутового стоку з басейну лиману, обов'язковим є безперервний водообмін лиману з морем, особливо при функціонуванні його IV частини як окремого прісноводного (майже безстічного) водосховища з НПР = 5,6 мБС. При цьому залишається актуальною проблема відновлення природних водних ресурсів річок водозбору Тилігульського лиману шляхом розчистки русел, ліквідації або оптимізації розміщення та функціонування штучних водойм, упорядкування структури землекористування, захисту водоохоронних зон та прибережних смуг.

РОЗДІЛ 14

ГІДРОЕКОЛОГІЧНИЙ РЕЖИМ ЛИМАНУ

Не зважаючи на те, що на узбережжі Тилігульського лиману відсутні потужні антропогенні джерела забруднення вод, його гідроекологічному режиму притаманна низка проблем, які представлені у розділі 2.3. Зумовлені вони особливостями формування водного балансу лиману та морфологічною будовою його ложа.

Через конфігурацію берегів, розподіл глибин і наявність мілководних ділянок (підводних продовжень кіс: Чилової, Ранжевої), лиман поділяється на чотири частини, інтегральний по глибині водообмін між якими утруднений (див. розділ 11.3). В глибоких південній і центральній частинах лиману мінливість у часі гідроекологічних характеристик приповерхневого шару вод в літній період року значною мірою визначається інтенсивністю вертикального турбулентного обміну, яка залежить від сили вітру і вертикального градієнта густини води. В мілководних районах значення гідрохімічних характеристик можуть значно змінюватися під впливом вітро-хвильового скаламучування донних відкладів при сильних вітрах.

Дефіцит прісного балансу лиману, який формується в результаті інтенсивного випаровування влітку і зменшення припливу прісних вод з водозбірного басейну під впливом сумісної дії кліматичних змін та антропогенної діяльності, сукупно з періодичним поповненням лиману морською водою у весінньо-літні місяці для компенсації цього дефіциту, спричиняють накопичення в лимані протягом багатьох років запасів солей і біогенних речовин.

У період 1979-1987 рр. особливості формування гідроекологічного режиму Тилігульського лиману досліджувалися Інститутом гідробіології Академії наук УРСР. Результати цих досліджень опубліковані в монографії [1]. В 90-ті роки минулого сторіччя гідроекологічні дослідження лиману не виконувалися через скрутне соціально-економічне становище в Україні.

На початку XXI сторіччя дослідження біотичних і абіотичних характеристик вод лиману були відновлені фахівцями Одеського філіалу Інституту біології південних морів НАН України. Узагальнені матеріали спостережень, одержані в період 2001-2003 рр., опубліковані в монографії [2], а результати досліджень виконаних пізніше – в роботах [3-6].

У даному розділі розглянуті особливості середньої за багаторічний період внутрішньорічної мінливості в першому десятиріччі XXI сторіччя гідрохімічних і гідробіологічних характеристик, які визначають ступень трофності і кисневий режим вод лиману. Ці відомості важливі для калібрування моделі евтрофікації вод лиману, яка може бути використана для оцінки впливу різних природних і антропогенних чинників на його

гідроекологічний режим, а також оцінки ефективності різних сценаріїв гідроекологічного менеджменту, з урахуванням змін клімату та антропогенної діяльності.

Комплекс спостережень за гідрохімічними характеристиками вод лиману включав в себе визначення концентрацій розчинених мінеральних форм азоту (амонійного NH_4^+ , нітритного NO_2^- , нітратного NO_3^-) і фосфору (фосфатів PO_4^{3-}), загального азоту ($N_{ЗАГ}$) і фосфору ($P_{ЗАГ}$), розчиненої органічної речовини (POP) за перманганатною окислюваністю, розчиненого кисню (O_2). Концентрації органічного азоту і фосфору обчислювалися за різницею між загальним вмістом і концентрацією мінеральних форм: $P_{ОРГ} = P_{ЗАГ} - P_{МИН}$, $N_{ОРГ} = N_{ЗАГ} - N_{МИН}$.

Комплекс гідробіологічних спостережень за автотрофними компонентами екосистеми лиману включав до себе визначення концентрацій хлорофілу «а», відбір проб фітопланктону та фітобентосу з оцінкою структурно-функціональної організації їх угруповань [4, 6].

На жаль, слід відзначити, що спостереження мають епізодичний характер і нерівномірно розподілені по акваторії лиману. Їх кількість значно розрізняється по роках і місяцях. В окремі місяці й роки спостереження взагалі не проводились або поодинокі. Крім того, дані гідрохімічних і гідробіологічних спостережень часто не узгоджені в часі і просторі. Найбільше число спостережень виконано в південній половині лиману.

Для встановлення характеру внутрішньорічної мінливості гідрохімічних і гідробіологічних характеристик екосистеми Тилігульського лиману, отримані у ХХІ сторіччі дані спостережень в приповерхневому шарі води глибиною 5 м групувалися по місяцях і надалі обчислювалися їх багаторічні середньомісячні значення. Інформація про кількість спостережень, які припадають на кожен місяць, та роки, в які вони були виконані, наведена в таблицях 14.1, 14.2.

Таблиця 14.1. Інформація про кількість гідрохімічних спостережень, виконаних в період 2002-2010 рр. в Тилігульському лимані, та їх розподіл по місяцях і роках

Місяць	ІІІ	ІV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Кількість спостер.	3	6	8	12	7	14	6	11
Роки	2003	2003	2006, 2008	2002, 2004, 2005, 2010	2003, 2004, 2005, 2010	2002	2003, 2004	2003, 2005

Таблиця 14.2. Інформація про кількість спостережень за біомасою фітопланктону, виконаних в період 2001-2011 рр. в Тилігульському лимані, та їх розподіл по місяцях і роках

Місяць	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X
Кількість спостер.	1	-	7	6	11	14	5	6	11
Роки	2011	-	2003, 2011	2006, 2008	2001, 2002, 2005, 2006	2003, 2005, 2010, 2011	2001, 2002, 2010	2003, 2010	2001, 2006, 2010

Внутрішньорічна (щомісячна) мінливість середніх багаторічних значень біомаси фітопланктону і концентрацій хлорофілу «а», отримана шляхом помісячного осереднення наявних даних за період 2001-2011 рр., представлена на рис. 14.1. Максимальні значення біомаси фітопланктону, осередненої по акваторії лиману, спостерігались у липні-серпні (рис. 14.1а). Однак, слід відзначити, що вони сформовані з урахуванням аномальних умов 2010 р. Тому для кращого розуміння особливостей внутрішньорічної динаміки біомаси фітопланктону слід зважати на аналіз міжрічної мінливості її середньосезонних (весна, літо) значень, наведений в [6] (рис. 14.2).

Згідно [6], пік біомаси фітопланктону зафіксований влітку 2010 р. ($68\,155\text{ мг/м}^3$) у 58 разів перевищив середню весняно-літню біомасу решти років, для яких середньосезонні значення біомаси варіювали від 370 до 2215 мг/м^3 (за виключенням весни 2011р. – 46 мг/м^3). При розгляді всього періоду досліджень встановлено, що осереднені за весняний сезон значення біомаси фітопланктону в 10,6 разів перевищують середньолітні. Однак, якщо не враховувати аномальний 2010 р., перевищення знизиться до 1,2 разів. За усередненими даними наявних спостережень, біомаса фітопланктону зростала з весни до літа у 2001, 2010 і 2011 рр., знижувалась – у 2002, 2003, 2005, 2006 рр. (рис. 14.2). У середній за багаторічний період внутрішньорічній мінливості концентрацій хлорофілу «а» (рис. 14.1б) також виділяються весняний (квітень) і літній (липень-серпень) максимуми.

Дослідження макрофітів в період 2000-2011 рр. виконувались на трьох ботанічних розрізах, які розташовані в північній мілководній частині лиману (розріз – с.Калинівка), в центральній частині – на межі її мілководної і глибокої зон (розріз – с.Мар'янівка) і в південній частині (розріз – с.Кошари, південна частина) Тилігульського лиману (рис. 14.3). Банк даних за цей період включає 21 ботанічну зйомку, на яких відібрано 576 кількісних проб макрофітів.

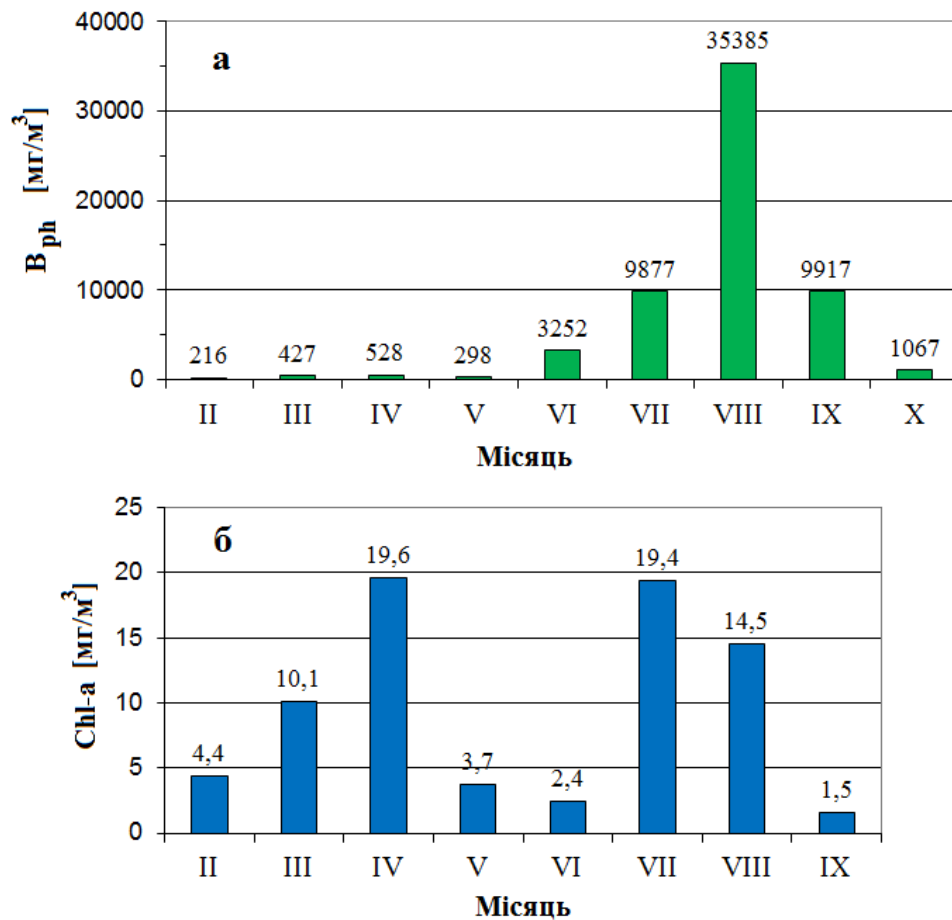


Рис. 14.1. Внутрішньорічна мінливість біомаси фітопланктону B_{ph} та концентрації хлорофілу «а» $Chl-a$ (б) у фотичному шарі Тилігульського лиману, отримана помісячним осередненням даних за період 2001-2011 рр.

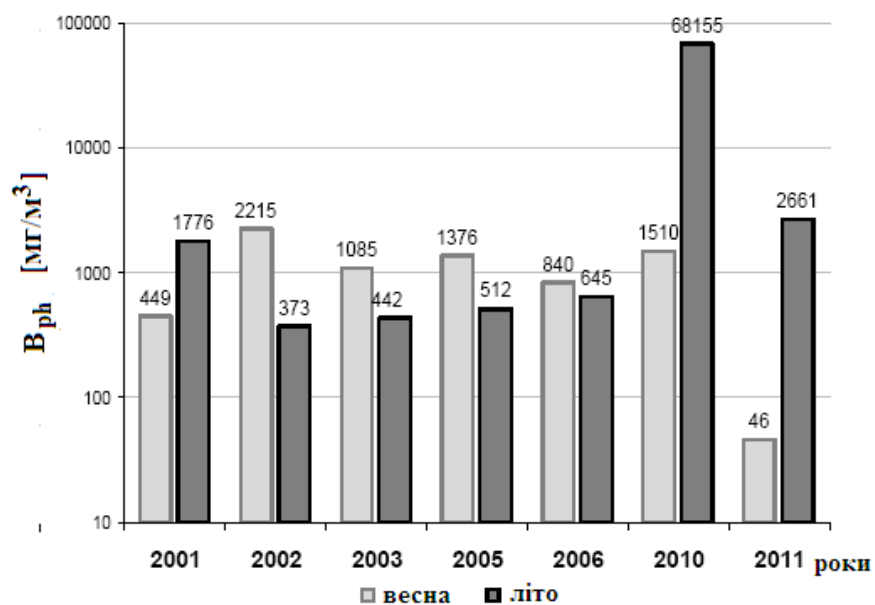


Рис. 14.2. Міжрічна мінливість біомаси фітопланктону в Тилігульському лимані у весняний та літній періоди [6]

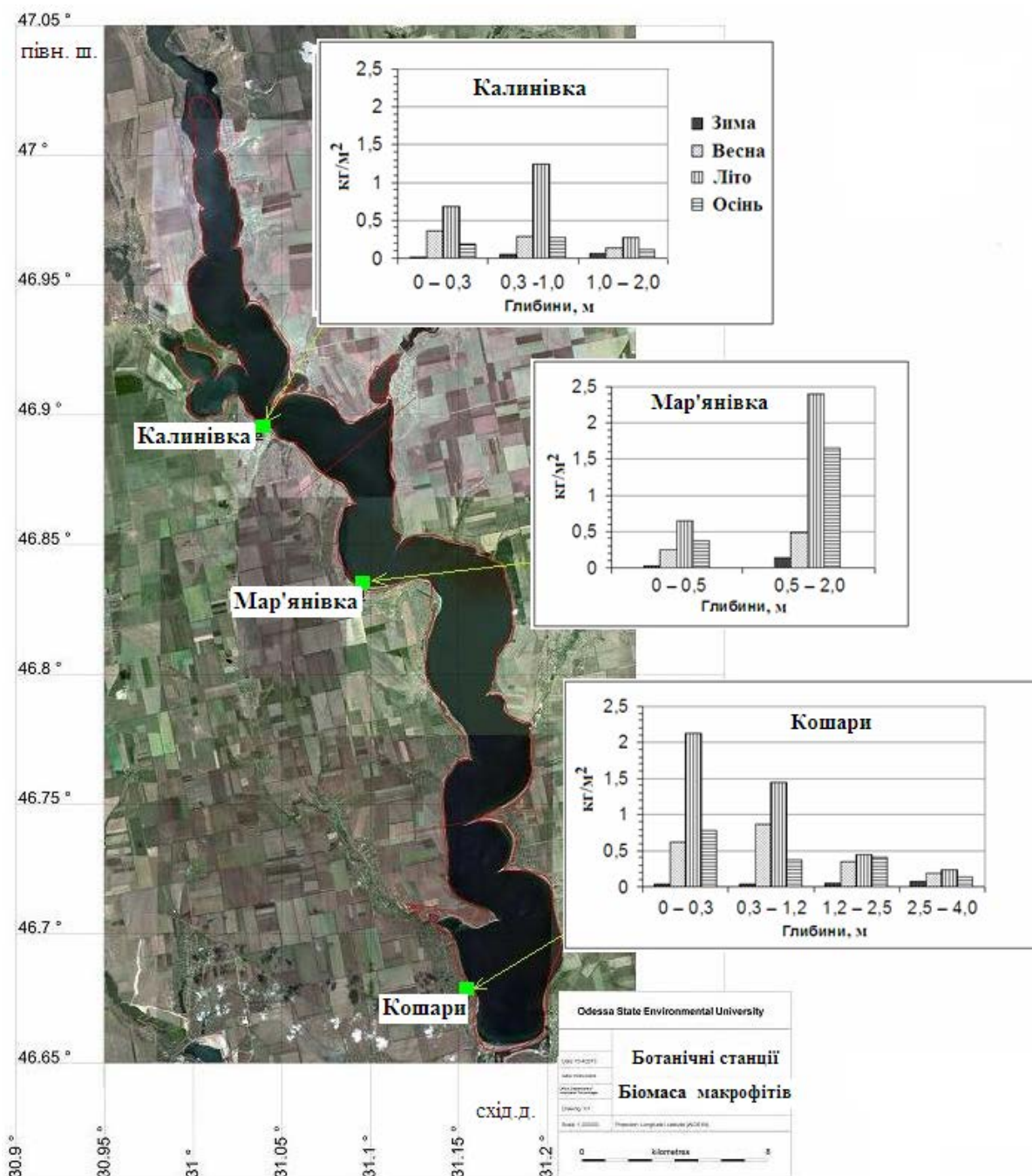


Рис. 14.3. Місце розташування ботанічних станцій моніторингу макрофітів в Тилігульському лимані і мінливість біомаси макрофітів на них, в залежності від глибини і сезону року, встановлена за даними спостережень за період з 2001 по 2011 рр.

