

Ж.Р. Шакірзанова
Є.О. Романова

ВОДНИЙ І СОЛЬОВИЙ РЕЖИМИ ОЗЕРА КАТЛАБУХ



МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Ж.Р. ШАКІРЗАНОВА, Є.О. РОМАНОВА

ВОДНИЙ І СОЛЬОВИЙ РЕЖИМИ ОЗЕРА КАТЛАБУХ

Монографія

Одеса
Одеський державний екологічний університет
2021

УДК 556.552 + 556.114.5

Ш12

Шакирзанова Ж.Р., Романова Є.О.

Ш12 Водний і сольовий режими озера Катлабух : монографія. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 2021. 336 с.

ISBN 978-966-186-167-0

В роботі обґрунтовані рівняння та розраховані складові водних і сольових балансів озера Катлабух, виконано дослідження багаторічних і сучасних тенденцій в змінах гідрологічного режиму р. Дунай (на ділянці Рені-Ізмаїл), як основного джерела живлення озера прісними водами. Запропонована балансова схема розрахунку наповнення тало-дошовими водами озера Катлабух у весняний період року при залученні даних довгострокового прогнозу шарів весняного стоку з басейну озера. Розроблено алгоритм програмного комплексу, який дає можливість за різного складу вхідних даних здійснювати щорічний і багаторічний розрахунок складових водного і сольового режимів озера, нев'язок балансів (з часовим шагом один місяць), табличного і графічного представлення результатів розрахунків за різних умов водогосподарської експлуатації водойми. Проведено моделювання часових мінливостей рівнів та мінералізації води озера Катлабух за різних умов його господарської експлуатації та змодельовано мінливість рівнів води та сольового режиму озера в умовах сучасних (2006-2018 рр.) і майбутніх кліматичних змін (до 2050 р.).

Монографія розрахована на широке коло науковців в області гідрологічних досліджень і працівників водогосподарських організацій, а також студентів вищих навчальних закладів.

Shakirzanova Zh. R., Romanova Ye. O.

Water and salt regimes of Katlabukh Lake : monograph. Odesa: Odessa State Environmental University, 2021. 336 p.

The equations are substantiated in the work and the components of water and salt balances of Lake Katlabukh are calculated, the study of long-term and current trends in changes in the hydrological regime of the Danube (in the Reni-Izmail section) as the main source of the fresh water supply of the lake. The balance scheme of calculation of filling with thaw-rain waters of lake Katlabukh in the spring period of the year at the attraction of data of the long-term forecast of layers of spring runoff from the lake basin is offered. An algorithm of the software package has been developed, which allows performing annual and long-term calculation of components of water and salt regimes of the lake, balance discrepancies (with a time step of one month), tabular and graphical presentation of calculation results under different conditions of water management. The simulation of temporal variability of water levels and mineralization of Lake Katlabukh under different conditions of its economic operation is carried out and the variability of water levels and a salt regime of the lake in the conditions of modern (2006-2018) and future climate changes (until 2050) is modeled.

The monograph is intended for a wide range of scientists and employees of water management organizations, as well as students of higher education institutions.

УДК 556.552 + 556.114.5

Рецензенти:

д-р геогр. наук, проф., засл. діяч науки і техніки України **Хільчевський В.К.**;
д-р геогр. наук, с.н.с. **Горбачова Л.О.**; канд. геогр. наук, доц. **Гопчак І.В.**

Рекомендовано до друку рішенням вченої ради Одеського державного екологічного університету Міністерства освіти і науки України (протокол №6 від 30.06.2021 р.)

ISBN 978-966-186-167-0

© Шакирзанова Ж.Р., Романова Є.О., 2021
© Одеський державний екологічний університет, 2021

ЗМІСТ

Вступ.....	8
1 Фізико-географічна характеристика дельти р. Дунай та придунайських озер-водосховищ.....	12
1.1 Загальні відомості про дельту і придунайські водойми.....	12
1.2 Формування сучасного гідрологічного режиму Придунайських озер в умовах господарської діяльності.....	14
1.3 Природні умови формування гідрологічного режиму річок і водойм Придунайського регіону.....	18
1.3.1 Геологія, рельєф та ґрунтові води.....	18
1.3.2 Ґрунтовий покрив.....	20
1.3.3 Рослинний покрив.....	22
1.4 Кліматична характеристика дельти і метеорологічний режим основних чинників водного балансу озера Катлабух.....	23
1.4.1 Кліматична характеристика дельти.....	23
1.4.2 Метеорологічний режим основних чинників водного балансу озера.....	25
1.5 Гідрометеорологічна вивченість території та вихідні матеріали.....	42
2 Загальна характеристика озера Катлабух та особливості його використання.....	49
2.1 Загальна характеристика озера.....	49
2.2 Морфометричні характеристики озера.....	51
2.3 Рекогносційне обстеження озера та його берегової лінії.....	54
2.4 Малі річки басейну озера Катлабух.....	55
2.5 Умови водообміну озера Катлабух з р. Дунай.....	57
2.6 Регулювання гідрологічного режиму озера Катлабух гідротехнічними спорудами.....	58
2.7 Дослідження водного режиму озера Катлабух, його річок і р. Дунай.....	60
2.7.1 Багаторічний рівневий режим озера Катлабух.....	62
2.7.2 Характеристика рівневого режиму річок, що впадають в озеро Катлабух.....	63
2.7.3 Дослідження гідрологічного режиму р. Дунай на ділянці Рені-Ізмаїл.....	65
2.7.3.1 Гідрологічний режим рівнів води.....	66
2.7.3.2 Гідрологічний режим стоку води.....	69

2.7.3.3	Дослідження впливу природних і антропогенних чинників на стік р. Дунай.....	73
2.7.3.4	Дослідження часової однорідності багаторічних рядів стоку води р. Дунай на ділянці Рені-Ізмаїл.....	76
2.7.3.5	Дослідження часової мінливості в багаторічних рядах стоку води в нижній течії річки Дунай на ділянці Рені-Ізмаїл.....	79
2.7.3.6	Статистичні параметри і внутрішньорічний розподіл стоку..	87
2.8	Особливості використання озера Катлабух в умовах економічного розвитку Придунайського регіону.....	91
2.8.1	Забір води на зрошення в проєктних і сучасних умовах.....	92
2.8.2	Рибогосподарське використання озера.....	93
2.8.3	Вища водна рослинність.....	94
2.8.4	Господарсько-комунальне використання озера.....	94
2.9	Дослідження рівня замулення озера Катлабух і каналів, здійснюючих водообмін в озері.....	95
2.9.1	Причини зменшення пропускної здатності підвідних і транспортувальних каналів озера Катлабух.....	96
2.9.2	Стік зважених наносів.....	97
2.9.2.1	Режим наносів в придунайських озерах і малих річках.....	97
2.9.2.2	Режими наносів р. Дунай.....	99
3	Водний баланс озера Катлабух.....	110
3.1	Структура рівняння водного балансу озер.....	110
3.2	Аналіз складових рівняння водного балансу.....	118
3.2.1	Складові поверхневого припливу води у водосховище.....	119
3.2.2	Річний стік.....	121
3.2.3	Внутрішньорічний розподіл стоку.....	127
3.2.4	Розрахунок бічного припливу води.....	128
3.2.5	Ґрунтовий стік.....	130
3.2.6	Випаровування з водної поверхні.....	136
3.2.7	Дослідження фільтраційних втрат води.....	149
3.3	Вирішення рівняння водного балансу озера Катлабух.....	150
3.3.1	Приходна частина водних балансів.....	151
3.3.2	Надходження атмосферних опадів.....	151
3.3.3	Річний стік і його визначення в умовах обмеженості гідрологічних спостережень.....	164
3.3.4	Бічний приплив поверхневих вод до озера.....	177
3.3.5	Приплив ґрунтових вод.....	179

3.3.6	Дренажні і комунально – побутові води.....	183
3.4	Витратна частина водного балансу та її складові.....	184
3.4.1	Основні складові витратної частини водного балансу.....	184
3.4.2	Випаровування з водної поверхні озера.....	185
3.4.3	Транспірація водною рослинністю.....	190
3.4.4	Сумарний забір води з озера Катлабух.....	191
3.4.5	Фільтрація води в береги.....	194
3.5	Надходження води р. Дунай до озера Катлабух та скиди води з озера в р. Дунай.....	195
3.6	Узагальнена оцінка складових у рівняннях водних балансів.....	196
3.7	Оцінка нев'язок у рівняннях водних балансів.....	199
3.7.1	Визначення похибок при визначенні складових водних балансів та їх нев'язок.....	199
3.7.2	Аналіз нев'язок водних балансів озера Катлабух.....	202
3.7.3	Уточнення розрахунків водних балансів озера Катлабух при довгостроковому прогнозуванні об'ємів води його басейну у весняний період року.....	204
4	Гідрохімічний режим та сольовий баланс озера Катлабух.....	213
4.1	Основні вимоги ВРД ЄС щодо оцінки якості вод.....	213
4.2	Природні умови формування гідрохімічного режиму водоєм.....	214
4.3	Дослідження гідрохімічного режиму та оцінка якості води в озері Катлабух і р. Дунай, малих річок басейну озера.....	216
4.3.1	Гідрохімічний режим і оцінка якості води в озері Катлабух.....	217
4.3.1.1	Багаторічний режим мінералізації та головних іонів озера.....	217
4.3.1.2	Оцінка відповідності якості води озера агрономічним критеріям.....	220
4.3.1.3	Характер розподілу мінералізації та головних іонів по акваторії озера Катлабух.....	221
4.3.2	Гідрохімічний режим річок, що впадають в озеро Катлабух.....	225
4.3.3	Хімічний режим води на нижній ділянці р. Дунай.....	227
4.4	Загальна структура рівняння сольового балансу.....	240
4.5	Рівняння сольового балансу озера Катлабух.....	243
4.6	Визначення мінералізації складових сольового балансу.....	244
4.6.1	Мінералізація води в опадах.....	245
4.6.2	Мінералізація води в річках, що впадають в озеро.....	246
4.6.3	Мінералізація вод бічного припливу.....	247
4.6.4	Мінералізація вод ґрунтового припливу.....	248

4.6.5	Мінералізація дренажних вод.....	248
4.6.6	Мінералізація води, що надходить до озера з р. Дунай.....	249
4.6.7	Мінералізація води, що витрачається на фільтрацію, зрошування та інші види водокористування.....	249
4.6.8	Мінералізація води, що скидається до р. Дунай.....	249
4.7	Результати розрахунків сольових балансів озера Катлабух.....	250
4.7.1	Оцінки окремих складових балансів.....	250
4.7.2	Оцінка точності та аналіз результатів розрахунків рівнянь сольових балансів.....	255
4.7.3	Аналіз нев'язок сольового балансу.....	256
4.7.4	Уточнення розрахунків сольових балансів.....	257
4.8	Автоматизований програмний комплекс для розрахунку складових водного і сольового режимів озера Катлабух.....	259
5	Моделювання водно-сольового режиму озера Катлабух.....	262
5.1	Моделювання водно-сольового режиму озера за різних сценаріїв господарського управління озером Катлабух.....	263
5.1.1	Моделювання сольових балансів за умови відведення стоку річок та компенсуючих підкачок води з р. Дунай.....	266
5.1.2	Моделювання сольових балансів за умови компенсування випаровування (за умови здійснення підкачки).....	267
5.1.3	Моделювання сольових балансів за умови заборів води на зрошування й інші потреби та компенсуючих підкачок води з р. Дунай.....	270
5.1.4	Моделювання сольових балансів за умови суміжних маловодних років.....	272
5.2	Обґрунтування найбільш сприятливих для існування озера режимів експлуатації водойми з метою зниження мінералізації води у водоймі.....	274
5.3	Моделювання рівневого та сольового режиму озера Катлабух з урахуванням змін майбутнього клімату.....	277
5.3.1	Сучасні дослідження щодо впливу змін клімату на водні ресурси України.....	277
5.3.2	Аналіз вихідних даних кліматичних моделей.....	281
5.3.3	Моделювання рівневого та сольового режиму озера Катлабух за методом водно-сольового балансу при використанні даних кліматичних моделей.....	283
	Висновки.....	289

Список використаних джерел.....	295
Анотація.....	327
Summary.....	331

ВСТУП

Прісноводне озеро Катлабух, як і інші озера посушливого регіону Придунав'я в межах України є одним з поверхневих джерел постачання води на господарські потреби й зрошення сільськогосподарських культур регіону та міцним рибогосподарським комплексом. В середині минулого століття озеро було зв'язано з р. Дунай природними протоками, які з'єднували водойму з річкою. На той час гідрологічний режим рівнів води в озері визначався динамікою рівнів води в р. Дунай. Це сприяло доброму водообміну та підтримки задовільної якості води у водоймі.