Особливості сезонної динаміки біомаси макрофітів на ботанічних розрізах представлені на рис. 14.3, з якого видно, що максимальні біомаси макрофітів в нижній частині Тилігульського лиману (с.Кошари) влітку можуть перевищувати 2 кг/м^2 поблизу урізу води. Для середньої частини лиману (с.Мар'янівка), також як і для нижньої, характерним є розвиток

максимальних значень біомаси, які перевищують 2 кг/м^2 , в літній період. Однак в цій частині лиману максимальні біомаси утворюються на більш глибоких горизонтах – 0,5-2,0 м, в основному за рахунок не водоростей, а квіткового макрофіта *Zostera marina* L. При цьому, продукція в літній період вища у горизонті 0-0,5 м, за рахунок функціонування екологічно більш активних у порівнянні з *Z. marina* багатоклітинних коротоциклічних видів зелених (*Chlorophyta*) і червоних (*Rhodophyta*) водоростей.

В районі ботанічного розрізу с.Калинівка максимальні біомаси макрофітів утворюються на більш глибокому горизонті (0,3-1,0 м). Однак, домінуючим видом тут виступає не *Z. marina*, а *Z. noltii* Hornem. Цим можна пояснити менші значення абсолютної біомаси, тому що *Z. noltii* характеризується меншими розмірами у порівнянні з *Z. marina*. При цьому, абсолютна продукція донної рослинності у верхів'ї лиману вища, тому що тут переважають більш екологічно активні види. А саме продуктивність *Z. noltii* майже в два рази вища, ніж у *Z. marina*.

Внутрішньорічна мінливість біомаси макрофітів, отримана помісячним осередненням даних за період 2000-2013 рр., наведена на рис. 14.4 [4].

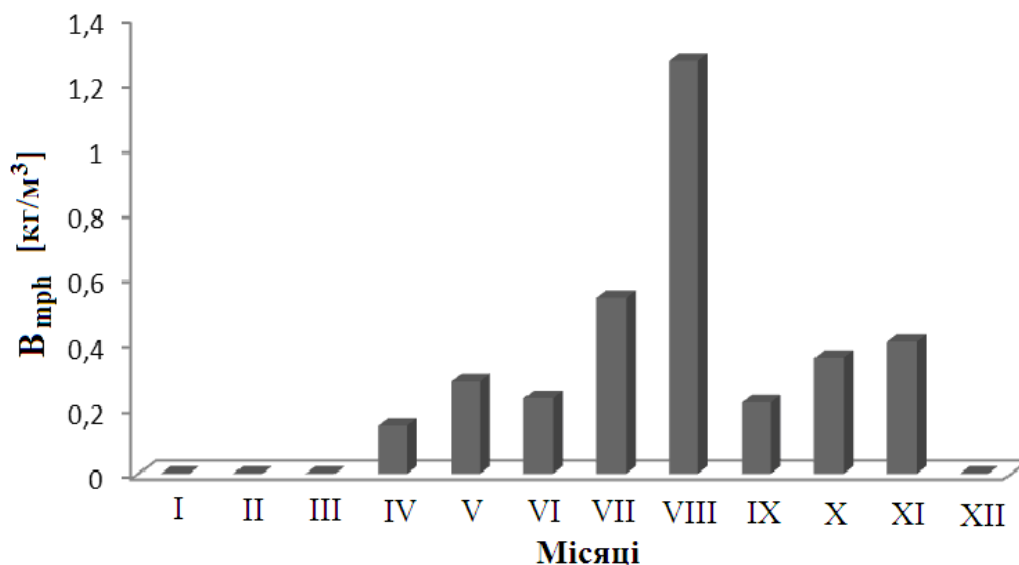


Рис. 14.4 Внутрішньорічна мінливість біомаси макрофітів, кг/м^3 , Тилігульського лиману, отримана помісячним осередненням даних за період 2000-2013 рр.

Із порівняння типових значень біомаси фітопланктону і макрофітів в Тилігульському лимані витікає, що останні грають не меншу ніж фітопланктон, а на мілководних ділянках – провідну роль у продукуванні органічної речовини та мінливості концентрацій біогенних речовин в

водах лиману [4]. Цьому сприяє достатня для розвитку макрофітів в мілководних областях прозорість вод лиману (рис. 14.5).

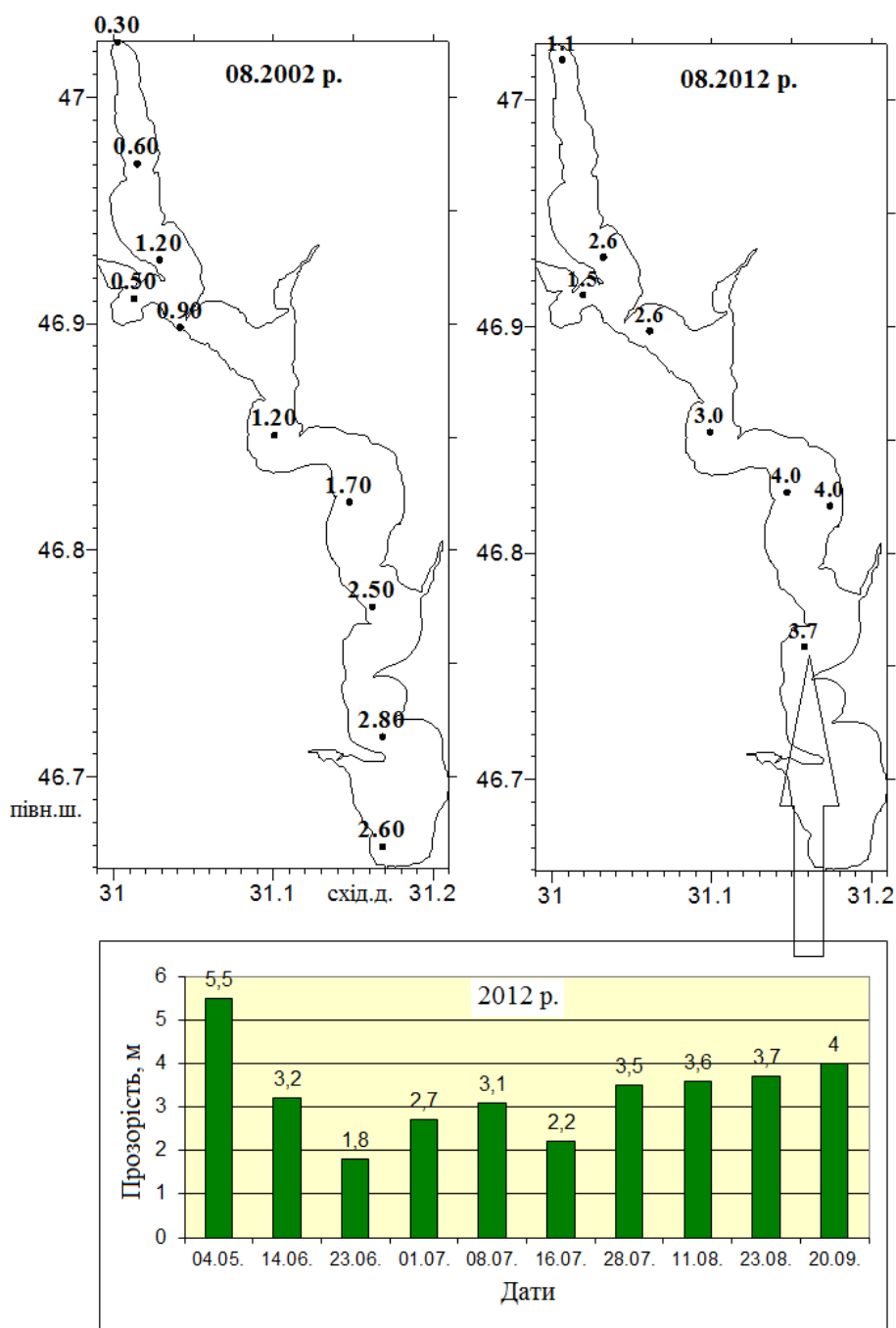


Рис. 14.5. Мінливість прозорості вод, м, на акваторії Тилігульського лиману за даними спостережень в серпні 2002 та 2012 рр., травні-вересні 2012 р. – на рейдовій станції між Чіловою та Ранжевою косами

Середня за багаторічний період внутрішньорічна мінливість концентрацій мінеральних та органічних форм азоту і фосфору, а також

розчиненої органічної речовини у водах 5-метрового приповерхневого шару лиману, отримана шляхом помісячного осереднення наявних даних за період 2002-2010 рр., представлена на рис. 14.6. Характерна особливість гідрохімічного режиму вод лиману полягає в незбалансованості екосистеми за вмістом основних біогенних елементів – азоту и фосфору.

Співвідношення між концентраціями азоту та фосфору N : P у водах лиману, розраховане за багаторічними середньомісячними значеннями, в середньому становить 1:10 для неорганічних форм, 9,5:1 – для органічних форм, 3:1 – для загальних азоту та фосфору, при стандартному співвідношенні для органічної речовини планктону 7,2:1 [7]. Це свідчить про лімітування мінеральним азотом первинного продукування органічної речовини автотрофами, а також про домінування в органічному азоті стійкої до біохімічного окислення фракції, зі значно меншою швидкістю мінералізації, ніж для органічного фосфору.

Для оцінки впливу зовнішніх чинників, що формують гідрохімічний режим лиману, використовувалися дані гідрохімічних спостережень за концентрацією біогенних речовин у водах р.Тилігул в період 2001-2011 рр., виконані з дискретністю 1 раз в сезон в пункті «сmt Березівка», розташованому в 15 км від верхів'я лиману, а також дані Оф ІБПМ про мінливість гідрохімічних характеристик морських вод на ділянці північно-західній частині Чорного моря поблизу Григорівського лиману.

Середньобагаторічні сезонні концентрації біогенних речовин у водах р.Тилігул показані на рис. 14.7. При порівнянні їх з даними для вод Тилігульського лиману, наведеними на рис. 14.6, впливає, що річковий стік є значущим джерелом надходження в лиман мінеральних форм азоту, особливо в літньо-осінній сезони року. Зокрема, цим можна пояснити спалах біомаси фітопланктону влітку 2010 р., коли через сильні зливи стік р.Тилігул спостерігався в липні. Водночас, концентрації органічного і, особливо, мінерального фосфору в річкових водах протягом усього року нижчі, ніж в лимані.

Внутрішньорічна мінливість гідрохімічних характеристик морських вод показана на рис. 14.8. Слід зазначити, що наведені для квітня та серпня значення отримані на основі поодиноких вимірювань, виконаних у 2005 та 2014 рр., і не є статистично забезпеченими. При порівнянні середніх значень гідрохімічних характеристик, наведених на рис. 14.6 і 14.8, витікає, що надходження морських вод в лиман, в цілому, зумовлює «оздоровчий» ефект для екосистеми лиману з позицій евтрофікації. В морських водах міститься менше органічних речовин, фосфатів, ніж у водах лиману. Дещо вищі концентрації в морській воді нітратів в літні місяці можуть призводити до збільшення продукції органічної речовини в південній частині лиману, однак це збільшення буде незначним.

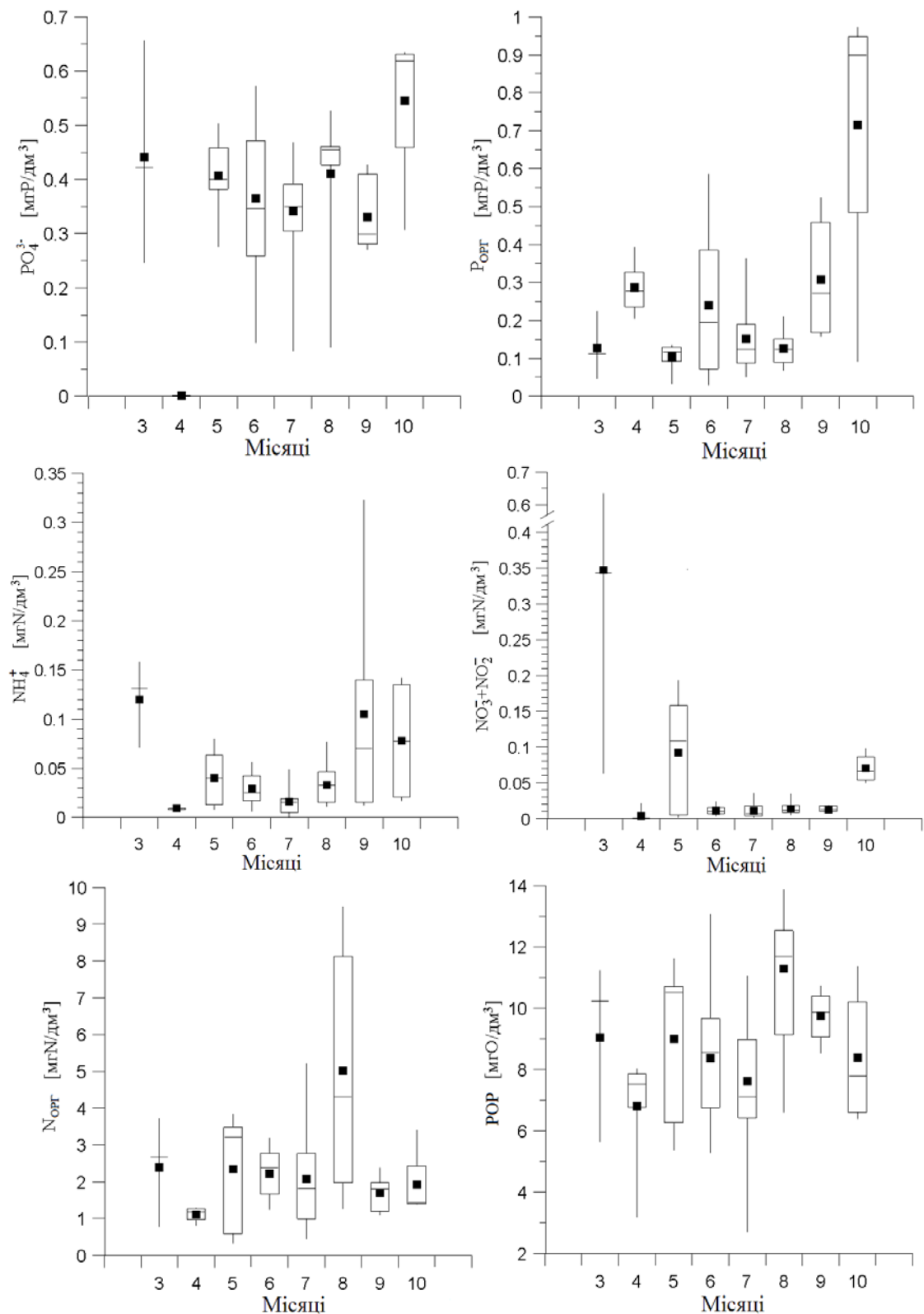


Рис. 14.6. Внутрішньорічна мінливість мінеральних та органічних форм азоту і фосфору, *POP* в Тилигульському лимані, встановлена помісячним осередненням даних спостережень за період 2002-2010 рр. Наведені мінімальні, максимальні, медіанні (риска) і середні (чорні квадрати) значення, а також значення 25 % та 75 % квантилей (нижня та верхня межі прямокутників)

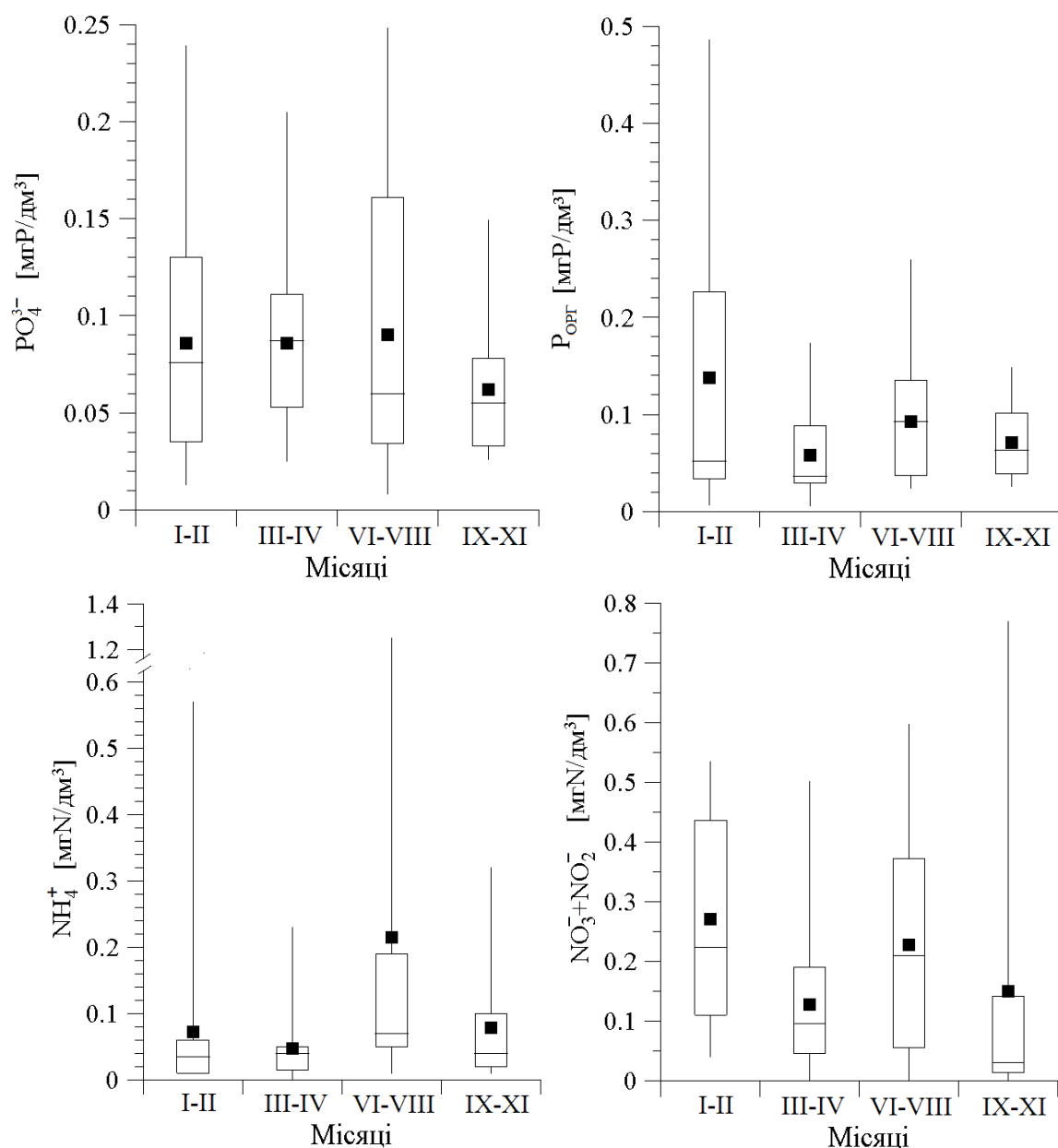


Рис. 14.7. Сезонна мінливість концентрацій мінерального та органічного фосфору, мінеральних форм азоту в водах р. Тилігул в період 2001 - 2011 рр. за даними спостережень в пункті «смт Березівка». Наведені мінімальні, максимальні, медіанні (риска) і середні (чорні квадрати) значення, а також значення 25 % та 75 % квантилей (нижня та верхня межі прямокутників)

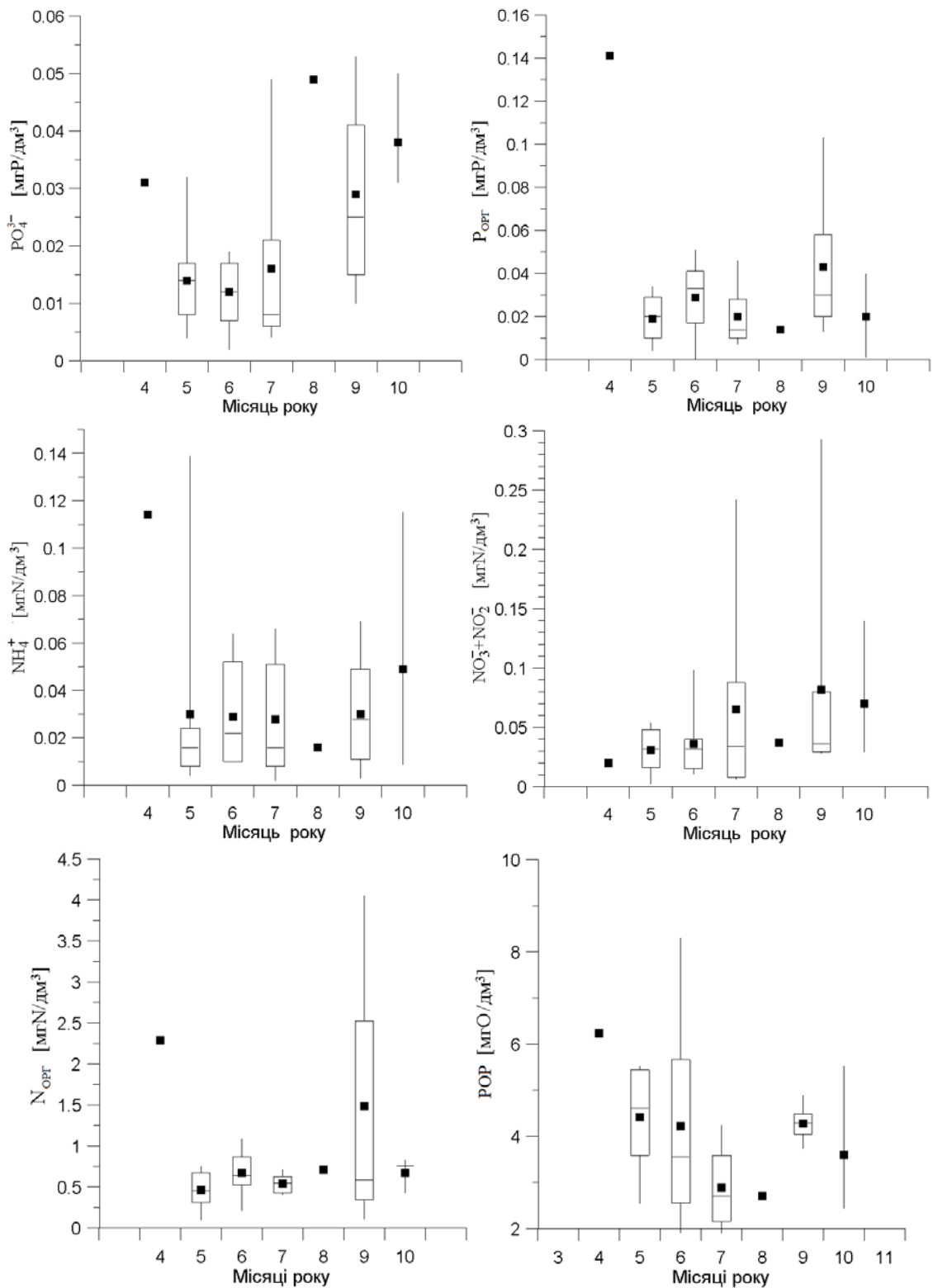


Рис. 14.8. Внутрішньорічна мінливість мінеральних та органічних форм азоту і фосфору, POP на ділянці моря поблизу Григорівського лиману, встановлена помісячним осередненням даних спостережень за період 2004-2014 рр. Наведені мінімальні, максимальні, медіанні (риска) і середні (чорні квадрати) значення, а також значення 25 % та 75 % квантилей (нижня та верхня межі прямокутників)

Однією з головних гідроекологічних проблем Тилігульського лиману є розвиток влітку дефіциту вмісту кисню (гіпоксії) у водах придонного шару глибоких ділянок акваторії лиману, а також на мілководді в нічний час при штилі і сильному прогріві вод. На ділянках центральної і південної частин лиману, де розташовані глибокі улоговини в рельєфі дна, наявність навіть слабо вираженої температурної стратифікації вод в літній період року призводить до розвитку гіпоксії (рис. 11.12), а при наявності різко вираженого термокліну, як наприклад у 2010 р., виникає аноксія.

На прибережному мілководді, при штильових умовах влітку, в результаті інтенсивного дихання і біохімічного окислення відмерлих залишків макрофітів, вміст у воді розчиненого кисню в нічний час може знижуватися до мінімальних значень, які відповідають гіпоксійним умовам (рис. 14.9).

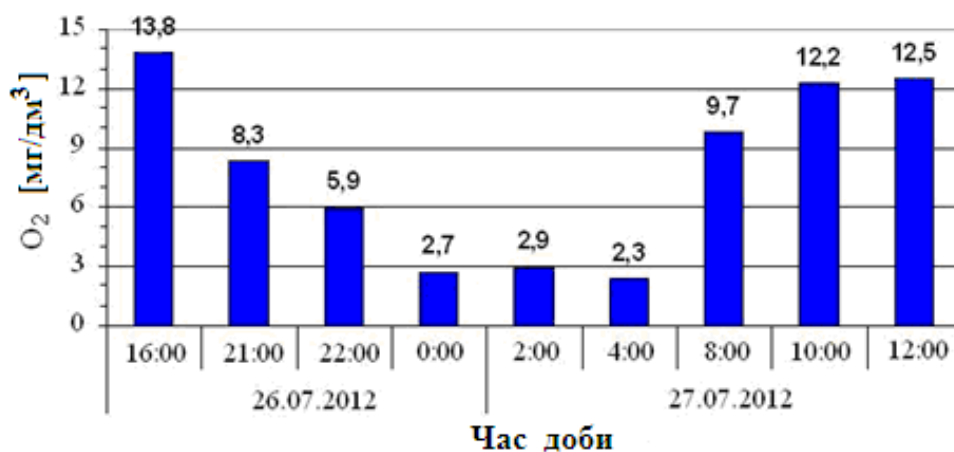


Рис. 14.9 Добовий хід вмісту розчиненого у воді кисню в прибережній мілководній зоні південної частини лиману в серпні 2012 р. (інформація Є.В. Соколова)

Порівняння гідрохімічних характеристик морських, лиманних і річкових вод дозволяє зробити висновок, що основні риси гідрохімічного режиму Тилігульського лиману значною мірою визначаються особливостями формування його водного балансу. Біогенні елементи, що надходять із зовнішніх джерел, насамперед з прісним стоком з водозбірної басейну лиману, протягом багатьох років акумулюються в ньому через інтенсивні втрати водного об'єму на випаровування влітку. Цьому сприяє також режим експлуатації з'єднувального каналу, при якому надходження морських вод в травні-липні лише компенсує дефіцит прісного балансу лиману, але не забезпечує витік вод з лиману в море в значущих об'ємах.

Значні запаси сполук біогенних елементів, органічної речовини накопичені у донних відкладах лиману (табл. 14.3). Ці запаси постійно

поповнюються за рахунок надходження органічних речовин з водної товщі в результаті гравітаційного осадження. Вміст сполук азоту і фосфору, POP у порових розчинах стабільно високий і більш ніж в декілька разів перевищує їх концентрації у водній товщі. При певних сприятливих умовах (високій температурі води влітку, вітро-хвильовому скаламучуванні донних відкладів на мілководді, виникненні відновлювальних умов в придонному шарі) інтенсивне їх надходження до водної товщі може значно змінювати гідрохімічні характеристики вод лиману, сприяти додатковому продукуванню органічної речовини, розвитку гіпоксії.

Таблиця 14.3. Характеристика порових розчинів донних відкладів Тилігульського лиману

Роки	N_{MIN}	N_{ORG}	P_{MIN}	P_{ORG}	POP , мгО/дм ³
	мгN/дм ³		мгP/дм ³		
2002	1,81	6,83	0,76	0,16	23,48
2003	1,55	12,37	0,15	0,51	32,45
2014	0,20	8,14	0,77	1,34	28,15

Для оцінки якості вод Тилігульського лиману використовувалася методика екологічної оцінки якості поверхневих вод [8]. Індекси показників вмісту сполук біогенних елементів і органічних речовин, розраховані за середньобагаторічними місячними значеннями гідрохімічних характеристик вод, дозволяють класифікувати лиман як евтрофну, β "– мезосапробну, слабо забруднену водою III класу, 4 категорії якості води. Це зумовлено високими концентраціями в водах лиману мінерального і загального фосфору (V клас, 7 категорія якості води), органічного азоту (II-III клас, 3-4 категорія), розчиненої органічної речовини (II-III клас, 3-5 категорія). В той же час, середні концентрації мінерального азоту відповідають I класу, 1 категорії якості вод. Загальний екологічний стан вод лиману класифікується як задовільний. За значенням індексу E-TRIX = 4,6 трофічний рівень лиману відповідає класу «середній» [9].