В сучасний період озеро Катлабух відділено від річки Дунай смугою заболоченої суші, з'єднане з нею природними протоками чи штучними каналами, на яких побудовані гідротехнічні споруди для регулювання водообміну і пропуску риби. Свого часу, завдяки заборам води на зрошення і доброго водообміну в озері стан якості води в ньому відносно сольового складу був задовільний. У 90-ті року минулого століття і до сьогодні відбувається зменшення площ зрошення і, відповідно, заборів води з озера, водообмін води погіршився, що призвело до критичного зниження рівнів води в ньому і підвищення мінералізації води озера, яка перевищує допустимі норми для питної та зрошувальної води та унеможлиблює її використання навіть для поливу земель. Крім того, замулення підвідних каналів в баровій частині ускладнює водообмін озера з р. Дунай, що призвело до послаблення водооновлення в озері. Річки, що живлять озеро Катлабух маловодні, влітку часто пересихають, мають підвищену мінералізацію. Така ситуація стала головною причиною соціально-економічного напруження південного регіону України в межах Одеської області (<http://oblrada.odessa.gov.ua/wp-content/uploads/21-27-VII.pdf>).

У зв'язку з цим актуальним при вирішенні цілої низки проблем, пов'язаних з відновленням раціонального використання природних ресурсів озера Катлабух є аналіз та визначення складових водного і сольового балансів у взаємодії природних і антропогенних чинників, розробка моделі водно-сольового режиму за сучасних умов та розв'язання проблем по екологічному «оздоровленню» водойми. Ще однією важливою задачею постає розробка рекомендацій, спрямованих на відновлення оптимальних умов функціонування водойми, враховуючи можливі

економічні та технічні заходи, а також сучасні і майбутні зміни клімату в регіоні.

Метод водного і сольового балансів водойм, який використаний в роботі, є одним з фундаментальних наукових методів, при дослідженні гідрологічного та гідрохімічного режиму водосховищ, озер і ставків, відомим в науковій літературі. При цьому гідрологічний режим озера Катлабух маловивчений, а деякі компоненти водного і сольового балансів не мають систематичних спостережень, що потребує розробки методів їх оцінки та визначення. У гідрологічній практиці інших країн дослідженню водних і солевих режимів озер (річних, сезонних або місячних) в останні роки приділяється досить велика увага у зв'язку з багатьма випадками катастрофічних наслідків підвищення мінералізації, падіння рівнів води чи, взагалі, обміління водойм, а іноді й зростання рівнів води в них.

Робота виконувалася згідно з вимогами законодавчої бази Водної Рамкової Директиви ЄС 2000/60/ЄС (про встановлення рамок діяльності Співтовариства у сфері водної політики) та Директиви 2008/105/ЄС Європейського Парламенту та Ради Європейського Союзу про стандарти якості навколишнього середовища в галузі водної політики відносно Плану управління річковим басейном Дунаю (в межах України) щодо забезпечення досягнення всіма поверхневими водними об'єктами доброго екологічного та гідного хімічного статусу на основі аналізу стану басейну та чітких механізмів (програми заходів) для досягнення у встановлені терміни цілей, визначених для їх басейнів.

Головна мета роботи полягає у дослідженні гідрологічного і гідрохімічного режиму озера Катлабух при використанні методів водного та сольового балансів, математичного моделювання водно-сольового режиму за різного ступеня водогосподарської експлуатації водойми та в умовах сучасних змін клімату в розв'язанні проблем відновлення, раціонального використання природних ресурсів водосховища, шляхів можливого поліпшення якості води, покращення водогосподарської ситуації в регіоні.

Найбільш вагомими результатами виконаного дослідження полягають в комплексній оцінці та встановленні взаємозв'язків складових гідрологічного і гідрохімічного режимів Придунайського озера Катлабух в умовах сукупної дії природних і антропогенних чинників, моделюванні водних і солевих балансів озера в роки різної водності, за різних режимів господарської експлуатації водойми та за сценаріями кліматичних змін, з

метою розв'язання задачі найбільш раціонального функціонування водойми у сучасний період і у майбутньому.

Для озера Катлабух встановлено, що:

- причинами критичного зниження рівнів води і підвищення солоності вод озера Катлабух є взаємопов'язані природні і антропогенні чинники господарського використання водойми, еколого – економічні проблеми функціонування озера, а також кліматичні зміни у регіоні;

- на основі кількісної оцінки часової мінливості складових водних і сольових балансів озера при змінах господарської експлуатації водойми та в умовах сучасного клімату, здійснено балансову ув'язку гідрологічного і гідрохімічного режиму озера протягом багаторічного періоду;

- на підставі моделювання водно-сольового балансу озера Катлабух, оцінки за моделлю «клімат-стік» річного стоку річок, що живлять озеро, вперше здійснене часове моделювання рівнів води та сольового режиму озера в умовах сучасних (2006-2018 рр.) і майбутніх кліматичних змін (до 2050 р.) за метеорологічними даними кліматичних моделей SMHI-RCA4 (сценарію 4.5), що дало можливість оцінки причин мінливості рівнів води і мінералізації води озера у майбутньому;

- здійснене моделювання водно-сольового режиму озера за різних сценаріїв господарського управління озером Катлабух протягом декількох десятиріч ретроспективного періоду, оцінка внеску певних складових водного балансу до початку кліматичних змін і після дало підставу щодо обґрунтування найбільш сприятливих для існування озера режимів експлуатації водойми з метою зниження мінералізації води в ньому.

Практичне значення отриманих результатів полягає у розробці і використанні у виробничій діяльності Басейнового управління водних ресурсів річок Причорномор'я та нижнього Дунаю програмного комплексу «*CatlabuhApp*» для автоматизації розрахунків водного та сольового режимів озера Катлабух (з часовим шагом один місяць) за наявності різного набору вхідних даних, графічного інтерфейсу представлення результатів розрахунків та їх похибок. Практичне використання програмного комплексу дасть змогу відповідним службам з економічної вигодою оперативно приймати виробничі рішення щодо гідротехнічного регулювання експлуатаційних режимів водойми та здійснювати

природоохоронні заходи щодо підтримки задовільного гідрологічного та гідрохімічного стану озера в сучасних умовах і на перспективу.

Отримані результати моделювання рівневого і сольового режимів озера на майбутній період доцільно використати при розробці Плану управління районом річкового басейну Дунаю (в межах суббасейну Нижнього Дунаю).

Автори висловлюють свою подяку д-ру геогр.наук, проф. Є.Д.Гопченку, д-ру геогр.наук, проф. Н.С. Лободі, д-ру геогр.наук, проф. Ю.С.Тучковенку, д-ру геогр.наук, доц. В.А. Овчарук, д-ру геогр.наук, проф. В.М.Хохлову, канд. геогр.наук, доц. О.Г.Кулібабину, зам. начальника Басейнового управління річок Причорномор'я і нижнього Дунаю І.Д.Кічуку за конструктивні консультації під час вирішення проблемних задач дослідження.

Щіра вдячність рецензентам роботи д-ру геогр. наук, проф., засл. діячу науки і техніки України В.К.Хільчевському, д-ру геогр. наук, с.н.с. Л.О.Горбачовій, канд. геогр. наук, доц. І.В.Гопчаку за цінні зауваження та поради під час рецензування монографії.

1 ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ДЕЛЬТИ р. ДУНАЙ ТА ПРИДУНАЙСЬКИХ ОЗЕР-ВОДОСХОВИЩ

1.1 Загальні відомості про дельту і придунайські водойми

В межах України басейн Дунаю - другої по величині у Європі річки (довжина 2857 км, площа басейну 817 тис. км² [1-4]), розташований на ділянці нижньої течії - дельти і гирла. Відстань по Дунаю, на відміну від інших річок світу, вказується проти течії річки – від гирла («0» км). Знак «0» км знаходиться на Делюковій косі (невеликому острові Анкудінов), де він позначений великим нулем, при впадінні Дунаю в Чорне море.

Довжина української ділянки Дунаю становить 170 км [4]. Тут, від гирла Прута до вершини дельти Дунай тече одним основним руслом з довжиною по фарватеру 55 км, далі 110 км становить Кілійське гирло і 6 км - канал Прорва, що з'єднує це гирло з Чорним морем.

Найбільш нижня приморська частина долини Дунаю, що зайнята дельтою і придельтовою ділянкою, має геометричну форму, яка розширюється до берегової лінії Чорного моря (рис. 1.1). Вершина дельти в межах мису Ізмаїльського Чатала (у 80 км від гирла) є місцем першого розділення основного русла Дунаю на рукави – Кілійський (український) і Тульчинський (румунський), який на 17 км нижче за течією розділяється на Георгієвський і Сулинський. Рукав Сулинський (Румунія) є основним міжнародним суднохідним шляхом, що з'єднує Дунай з Чорним морем. Своєю чергою, Кілійський рукав (нижче м. Ізмаїл) неодноразово розділяється на водотоки-рукави та знов з'єднується в єдине русло.



Рисунок 1.1 – Схема Дунайської дельти
[<https://culture.wikireading.ru/19896>]

В Чорне море Дунай впадає трьома рукавами Кілійським, Георгієвським і Сулинським. По фарватеру на придельтовій ділянці Дунаю і по Кілійському рукаву і його гирлам – в межах дельти аж до Чорного моря проходить державний кордон між Україною і Румунією. Тут розташовані українські міста Рені, Ізмаїл, Кілія і Вилкове [3,5-7].

Ці озера знаходяться в межах Кілійського гирла р. Дунай, є затопленими нижніми ділянками долин невеликих річок Кагул, Ялпуг, Великий і Малий Катлабух, Китай і утворилися в процесі формування Дунайської дельти зі зміною відмітки рівня Чорного моря (5-6 тис. років тому), а також в результаті наносних процесів (початок другого тисячоріччя нашої ери) – формування річкових відкладень Дунаю і Кілійського рукава [5,6,11]. В різні періоди розвитку дельти ці озера були невеликими бухтами в морській затоці, а потім солонуватими (за класифікацією О.О. Алекіна [12]) лиманами зі змішаним річковим та морським режимом їх водообміну. Поступово ці солонуваті лимани втрачали зв'язок з морем і перетворювалися на прісноводні озера.

Вони віддалені від моря і мають витягнуту з півночі на південь геометричну форму, що розширюється в напрямку р. Дунай і Кілійського рукава, які розташовані паралельно один до одного [4,5,11,13]. Загальна площа водної поверхні озер становить близько 50 тис. га при відмітці рівня води у водоймах 1,0 м БС [5,7,13]. Західні та східні береги їх круті, глинисті, північні та південні – низькі і, за виключенням озера Ялпуг, представлені безпосередньо алювіальними наносами дунайської заплави [3,5-7,14]. За визначенням авторів [5] ці водойми названі озерами-лиманами чорноморського узбережжя.

На сьогодні всі озера відділені від річки Дунай досить широкою смугою заболоченої суші, з'єднані з нею природними протоками чи штучними каналами, на яких побудовані гідротехнічні споруди для регулювання водообміну і пропуску риби. Будівництво дамб обвалування уздовж Дунаю й озер, а також спорудження шлюзів на сполучних протоках призвело до того, що рівневий режим в них став регульованим, а озера переведені в статус водосховищ. Частіше ж в літературі [2,3,5,13] використовують термін «придунайські озера», що мають режим водосховищ.

Взаємне розташування української частини дельти річки Дунай з рукавами озер і басейнів річок, що їх живлять ілюструє карта, представлена на рис. 1.2. Озеро Катлабух, що розглядається в даній роботі,

належить до численних озер, які сформувалися в дельті Дунаю. Історія його походження невіддільна від загальних процесів формування дельти Дунаю та групи всіх придунайських озер.



Рисунок 1.2 – Українська частина дельти Дунаю, придунайських озер та басейнів річок, що їх живлять [<https://geomap.com.ua/uk-gr/505.html>]

1.2 Формування сучасного гідрологічного режиму Придунайських озер в умовах господарської діяльності

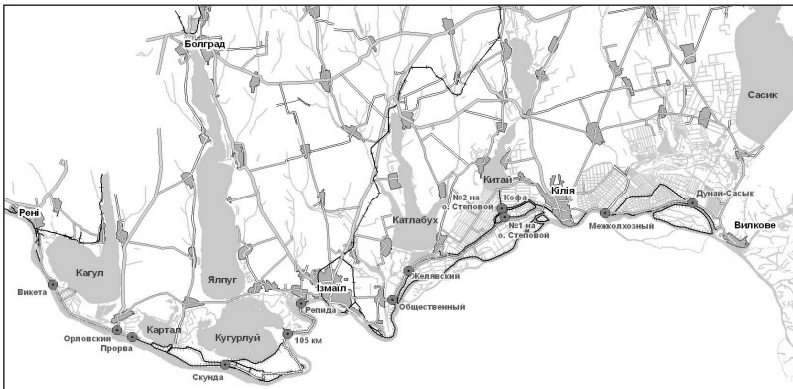
Прісноводне озеро Катлабух, як і інші озера регіону Придунав'я в межах України є одним з поверхневих джерел постачання води на господарські потреби і зрошення сільськогосподарських культур регіону. В давні часи наповнення озер дунайською водою було епізодичним – лише в періоди високих рівнів води в Дунаї і забезпечувало природний водообмін [5,7,13]. З іншого боку у багатоводні роки при проходженні, особливо весняного водопілля, відбувався перелив води через бровки прируслових валів, що викликало затоплення заплавної території.

Протягом 60 – 90-х років минулого століття була проведена низка водогосподарських заходів для регулювання водообміну у Придунайських водоймах [5,13]. Шляхом будівництва захисних дамб уздовж Дунаю і озер, а також спорудження регулюючих шлюзів на сполучних протоках, Придунайські озера перетворилися у водосховища з дотриманням необхідного режиму спрацювання і наповнення їх протягом року.

Утворення таких водосховищ із значною площею дзеркала призвело до різкої зміни умов водообміну і, відповідно, рівневого режиму, який став регульованим. При цьому для озер були встановлені лімітуючі горизонти – рівень мертвого об'єму (РМО на рівні 0,7 м БС), нормальний підпертий рівень (НПР на рівні 1,7 м БС), форсований підпирний рівень (ФПР на рівні 2,4 м БС і 3,0 м БС), в межах яких і здійснюється коливання рівнів води. Для підтримки запроєктованих в озерах рівнів і мінералізації води в той період відбувалась підкачка слабомінералізованої води з р. Дунай.

Крім того, були побудовані зрошувальні системи, які забирали з водойм значні об'єми води й тим самим давали можливість звільнити достатній об'єм у водоймі для заповнення її в період проходження весняного водопілля на Дунаї, додаткового водообміну і водооновлення вод в озерах. Такими заходами вдавалося підтримувати більш – менш задовільний стан якості води відносно сольового складу води.

Систему гідротехнічних споруд та зрошувальних систем в басейнах Придунайських озер представлено на рис. 1.3.



Умовні позначення: ● - шлюзи-регулятори

Рисунок 1.3 - Система гідротехнічних споруд Придунайських озер
[\[https://periodicals.karazin.ua/ecology/article/download/3914/3481/\]](https://periodicals.karazin.ua/ecology/article/download/3914/3481/)

Перехід озер в статус водосховищ привів до чотирьох фазного їх рівневого режиму: весняного наповнення, літнього утримання рівнів води, осінньо-зимового спрацювання, зимового стояння рівнів. Так, середні об'єми водообміну для умов природного зв'язку р. Дунай з озером

Катлабух коливалися від 60-106 млн м³ в рік [15]. Використання акумульованої води передбачалося головним чином для зрошування земель, рибогосподарських потреб, а регулювання наповнення водойм забезпечувало захист заплавної земель від затоплень [4,7,11,13].

В 90-х роках минулого століття при зменшенні об'ємів зрошення і забору води з водойм, погіршився водообмін води в озерах, що призвело до підвищення мінералізації води. При цьому підкачка слабомінералізованої води з р. Дунай (при мінералізації в середньому 0,40 г/дм³) практично була припинена у зв'язку з високоекономічними затратами. Так, мінералізація в озері Катлабух в той період сягала 2,0 – 2,5 г/дм³, що значно перевищує допустимі граничні норми для питної та зрошувальної води. Крім того, кількість солей збільшується й з надходженням високомінералізованих вод малих річок, бічним припливом та через значне випаровування з поверхні озер.

На сьогодні режим роботи водосховищ залишається регульованим і визначається фазами водного режиму р. Дунай: під час проходження весняного водопілля, коли рівні води в річці значно вищі за рівні води в озерах, до водойм надходить дунайська вода (при їх заповненні до НПР). На період літньої межени шлюзи закриваються, а восени, при низьких рівнях води в Дунаї, шлюзи, навпаки, відкриваються для самопливного скидання води з водосховищ (до РМО) з метою регулювання мінералізації в них [15].

Багаторічний гідрологічний режим рівнів води озера Катлабух та р. Дунай представлений часовим ходом середньомісячних рівнів води, який показує сезонні й багаторічні коливання рівнів води у період 1980-2020 рр. (рис. 1.4). За багаторічний період рівні води в озері майже не змінювалися, але в останнє десятиріччя спостерігалось сезонне їх зниження, що призвело до підвищення солоності води (майже до 3,0 г/дм³ і вище).

В останні роки, рівні води в озері Катлабух знизилися до критично низьких позначок (майже рівня мертвого об'єму), призводячи до скорочення площі його водної поверхні. Причиною тому стало значне випаровування з водної поверхні в літні місяці й слабке надходження дунайської води підвідними каналами «Громадський» і «Желявський», які замулені та потребують розчищення, що викликає додаткові економічні витрати. Але ж такі роботи на даний час ведуться Ізмаїльським управлінням водного господарства БУВР річок Причорномор'я і нижнього Дунаю <http://iuvh.gov.ua/>, <https://www.facebook.com/izmailvodhosp>.

При цьому вода озера має високу мінералізацію (солоність води досягає 2,5-3,4 г/дм³ і вище), а якість води в озері у більшості випадків не відповідає вимогам державних стандартів води для споживання (<http://oblrada.odessa.gov.ua/wp-content/uploads/21-27-VII.pdf>).

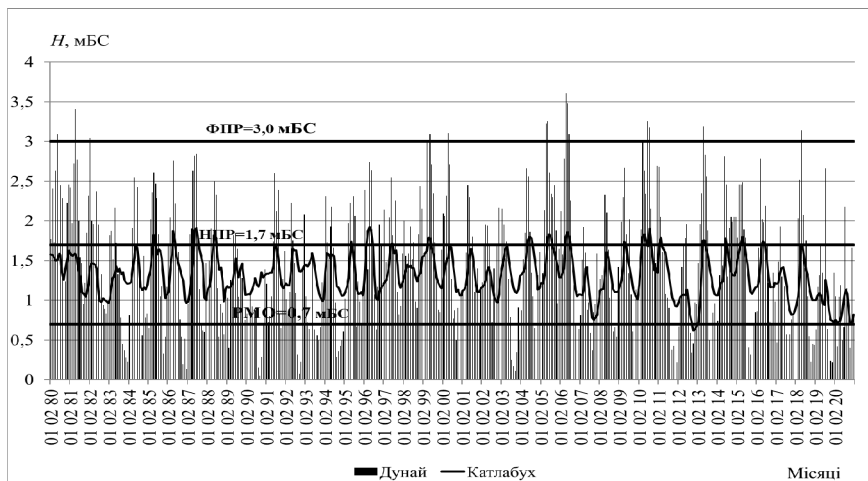


Рисунок 1.4 - Графік ходу рівнів води озера Катлабух і р. Дунай – м.Ізмаїл за період 1980-2020 рр.

Тому важливим завданням є відновлення та раціональне використання природних ресурсів озера Катлабух, покращення його гідрологічного та гідрохімічного режимів, а також розробка рекомендацій, спрямованих на досягнення оптимальних умов функціонування водойми, враховуючи можливі економічні та технічні заходи.

Важливим питанням також є дослідження випаровування та опадів в басейнах і акваторії водойми, стоку річок, що впадають в нього в умовах сучасних і майбутніх коливань клімату.

З цієї метою в роботі розглянуто природні чинники формування гідрологічного режиму річок і водойм Придунайського регіону, надана кліматична характеристика, у тому числі сучасних коливань клімату, досліджено водні і сольові баланси, розроблено модель водно-сольових режимів за сучасних і можливих умов режиму роботи водосховища і з урахуванням майбутніх змін клімату.

1.3 Природні умови формування гідрологічного режиму річок і водойм Придунайського регіону

Серед природних чинників, що визначають гідрологічний режим річок і водойм та водний баланс території, найважливішим є зональний чинник – клімат (кількість опадів, температура повітря, випаровування тощо), а також азональні фізико-географічні особливості території: геологічна будова басейну, рельєф, ґрунтово-рослинний покрив [3-7,11,16-20].

За гідрологічним районуванням, територія північно-західного Причорномор'я (включаючи придунайський регіон) відноситься до Причорноморського (та частково Подільського) гідрологічного району [4], гідрологічної зони недостатньої водності [21,22].

1.3.1 Геологія, рельєф та ґрунтові води

Причорноморські райони України, включаючи Придунайський регіон, знаходяться на південь від Українського кристалічного щита, на місці Причорноморської западини. Тут розташована найнижча і найрівніша частина України – Причорноморська низовина. За фізико-географічним районуванням [21] розглядувана територія відноситься до Дунай-Дністровської степової області Причорноморської низовини, де виділяється в окрему ландшафтну область - Дунайський заплавно-дельтовий фізико-географічний район. Цей район серед степових районів Причорномор'я характеризується азональним типом ландшафтів, що формувалися в результаті алювіальних процесів гирлової частини р. Дунай в межах Причорноморської низовини [21].