Таким чином, поряд з тенденцією підвищення солоності вод, однією з головних гідроекологічних проблем Тилігульського лиману є евтрофікація його вод, яка набуває особливої небезпеки для екосистеми лиману у зв'язку зі значним порушенням природного співвідношення між мінеральними сполуками азоту та фосфору в його водах. На даний час первинне продукування органічної речовини в лимані влітку стримується відносно низькими концентраціями мінерального азоту. Але наслідком цього є накопичення в лимані мінеральних і органічних сполук фосфору. Оскільки головним джерелом надходження в лиман мінерального азоту є

прісний стік з водозбірною басейну, то збільшення останнього може призводити до спалаху біомаси фітопланктону, порушення балансу продукційно-деструкційних процесів в екосистемі, поглибленню гіпоксійних і виникненню аноксійних явищ. Великі концентрації розчиненої органічної речовини у порових водах донних відкладів, сприяють швидкому розвитку влітку гіпоксійних явищ в придонному шарі вод при зменшенні інтенсивності вертикального турбулентного перемішування вод при слабких вітрах або за штильових умов, а також при наявності сезонного термоклину.

ВИСНОВКИ

Тилігульський лиман є закритим лиманом, який епізодично сполучається з морем через штучний канал. Назва лиману походить від назви річки Тилігул, у гирлі якої в результаті трансгресії та регресії Чорного моря на суходолі й сформувався сам лиман. Водозбір лиману знаходиться у фізико-географічній зоні степу і лише верхів'я річки Тилігул належать до зони лісостепу. За гідрологічним районуванням водозбір розташований в зоні недостатнього зволоження, де теплоенергетичні ресурси клімату перевищують ресурси зволоження на 40-50 %. Велика площа водної поверхні лиману зумовлює значущість внеску опадів, які випадають на водне дзеркало, та випаровування з нього у водний баланс лиману. Приплив прісних вод від річок залежить, головним чином, від поверхневого стоку, через вкрай незначне підземне живлення. Справа у тому, що підземні напірні води зосереджені, головним чином, у сарматських водоносних горизонтах, які глибоко занурюються в міру наближення до моря. Отже, у верхів'ї річки Тилігул підземне живлення є сталим, а у нижній течії воно має сезонний характер й при достатньо великій площі водозбору (3550 км^2) ерозійний вріз русла річки не перерізає пласти підземних вод, що розташовані нижче. Внаслідок цього річка Тилігул та інші водотоки пересихають протягом літньо-осінніх місяців. Умови формування стоку на водозборі Тилігульського лиману дозволяють зробити висновок, що його водні ресурси у значній мірі залежать від коливань клімату. Порухення внеску кожної із складових припливної частини водного балансу лиману під дією антропогенних або кліматичних чинників спричиняє зміни гідролого-гідрохімічного режиму та екологічного стану лиману.

Серед чинників водогосподарського впливу на водні ресурси на території водозбору Тилігульського лиману виділяються штучні водойми. Загальна кількість водойм за уточненими даними Одеського управління по водному господарству (нині – Одеське обласне управління водних ресурсів) та Миколаївського обласного виробничого управління меліорації і водного господарства на 2012 р. дорівнює 140. Ставки розташовані здебільшого у руслах річок та наповнюються за рахунок місцевого стоку. Багато з них обладнано водоскидами автоматичної дії, але є також такі, що мають зруйновану греблю та потребують ремонту. Значна частина стоку річок перехоплюється ставками і використовується для риборозведення та водопоя скота й вирощування водоплавних птахів. Втрати на заповнення ставків, додаткове випаровування з їх водної поверхні сприяють зменшенню надходження прісних вод до лиману. Наслідки дії ставків на водні ресурси посилюються у маловодні роки.

Дослідження кліматичних чинників формування стоку дозволили установити, що у басейні Тилігульського лиману останні два десятиріччя відбувається зростання температур повітря за рік, теплий та холодний періоди. Зміна температур повітря вплинула на термічний режим річок і змінила строки їх замерзання на більш пізні, а строки скресання – на більш ранні. Тенденції зміни опадів не є однаковими у часі та по території. У холодний період та для року в цілому у південній частині водозбору опади зростають. У північній частині, навпаки, виявлені тренди, які описують зменшення кількості опадів у холодний період та за рік. У теплий період року змін опадів не виявлено. Таким чином, можна зробити висновок про незначну зміну опадів на водозборі у цілому при суттєвому зростанні температур повітря. Такі умови формування стоку сприяють зменшенню річного стоку водотоків за рахунок зростання випаровування з поверхні суші та водного дзеркала ставків і самого лиману. Збільшення температур повітря холодного періоду супроводжується зменшенням глибини промерзання ґрунту, збільшенням кількості та тривалості відлиг, що у кінцевому результаті спричиняє зменшення запасів води у сніговому покриві та зниження максимумів весняного водопілля. За наявності сталого підземного живлення річок інфільтрація талих вод у підстильну поверхню мала б підвищити стік літньо-осінньої межені. Проте, через значну глибину розташування водоносних горизонтів стік річок на водозборі Тилігульського лиману у межень не збільшується, а тривалість пересихання зростає.

Виявлено, що за останні два десятиріччя зросла тривалість бездощових періодів. Аналіз індексів метеорологічних посух SPEI показав, що після 1989 року кількість та тривалість інтенсивних посух збільшилася. Тривалі бездощові періоди та формування метеорологічних посух спричиняють гідрологічну посуху, яка супроводжується зменшенням стоку річок у період літньо-осінньої межені, тривалим пересиханням та неспроможністю наповнити значну кількість штучних водойм.

Гідрологічна вивченість водозбору Тилігульського лиману є недостатньою. Стаціонарні гідрологічні спостереження були організовані тільки на річці Тилігул (гідрологічні пости Новоукраїнка та Березівка) й поблизу смт.Коблево, розташованого на лимані. На річках Царега, Балайчук, балка Хуторська гідрологічні спостереження не проводяться. На річці Тилігул у останні десятиріччя гідрологічні спостереження ведуться лише у створі Березівка, який розміщується на р.Тилігул неподалік від її впадіння в лиман. Сумісний аналіз різницевих інтегральних кривих, графіків зв'язку гідрометеорологічних характеристик дозволив зробити висновки, що стік у створі Березівка значно порушений водогосподарською діяльністю. Чутливість водних ресурсів цієї річки до антропогенних втручань є високою, особливо у її нижній течії, що пояснюється відсутністю підземного живлення річки та залежністю від кліматичних умов.

Аналіз характеристик стоку (річного, максимального, мінімального) у створі р.Тилигул – смт Березівка показав їх суттєві зміни, які відбулися внаслідок глобального потепління. Річний стік за період 1989-2011рр. зменшився на 39,3%. Установлено зменшення у багаторічному розрізі максимальних значень стоку весняного водопілля та дощових паводків. У внутрішньорічному розподілі головна роль продовжує належати весняному водопіллю. Порівняння внутрішньорічного розподілу стоку до та після 1989 року показало, що у останні десятиріччя спостерігається відсутність стоку у січні місяці незалежно від водності року. Серед місяців літньо-осінньої межні місце вересня як періоду з постійною відсутністю стоку зайняв жовтень. Сумарна кількість діб із пересиханням річки та наявністю нерухомої води (“стояча вода”) у останнє десятиріччя значно перебільшує тривалість пересихання у маловодні роки минулого сторіччя. Випадків перемерзання після 1976 р. не установлено.

Точність розрахунків статистичних параметрів стоку за рядами спостережень у створі р.Тилигул – смт Березівка є незадовільною через значну їх мінливість. Похибки визначення розрахункових гідрологічних характеристик стоку перевищують допустимі. У таких випадках для гідрологічних розрахунків застосовують існуючі просторово-часові узагальнення у вигляді карт ізоліній, районів, узагальнених параметрів. У нормативних документах (СНиП 2.01.14-83), що діяли на території України до 2014 р., такого роду узагальнення для Північно-Західного Причорномор’я були наближеними, оскільки спирались на обмежену кількість даних та не мали достатньої теоретичної бази. У 2014 році увійшли в дію нові Державні будівельні норми «Визначення розрахункових гідрологічних характеристик», які вміщують до себе нові розрахункові методики характеристик стоку, розроблені в ОДЕКУ. Однією з таких методик є методика розрахунків характеристик природного та побутового річного стоку, що базується на моделі “клімат-стік”. На основі цієї моделі був визначений за метеорологічними даними минулих років (до 1989 р.) приплив річних вод до Тилигульського лиману у природних (56,1 млн.м³) та змінених водогосподарською діяльністю (38,7 млн.м³) умовах.

Установлено, що основним чинником водогосподарської діяльності у басейні Тилигульського лиману є штучні водойми, які забезпечують втрати водних ресурсів річок на додаткове випаровування з водної поверхні та заповнення штучних водойм, більша частина яких щорічно пересихає. Показано, що в результаті регулювання стоку річок штучними водоймами їх водні ресурси зменшилися у багаторічному розрізі на 30%. Для кожного із водотоків, які постачають прісну воду до лиману у вигляді стоку, установлені об’єми припливу за багаторічний період та для років різної водності у природних (непорушених водогосподарською діяльністю) умовах. Виявлено, що до 1989 р. від річки Тилигул до лиману надходило 82% загального природного стоку річок. Показано, що навіть у природних

умовах річки басейну Тилігульського лиману пересихали у дуже маловодні (р.Тилігул) та маловодні (річки Царега, Балайчук, балка Хуторська) роки. Ще до початку глобального потепління за рахунок впливу штучних водойм р.Тилігул почала пересихати у маловодні роки, а р.Царега – у середні за водністю роки. Згідно із визначеними характеристиками кліматичного та природного річного стоку й узагальненими частковими коефіцієнтами літньо-осінньої та зимової меженої установлені характеристики мінімального стоку річок. Кількісні оцінки максимального стоку річок визначалися за методикою Є.Д. Гопченка, яка включає до себе формулу операторного типу. В її основу покладено модель руслових ізохрон, що дозволило виділити процеси схилового і руслового стоку. Основним параметром єдиної структурної формули є модуль схилового припливу, який по-різному визначається для паводків і повеней.

Модель “клімат-стік” була використана для прогнозування характеристик природного і побутового стоку в умовах глобального потепління. На вході в модель використовувались метеорологічні дані, наведені в сценаріях глобального потепління. Для оцінки та прогнозу гідрологічного стану річок водозбору Тилігульського лиману була залучена група А1 сюжетної родини А1В. Для моделювання природного стоку використовувались метеорологічні характеристики у вузлах декартової сітки з кроком 25 км: температура повітря (середньодобова, максимальна, мінімальна), вологість повітря, кількість опадів, сонячна радіація, середньодобова швидкість вітру. На основі аналізу результатів розрахунків за 15 кліматичними моделями з бази даних ENSEMBLES був обраний регіональний кліматичний сценарій, визначений за моделлю REMO (M10), яка розроблена в Інституті метеорології ім. Макса Планка (м.Гамбург). Даний сценарій найбільш адекватно описує часову мінливість середніх добових температур і опадів в басейні Тилігульського лиману за перевірний період 1998-2007 рр. (метеостанція Любашівка).

За даними кліматичного сценарію (M10), застосованого до розрахунків природного стоку за моделлю “клімат-стік”, визначено, що водні ресурси річок, які живлять Тилігульський лиман, у період 2001-2040 рр. будуть зменшуватись від 56,1 млн.м³ (минуле сторіччя, до початку глобального потепління, тобто до 1989 р.) до 29,0 млн.м³, що становить 48,2%. У 2041-2070 рр. приплив дещо збільшиться за рахунок зростання опадів і становитиме 34,7 млн.м³ (зменшення стоку у порівнянні із минулим сторіччям становитиме 38%). В останній третині XXI сторіччя (2071-2098 рр.) надходження річного стоку знову зменшиться до 22,4 млн.м³, що означає зниження водних ресурсів на 60% відносно даних до 1989 р. Співвідношення опадів та теплоенергетичних ресурсів клімату стане менше 0,5, що указує на перехід від зони недостатнього зволоження

до напіваридної, причому аридність клімату до кінця XXI сторіччя буде посилюватися.

При збереженні сучасного рівня водогосподарської діяльності у 2001-2040 рр. надходження прісних вод від водотоків до Тилігульського лиману зменшиться за рахунок впливу штучних водойм з 29,0 млн.м³ до 13,6 млн.м³, тобто на 53%. У 2041-2070 рр. за таких умов відбудеться зменшення водних ресурсів з 34,7 млн.м³ до 18,8 млн.м³ (46%). У 2071-2098 рр. природні водні ресурси, які становили 22,4 млн.м³ до 1989 р., знизяться до 9,12 млн.м³, що відповідає їх зменшенню на 59%.

У порівнянні із даними до 1989 р. сумарне зменшення водних ресурсів річок водозбору Тилігульського лиману за рахунок глобального потепління та водогосподарської діяльності у 2001-2040 рр. становитиме 75%; у 2041-2070 рр. – 66%; у 2071-2098 рр. – 84% .

Ступінь змін водних ресурсів визначалася за рекомендаціями ООН, згідно з якими зменшення середньої багаторічної величини річного стоку на 10% класифікується як значущі зміни водних ресурсів; на 50% – як руйнація водних ресурсів, на 70% – як безповоротна руйнація. Отже, тільки за рахунок змін клімату до кінця XXI сторіччя відбудеться руйнація водних ресурсів річок Тилігульського лиману, а за умови збереження сучасного рівня водогосподарської діяльності – безповоротна руйнація.

У внутрішньорічному розподілі стоку у середні за водністю роки буде зменшуватися внесок сезону весна і збільшуватиметься внесок сезону літо. У багатоводні роки основна частина об'ємів прісних вод надходитиме до Тилігульського лиману у весняний сезон, проте залишається суттєвим внесок сезону літо. У маловодні роки періоду 2001-2040 рр. очікується зростання ролі сезону зима (за рахунок відлиг), проте у наступні десятиріччя можлива така ситуація, коли особливості сучасного типового розподілу зберігатимуться, тобто основна частина стоку все ж таки формуватиметься у сезон весна, а в інші сезони річка пересихатиме.

Головна особливість формування водного балансу Тилігульського лиману, яка визначає його сучасний гідроекологічний режим, полягає в тому, що навіть у середній за водністю рік річний об'єм випаровування з водної поверхні лиману перебільшує сумарне надходження прісних вод з атмосферними опадами та стоком річок, тобто прісний баланс водойми є від'ємним. Для компенсування дефіциту прісного балансу необхідно поповнювати лиман морською водою через штучний з'єднувальний канал. У разі відсутності або дуже нетривалого зв'язку лиману з морем, протягом декількох років рівень води в лимані може знизитися на 1,0 м, як це сталося, наприклад, в період з травня 2006 по жовтень 2007 рр. Зменшення об'єму вод лиману через інтенсивне випарування, при збереженні маси солей і біогенних речовин, призводить до підвищення їх концентрацій. Крім того, при низькому рівні води в лимані, внаслідок осушування і зникнення прибережних мілководь, зменшується площа кормових ділянок

для деяких видів птахів, які охороняються, зростає доступність гніздівель для наземних хижаків та місцевого населення і рекреантів.

Період повного зовнішнього відновлення вод лиману становить близько 8 років. Оскільки в період функціонування каналу у травні-липні водообмін з морем спрямований, в основному, з моря в лиман (через те, що рівень води в лимані нижче рівня моря), то в лимані впродовж багатьох років відбувається акумуляція солей і сполук біогенних елементів, які надходять з морськими водами і прісним стоком з водозбірного басейну.