Поверхня дельти представлена позитивними формами рельєфу, природними прирусловими грядами (валами) і штучними поздовжніми захисними дамбами; древніми морськими грядами; пляжами, дюнами і косами вздовж сучасного морського краю дельти. Від'ємні ж форми рельєфу – це великі внутрішньодельтові депресії, в яких розташовані озера, плавні і болота; улоговини придельтових озер - лиманів (Ялпух з Кургурлуем, Катлабух, Китай) і озер – лагун (Сасик, Разельм, Головица, Змійка, Сіное); русла рукавів, проток, штучних каналів [5,16,23].

У XIX і на початку XX століть серед геологів дискутувалося питання про походження лівобережних Придунайських озер. В.О. Клер в 1911 році

так пояснив походження лиманів Ізмаїльського повіту - «Древний эстуарий Дуная громадный лиман, отделявшийся в конце третичной эпохи Килийским мысом от моря, имел заливы – нынешние лиманы Кагул, Ялпуг, Катлабух и Китай. При достаточном развитии подводной дельты эти лиманы отшнуровались косами» [24].

Ці озера - лимани є важливою відмінною особливістю української частини Дунаю, що протікає вздовж Буджакського плато. До обвалування Кілійського рукава (1950-1970 рр.) на лівобережжі налічувалося понад 40 озер, а тепер їх кількість значно зменшилася.

Геологічна історія будови дельти Дунаю та озера Катлабух дозволяє позначити тимчасові періоди формування будови ґрунтів і ландшафтів території озера, пояснити існуючі гідрохімічні процеси і процеси замулення озера [4,7,16,18]. У минулому численні тимчасові і постійні водотоки – річки Великий і Малий Катлабух, Єніка, Ташбунар безприпинно несли свої потоки в русло Дунаю. У четвертинний час відбувалося інтенсивне занурення суші і затоплення прибережної низовини, низовин долин річок, а на місці останніх утворилося озеро Катлабух. Геологічною історією дельти Дунаю пояснюється також і велика ширина заплави Дунаю між Кислицьким рукавом і озером Катлабух.

У рельєфі території басейну водосховища Катлабух виділяється Придунайська терасова рівнина, яка має ширину від 3 до 5 км в районі м. Ізмаїл та від 10 до 15 км в районі м. Кілія [4].

Глибина залягання і хімічний склад вод знаходяться в тісному зв'язку з природними умовами і антропогенним навантаженням на території. Хімічний склад ґрунтових вод дельти досить строкатий, мінералізація вод різних водоносних горизонтів змінюється в широких межах від 0,4 до 8,3 г/дм³ [16]. Сезонні коливання рівня ґрунтових вод досягають 1,5 м. За період 1960-1990-х років внаслідок інтенсивного зрошення водонасиченість ґрунтів збільшилася і рівень ґрунтових вод підвищився [24].

Ґрунтові води розвантажуються в долинах річок і відповідно впливають на формування води в річках і озері Катлабух, визиваючи їх підвищену мінералізацію, що особливо стосується річок, в яких мінералізація досягає 6,0-7,5 г/дм³.

Останнім часом спостерігається поліпшення якості ґрунтових вод. Це пояснюється зменшенням площ зрошування і застосування мінеральних добрив, засобів захисту рослин. Мінералізація ґрунтових вод

в середньому становить до 2,6 г/дм³. Тип ґрунтових вод змінюється від гідрокарбонатно-хлоридного кальцієво-натрієвого до сульфатного натрієво-магнієвого. За даними облводгоспу середньорічний приплив ґрунтових вод в озеро Катлабух становить близько 3 млн м³ [24].

1.3.2 Ґрунтовий покрив

Ґрунтовий покрив території суттєво впливає на елементи гідрологічного режиму і водний баланс водозборів. Так, різна фільтраційна здатність ґрунтів різного механічного складу, впливає на умови формування поверхневого і підземного стоку, а характер ґрунтів - й на умови формування стоку наносів [23,25].

Розглядувана територія відноситься до степової і південної частини правобережної лісостепової зон [16-18,21]. Особливості формування ґрунтово-рослинного покриву в дельті Дунаю пов'язані з різноманітністю форм рельєфу, геологічної будови, достатньою кількістю вологи, змінним режимом затоплення земель. Все це визначає велику різноманітність типів і мозаїчність поширення ґрунтів і рослинності.

Основними ґрунтоутвірними породами є родючий лес і лесоподібні суглинки (потужністю до 15 - 25 м), що утворилися на червоно-бурих глинах важко глинистого механічного складу. Ці породи мають високу щільність складу і локальну засоленість водорозчинними солями, відзначаються слабкою стійкістю до розмиву, наслідком чого є значне надходження наносів у річку. Породи в основному мало чи не засолені та мають лужну реакцію (рН = 7,6 – 8,1). Підвищення засоленості ґрунтоутворюючого лесу (до 0,12 – 0,20%) відбувається на масивах зрошування, особливо водою з верхніх і середніх (більш мінералізованих) частин озер Придунав'я. Цей вміст солей в декілька разів вищий у порівнянні з незрошуваними територіями, тобто наближається до граничного рівня (0,3 – 0,4%), а ґрунти відносяться до засолених [16-18].

Найпоширенішими видами ґрунтів є чорноземи звичайні. За механічним складом вони важко суглинні (у межах вододільних рівнин), на південь (у межах Придунайської терасової рівнини) – склад їх дещо полегшується [17]. У межах Нижньодунайської дельтової рівнини домінують вже середньо суглинні різновиди чорноземів південних. Відмінною рисою південних чорноземів є зменшення з півночі на південь

товщини гумусового горизонту (вміст гумусу у верхньому горизонті тут менш як 3%, тобто ґрунти є слабо гумусові) [16,17].

На самому півдні уздовж узбережжя Чорного моря проходить смуга темно-каштанових і каштанових ґрунтів, переміжних з солонцями і солончаками [20].

Заплави в межах південної частини Причорноморської низовини відрізняються широким розвитком лугових солончакових ґрунтів хлоридно-сульфатного засолення і лугових хлоридно-сульфатних солончаків в комплексі з солонцями.

На приморських косах і пересипах формуються остепнені хлоридно-сульфатні піщано-вапнякові солончаки і солонцюваті ґрунти з наявністю дуже щільного водонепроникного ілювіального шару. По днищах долин лиманів утворюються своєрідні мулисті солончаки з поверхневим засоленням.

В басейні озера Катлабух у верхній та середній частинах розповсюджені в основному чорноземи південні важко суглинистого та глинистого механічного складу, а в нижній придельтовій частині (включаючи водозбір в озері Саф'ян) – темно-каштанові не солонцюваті середньо суглинисті ґрунти.

Уздовж берегової лінії р. Великий Катлабух, що живить озеро, мають місце лугові хлоридно-сульфатні солончакові ґрунти й солончаки, що також впливає на підвищений вміст солей у річкових і озерних водах. На лінії пересипу, що розділяє озера Катлабух і Саф'ян з Кислицьким рукавом розповсюджені торф'яно-болотні ґрунти та торф'яники [4,15].

Вплив агротехнічних заходів при активному господарському використанні земель в Україні, що відбуваються в останні десятиріччя, призвело до виснажування ґрунтів при зменшенні вмісту гумусу в них. Як відмічено в Національній доповіді про стан навколишнього природного середовища у 2000 р. [26] це призвело до змін площ розповсюдження та видового складу рослинного покриву, що позначилося на умовах формування поверхневого стоку річок і водойм.

Сумарна площа зрошуваних земель в басейні озера Катлабух становить 23407 га (01.01.1993 р.), у тому числі в басейнах річок, що впадають в озеро в середньому – 4667 га [15].

1.3.3 Рослинний покрив

Однією з найважливіших є роль рослинності у природному регулюванні річкового стоку, формуванні водного балансу території. Рослинність зумовлює перерозподіл атмосферних опадів, впливає на водний і тепловий режим території. Вплив рослинності проявляється у процесах ґрунтоутворення, зменшення процесів ерозії ґрунтів, внаслідок уповільнення швидкостей стікання води зі схилів, що призводить до переводу її у ґрунт. При цьому рослинність сприяє перерозподілу поверхневого та підземного стоку річок, затримує частину опадів і витрачає їх на транспірацію в залежності від типу і виду рослинності [23,25].

Різноманітність рослинності суші дельти Дунаю в межах степової та південної частини правобережної лісостепової зон в основному представлена трав'янистими степовими її видами й чагарниками, яка збереглася в старих балках і ярах, в долинах деяких річок, а також змішаними лісами [16-18,21].

У південній частині степу природних лісів практично немає (за винятком заплавних і плавневих, прируслових і стародавніх гряд). На крайньому півдні Причорноморської низовини на узбережжі Чорного моря рослинність набуває вже напівпустельного характеру.

Солончакова рослинність зустрічається на мокрих і сухих солончаках у смузі переходу заплав в солоні лимани. За умови близького залягання мінералізованих ґрунтових вод під ними формуються солонці і солончаки (у верхньому шарі міститься понад 1% легкорозчиненої солі). Такі ґрунти стають непридатними у сільськогосподарському використанні та потребують додаткової попередньої промивки.

В басейні озера Катлабух, степові простори в основному розорані та зайняті під сільськогосподарські угіддя (близько 80%, у тому числі басейнів річок, що впадають в озеро в середньому 69% [15]), де вирощують пшеницю, кукурудзу, соняшник та інші культури. Залишки степової рослинності також дуже змінені під впливом випасу худоби.

В умовах недостатнього і посушливого клімату степової зони поява болотних масивів пов'язана лише з заболоченням озер та плавнів, окремих замкнених понижень рельєфу при високому стоянні рівня ґрунтових вод і накопиченням атмосферних опадів. Заболоченість степової зони в середньому дорівнює всього 0,3% [16].

1.4 Кліматична характеристика дельти і метеорологічний режим основних чинників водного балансу озера Катлабух

1.4.1 Кліматична характеристика дельти

Кліматичні умови (термічний режим, кількість опадів, їхній розподіл у часі тощо) відграють головну роль у гідрологічному режимі річок і водному балансі водойм [5,23,25,27,28].

Розглянута ділянка дельти Дунаю відноситься до атлантико-континентальної степової кліматичної області, у межах якої виділяється чорноморська підобласть з переважним антициклональним типом погоди [16,18,20]. Територія характеризується помірно-континентальним кліматом з недостатнім зволоженням, короткою м'якою зимою з несталим морозним періодом, тривалою спекою влітку і теплою осінню. Тут спостерігаються несприятливі, часто контрастні, кліматичні явища такі, як тумани, суховії, зливи, відлиги, ожеледиця. Пом'якшувальний вплив на клімат чинить Чорне море та близько розташовані заплавні озера великої площі, а також значна площа плавнів. Вони підвищують вологість території, пом'якшують температурні контрасти, при цьому створюючи мікрокліматичні особливості дельти [29].

Головну роль у зволоженні території відіграє загальна атмосферна циркуляція, яка є однією з характеристик стану кліматичної системи [30]. Вона значною мірою визначає утворення хмарності, опадів, а також визначає температурний режим повітря [16,29,30]. У холодну пору року (грудень-лютий) характер циркуляційних процесів на південному заході України, де розташована дельта Дунаю, обумовлюється діяльністю Азорського і Азіатського максимумів, Ісландського мінімуму і циклонічної діяльності на середземноморській гілці помірного фронту. При переважному впливі Азіатського максимуму в дельті панує континентальне полярне (арктичне) повітря, що надходить з північного сходу, починаються різкі похолодання і морози. При переважному впливі Азорського максимуму в дельті, навпаки, панують полярні повітряні маси (континентальне повітря помірних широт), що надходять із заходу і південного заходу, приносячи теплу погоду і опади [31,32]. Активна циклонічна діяльність спостерігається під час виходу південних циклонів, які формуються над Середземним морем з жовтня по березень.

Упродовж теплого періоду (квітень-жовтень) переважає вплив відрогу Азорського максимуму і пов'язане з ним західне перенесення полярних повітряних мас. Це повітря поступово втрачає вологу й прогрівається, проходячи над Західною Європою, а у дельту приходять континентальним повітрям помірних широт, викликаючи суху, теплу і малохмарну погоду.

Навесні, влітку і восени порівняно часто в дельті спостерігаються посухи і суховії, що викликано надходженням мас континентального, сухого і сильно прогрітого тропічного повітря. Навесні і восени з північного заходу Європи приходять атлантичні циклони [16,29,30].

Значну роль у кліматичному режимі відіграє радіаційний режим [16,29,30]. Значні відмінності величин радіаційного балансу моря і суші обумовлюють особливості клімату приморських районів. Море акумулює велику кількість тепла, яке витрачається в основному на випаровування і турбулентний теплообмін.

При добових амплітудах температури повітря більших, ніж 6 °С, устанавлюється бризова циркуляція [31]. Під впливом бризової циркуляції зменшуються добові коливання температури, хмарність і кількість опадів, зростає радіаційний баланс, сумарна радіація, вологість і швидкість вітру.

Таким чином, у кліматичному відношенні територія характеризується досить високими ресурсами тепла і істотним дефіцитом вологи, що значно впливає на природні умови, біорізноманіття та соціально-економічний розвиток посушливого регіону країни.

Загальну характеристику кліматичних умов регіону виконано за матеріалами «Ресурсов поверхностных вод» [4,16], довідників [31,32], монографічних видань [18,20,29,30], а всі статистичні метеорологічні і агрометеорологічні величини наведені за даними «Кліматичного кадастру України» [33] (1961-1990 рр.), «Агрокліматичного довідника Одеської області» (1986-2005 рр.) [34] або при використанні даних спостережень Дунайської гідрометеорологічної обсерваторії (ДГМО, м. Ізмаїл) для метеостанцій Болград та Ізмаїл (за період станом на 2020 р.), які розташовані поблизу басейна озера Катлабух і характеризують його метеорологічний режим повітря.

Слід зазначити, що у «Кліматичному кадастрі України» [33] тривалість рядів спостережень для визначення середньобогаторічних метеорологічних величин прийнятий 30-річний період (1961-1990 рр.), який Всесвітня метеорологічна організація (ВМО) обрала за стандартний,

що відображує сучасні кліматичні умови (стандартна кліматична норма) [30]. Для екстремальних значень в [33] залучено дані за весь період спостережень (станом на 1990 р.).

В останній час, в умовах сучасного клімату, кліматична система зазнає певної зміни [30,35-41], що позначається на температурному режимі повітря та режимі опадів, причому як на середніх, так і екстремальних їх характеристиках [40,42-46], у тому числі небезпечних (НЯ) та стихійних гідрометеорологічних явищ (СГЯ) [30,47,48].

Зміни температури повітря й опадів території України добре узгоджуються зі змінами характеру циркуляції атмосфери в Атлантико-Європейському секторі [30,39,49]. При цьому зміна в часі великомасштабної атмосферної циркуляції призводить до зміни регіональної циркуляції [49]. Так, в кінці ХХ і з початку ХХІ сторіччя відбулося зміщення на схід (до 20°) центрів дії атмосфери – Сибірського та Азорського максимумів [30], зростання меридіональної й послаблення зональної циркуляції, що відмічалось в помірних широтах Європи [50]. Такі процеси призводять до додатних аномалій температур повітря (у холодний період року) та змін режиму зволоження як на всій території нашої країни, так і в окремих її областях [30,51]. Зміни циркуляції атмосфери у цей період проявляються й у літній сезон, викликаючи мінливість погоди з прохолодою і дощами [30,49]. Водночас, в останні роки на більшій частині європейського континенту в результаті тривалих періодів з дуже високими температурами та недостатньою кількістю опадів відзначаються сильні посухи [45,52,53].

В роботі описані та досліджені зміни основних параметрів клімату – температури повітря і опадів, що відбулися за останні десятиріччя на території України, зокрема на півдні країни – в межах розташування басейну озера Катлабух.

1.4.2 Метеорологічний режим основних чинників водного балансу озера

Одним з найважливіших елементів формування водного балансу території та гідрологічного режиму озера Катлабух, є атмосферні опади. Вони в основному визначають приходну частину водних балансів водойм [13,27,28]. При цьому витратні складові водних балансів обумовлені в

основному випаровуванню, яке для південних регіонів України має істотне значення в умовах посушливості клімату [30].

Атмосферні опади. Опади є важливою характеристикою зволоження території та основним джерелом поповнення вологозапасів [16,30]. Формування атмосферних опадів пов'язане з тепло-волого обміном в атмосфері, перенесенням тепла й вологи з Атлантики і Середземного моря. Територія південної частини степу, де розташована дунайська дельта з придунайськими озерами надєжить до району недостатнього зволоження [16,30].

Сума опадів за рік на розглянутій території як кліматична норма за багаторічний період спостережень (1961-1990 рр.) в північній частині басейна озера Катлабух (м/ст Болград) становить 512 мм, зменшуючись на південь (м/ст Ізмаїл) – до 489 мм (табл. 1.1). Найбільші величини річних сум опадів за цей період зафіксовані рівними 729 мм (1972 р.) і 784 мм (1966 р.), відповідно. При цьому в середньому за рік випадає 80% рідких, 12% - змішаних і 8% - твердих опадів [33]. Слід зазначити, що в роботі були використані дані спостережень за опадами ДГМО за період до 2020 р. При цьому річна кількість опадів на м/ст Болград становила 487 мм (1945-2020 рр.), а на м/ст Ізмаїл – 454 мм (1949-2020 рр.) (табл.1.1), тобто є дещо нижчою за стандартну кліматичну норму.

Протягом року опади випадають нерівномірно. Основна маса опадів випадає в теплий період року (IV-X) (від 64-66% річної суми), переважно у вигляді злив. Максимальні значення місячної суми опадів по метеостанціях Болград та Ізмаїл припадають на червень і становлять в середньому (за 1961-1990 рр.) 67 і 57 мм, відповідно табл. 1.1 [33]. При осередненні за більш тривалий період вони майже не змінюються.

Переважність літніх опадів обумовлена підвищенням вологовмістом повітря у теплий період і проходженням холодних фронтів з потужною конвективною хмарністю [16]. Літні опади відзначаються локальним розповсюдженням. Найбільша повторюваність злив інтенсивністю 0,51-1,0 мм/хв. Добова максимальна кількість опадів 163 мм (у липні 1933 р.) відмічена в Болграді й 76 мм (12 липня 1969 р.) – в Ізмаїлі [33].

Опади холодного періоду (XI-III) розповсюджуються досить рівномірно по території, в основному характерні опади-мряки. Вони обумовлені переважно хмарністю теплих фронтів, які охоплюють великі території. Випадіння рясних опадів пов'язане з виходом або вторгненням холодних повітряних мас [16].

Таблиця 1.1 – Місячна і річна кількість опадів на м/ст Болград та Ізмаїл, мм (середні за період спостережень)

Період осереднення	Стандартна кліматична норма		Середня за період	
	1961-1990 рр. [33]		1945-2020 рр.	1949-2020 рр.
	м/ст Болград	м/ст Ізмаїл	м/ст Болград	м/ст Ізмаїл
I	34	36	31	32
II	39	43	30	31
III	32	33	29	28
IV	36	34	34	33
V	51	47	49	45
VI	67	57	71	59
VII	54	51	49	49
VIII	50	38	44	34
IX	47	46	41	37
X	27	25	34	32
XI	36	37	37	37
XII	39	42	38	38
Холодний період	180	191		
Теплий період	332	298		
Рік	512	489	487	454

У листопаді випадає перший сніг, який швидко тане. Стійкий сніговий покрив буває дуже рідко, відрізняється нестійкістю, а в особливо теплі зими – взагалі не утворюється [32,34].

Середня дата появи снігового покриву – 6-12 грудня, найбільш рання – 2 листопада (1973 р.), найбільш пізня – 13 січня (1972 р.) (табл.1.2). Середня тривалість періоду зі сніговим покривом близько 32 днів, в окремі зими сніг зберігається 73-76 днів (як у 1966-1967, 1986-1987 рр.). Висота снігового покриву протягом зими звичайно невелика – до 2,4-3,7 см (табл.1.3), а в середньому становить 1,9-2,3 см (табл. 1.4). В окремі роки висота снігу досягає найбільших значень – 21-33 см (табл. 1.3). До кінця лютого-початку березня сніг сходить (табл. 1.2). Запаси води в сніговому покриві в середньому змінюються в межах 23-25 мм, при найбільших

значеннях за зиму на м/ст Болград 70 мм (у 1976 р.) і на м/ст Ізмаїл 126 мм (у 1962 р.) (табл. 1.4) [33].

Таблиця 1.2 – Дати появи та сходу снігового покриву, утворення та руйнування сталого снігового покриву [33]

Станція	Характеристика	Кількість днів зі сніговим покривом	Дати появи снігового покриву	Дати сходу снігового покриву
Болград	середня	32,1	6.XII	05.III
	найбільша / найраніша	76	02.XI	04.I
	рік	1986-1987	1973	1990
	найпізніша	-	13.I	22.IV
	рік	-	1972	1973
Ізмаїл	середня	31,8	12.XII	12.III
	найбільша / найраніша	73	02.XI	10.II
	рік	1966-1967	1973	1977
	найпізніша	-	13.I	15.IV
	рік	-	1972	1974

Таблиця 1.3 - Декадна висота снігу по рійці [33]

Характеристика	XII			I			II			III		
	1	2	3	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Болград												
Середня		1,1	2,3	2,0	2,4	1,9	2,2	2,4	1,8	1,5		
Найбільша		6	16	9	13	13	11	21	21	10		
Рік		1967	1961	1962,1985	1985	1963	1978	1985	1985	1985		
Ізмаїл												
Середня		1,0	2,0	2,0	3,7	2,7	2,9	3,1	2,0	1,2		
Найбільша		10	27	15	33	33	20	19	16	7		
Рік		1967	1961	1962	1967	1967	1967	1985	1985	1987		

Таблиця 1.4 - Середні і найбільші за зиму висота снігу та запас води в сніговому покриві [33]

Метео-станція	Висота снігового покриву, см			Запас води в сніговому покриві, мм		
	середня	найбільша за зиму	рік	середній	найбільший за зиму	рік
Болград	1,9	21	1985	23	70	1976
Ізмаїл	2,3	33	1967	25	126	1962

Аналізуючи режим кількості атмосферних опадів в Україні в останні десятиріччя сучасні кліматологи [30,35,37-41,50,53] роблять висновок про те, що у різних областях спостерігається сезонна і річна зміна кількості опадів, у тому числі екстремальних [42,44,46,53-57]. У різних областях України опади істотно відрізняються за кількістю, характером розподілу, річним ходом, інтенсивністю, тривалістю і т. ін. [30,51]. Для Одеського регіону проблемам змін опадів, їх просторово-часового розподілу присвячені роботи [51,58-61].

У дослідженнях наукового видання [30] у зміні кількості опадів в Україні за період 1900-2000 рр. спостерігалась просторова нерівномірність. В окремих регіонах країни було відмічено підвищення річної кількості опадів (відносно кліматичної норми) на 7-10% (понад 40 мм), подекуди на території її значення були близькими до норми або меншими за неї. Потрібно зазначити, що по сезонах року також спостерігалась нерівномірність кількості опадів.