Через зменшення припливу прісних вод з водозбірного басейну лиману і акумуляцію солей для Тилігульського лиману характерна багаторічна тенденція підвищення солоності вод. У 60-х роках минулого сторіччя, коли обсяги стоку річки Тилігул формували значну частину водного балансу лиману, середні значення солоності води в його північній частині становили 8,7 ‰, у центральній – 11,4 ‰, а в південній – 13-15 ‰. В сучасних умовах до кінця літа – початку осені солоність води як у південній, так і у центральній частинах лиману може зростати до 19-23 ‰, а в північній – до 27 ‰. Деяке зниження солоності вод в лимані відбувається в роки з сильними весняними повеннями та паводками, як наприклад у 2003 р. Однак, через формування різкого сезонного пікноклину в результаті опріснення поверхневого шару та весняно-літнього прогріву вод, значного зниження загальної солоності вод в лимані не відбувається, оскільки при перевищенні рівнем води в лимані відмітки 0,3 мБС (2003 р.) перемичка в каналі проривається і опріснена вода поверхневого шару йде у море.

Наслідком багаторічної тенденції збільшення солоності вод в лимані є зміна домінування у видовому складі водної флори і фауни прісноводно-солонуватоводних і солонуватоводних комплексів на морські і солонуватоводні-морські. Порівняно з початком 80-х років минулого сторіччя кількість морських видів фітопланктону збільшилася з 14 до 64 %, морського та солонуватоводно-морського макрофітобентосу – з 40 до 83 %, морського зоопланктону – з 40 до 90 %. Якщо в 60-80 роки ХХ сторіччя в лимані зустрічалося від 12 до 25 видів прісноводних риб, то у 2013 р. їх кількість скоротилася до 4 видів. Внаслідок кліматичних змін існує реальна небезпека перетворення у ХХІ сторіччі лиману в гіпергалинну водойму зі значно меншим біорізноманіттям водної флори і фауни, ніж в теперішній час.

За описаних обставин виникає питання про доцільність використання з'єднувального каналу «лиман-море» або оптимізацію його робочого режиму, оскільки функціонування каналу призводить до зростання солоності вод в лимані за рахунок надходження морських вод. З метою з'ясування ролі з'єднувального каналу у формуванні рівневого та сольового режимів Тилігульського лиману, прогнозу змін солоності його вод у ХХІ сторіччі, була розроблена модель водно-сольового балансу

лиману, запропонована та реалізована методика оцінки його складових. Модель була калібрована та верифікована на ретроспективних даних за період 1953-2012 рр. Моделювання сценаріїв формування водно-сольового балансу лиману за різних умов водообміну з морем у ретроспективний період показало, що за відсутності з'єднувального каналу вже у 1992 р. середні відмітки рівня води в лимані мали б знизитися до мінус 2,5 мБС, а 50% IV-ї та 10% III-ї частин лиману пересохли. Таке зменшення рівнів і, відповідно, об'ємів води в лимані призвело б до зростання мінералізації води, особливо в I-й частині лиману, де наприкінці 1992 р. вона б дорівнювала $21,25 \text{ г/дм}^3$, тобто була б на $5,55 \text{ г/дм}^3$ вища ніж при періодичному водообміні з морем через з'єднувальний канал в період 1958-1992 рр.

Порівняння результатів моделювання сценаріїв періодичного (фактичного варіанту) та безперервного водообміну з морем через з'єднувальний канал показало, що в обох варіантах відбувається поступове збільшення кількості солей у лимані та зростання мінералізації води, але при безперервному водообміні лиману з морем рівні води більш стабільні та вищі, ніж при періодичному водообміні. При забезпеченні безперервного водообміну з морем не відбуваються тривалі (від 1-2 місяців до 2,5 років) періодичні обміління і пересихання мілководних прибережних ділянок лиману та гідравлічно-пов'язаних з лиманом водойм, що трапляється коли відмінка рівня води в лимані менша ніж мінус 0,5 мБС. Крім того, в умовах зменшення річкового стоку, яке відбувається в останнє десятиріччя, постійний водообмін з морем "гальмує" темпи зростання середньої солоності води в лимані.

Застосування моделі водно-сольового балансу Тилігульського лиману для прогнозу мінливості рівня і мінералізації води у XXI сторіччі за регіональним кліматичним сценарієм M10, з використанням розрахованого за моделлю «клімат-стік» припливу до лиману прісних вод з його водозбірного басейну, показало, по-перше, що варіант безперервного водообміну з морем через з'єднувальний канал «лиман-море» є більш прийнятним ніж періодичний (з квітня по червень), оскільки зменшує темпи накопичення солей і розмах коливань рівня води в лимані; по-друге, при збереженні сучасного рівня водогосподарської діяльності на водозборі у майбутньому, навіть за умов безперервного водообміну з морем, середня для лиману мінералізації води за період 2011-2100 рр. збільшиться на $28,24 \text{ г/дм}^3$ та буде дорівнювати наприкінці XXI ст. $51,24 \text{ г/дм}^3$. У разі відновлення природного стоку з водозбірного басейну лиману і забезпечення безперервного водообміну з морем мінералізація води збільшиться до кінця XXI ст. тільки на $12,41 \text{ г/дм}^3$ (до $35,41 \text{ г/дм}^3$). Отже, залишається актуальною проблема відновлення природних водних ресурсів річок водозбору Тилігульського лиману шляхом розчистки русел, нормування кількості та оптимізації розміщення і функціонування

штучних водойм, упорядкування структури землекористування, захисту водоохоронних зон та прибережних смуг.

Як дискусійний запропоновано варіант штучного перетворення лиману, за яким, при відновленні природного стоку, північна частина лиману функціонує як окреме прісноводне водосховище, а інші частини функціонують при безперервному водообміні з морем.

Характерна особливість сезонної мінливості вертикальної термогалінної структури вод Тилігульського лиману полягає у формуванні в травні сезонного термоклину, який при певному поєднанні гідрометеорологічних чинників (опрісненні та сильному прогріві поверхневих вод, сприятливих вітрових умовах) може зберігатися у глибоких частинах лиману до початку серпня як, наприклад, у 2010 р. На ділянках центральної і південної частин лиману, де розташовані глибокі улоговини в рельєфі дна, наявність навіть слабо вираженої температурної стратифікації вод в літній період року призводить до розвитку гіпоксії, а при наявності різко вираженого термоклину, як у 2010 р., виникає аноксія.

Домінуючий вплив на формування циркуляції вод в лимані надає вітрова дія. Розрахунки вітрової циркуляції вод в Тилігульському лимані з використанням гідродинамічної моделі Delft3D-FLOW при стаціонарних вітрах різних напрямків показали, що через протяжність лиману у меридіональному напрямі, значну порізаність берегової лінії та мінливість просторової орієнтації різних її ділянок, просторова структура течій суттєво залежить від напрямку вітру.

При поздовжніх по відношенню до меридіональної осі лиману вітрах спостерігається інтенсифікація спрямованих за вітром потоків в прибережних, відносно мілководних областях. Уздовж поздовжньої осьової лінії лиману, якій відповідають максимальні в кожній частині лиману глибини, формуються придонні градієнтні протитечії, генеральний напрям яких протилежний вітру. Ці придонні компенсаційні протитечії суттєво впливають на поверхневі дрейфові течії, послаблюючи їх. При поперечних відносно осі лиману вітрах, протяжні інтенсивні потоки вод уздовж берегів в центральній та південній частинах лиману не утворюються. Інтенсифікація прибережних течій має локальний характер, зумовлений конфігурацією берегової лінії. У випадках, коли вектор швидкості вітру спрямований по нормалі до досить протяжної ділянки берегової лінії лиману, яка є навітряною, то на таких ділянках в затоках (увігнутостях берегової лінії в сторону звідки дує вітер) утворюються локальні зони дивергенції поверхневих течій, яким відповідає підтік в прибережну мілководну зону глибинних вод. Це може сприяти виходу збіднених киснем вод до мілководної прибережної зони лиману.

Інтегральна по глибині циркуляція вод в лимані має яскраво виражений осередковий характер і складається з великої кількості вихрових утворень (циркуляційних осередків). Вихрові структури

перешкоджають поширенню водних мас і домішок вздовж акваторії лиману. На основі аналізу просторової структури баротропної циркуляції вод виділені чотири частини лиману, між якими інтегральний по глибині водообмін ускладнений. Межі між цими частинами проходять в районах Чілової, Калинівської кіс, коліноподібного вигину лиману між Кордонською і Широкінською косами.

Оцінка якості вод за індексами показників вмісту сполук біогенних елементів і органічних речовин класифікує Тилігульський лиман як евтрофну, β "– мезосапробну, слабо забруднену водою III класу, 4 категорії якості води. Загальний екологічний стан вод лиману класифікується як задовільний.

Значні запаси біогенних речовин у воді і донних відкладах лиману сприяють високій швидкості продукування органічної речовини фітопланктоном і макрофітами у весняно-літній період. При сприятливих умовах, середня за літній сезон біомаса фітопланктону у фотичному шарі може досягати значень 68 г/м^3 (2010 р.), а біомаса макрофітів в мілководній прибережній зоні – більше 2 кг/м^2 . Таким чином, макрофіти грають не меншу ніж фітопланктон, а на мілководних ділянках – провідну роль у продукуванні органічної речовини і мінливості концентрацій біогенних речовин в водах лиману.

Характерна особливість гідрохімічного режиму вод лиману полягає в незбалансованості екосистеми за вмістом основних біогенних елементів – азоту и фосфору. На даний час первинне продукування органічної речовини в лимані влітку стримується відносно низькими концентраціями мінерального азоту. Але наслідком цього є накопичення в лимані мінеральних і органічних сполук фосфору. Оскільки головним джерелом надходження в лиман мінерального азоту є прісний стік водотоків, то збільшення останнього може призводити до спалаху біомаси фітопланктону, порушення балансу продукційно-деструкційних процесів в екосистемі, поглибленню гіпоксійних і виникненню аноксійних явищ. Навпаки, надходження морських вод в лиман, в цілому, зумовлює «оздоровчий» ефект для екосистеми лиману з позицій евтрофікації, оскільки вони містять менше органічних речовин, фосфатів, ніж води лиману. Дещо вищі концентрації в морській воді нітратів в літні місяці можуть призводити до збільшення продукції органічної речовини в південній частині лиману, однак це збільшення буде незначним.

Великі концентрації розчиненої органічної речовини в порових водах донних відкладів сприяють швидкому розвитку влітку гіпоксійних явищ в придонному шарі вод при зменшенні інтенсивності вертикального турбулентного перемішування вод при слабких вітрах або за штильових умов, а також при наявності сезонного термокліну.

Отже, головними загрозами для екосистеми Тилігульського лиману, які внаслідок впливу кліматичних змін можуть привести до збіднення його

природних ресурсів, є зростання солоності та негативні наслідки евтрофікації вод. Окрім природних, до чинників порушення сталості екосистеми лиману та погіршення якості його водних ресурсів відноситься неупорядкована структура землекористування на узбережжі лиману, порушення вимог Водного кодексу України щодо обмеження господарської діяльності у водоохоронних зонах та прибережних захисних смугах як самого лиману, так і його водозбірному басейну.

Проблема незбалансованого функціонування соціо-еколого-економічної системи Тилігульського лиману значною мірою зумовлена порушенням басейнового принципу управління його природно-ресурсним потенціалом та відсутністю єдиного суб'єкта управління ним. Впровадження басейнового принципу управління лиманом передбачає розробку планів його водного та екологічного менеджменту, в основу яких можуть бути покладені результати досліджень, наведені в даній монографії.

СПИСОК ЛІТЕРАТУРИ

До вступу

1. *Северо-западная часть Черного моря: биология и экология:* Монография / Под ред. Зайцева Ю.П., Александрова Б.Г., Миничевой Г.Г.; Одесский филиал Ин-та биологии южных морей НАН Украины. – Киев: Наукова думка, 2006. – С.422-427.
2. *Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья:* Монография / Под ред. Тучковенко Ю.С., Гопченко Г.Д.; Одесский государственный экологический университет. – Одесса: ТЭС, 2011. – 224 с.
3. *Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України:* Монографія / За ред. Степаненко С.М., Польового А.М.– Одеса: Екологія, 2011. – 605с.
4. *Лобода Н.С.* Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: Монография. – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
5. *Гопченко Е.Д., Лобода Н.С.* Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях). – К.: КНТ, 2005. – 188 с.
6. *Лобода Н.С., Божок Ю.В.* Зміни кліматичних чинників та характеристик стоку р.Тилігул під впливом глобального потепління// Вісник Одеського державного екологічного університету.– Одеса:ТЕС, 2014. – Вип.17. – С. 124-133.
7. *Лобода Н.С., Божок Ю.В.* Оцінка впливу глобального потепління на зміни припливу річного стоку до Тилігульського лиману у роки різної водності за сценарієм М10// Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. “Лимани північно-західного Причорномор’я: сучасний гідроекологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення” – Одеса: ОДЕКУ, 1-3 жовтня 2014 р.– С.25-27.
8. *Лобода Н.С., Божок Ю.В.* Визначення внутрішньорічного розподілу при розрахунках стоку за метеорологічними даними сценаріїв глобального потепління (басейн Тилігульського лиману, сценарій М10) на базі моделі «клімат-стік»// Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. “Лимани північно-західного Причорномор’я: сучасний гідроекологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення” – Одеса: ОДЕКУ, 1-3 жовтня 2014 р.– С.31-33.
9. *Гриб О.М.* Моделювання водно-сольового балансу Тилігульського лиману за різних умов водообміну з Чорним морем та аналіз

- отриманих результатів // Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції “Лимани північно-західного Причорномор’я: сучасний гідроекологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення” – Одеса: ОДЕКУ, 1-3 жовтня 2014 р. – С.34-36.
10. Тучковенко Ю.С., Иванов В.А., Тучковенко О.А. Моделирование водообмена Тилигульского лимана с Черным морем // Морской гидрофизический журнал. – 2012. – № 5. – С. 42-58.
 11. Тучковенко Ю.С., Кушнир Д.В. Результаты моделирования динамики вод и изменчивости термохалинной структуры Тилигульского лимана// Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. «Лимани північно-західного Причорномор’я: сучасний гідроекологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення» – Одеса: ОДЕКУ, 1-3 жовтня 2014 р. – С.37-39.
 12. Тучковенко Ю.С., Тучковенко О.А. Моделирование эвтрофикации вод Тилигульского лимана под влиянием изменений климата// Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. «Лимани північно-західного Причорномор’я: сучасний гідроекологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення» – Одеса: ОДЕКУ, 1-3 жовтня 2014 р. – С.49-51

До розділу 1

1. Выхованец В.Г. Естественные и искусственные ландшафты Тилигульской пересыпи и природопользование в их пределах // Причорноморський екологічний бюлетень. – Одеса: ОЦНТЕІ, 2004.– № 2(12).– С. 32-39.
2. Швобс Г.И., Игошин М.И. Каталог річок і водойм України: навчально-довідковий посібник / Під ред. Є.Д. Гопченка. – Одеса: Астропринт, 2003. – 390 с.
3. Паспорт реки Тилигул. – Одесса: УкрЮжГИПроводХоз, 1994. – 148 с.
4. Природа Одесской области. Ресурсы, их рациональное использование и охрана / Под. ред. Г.И. Швобса. – Киев-Одесса: Вища шк., 1979. – 144 с.
5. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). – К.: Ніка-центр, 2010. – 316 с.
6. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Оцінка природних водних ресурсів річок басейну Тилигульського лиману за метеорологічними даними// Український гідрометеорологічний журнал. – 2014.– № 14. – С. 136-147.
7. Тюрєміна В.Г., Бруяко А.В. Шавловська Н.П. Основні гідроекологічні закономірності формування прісних підземних вод на північному схилі Причорноморського артезіанського басейну. Господарське

значення підземних вод та перспективи його розширення // Причорноморський екологічний бюлетень. – Одеса: ОЦНТЕІ, 2011. – №4(42). – С.183-192.