В роботі [42] також відмічено характерну особливість до нерівномірного розподілу опадів упродовж місяців в останні десятиліття на території України. Так, літні опади на більшій території України майже вдвічі перевищують весняні та осінні опади.

Використовуючи всесвітні дані по станціях всієї земної кулі автори [44] представили глобальну картину змін екстремальних температур і опадів протягом ХХ-го століття, виражених у вигляді різних індексів оцінки кількості опадів і температур (в абсолютних, відсоткових чи відносних значеннях або порогових кількостях днів чи тривалості періодів,

а також комплексних характеристик), які використовуються в кліматологічній практиці [62-64].

Стосовно території України використання кліматичних індексів для оцінки регіонального клімату виконано для різних районів країни авторами [40,61,65].

Для північних і південних регіонів України за даними про добову мінімальну температуру та кількість опадів (м. Лубни та м. Одеса) за період з 1951 р. по 2013 р. в роботі [40] за допомогою вейвлет-аналізу [66] встановлено зв'язок між змінами клімату, певною фазою Північноатлантичного колювання (ПАК) та інтенсивністю аномальності погодних умов в Україні. При цьому виявлено, що на фоні регіональних кліматичних змін в Україні до потепління, існує загальний тренд до зростання температури повітря, а при сучасному посиленні меридіональних процесів над територією країни за негативної фази ПАК з більшою частотою траплялися індекси тепла (збільшення повторюваності теплих днів (ночей) і тривалості теплих періодів.) та холоду (зменшення повторюваності холодних днів (ночей) і тривалості екстремально холодних періодів), збільшувалася кількість опадів. За позитивної фази ПАК над Україною мала місце від'ємна аномалія опадів. До 1980 р. при позитивній фазі ПАК мінімальна місячна температура збільшувалась, а після 1980 р. – зменшувалась [40].

Дослідження багаторічної динаміки основних індексів температур повітря та атмосферних опадів за даними спостережень метеорологічної станції Одеса-ГМО (за даними [67]) протягом більш ніж вікового періоду 1900-2015 рр. виконані в роботі [61].

Для індексів атмосферних опадів в [61] встановлено, що за досліджуваній період мають місце позитивні тренди з коефіцієнтами – для річної суми опадів 135 мм/100 років, а для максимальної добової – 14,7 мм/100 років. Такий досліджуваній показник як кількість днів з добовою сумою опадів понад 1 мм («вологих днів») збільшився на 6,2 д за 100 років. Але найбільш інтенсивне зростання кількості опадів характерно для зими (коефіцієнт лінійного тренду дорівнює 61 мм/100 років), а найменший - для літа (20,1 мм/100 років).

Для регіону Одеської області дослідження динаміки місячної кількості опадів наприкінці ХХ-го та на початку ХХІ-го століть виконані й в роботі [59]. За багаторічними даними трьох періодів осереднення (1961-1990, 2000-2009, 2010-2015 рр.) авторами наголошується на

неоднозначність складних змін в розподілі атмосферних опадів в різні сезони року і в різних районах області.

Аналізуючи просторово-часовий розподіл атмосферних опадів зимового сезону по території Одеської області можна сказати, що починаючи з XXI століття у грудні та січні кількість опадів збільшилась, у порівнянні з кліматичною нормою (1961-1990 рр.) [59].

Для літнього сезону на території області (періоду 2010-2015 рр.) спостерігаються різкі та протилежні тенденції в змінах кількості опадів - у червні кількість опадів зросла, порівняно з кліматичною нормою, а у серпні – навпаки. У липні на станціях Ізмаїл і Болград кількість опадів майже відповідала нормі [59]. Зміни у кількості атмосферних опадів міжсезонних періодів на території Одеської області представлені у роботі [60].

Дослідження часових змін метеорологічних характеристик по виявленню змін температури повітря та опадів у зв'язку з їх впливом на річковий стік проведені для території України [25] й Одеського регіону [68,69]. Так, показано, що за період останніх десятиріч кількість річних опадів змінилася не суттєво в порівнянні з попереднім періодом, але спостерігався їх перерозподіл по сезонах року [68,69].

Річна кількість опадів на м/ст Болград і м/ст Ізмаїл за останнє тридцятиріччя (1991-2020 рр.) становить 519 і 451 мм відповідно і мало відрізняється від стандартної кліматичної норми річних опадів (табл.1.1).

В роботі досліджено часовий хід річних сум опадів на метеостанціях Болград (1945-2020 рр.) та Ізмаїл (1949-2020 рр.) у вигляді їх хронологічних графіків (рис. 1.5) та різницево-інтегральних кривих (рис.1.6). В цілому спостерігається синхронність ходу річних сум опадів по обох метеостанціях (відстань між станціями 48 км).

Значущість коефіцієнту кореляції тренду r була оцінена за виконання умови $r > 2\sigma_r$, коли тренд вважається значущим [70]. У

співвідношенні $\sigma_r = \frac{1-r^2}{\sqrt{n-1}}$ – середня квадратична похибка розрахунку коефіцієнта кореляції, r^2 – величина достовірності апроксимації, n – число років спостережень.

Виявлено, що часові тренди сум річних опадів як для м/ст Болград, так і м/ст Ізмаїл є незначущими, тобто вираженої їх тенденції у багаторічному періоді не виявлено (рис.1.5).

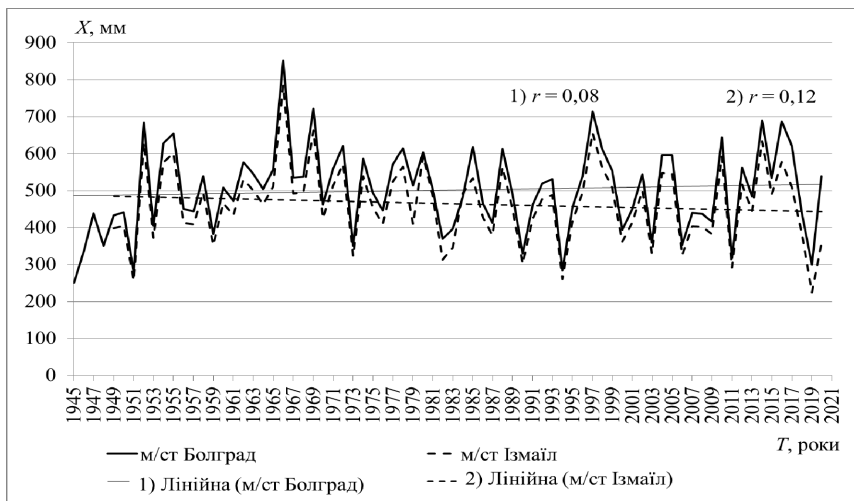


Рисунок 1.5 – Хронологічний графік річних сум опадів по м/ст Болград (1945-2020 рр.) та м/ст Ізмаїл (1949-2020 рр.)

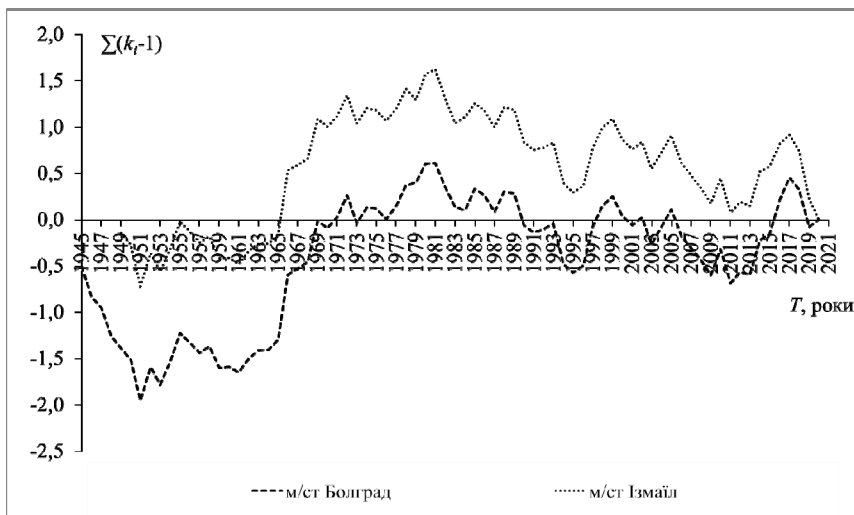


Рисунок 1.6 – Різницево-інтегральна крива річних сум опадів по м/ст Болград (1945-2020 рр.) та м/ст Ізмаїл (1949-2020 рр.)

У багаторічному ході опадів відзначається чергування посушливих і вологих періодів, тобто відбувається циклічність у рядах сум річних опадів (рис.1.6). За аналізом різницево-інтегральних кривих $\sum(k_i - 1) = f(T)$ по м/ст Болград та м/ст Ізмаїл встановлено, що у період з 1945 по 1961 рр. спостерігалася суха фаза, в період з 1962 р. була волога фаза, а з 1982 рр. – знов суха фаза у коливаннях річних сум опадів з незначними коливаннями.

Випаровування. Випаровування є однією з основних складових водного і теплового балансів як підстильної поверхні суші, так і водойм [13,27,28]. Показник посушливості клімату в степовій частині України (зоні недостатньої зволоженості) протягом року коливається в межах 0,4-0,6 [30].

Розподіл випаровування і його інтенсивність залежать від температури та вологості повітря, швидкості вітру, атмосферного тиску, опадів. Випаровування з водної поверхні водойм є витратною складовою їх водних балансів, що є особливо важливим чинником в умовах посушливого клімату півдня України. Авторами даної роботи досліджено часові ряди спостережень за випаровуванням з водної поверхні на випаровувальному майданчику (з басейну площею 20 м² і глибиною 2 м), що розташований на м/ст Болград за період спостережень з 1960 по 2020 рр. В цей багаторічний період середньобагаторічна величина випаровування за рік становила 819 мм. Часовий хід у вигляді хронологічних графіків річних сум випаровування (рис. 1.7) показав, що на фоні періодичних коливань величин випаровування з водної поверхні, у період з 2010-х років вони різко зросли (від 720 мм у 2010 р. до 1426 мм – у 2020 р.). В цілому ж величина випаровування з водної поверхні збільшилася за період з 1960 по 2020 рр. в середньому на 200 мм (при значущому коефіцієнті кореляції $r=0,41$). За аналізом різницево-інтегральних кривих $\sum(k_i - 1) = f(T)$ можна встановити циклічність у рядах річних сум випаровування (рис.1.8). У період з 60-х років минулого сторіччя випаровування дещо зростало, потім з 1972 р. спостерігалася тенденція до його зменшення, а з 2012 р. випаровування почало різко зростати.

Температурний режим визначається особливостями атмосферної циркуляції, радіаційними факторами й характером підстильної поверхні. Значення кожного з цих факторів впродовж всього року неоднакове, внаслідок чого і характер розподілення температури по території непостійний і змінюється від сезону до сезону [16].

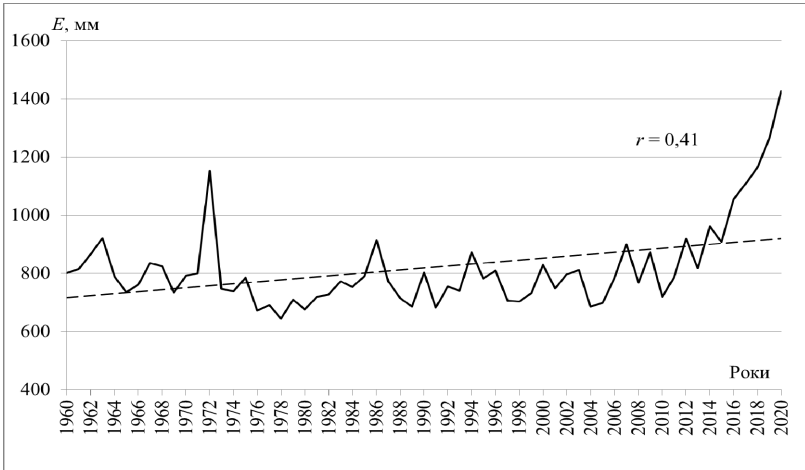


Рисунок 1.7 – Хронологічний графік річних сум випаровування з поверхні водойми по м/ст Болград (1960-2020 рр.)

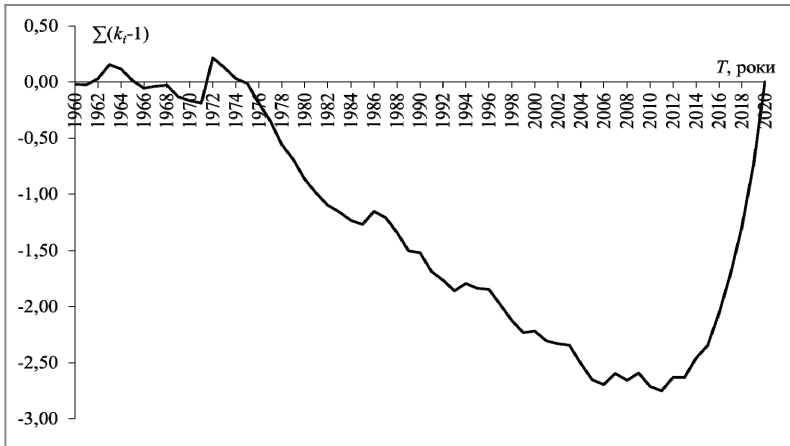


Рисунок 1.8 – Різницево-інтегральна крива річних сум випаровування з поверхні водойми по м/ст Болград (1960-2020 рр.)

У холодний період року істотну роль відіграють циркуляційні процеси. У результаті циркуляції відбувається часта зміна повітряних мас, внаслідок чого температура холодного сезону відрізняється нестійкістю.

Влітку велика тривалість сонячного саява обумовлює високі температури ґрунту і повітря [16,30,31]. Для весни характерне швидке просихання і прогрівання ґрунту. Бувають випадки, коли ґрунт тане раніше, ніж починається весняне сніготанення [34].

За ходом температур повітря пори року виражені досить чітко. Взимку привалює нестійка похмура погода з частими відлигами й короткочасними похолоданнями. Тривалість зими збільшується від 60 днів в Ізмаїлі до 63 – у Болграді [34]. Температури повітря в грудні в середньому вище за нуль, в інші місяці зими – дещо нижчі (табл. 1.5).

Таблиця 1.5 – Середньомісячна та річна температура повітря, абсолютний максимум і абсолютний мінімум температури повітря (1961-1990 рр.) [33]

Місяці	Середнє значення		Абсолютний максимум		Абсолютний мінімум	
	м/ст Болград	м/ст Ізмаїл	м/ст Болград	м/ст Ізмаїл	м/ст Болград	м/ст Ізмаїл
I	-2,2	-1,7	16,0	17,1	-25,3	-25,4
II	-0,7	-0,1	20,9	21,3	-26,6	-24,1
III	3,7	4,0	26,0	27,6	-19,0	-19,0
IV	10,4	10,5	30,4	30,5	-8,7	-10,6
V	16,3	16,2	36,1	35,1	-1,5	-0,2
VI	20,0	20,1	36,5	36,2	5,1	1,4
VII	21,6	21,8	40,5	37,6	6,8	9,3
VIII	21,1	21,2	39,3	38,0	6,3	3,6
IX	16,9	17,0	35,8	35,9	-3,9	-3,3
X	10,9	11,0	32,7	30,4	-8,1	-8,9
XI	5,3	5,7	29,7	28,5	-14,5	-17,6
XII	0,4	1,0	18,4	19,9	-21,4	-19,3
Рік	10,3	10,6	40,5	38,0	-26,6	-25,4

Найхолодніший місяць – січень. Його середня температура коливається від мінус 2,2 °С (м/ст Болград) до мінус 1,7 °С (м/ст Ізмаїл). Абсолютний мінімум приходить на січень та лютий і досягає в Болграді – мінус 26,6 °С (у лютому 1929 р.) та в Ізмаїлі – мінус 25,4 °С (18 січня 1963 р.) (табл. 1.5) [33].

Перші заморозки на цій території починаються в середньому в третій декаді жовтня, останні - в першій декаді квітня (табл. 1.6). Перехід середньодобової температури повітря через нуль відбувається у зимку в грудні, а іноді в січні, навесні – наприкінці лютого. Середня тривалість періоду з від'ємною середньодобовою температурою складає близько 50 днів, а кількість днів з морозом – 73 - 100. Середня тривалість безморозного періоду становить близько 198 днів. Періоди морозної погоди у зимку не відрізняються великою тривалістю [33].

Винос на південь ЄТС середземноморського тропічного повітря змінює заморозки відлигами. Суворі зими спостерігаються у середньому 1 раз в 14-15 років, а найтепліші – в 12-13 років [34].

Таблиця 1.6 – Дата першого та останнього заморозку і тривалість днів безморозного періоду у повітрі [33]

Станція	Характеристика	Дата першого заморозку	Дата останнього заморозку	Тривалість (дні) безморозного періоду
Болград	середня	23.X	7.IV	198
	найраніша	25.IX	19.III	162
	рік	1956	1983	1948
	найпізніша	23.XI	25.IV	234
	рік	1960	1988	1989
Ізмаїл	середня	23.X	8.IV	197
	найраніша	28.IX	23.III	164
	рік	1977	1986	1979
	найпізніша	23.XI	1.V	234
	рік	1960	1988	1961

Промерзання ґрунтів відбувається в середньому з грудня місяця. Найбільші її значення за багаторічний період спостерігалися у 1987 р. і становили у Болграді 69 см, а у Ізмаїлі – 72 см. Середні значення глибин промерзання ґрунтів у січні-лютому в середньому становлять 20-25 см (табл. 1.7) [34].

Влітку найтепліший місяць липень, коли середня температура повітря становить відповідно 21,6 °С і 21,8 °С (на м/ст Болград та Ізмаїл). Абсолютний максимум температури в Болграді склав плюс 40,5 °С (1936 р.), а в Ізмаїлі – плюс 38,0 °С (1958 р.) (табл. 1.5) [33].

Таблиця 1.7 – Глибина промерзання ґрунтів, см [34]

Станція	XI	XII	I	II	III	Найбільша за зиму	Рік
Болград	-	11	17	16	-	69	1987
Ізмаїл	-	9	14	10	-	72	1987

Весною і восени добре виражені періоди з переважанням стійкої антициклональної й нестійкої – циклональної погоди. Тривалість весни становить 70-78 днів. Початок весни (зі стійким переходом середньодобової температури повітря через 0 °С в сторону плюсових) в Ізмаїлі спостерігається у середньому 11-12 лютого [33,34]. В березні зберігається прохолодна похмура погода. Закінчується весна (перехід через 15 °С) у межах усієї території в середніх числах травня. Осінь на півдні триває понад 79-88 днів.

В умовах потепління клімату, яке відмічається у роботах дослідників [35-41 та ін.] дані моніторингу сучасного клімату України вказують на те, що в останні роки ХХ ст. та на початку ХХІ ст. тенденція до підвищення температури повітря як середньої, так і екстремальної посилилася [36,43,71,72]. Так, за останні 50 років швидкість потепління майже удвічі перевищила її за останні 100 років [73]. За два останні десятиріччя у центральні місяці сезонів по всій території України середня місячна температура перевищила найвищу за 100 років і зросла відносно кліматичної норми (1961-1990 рр.) [36].

В цілому ж за весь період інструментальних спостережень (1881-2010 рр.) авторами [36] виявлено динаміку змін температури повітря для двох періодів (1881-1946 рр. та 1947-2010 рр.), де чітко простежуються її

тривалі підвищення та зниження. Що стосується динаміки періодів сезонів року, то дослідження [72] показують, що за період 1991-2015 рр. стійкий перехід середньої добової температури повітря через 0 °С весною на заході відбувся на 14-16 днів, на півдні та в центральній частині на 12-13, на крайньому північному сході на 9-10 днів раніше, ніж за кліматологічною стандартною нормою (1961– 1990 рр.).

Авторами [43] проведено аналіз сучасних змін екстремальної температури повітря в Україні за даними метеорологічних станцій за період 1946-2015 рр. Для двох періодів досліджуваного ряду (1946-1980 рр. та 1981-2015 рр.) показано, що у перший період зміни мінімальної та максимальної температури є статистично незначущими на всій території України, на відміну від наступного періоду - у 1981-2015 рр., коли на всій території України спостерігалось істотно та статистично значуще підвищення екстремальної температури повітря.

Для Північно-Західного Причорномор'я за дослідженнями авторів [61] для метеорологічної станції Одеса-ГМО за період 1900-2015 рр. спостерігалось зростання середніх і абсолютних (максимальних і мінімальних) температур приземного повітря, представлених у вигляді середніх величин і коефіцієнтів лінійних трендів температурних індексів за весь розглядуваний період.

При коефіцієнті лінійного тренду протягом аналізованого періоду для середньорічної температури повітря (індекс TG) рівному 1,23 °С/100 років, найбільш інтенсивно відбувалося підвищення мінімальних температур повітря (абсолютних річних мінімумів температури (індекс TNn) - коефіцієнт склав 2,97 °С/100 років. Однак автори [61] зазначають суттєве збільшення темпів потепління клімату з кінця 70-х років минулого століття - в середньому на 2 °С підвищилася середньорічна температура та на 4 °С - мінімальна річна температура. В цілому ж авторами [61] в багаторічній динаміці температурних індексів, так само як і для атмосферних опадів, виділено періодичну складову тривалістю в середньому 64-ри роки.

В роботах [30,50] відмічається, що інтенсивність таких змін у межах області не настільки істотна, як в інших регіонах. У центральних і північних районах області за столітній період (з кінця ХІХ по кінець ХХ сторіччя) зміна середньорічної температури склала 0,3-0,4 °С (метеостанції Любашівка, Одеса), для південно-західних – близько до нуля (метеостанція Ізмаїл). Найбільш суттєві зміни температур повітря та їх вплив на водні

ресурси річок відмічені автором [25] в період з 1989 р. Так, за період до 1989 р. та впродовж останніх десятиріч середня річна температура повітря у межах рівнинної частини України зросла на 0,8°C [25], що пов'язане головним чином з підвищенням температури повітря у зимовому та весняному сезонах. При цьому спостерігається зменшення річного стоку річок Причорноморської низовини до 10%, а максимального – до 60-70% [25].

Для Одеського регіону в [68] відмічено, що в період з 1989 р. зростає кількість випадків перевищення значеннями температур повітря їх середнього квадратичного відхилення. Характерним є те, що у 1951-1988 рр. середня температура за холодний період знаходилася у межах від'ємних значень від мінус 0,2 °С до мінус 1,4 °С, а в останні десятиріччя вона коливається від мінус 0,2 °С до 0,8 °С [69]. За дослідженнями авторів [68], на прикладі р. Тилігул показано, що як річний, так і максимальний стік в умовах змін клімату зменшується, при цьому в меженні періоди коливання витрат води зростають.

Значення температур повітря за сучасний період 1991-2020 рр. на метеостанціях Болград і Ізмаїл вищі відносно періоду стандартної кліматичної норми (табл. 1.5) на 1,0 °С і становлять 11,3 °С і 11,6 °С відповідно.