До розділу 2

1. *Комплексное использование земель Евразийских степей.* (Менеджмент-план: Тилигульский региональный парк): Технический отчет (мероприятие 2.2.2 А) по проекту Региональной Программы ТАСИС Европейского Союза EuropeAid/124907/C/SER/Multi/5.–62 С.
2. *Стан навколишнього природного середовища в Одеській області* (2011 р.)/ Під ред. Лоевой І.Д. – Одеса: НДУ УкрНЦЕМ, 2011. – С.61-63.
3. *Северо-западная часть Черного моря: биология и экология.* Монография / Под ред. Зайцева Ю.П., Александрова Б.Г., Миничевой Г.Г.; Одесский филиал Ин-та биологии южных морей НАН Украины. – Киев: Наукова думка, 2006. – С.358-370.
4. *Заболотний В.З., Лисецький Ф.М., Молодецький А.Е.* Миколаївська область. Географічний словник-довідник. – Миколаїв, ІУУ, 1995. – С.100-102, 154
5. *Ковтун О.А.* Фитобентос Тилигульского лимана (Черное море, Украина). Эколого-биологическая, морфологическая и таксономическая характеристика: монография. – LAMBERT Academic Publishing, 2012. – 353 с.

До розділу 3

1. *Статистичний щорічник Одеської області за 2010 рік.* – Одеса: Головне управління статистики в Одеській області, 2011. – 540 с.
2. *Статистичний щорічник Миколаївської області за 2010 рік* / за ред. П.Ф. Зацаринського. Головне управління статистики у Миколаївській обл. – Миколаїв, 2011. – 514 с.
3. *Отдых в поселке Коблево на Черном море.* – Режим доступу: <http://www.koblevo.seatour.in.ua/>
4. *Кто перекрывает кислород лиманам* // Рабочая Газета (27.04.2011). – Режим доступу: <http://rg.kiev.ua/page5/article21186/>
5. *Трубопроводный транспорт Украины.* Проблемы и перспективы развития. – Режим доступу :<http://www.snegu.net/single.php?articles/20100602100106>
6. *Степанов В.Н., Степанова Е.В.* Социально-экономическое состояние района Тилигульского лимана // Причорноморський екологічний бюллетень. – 2004. – № 2. – С. 99-109.

7. *Угольников Г.А.* Устойчивое развитие организаций. Системный анализ, математические модели и информационные технологии управления. – М.: Издательство физико-математической литературы, 2011. – 320 с.
8. *Канаев А.* Современные подходы к организации корпоративного управления. – Режим доступа: <http://www.sice.ru/cnts/2259.html>

До розділу 4

1. *Воскресенский К.П.* Норма и изменчивость годового стока рек СССР. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – 546 с.
2. *Гопченко Е.Д., Гушля А.В.* Гидрология с основами мелиорации. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 303 с.
3. *Будыко М.И.* Тепловой баланс земной поверхности. – Л.: Гидрометеиздат, 1956. – 255 с.
4. *Оцінка впливу кліматичних змін на галузі економіки України: Монографія / За ред. Степаненко С.М., Польового А.М.* – Одеса: Екологія, 2011. – 605с.
5. *Вишневський В.І.* Річки і водойми України. Стан і використання. - Київ.: Віпол, 2000. – 375с.
6. *Вишневський В.І., Косовець О.О.* Гідрологічні характеристики річок України. – К.: Ніка-Центр, 2003. – 324 с.
7. *Шерешевський А.І., Синицька Л.К.* Оцінка змін випаровування з водної поверхні території України // Наук. Праці Укр НДГМІ. – 2000. – Вип.248. – С.67-76.
8. *Войцехович В.О., Лузан Л.І.* Сучасні зміни максимального стоку річок Українського Полісся // Наукові праці УкрНДГМІ. – 1999. – Вип.247. – С. 125-135.
9. *Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакірзанова Ж.Р.* Дослідження впливу сучасних змін клімату на характеристики максимального стоку весняного водопілля в басейні р.Прип'ять // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – К.:ВГЛ “Обрії”, 2010. – Т.3. – С.50-59.
10. *Мельник С.В., Лобода Н.С.* Динаміка водного режиму і стоку наносів річок Поділля // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – К.:ВГЛ “Обрії”, 2009. – Том.17. – С.55-62.
11. *Хільчевський В.К., Ромась І.М., Ромась М.А., В.В. Гребінь, Шевчук І.О., Чунарьов О.В.* Гідролого-гідрохімічна характеристика мінімального стоку річок басейну Дніпра. – К.:Ніка-Центр, 2007. – 184 с.
12. *Лобода Н.С., Сіренко А.М.* Вплив Північно-Атлантичного коливання на строки продовження льодових явищ на річках Західної України // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. –2010. – Вип. 50. – С. 182-189.

13. *Лобода Н., Сіренко А.* Вплив глобального потепління на льодовий режим річки Дністер // Науковий вісник Чернівецького університету. – 2009. – Вип. 480-481. Географія. – С.200-203.
14. *Струтинська В.М., Гребінь В.В.* Термічний та льодовий режими річок басейну Дніпра з другої половини ХХ століття. – К.: Ніка-Центр, 2010. – 196 с.
15. *Вишневський В.І.* Вплив кліматичних змін і господарської діяльності на термічний та льодовий режим річок // Наук. Праці УкрНДГМІ. – 2002. – Вип.250. – С.190-202.
16. *Гребінь В.В.* Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). –К.: Ніка-центр, 2010.– 316 с.
17. *Сіренко А.М.* Сучасний стан льодового режиму річки Тілігул // Матеріали Х научної конференції «Ломоносовские чтения», 25-28 апреля 2011 г. – Севастополь, 2011. – С. 25.
18. *Куза А.М., Лобода Н.С., Селезньова Л.В.* Зміни термічного та льодового режиму, пересихання та перемерзання р.Тілігул у сучасних умовах // Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. “Лимани північно-західного Причорномор’я: актуальні гідроекологічні проблеми та шляхи їх вирішення”, 12-14 вересня 2012р., Україна, м. Одеса. – Одеса:ТЕС, 2012. – С.78-80.
19. *Мусієнко М.М., Серебряков В.В., Брайон О.В.* Екологія. Охорона природи: Словник-довідник. – К.: Т-во «Знання», КОО, 2002. – 550 с.
20. *Клімат України* / За редакцією В.М. Ліпинського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченка. – К.: Вид-во Раєвського, 2003. – 343 с.
21. *Нажмутдінова О.М., Єрмоленко Н.С.* Деякі аспекти формування інтенсивних посушливих явищ влітку 2010 р. над Східною Європою // Український гідрометеорологічний журнал. – 2011. – № 9. – С. 79-84.
22. *Хохлов В.М., Єрмоленко Н.С.* Просторово-часова мінливість посух в Східноєвропейському секторі в умовах глобальних змін клімату // Український гідрометеорологічний журнал. – 2012. – № 11. – С. 128-134.
23. *Семенова Н.Г.* Метеорологические и синоптические условия засухи осенью 2011г. // Український гідрометеорологічний журнал. – 2012. – № 11. – С. 58-64.
24. *Хохлов В.М., Боровська Г.О., Хоменко Г.В., Шараєва Т.В.* Регіональні особливості розподілу посух в Україні // Український гідрометеорологічний журнал. – 2011. – № 9. – С. 73-78.
25. *Dracup J.A., Lee K.S., Paulson E.G.* On the statistical characteristics of drought events // Water Resources Research. – 1980. – Vol. 16, Iss. 2. – P. 289-296.
26. *Рази Т., Сагафьян Б., Шокухи А.* Мониторинг засухи с использованием показателя SPI в провинции Ядз, Иран // Публикации Тренингового центра МКВК. – Ташкент, в.12. 2005. – С. 27-37.

27. *Электронный ресурс* <http://digital.csic.es/handle/10261/10002>
28. *Лобода Н.С., Божок Ю.В.* Шляхи визначення можливої гідрологічної посухи за метеорологічними даними в умовах змін клімату для річок північно-західного Причорномор'я // *Геополітика та екогеодинаміка регіонів: Науковий журнал* – м. Сімферополь, 2014р. – Т.10. – Вип.1 – С. 281-289.
29. *Международный гидрологический словарь.* 2-е изд. – Женева: ВМО, 1992. – 414 с.

До розділу 5

1. *Паспорт реки Тилигул.* – Одесса: УкрЮжГИПроводХоз, 1994. – 148 с.
2. *Природа Одесской области.* Ресурсы, их рациональное использование и охрана / Под. ред. Г.И. Швебса. – Киев-Одесса: Вища шк. – 1979. – 144 с.
3. *Ресурсы поверхностных вод СССР.* - Л.: Гидрометеиздат, 1966. – т.6, вып.1: Украина и Молдавия. – 884с.
4. *Данные суточного разрешения по температуре воздуха и осадкам* (Електронний ресурс). – Режим доступу: <http://www.cliware.ru>.
5. *Коротун І.М., Коротун Л.К., Коротун С.І.* Природні ресурси України. Рівне, 2000. – С. 192.
6. *Атлас природных условий и естественных ресурсов УССР.* – М.: ГУГК (отдел географии), 1978. – 120 с.
7. *Атлас Одеської області.* – Одеса: Хорс, 2002. – 80 с.
8. *Фоменко А.Я. , Кулачинская Л.Н.* Средний многолетний водный баланс Украинской ССР и Молдавской ССР // *Труды Украинского регионального научно-исследовательского института.* – М.: Гидрометеиздат, 1986. – Вып.215. – С.38-47.
9. *Камзіст Ж.С., Шевченко О.Л.* Гідрогеологія України. Навчальний посібник. – К.: Фірма “Інкос”, 2009 – 612 с.
10. *Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик.* - Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 447с.
11. *Гідрологічні розрахунки для річок України* (при відсутності даних спостережень): Посібник / П.Ф. Вишневський, М.І. Дрозд та ін. – К.: Видавництво АН УССР, 1962. – 386 с.
12. *Гребінь В.В.* Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). –К.: Ніка-центр, 2010. – 316 с.
13. *Справочник по водным ресурсам* / Под ред. Б.И. Стрельца. – К.: Урожай, 1987. – 304 с.
14. *Шерешевський А.И., Вишневський П.Ф.* Норма и изменчивость годового стока рек Украины // *Гидробиологический журнал.* – 1997. – Т.33, № 3, – С.81-91.

15. *Гопченко Е.Д., Гушля А.В.* Гидрология с основами мелиорации. – Л.: Гидрометеиздат, 1988. – 303 с.
16. *Лобода Н.С., Божок Ю.В., Куза А.М.* Зміни кліматичних чинників та характеристик стоку р.Тилігул під впливом глобального потепління// Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2014. – Вип.17.– С. 124-133.
17. *Чеботарев А.И.* Гидрологический словарь. –Л:Гидрометеиздат, 1978. – 308 с.
18. *Загальна гідрологія: Підручник/Хільчевський В.К., Ободовський О.Г., Гребінь В.В. та ін..– К.:Вид.-полігр. центр “Київський університет”, 2008. – 399с.*
19. *Beran M., Rodier J.A.* Hydrological aspects of droughts. P.:UNESCO-WMO, 1985. (studies and reports in hydrology; N 39).
20. *Hisdal H., Tallaksen L.M.* Drought event definition, Oslo, 2002. (Techn. Rep. to the ARIDE Project; N 6).
21. *Wilhite D.A. Glantz M.H.* Understanding of drought phenomenon: The role of definitions // Water Intern. 1985. – Vol. 10, № 3. – P.111-120.
22. *Болгов М.В., Мишон В.М., Сенцова Н.И.* Современные проблемы оценки водных ресурсов и водообеспечения. – М.: Наука, 2005. – 318 с.
23. *Владимиров А.М.* Сток рек в маловодный период года. Л.:Гидрометеиздат, 1978. – 295 с.
24. *Гопченко Е.Д., Лобода Н.С.* Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях). – К.: КНТ, 2005. – 188 с.
25. *Куза А.М., Лобода Н.С., Селезньова Л.В.* Зміни термічного та льодового режиму, пересихання та перемерзання р.Тилігул у сучасних умовах // Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. “Лимани північно-західного Причорномор’я: актуальні гідроекологічні проблеми та шляхи їх вирішення”, 12-14 вересня 2012р., Україна, м. Одеса. – Одеса:ТЕС, 2012. – С.78-80.

До розділу 6

1. *Гідрологічні розрахунки для річок України (при відсутності даних спостережень): Посібник / П.Ф. Вишневський, М.І. Дрозд та ін. – К.: Вид-во АН УРСР, 1962. – 386 с.*
2. *Одеський регіон: передумови формування, структура та територіальна організація господарства: Навчальний посібник/ За ред. Топчієва О.Г. – Одеса. Астропрінт, 2012. – 336с.*
3. *Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 447с.*

4. *Лобода Н.С.* Закономірності коливань річного стоку річок України при змінах клімату на початку XXI сторіччя // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – К.: ВГЛ "Обрії", 2010. – Т.18. – С. 62-70.
5. *Grayson R., Bluschl G.* (Eds.) Seeing catchments with new eyes. Spatial patterns in catchment hydrology: observations and modelling. – Cambridge: University Press. –2000. – 416p.
6. *Eds. Jones J.A.A., Woo M-K.* Modelling the Impact of Climate Change on Hydrological Regimes // Hydrological Processes.–2002. –Vol.16, №6.- P.1137-1150.
7. *Teutschbein, G.and Seibert, J.* Regional climate models for hydrological Impact Stadies at the catchment scale: A review of recent modeling strategies. – 2010. – 4(7).– P.834-860.
8. *Krysanova, V. and Wechsung, F.* SWIM User Manual. Potsdam institute for Climate Impact Research. – 2000.
9. *Україна та глобальний парниковий ефект.* Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату // За ред. Васильченка В.В., Рапцуна М.В., Трофімової І.В.– К.: Аген-во з раціон-го викор. енергії та екології. – 1998. –Т.2. – 206с.
10. *Лобода Н.С., Гонченко Є.Д.* Водні ресурси України у зв'язку з кліматичними умовами // Україна: географічні проблеми сталого розвитку: Зб. наук. пр. – Українське географічне товариство, 2004. – С.144-146.
11. *Определение гидрологических характеристик для условий республики Молдова.* СР D.01.05-2012. (у співавторстві). – 180с.
12. *Мезенцев В.С., Карнацевич И.В., Белоненко Г.В., Плотников Ю.Н., Полисадов С.Д.* Режимы влагообеспеченности и условия гидромелиораций степного края // Под ред. Мезенцева В.С.–М.:Колос, 1974. –240 с.
13. *Мезенцев В.С., Карнацевич И.В.* Увлажненность Западно-Сибирской равнины – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – 75 С.
14. *Гонченко Є.Д., Лобода Н.С.* Оцінювання природних водних ресурсів України за методом водно-теплого балансу // Наук. праці УкрНДГМІ. – 2001. – Вип.249. – С.106-120.
15. *Лобода Н.С.* Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: Монография. – Одесса: Экология, 2005. – 208 с.
16. *Гонченко Е.Д., Лобода Н.С.* Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях). – К.: КНТ, 2005. – 188 с.
17. *Бефани А.Н., Мельничук О.П.* Расчет нормы стока временных водотоков и горных Украинских Карпат // Труды УкрНИГМИ. – Л.: Гидрометеиздат, 1967. – Вып. 69. – С. 105 -131.

18. *Лобода Н.С., Гопченко Є.Д.* Нормування характеристик природного річного стоку України // Наукові праці УкрНДГМІ. – К.: Ніка-Центр, 2003. – Вип. 252. – С. 5-10.
19. *Лобода Н.С., Гопченко Е.Д.* Нормирование характеристик естественного годового стока рек Украины // Докл. Всерос. Гидролог. Съезда (28 сентября – 1 октября 2004 г.). Секция 5. Гидрофизические явления и процессы. Формирование и изменчивость годового стока, гидрологические и водохозяйственные расчеты. – 2006. – Ч. 2. – С. 134-137.
20. *Крицкий С.Н., Менкель М.Ф.* Гидрологические основы управления речным стоком. – М.: Наука, 1981. – 235с.
21. *Лобода Н.С., Гопченко Е.Д.* Обоснование районирования статистических параметров стока, определяемых по наблюдаемым данным с малой степенью достоверности // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2003. – Т. 5. – С. 35-41.
22. *Гопченко Є.Д., Лобода Н.С., Шахман І.О.* Оцінювання природних водних ресурсів Нижнього Подніпров'я за метеорологічними даними // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Міжвід. наук. зб. України. – Одеса, 2005. – Вип. 49. – С. 485-496.
23. *Лобода Н.С., Гриб О.М., Сіренко А.М.* Оцінка припливу прісних вод до Куяльницького лиману // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – К.: Вид-во Київського національного університету. – 2011. – Т.1(22). – С. 51-59.
24. *Лобода Н.С., Божок Ю.В.* Визначення характеристик стоку р.Свинної // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2012. – Вип.14. – С. 179-187.
25. *Лобода Н.С., Дорофєєва В.П.* Природний річний стік і вплив чинників підстильної поверхні лівобережних приток Дністра // Україна: географія цілей та можливостей: Зб. наук.праць. – Н.: ФОП “Лисенко М.М.”, 2012. – Т.1. – С.188-192.
26. *Справочник по водным ресурсам* / Под ред. Б.И. Стрельца. – К.: Урожай, 1987. – 304 с.
27. *Гопченко Е.Д., Романчук М.Е.* Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности: Монографія. – К.: КНТ, 2005. – 148 с.
28. *Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Кічук Н.С.* Розрахункові характеристики дощових паводків на території півдня України // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2011. – Вип.11. – С.161-172.
29. *Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья:* Монография / Под ред. Тучковенко Ю.С., Гопченко Г.Д.; Одесский государственный экологический университет. – Одесса: ТЭС, 2011. – 224 с.

30. *Кічук Н.С.* Максимальний стік дощових паводків на півдні України та його розрахункові характеристики: автореф. дис... канд.геогр.наук: спец. 11.00.07 / Одеський державний екологічний університет. – Одеса, 2012. – 20с.

До розділу 7

1. *Атлас Одеської області.* – Одеса:Хорс. – 2002. – 80с.
2. *Лобода Н.С., Гонченко Є.Д.* Стохастичні моделі у гідрологічних розрахунках: Навчальний посібник. – Одеса: Екологія, 2006. – 200 с.
3. *Раткович Д.Я.* Многолетние колебания речного стока.– Л.: Гидрометеиздат. – 1976. – 255 с.
4. *Раткович Д.Я., Болгов М.В.* Стохастические модели колебаний составляющих водного баланса речного бассейна. – М.: РАН ИВП. – 1997. – 262 с.
5. *Лобода Н.С.* Проблемы гидрологических расчетов в условиях антропогенного воздействия и модель ”климат -сток”// Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – Одеса. – 2007. – Вип. 50, ч.2.– С. 14-19.
6. *Раткович Д.Я.* Гидрологические основы водообеспечения.– М.: РАН ИВП. – 1995. – 428с.
7. *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.).– IAHS Publication 289 in the IAHS Series of Proceedings and Reports, 2004. – P.215-218.
8. *Болгов М.В.,Сарманов И.О., Сарманов О.В.* Марковские процессы в гидрологии. – М.:Ин-т водних проблем РАН, 2009. – 210 с.
9. *Шикломанов И.А.* Влияние хозяйственной деятельности на речной сток. – Л.: Гидрометеиздат, 1989. – 335 с.
- 10.*Сарманов О.В., Сарманов И.О.* Основные типы корреляции, применяемые в гидрологии. –М.: Наука, 1983. – 200 с.
- 11.*Loboda N.S., Gopchenko E.D.* Stochastic model of long-term annual flow fluctuations under anthropogenic influences (in Ukraine)// Special Issue “Stochastic models of hydro-logical processes and their applications to problems of environmental preservation”. ARW Series. –1998. –Vol.1. – P.110-118.
- 12.*Гонченко Є., Лобода Н.* Динаміко - стохастична модель стоку зрошуваних річок Північно-Західного Причорномор’я в умовах глобального потепління // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія: Науковий збірник.– К.: Ніка - центр, 2000. – Т.1. – С. 154 - 158.
- 13.*Лобода Н.С., Шаменкова О.И.* Обоснование стохастических моделей годового суммарного и подземного стока в условиях осушительных мелиораций (по материалам западного Полесья) // Метеорологія,

- кліматологія та гідрологія: Міжвід. наук. зб. України. – Одеса, 2002. – Вип. 46. – С. 279-293.
14. *Лобода Н.С., Довженко Н.Д.* Моделирование бытового стока при наличии водопотребления за счет местных водных ресурсов с применением нейронных сетей // Вісник Одеського державного екологічного університету. – 2008. – Вип.5. – С. 142-149.
15. *Лобода Н.С.* Системный подход и функции отклика гидрологической системы на антропогенные воздействия при математическом моделировании бытового стока // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Міжвід. наук. зб. України.– Одеса, 2004. – Вип. 48. – С. 416-424.
16. *Лобода Н.С., Гонченко Е.Д.* Модели оценки и прогноза состояния водных ресурсов рек бассейна Придунайских озер в естественных и нарушенных хозяйственной деятельностью условиях // Метеорологія, кліматологія та гідрологія: Міжвід. наук. зб. України. – Одеса, 2001. – Вип. 42. – С. 50 - 62.
17. *Лобода Н.С.* Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: монография. – Одесса: Екологія, 2005. – 208 с.
18. *Водний фонд Миколаївської області.* – Миколаїв, 2009. – 184с.
19. *Шахман І.О., Лобода Н.С.* Застосування імітаційної стохастичної моделі річного побутового стоку до оцінки стану водних ресурсів Нижнього Подніпров'я в умовах водогосподарської діяльності // Український гідрометеорологічний журнал.– Одеса: ТЕС, 2009.– №5.– С. 192-197.

До розділу 8

1. *П'яте національне повідомлення України з питань зміни клімату.* – К.: Мінприроди України, 2009. – 282 с.
2. *Giorgi F., Mearns L.O.* Introduction to special issue: Regional climate modeling revisited // Journal of Geophysical Research – 1999. – Vol. 104. – P. 6335-6352.
3. *Wörner V., Hesse C., Stefanova A., Krysanova V.* Evaluation of climate scenarios for the lagoons. – Potsdam: PIK, 2012. – 40 p.
4. *Roeckner E., Arpe K., Bengtsson L., Christoph M., Claussen M., Dumenil L., Esch M., Schlese U., Schulzweida U.* The atmospheric general circulation model ECHAM4: Model description and simulation of present-day climate. – Hampurg: MPI fur Meteorologie, 1996 – Report No.218. – 90 p.
5. *Jacob D., Van den Hurk B.J.J.M., Andre U., Elgered G., Fortelius C., Graham L.P., Jackson S.D., Karstens U., Kopken Chr., Lindau R., Podzun R., Rockel B., Rubel F., Sass B.H., Smith R.N.B., Yang X.* A comprehensive model intercomparison study investigating the water budget during the

- BALTEX-PIDCAP period // *Meteorology and Atmospheric Physics*. – 2001. – Vol. 77. – P. 61-73.
6. *Pfeifer S.* Modeling cold cloud processes with the regional climate model REMO / PhD Thesis. – Hamburg: University of Hamburg, 2006. – 120 p.
 7. *Krakovska S., Goettel H., Jacob D., Pfeifer S.* Study of the flood events in the Carpathians and along the Elbe river with aid of the numerical models // *Geophysical Research Abstracts*. – 2006. – Vol. 8. – 00060. – SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-00060.
 8. *Uppala S.M., Kellberg P.W., Simmons A.J. et al.* The ERA-40 reanalysis // *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* – 2005. – Vol. 131. – P. 2961-3012.
 9. *Паламарчук Л.В., Краковская С.В., Шедеменко И.П., Дюкель Г.А., Гнатюк Н.В.* Верификация данных Мирового климатического центра (CRU) и региональной модели климата (REMO) относительно прогноза поля осадков в Украине за контрольный период 1961-1990 гг. // *Наукові праці УкрНДГМІ*. – 2009. – Вип. 258. – С. 69-83.

До розділу 9

1. *Loboda N.S.* The assessment of present and future Ukrainian water resources on meteorological evidence // *Climate and Water*. – 1998. – Vol. 1. – P. 1486-1494.
2. *Васильченко В.В., Рапцун М.В., Трофімова І.В., Шерешевський А.І.* Україна та глобальний парниковий ефект. Книга 2. Вразливість і адаптація екологічних та економічних систем до зміни клімату. – Київ, 1998. – 210 с.
3. *Гопченко Е.Д., Лобода Н.С.* Оценка возможных изменений водных ресурсов Украины в условиях глобального потепления // *Гидробиологический журнал*. – Киев: Ин-т гидробиологии НАН Украины, 2000. – Т.36, № 3. – С. 67-78.
4. *Лобода Н.С., Гопченко Є.Д.* Водні ресурси України у зв'язку з кліматичними умовами // *Україна: географічні проблеми сталого розвитку: Зб. наук. пр. Укр. географ. тов.* – 2004. – С. 144-146.
5. *Режимы влагообеспеченности и условия гидромелиораций степного края* / Под. ред. В.С. Мезенцева. – М.: Колос, 1974. – 240с.
6. *Лобода Н.С., Сербова З.Ф., Куза А.М., Божок Ю.В.* Вплив змін клімату на живлення лиманів північно-західного Причорномор'я прісними водами за сценаріями глобального потепління // *Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. “Лимани північно-західного Причорномор'я: актуальні гідро екологічні проблеми та шляхи їх вирішення”*, 12-14 вересня 2012р., Україна, м. Одеса. – Одеса: ТЕС, 2012. – С.24-27.
7. *Оцінка впливу екстремальних атмосферних явищ на окремі галузі економіки України в умовах змін клімату.* Кліматологічне

забезпечення інформацією різних галузей господарської діяльності за впливу екстремальних атмосферних явищ: звіт про НДР (заключний)/ Одеський держ. екол. ун-т; керівник роботи С.М. Степаненко. – Одеса, 2012. – ДОН № 0213U003164. – 433с.

8. *Оцінка можливих змін гідроекологічного режиму Куяльницького лиману під впливом кліматичних змін: звіт про НДР (заключний)/ Одеський держ. екол. ун-т; керівник роботи Н.С. Лобода. – Одеса, 2012. – ДР № 0112U007607. – 147с.*
9. *Дж. К. Родда. Грани гидрологии: Монография. – Л.: Гидрометеиздат, Т.2. -1987. – 534с.*
10. *Мусієнко М.М., Серебряков В.В., Брайон О.В. Екологія. Охорона природи: словник – довідник. –К.:Т-во Знання, КОО, 2002. –550 с.*

До розділу 10

1. *Комплексне управління водними ресурсами Тилігульського лиману та його гідроекологічним станом в умовах антропогенного впливу і кліматичних змін: звіт про НДР (проміжний) / Одеський держ. екол. ун-т; керівник роботи Ю.С. Тучковенко.– Одеса, 2013.– ДР № 0113U000696.– 279 с.*
2. *Гриб О.М. Оцінка морфометричних характеристик і рельєфу дна Тилігульського лиману та їх особливості // Вісник Одеського державного екологічного університету.– Одеса: ТЕС, 2014. – Вип. 17.– С.185-196.*
3. *Паспорт р. Тилигул. – Одесса: Укрюжгипроводхоз, 1994. – 148 с.*
4. *Карты 1:100000. Генеральный штаб. СССР. УССР. Одесская область. – М.: ГУГК при СМ СССР, 1987. – Листы: L-36-38 (Петровка), L-36-39 (Березанка), L-36-51 (Сычавка).*
5. *Карта 1:100000. Генеральный штаб. УССР. Одесская и Николаевская области. – 1964. – Лист L-36-26 (Березовка).*
6. *Карты 1:50000. Генеральный штаб. СССР. УССР. Одесская область. – М.: ГУГК при СМ СССР, 1987. – Листы: L-36-38-Б (Петровка), L-36-39-А (Краснополье), L-36-39-В (Анатолевка), L-36-51-А (Сычавка).*
7. *Супутникові знімки та карти поверхні Землі [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://maps.google.com>.*
8. *Сайт програми Google Earth [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www.google.com/intl/uk/earth/index.html>.*
9. *Оцінка та розрахунок гідравліко-морфометричних характеристик водообміну в системі «Тилігульський лиман ↔ Чорне море» для розробки рекомендацій по збереженню природних ресурсів лиману: звіт про НДР (заключний) / Одеський держ. екол. ун-т; керівник роботи Н.С. Лобода. – Одеса, 2010. – ДР № 0110U008224.– 178 с.*

10. *Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья: Монография* / Под ред. Тучковенко Ю.С., Гопченко Г.Д.; Одесский государственный экологический университет. – Одесса: ТЭС, 2011. – 224 с.
11. *Ресурсы поверхностных вод СССР. Западная Украина и Молдавия.* – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – Т. 6. – Вып. 1. – 714 с.
12. *Розенгурт М.Ш.* Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов. – К.: Наук. думка, 1974. – 225 с.
13. *Тимченко В.М.* Эколого-гидрологические исследования водоемов Северо-Западного Причерноморья. – К.: Наук. думка, 1990. – 240 с.
14. *Тимченко В.М.* Экологическая гидрология водоёмов Украины: Монография. – К.: Наук. думка, 2006. – 384 с.
15. *Адобовский В.В., Большаков В.Н.* Влияние климатических факторов на водообмен Тилигульского лимана с морем // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа: Сб. науч. тр. – Севастополь, 2005. – Вып. 12. – С. 70-75.
16. *Черноморское побережье от Южного до Очакова* (Тилигульский и Березанский лиманы): Атлас (масштаб 1:50000). – К.: Киевская военно-картографическая фабрика, 2004. – 12 с.
17. *Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши, 1936-2011 гг.* – Ч. 1 и 2. – Том 2. – Вып. 1. – 1938-2012.
18. *Шуберт Ф.Ф., Тучков П.А.* Военно-топографическая карта Российской Империи. – Ряд XXX. – Лист 9 (Херсонская губерния). – 1869 год [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.etomesto.ru/map/online/shubert/30/map/30-9-1.png>.
19. *Deutsche Heereskarte. Maßstab 1:50000. L-36-39-A Taschino.* – 1943 [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.wwii-photos-maps.com/prewarmapsl36-1-50000/L-36-36-A%20%20-%20%20L-36-41-D/slides/l-36-39-A.html>.
20. *Карта новоприобретенной области от Порты Оттоманской и присоединенной к Екатеринославскому наместничеству за 1791-1792 годы.* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://kaiser-w.livejournal.com>.
21. *Гидрографическая карта северных берегов Черного моря, означающая ныне состоящую границу между устьями рек Днепра и Днестра, на коей показана глубина, отмели и фарватер; в пользу судоходства по Днепру, Бугу, Днестру и вдоль по берегам моря, с показанием способа как иметь коммуникацию по Черному морю с городами и портами: Херсоном, Николаевым, Очаковым, Одессою и Овидиополем. Снята и промерена Черноморского гребного флота и инженерного корпуса офицерами, находящимися при строении крепостей южной границы*

- по повелению Вице-адмирала и Кавалера де Рибаса. – 1793-1796 (приблизительно) [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://leb.nlr.ru/edoc/262181>.
22. *Черноморское побережье*: Атлас (масштаб 1:50000). – К.: Киевская военно-картографическая фабрика, 2008. – 72 с.
 23. *Космічний знімок території пересипу між Тилігульським лиманом і Чорним морем за 1995 рік* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://maps.vlasenko.net/?lon=31.20&lat=46.64>.
 24. *Фотознімок пересипу Тилігульського лиману* [Электронный ресурс]. – Режим доступа: http://www.photographers.com.ua/thumbnails/pictures/14434/800xpano-tiligul-img_0917.jpg.

До розділу 11

1. *Розенгурт М.Ш.* Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов. – Киев: Наукова думка, 1974. – 224 с.
2. *Тимченко В.М.* Эколого-гидрологические исследования водоемов северо-западного Причерноморья. – Киев: Наукова думка, 1990. – 238 с.
3. *Лиманы Северного Причерноморья* / Полищук В.С., Замбриборщ Ф.С., Тимченко В.М. и др.; Отв. ред. Миронов О.Г. ; Ин-т гидробиологии АН УССР. – Киев: Наукова думка, 1990. – 204 с.
4. *Фельзенбаум А.И.* Теоретические основы и методы расчета установившихся морских течений: Монография – М.: Изд-во АН СССР, 1960. – 122 с.
5. *Hess K.W.* MECCA Programs documentation: Technical Report / NOAA. – NESDIS 46. – Washington, D.C., 1989. – 97 p.
6. *Тучковенко Ю.С., Адобовский В.В., Тучковенко О.А., Гриб О.Н.* Современный гидрологический режим и динамика вод Тилигульского лимана // *Український гідрометеорологічний журнал. – Одеса: Екологія, 2011. – № 9. – С. 192 - 209.*
7. *Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья*: Монография / Под ред. Тучковенко Ю.С., Гопченко Г.Д.; Одесский государственный экологический университет. – Одесса: ТЭС, 2011. – 224 с.
8. *Deltares, 2014.* Delft3D-FLOW, вихідний код [Электронный ресурс] // Співтовариство користувачів відкритого програмного забезпечення Delft3D. URL: <http://oss.deltares.nl/web/delft3d/source-code> (дата розміщення 25.04.2014).
9. *Deltares, 2013.* Delft3D-FLOW – Simulation of multi-dimensional hydrodynamic flows and transport phenomena, including sediments. – User Manual, version 3.15. Deltares systems, Delft, the Netherlands. – 702 p.

10. Тучковенко Ю.С., Кушнір Д.В. Моделирование ветровой циркуляции вод в Тилигульском лимане // Вісник Одеського державного екологічного університету.– Одеса: ТЕС, 2013. – № 16. – С. 149 - 158.
11. Гидрометеорологические условия морей Украины. Том 2: Черное море / Ильин Ю.П., Репетин Л.Н., Белокопытов В.Н. и др. – Севастополь: МО УкрНИГМИ, 2012. – 421 с.

До розділу 12

1. Комплексне управління водними ресурсами Тилигульського лиману та його гідроекологічним станом в умовах антропогенного впливу і кліматичних змін: звіт про НДР (проміжний) / Одеський держ. екол. ун-т; керівник роботи Ю.С. Тучковенко.– Одеса, 2013.– ДР № 0113U000696.– 279 с.
2. Гриб О.М. Оцінка морфометричних характеристик і рельєфу дна Тилигульського лиману та їх особливості // Вісник Одеського державного екологічного університету.– Одеса: ТЕС, 2014. – Вип. 17.– С.185-196.
3. Таблиці метеорологічних даних (середньодобова температура повітря, добова сума атмосферних опадів, середньодобова пружність водяної пари, середньодобові напрямки і швидкість вітру) по метеостанціям «Южне», «Сербка» та «Одеса» за період з січня 1976 по грудень 2011 рр. – К.: ЦГО. – 2013.
4. Таблица прибрежных гидрометеорологических наблюдений ТГМ-1 (с 01.01.1980 г. по 31.12.2012 г.). Пост Южный (код поста: 98091). – Одесса: ГМЦ ЧАМ, 1980–2012.
5. Архів погоди в Сербці (26.10.2005-10.12.2013). Метеостанція № 33833 (WMO ID) [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://rp5.ru>.
6. Данные суточного разрешения по температуре воздуха и осадкам [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://cliware.meteo.ru>.
7. Архів погоди в Одесі (01.02.2005-10.12.2013). Метеостанція № 33837 (WMO ID) [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://rp5.ru>.
8. Архів погоди в Одесі (аеропорт), METAR (26.09.2012-10.12.2013). Аеропорт (ICAO) UKOO [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://rp5.ru>.
9. Горев Л.М., Пелешенко В.И., Кирничный В.В. Методика оптимизации природной среды обитания. – К.: Либідь, 1992. – 528 с.
10. Ежегодные данные о режиме и ресурсах поверхностных вод суши, 1936-2011 гг. – Ч. 1 и 2. – Том 2. – Вып. 1. – 1938-2012.
11. Паспорт р. Тилигул. – Одесса: Укрюжгипроводхоз, 1994. – 148 с.
12. Оцінка та розрахунок гідравліко-морфометричних характеристик водообміну в системі «Тилигульський лиман ↔ Чорне море» для розробки рекомендацій по збереженню природних ресурсів лиману:

- звіт про НДР (заключний) / Одеський держ. екол. ун-т; керівник роботи Н.С. Лобода. – Одеса, 2010. – ДР № 0110U008224.– 178 с.
13. *Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья*: Монография / Под ред. Тучковенко Ю.С., Гопченко Г.Д.; Одесский государственный экологический университет. – Одесса: ТЭС, 2011. – 224 с.
14. *Гриб О.М.* Оцінка випаровування з водної поверхні в районі Тилігульського лиману // Вісник Одеського державного екологічного університету. – Одеса: ТЕС, 2014. – Вип. 17. – С.173-184
15. *Ресурсы поверхностных вод СССР. Западная Украина и Молдавия.* – Л.: Гидрометеиздат, 1969. – Т. 6. – Вып. 1. – 714 с.
16. *Розенгурт М.Ш.* Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов. – К.: Наук. думка, 1974. – 225 с.
17. *Тимченко В.М.* Эколого-гидрологические исследования водоемов Северо-Западного Причерноморья. – К.: Наук. думка, 1990. – 240 с.
18. *Каганер М.С., Дюкель Н.Г.* Испарение с водной поверхности на территории Украины и Молдавии // Тр. УкрНИИГМИ. – 1966. – Вып. 64. – С. 155-180.
19. *Константинов А.Р.* Испарение в природе. – Л.: Гидрометеиздат, 1968. – 532 с.
20. *Ресурсы поверхностных вод СССР. Украина и Молдавия. Крым.* – Л.: Гидрометеиздат, 1966. – Т. 6. – Вып. 4. – 347 с.
21. *Бобров С.Н.* К вопросу об испарении морской воды в зависимости от её солёности // Труды института океан. – 1960. – Т. XXXVII. – 183 с.
22. *Оцінка багаторічних змін складових водного балансу Куяльницького лиману для розробки рекомендацій по збереженню його природних ресурсів: звіт про НДР (заключний) / Одеський держ. екол. ун-т; керівник роботи Є.Д. Гопченко.* – Одеса, 2009. – ДР № 0109U004794.– 90 с.
23. *Гопченко Є.Д., Гриб О.М.* Оцінка складових водного балансу Куяльницького лиману та визначення причин сучасного обміління водойми // Метеорол., кліматол. та гідрол. – 2010. – Вип. 51. – С. 200-215.
24. *Стан гідрографічної мережі річки Великий Куяльник в умовах водогосподарських перетворень на її водозбірному басейні: звіт про НДР (заключний) / Одеський держ. екол. ун-т; керівник роботи Є.Д. Гопченко.* – Одеса, 2011. – ДР № 0110U008222.– 165 с.
25. *Оцінка можливих змін гідроекологічного режиму Куяльницького лиману під впливом глобальних кліматичних змін: звіт про НДР (заключний) / Одеський держ. екол. ун-т; керівник роботи Н.С. Лобода.* – Одеса, 2012. – ДР № 0112U007607. – 147 с.

26. *Иванов Н.Н.* Ландшафтно-климатические зоны земного шара // Зап. Всесоюз. географ. общ-ва: нов. сер. – 1948. – Т. 1. – 223 с.
27. *Архів погоди в Болграді (26.10.2005-10.12.2013).* Метеостанція № 33887 (WMO ID) [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://rp5.ru>.
28. *Водний баланс Хаджибейського лиману за різних умов його існування: звіт про НДР (заключний) / Одеський держ. екол. ун-т; керівник роботи Є.Д. Гопченко.* – Одеса, 2011. – ДР № 0111U010352.– 86 с.
29. *Карасёв И.Ф., Васильев А.В., Субботина Е.С.* Гидрометрия: Учебник. – Л.: Гидрометеиздат, 1991. – 376 с.
30. *Іваненко О.Г.* Автоматизовані методи обчислення добового стоку в гідростворах річок: Навчальний посібник. – Одеса: ТЕС, 1998. – 60 с.
31. *Себов В.В., Лещенко А.В., Гриб О.М.* Сучасний стан гирлових ділянок річок і балок Тилигульського лиману та водойм його пересипу // Збірник статей за матер. Студ. наук. конф. ОДЕКУ. – Одеса: ТЕС, 8-12 квітня 2014. – С.89-91.
32. *Оцінка можливого альтернативного наповнення Куяльницького лиману водами Чорного моря, річки Дністер й інших лиманів і водних об'єктів: звіт про НДР (заключний) / Одеський держ. екол. ун-т; керівник роботи Ю.С. Тучковенко.* – Одеса, 2012. – ДР № 0112U007605.– 238 с.

До розділу 13

1. *Wörner V., Hesse C., Stefanova A., Krysanova V.* Evaluation of climate scenarios for the lagoons. – Potsdam: PIK, 2012. – 40 p.
2. *Сайт проекту ENSEMBLES* [Електронний ресурс]. – Режим доступу: <http://www.ensembles-eu.org>.
3. *Комплексне управління водними ресурсами Тилигульського лиману та його гідроекологічним станом в умовах антропогенного впливу і кліматичних змін: звіт про НДР (проміжний) / Одеський держ. екол. ун-т; керівник роботи Ю.С. Тучковенко.* – Одеса, 2013. – ДР № 0113U000696.– 279 с.
4. *Горев Л.М., Пелешенко В.И., Кирничный В.В.* Методика оптимизации природной среды обитания. – К.: Либідь, 1992. – 528 с.
5. *Паспорт р. Тилигул.* – Одесса: Укрюжгипроводхоз, 1994. – 148 с.
6. *Оцінка та розрахунок гідравліко-морфометричних характеристик водообміну в системі «Тилигульський лиман ↔ Чорне море» для розробки рекомендацій по збереженню природних ресурсів лиману: звіт про НДР (заключний) / Одеський держ. екол. ун-т; керівник роботи Н.С. Лобода.* – Одеса, 2010. – ДР № 0110U008224.– 178 с.
7. *Тучковенко Ю.С., Адобовский В.В., Тучковенко О.А., Гриб О.Н.* Современный гидрологический режим и динамика вод Тилигульского

- лимана // Український гідрометеорологічний журнал. – 2011. – № 9. – С. 192-209.
8. Тучковенко Ю.С., Лобода Н.С., Гриб О.Н. Современные проблемы гидроэкосистемы Тилигульского лимана и пути их решения // Современные проблемы водохранилищ и их водосборов (в 4 томах). Тр. межд. науч.-практ. конф. Т.1: Управление водными ресурсами речных водосборов (17-20 мая 2011 г., г. Пермь, Россия). / Пермь: Пресстайм. – 2011. – С. 167-172.
 9. *Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья*: Монография / Под ред. Тучковенко Ю.С., Гопченко Г.Д.; Одесский государственный экологический университет. – Одесса: ТЭС, 2011. – 224 с.
 10. Тучковенко Ю.С., Лобода Н.С., Гриб О.М. Сучасний гідроекологічний стан і рекомендації по водному та екологічному менеджменту Тилигульського лиману // Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. «Лимани північно-західного Причорномор'я: актуальні гідроекологічні проблеми та шляхи їх вирішення». – Одеса: ОДЕКУ, 12-14 вересня 2012. – С. 66-71.

До розділу 14

1. *Лиманы Северного Причерноморья* / Полищук В.С., Замбриборщ Ф.С., Тимченко В.М. и др.; отв. ред. Миронов О.Г.; Ин-т гидробиологии АН УССР. – Киев: Наукова думка, 1990. – 204 с.
2. *Северо-западная часть Черного моря: биология и экология*: Монография / Под ред. Зайцева Ю.П., Александрова Б.Г., Миничевой Г.Г.; Одесский филиал Ин-та биологии южных морей НАН Украины. – Киев: Наукова думка, 2006. – С.358-370.
3. Миничева Г.Г., Богатова Ю.И., Зотов А.Б. Особенности гидрохимического режима и структурно-функциональной организации автотрофного компонента Тилигульского лимана // Матеріали всеукр. науково-практ. конф. «Лимани північно-західного Причорномор'я: актуальні гідроекологічні проблеми та шляхи їх вирішення». – Одеса: ОДЕКУ, 12-14 вересня 2012 р. – С. 72-74.
4. Миничева Г.Г., Швец А.В., Калашник Е.С. Морфофункциональные особенности организации фитобентоса Тилигульского лимана в современных условиях // Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. «Лимани північно-західного Причорномор'я: сучасний гідроекологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення». – Одеса: ОДЕКУ, 1-3 жовтня 2014 р. – С. 43-45.
5. Тучковенко Ю.С., Тучковенко О.А., Богатова Ю.И. Характеристика современного гидрохимического режима Тилигульского лимана и

- умовий його формування // Матеріали Всеукр. наук.-практ. конф. «Лимани північно-західного Причорномор'я: сучасний гідроекологічний стан; проблеми водного та екологічного менеджменту, рекомендації щодо їх вирішення» – Одеса: ОДЕКУ, 1-3 жовтня 2014 р. – С.40-42
6. Зотов А.Б., Богатова Ю.И. Влияние изменчивости содержания биогенных веществ на обилие фитопланктона Тилигульского лимана в весенне-летний период // Науковий вісник Ужгородського університету; Серія Біологія.– 2012. – Вип. 32. – С.24-34
 7. Алекин О.А., Ляхин Ю.И. Химия океана: Учебное пособие.– Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 343 с.
 8. Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями / А.В. Грищенко, О.Г. Васенко, Г.А. Верніченко та ін. – Х.: УкрНДІЕП. – 2012. – 37 с.
 9. Vollenweider R.A., Giovanardi F., Montanari G., Rinaldi A. Characterization of the trophic conditions of marine coastal waters with special reference to the NW Adriatic Sea: proposal for a trophic scale, turbiditi and generalized water quality index // Environmetrics. – 1998. – № 9. – P.329–357.