Аналіз даних спостережень за температурою повітря по метеорологічних станціях Болград і Ізмаїл (за період спостережень 1961-2020 рр.) у цілому підтверджує наявні дані про сучасне потепління приземної атмосфери. Про це свідчить часовий хід річних температур повітря на метеостанціях, показаний на рис.1.9. За дослідженням авторів за період 1961-2020 рр. спостерігається тенденція до підвищення температур повітря в середньому на 1,8 °С для Болграда і 2,0 °С – для Ізмаїла. Коефіцієнти кореляції для обох станцій значущі ($r=0,60$ і $r=0,63$ відповідно).

Середньорічні ж значення температур повітря за період 1961-2020 рр. на станціях Болград і Ізмаїл становлять 10,9 °С і 11,1 °С відповідно і є вищими на 0,6 і 0,5 °С за стандартну кліматичну норму.

Різницево-інтегральні криві середніх річних температур повітря (рис.1.10), показали, що в цілому на обох метеостанціях з 1961 р. до 1998 р. спостерігалася від'ємна фаза, а з 1999 р. – стрімке підвищення річних температур повітря (при збільшенні їх наростання з 2008 р. до теперішнього часу).

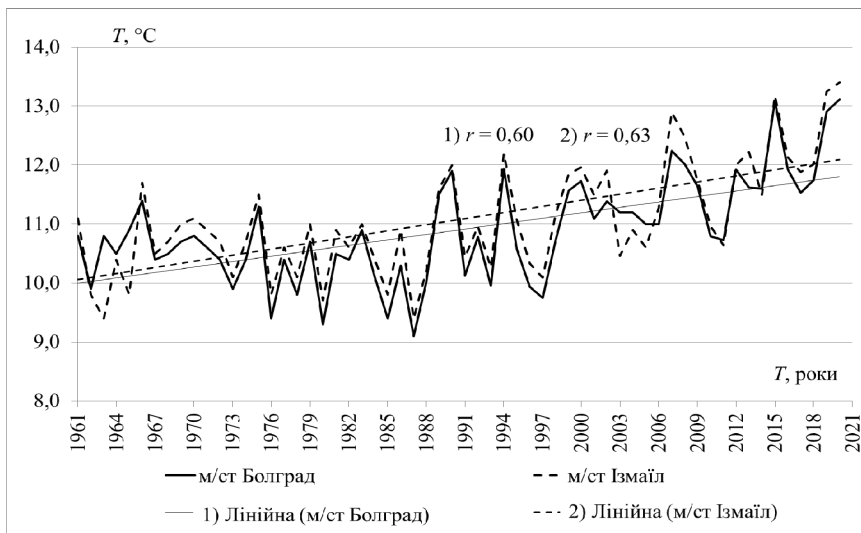


Рисунок 1.9 – Хронологічний графік річних температур повітря по м/ст Болград та м/ст Ізмаїл (1961 по 2020 рр.)

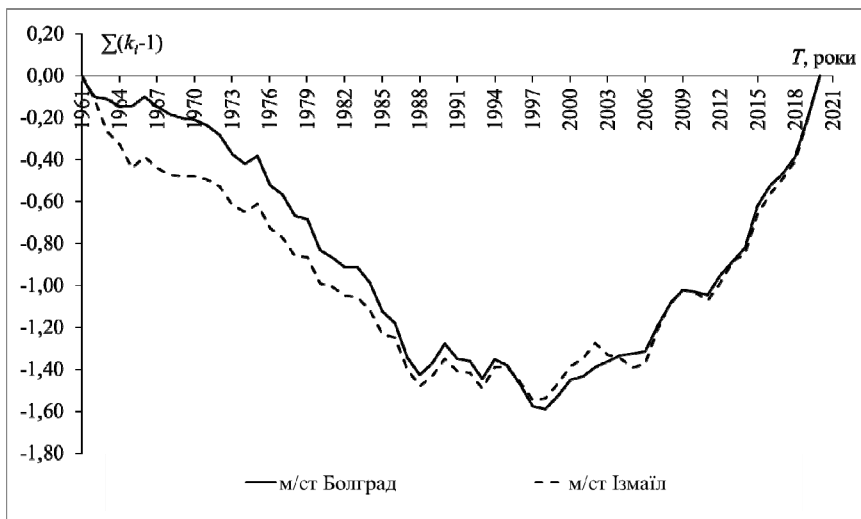


Рисунок 1.10 – Різницево-інтегральна крива річних температур повітря по м/ст Болград та м/ст Ізмаїл (1961-2020 рр.)

Вологість повітря. Абсолютна вологість повітря (парціальний тиск) в середньому за рік складає в Болграді 11,2 гПа та Ізмаїлі 10,2 гПа (табл. 1.8). Хід абсолютної вологості добре узгоджується з ходом температури повітря [33]. З прогрівом поверхні суші збільшується випаровування і у червні-серпні спостерігається максимум абсолютної вологості – в Болграді 18,6 гПа й в Ізмаїлі 16,9 гПа. У цей період є найбільшим й дефіцит насичення вологою повітря, який становить у

Болграді 9,5-10,6 гПа та в Ізмаїлі – 8,9-10,2 гПа. При цьому спостерігається мінімум відносної вологості повітря (64-66%) [33].

У січні-лютому внаслідок низьких температур випаровування зменшується, абсолютна вологість досягає найнижчих значень (4,8 - 6,3 гПа), дефіцит знижується до 1,0-1,2 гПа, а відносна вологість – збільшується до 82-85% [33].

Таблиця 1.8 – Середньомісячна та річна вологість повітря за період 1961-1990 рр. [33]

	Парціальний тиск, гПа												Рік
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Болград	4,2	5,5	6,7	9,5	13,4	16,9	18,6	18,0	14,9	11,2	8,5	6,3	11,2
Ізмаїл	4,8	5,3	6,4	8,7	12,4	15,4	16,9	16,1	13,2	10,1	7,8	5,8	10,2
	Дефіцит насичення, гПа												Рік
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Болград	0,9	1,2	2,4	4,9	7,5	9,5	10,6	10,5	7,3	3,9	1,9	1,0	5,1
Ізмаїл	1,0	1,2	2,3	4,6	6,8	8,9	10,2	10,1	7,0	3,8	1,9	1,1	4,9
	Відносна вологість, %												Рік
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Болград	83	82	77	68	66	65	65	64	68	74	82	85	73
Ізмаїл	83	82	78	70	69	67	66	66	70	76	82	84	74

Вітер. Більшу частину року переважають вітри північного (19-24% випадків), північно-західного (14,0-15,9%) та південного (12,1-15,3%) напрямків (табл. 1.9) [33].

В Ізмаїлі вітер сильніший ніж у Болграді. Середня річна швидкість вітру у Болграді 3,0 м/с (при найбільшій швидкості 5,1 м/с у січні 1963 р.), а в Ізмаїлі – 3,6 м/с (при найбільшій швидкості 6,6 м/с у лютому 1969 р.) (табл. 1.10) [33].

Таблиця 1.9 – Повторюваність за рік (%) напрямку вітру і штилю за період 1961-1990 рр. [33]

м/ст	Пн	ПнС	С	ПдС	Пд	ПдЗ	З	ПнЗ	Штиль
Болград	24,2	9,8	10,5	12,1	12,1	7,9	7,5	15,9	3,9
Ізмаїл	19,0	12,0	9,4	10,3	15,3	7,1	12,9	14,0	19,1

Сильний вітер (15 м/с і більш) переважає у першу половину року (з січня по травень). Його максимальні швидкості можуть щорічно сягати 20-24 м/с. Вітер зі швидкістю понад 10 м/с спостерігається 123-143, а 15 м/с - 18,7-19,7 днів у році [33].

Влітку, коли випаровування найбільше, сильні вітри (> 15 м/с) складають усього 16-21% від загальної кількості випадків у році (табл.1.10). Збільшується влітку й частка слабких вітрів – до 48,3%. Повторюваність штилів в цей період зростає до 18,5-24,6%. Переважають вітри південних напрямків з повторюваністю особливо в Ізмаїлі 14,9-19,9% (табл.1.10) [33].

1.5 Гідрометеорологічна вивченість території та вихідні матеріали

Перші гідрологічні дослідження в дельті Дунаю почалися у середині XIX століття у зв'язку з вибором рукава щодо міжнародного судноплавства. З 1958 року почала працювати Дунайська гирлова станція в м. Вилкове.

Пізніше (1960 р.) на базі гідрометеорологічних підрозділів, що існували на той час на радянській ділянці Дунаю (Дунайської гирлової станції до м. Вилкове, гідрометбюро в м. Ізмаїлі, метеостанцій Ізмаїла і Базової гідрометстанції Червонопрапорної флотилії до м. Ізмаїла) була створена Дунайська гідрометеорологічна обсерваторія [5]. Гідрометеорологічна мережа включає ряд стандартних і спеціальних спостережень. Стандартні спостереження проводяться на мережі метеорологічних і гідрологічних постів, включаючи як річку Дунай, озера, так і гідроствори в рукавах дельти і на гирловому узор'ї. Спеціальні спостереження проводяться з метою вирішення тих або інших наукових і практичних задач.

Таблиця 1.10 – Швидкість вітру (м/с) і число днів з різною швидкістю вітру за період 1961-1990 рр. [33]

Характеристика	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
	Болград												
Середня	3,2	3,5	3,4	3,5	3,1	2,9	2,9	2,7	2,6	2,7	2,9	3,0	3,0
Найбільша	5,1	4,9	4,8	4,5	4,2	4,0	4,2	3,9	4,1	4,0	4,1	4,6	3,9
Рік	1963	1969	1962, 1963	1965	1964	1962	1971	1966	1964	1964	1962	1969	1964
Середнє число днів зі швидкістю вітру	>=10 м/с	11,4	10,7	11,4	13,6	11,4	10,7	10,0	8,9	8,8	8,6	9,8	123,3
	>=15 м/с	1,8	2,0	1,7	2,4	1,7	1,5	1,5	0,9	1,0	1,6	1,3	18,7
Ізмаїл													
Середня	4,0	4,4	4,3	4,3	3,8	3,5	3,2	2,9	2,9	3,0	3,3	3,6	3,6
Найбільша	6,5	6,6	5,6	5,4	5,4	4,9	4,8	3,7	4,2	4,6	4,7	5,4	4,5
Рік	1969	1969	1984	1975	1973	1974	1969	1974,1987	1968	1976	1981	1969	1969
Середнє число днів зі швидкістю вітру	>=10 м/с	12,4	12,7	15,3	16,9	14,6	12,6	10,6	9,2	9,6	9,4	10,9	143,4
	>=15 м/с	2,4	2,9	2,6	2,4	1,2	1,7	1,0	0,5	0,7	1,6	1,9	19,7

В даний час стандартна мережа гідрологічних спостережень на українській пригирловій частині р. Дунай складається з 6 річкових постів, з яких два вимірюють витрати води (Q , м³/с) - р. Дунай – м. Рені, г/с 54 міля (період дії з 1959 р.) і р. Дунай, Кілійське гирло – м. Ізмаїл, г/с 115 км (діє з 1928 р.), інші – тільки рівні води (H , см). Положення гідрологічних постів показано на рис. 1.10, а їх список і періоди спостережень за рівнями і витратами води та стоком наносів наведені в табл. 1.11 [74].

Слід зазначити, що дані про рівні води на постах м. Рені та м. Ізмаїл відносяться до 1921 р., але в режимному виданні України [74] для м. Рені характерні рівні води наведені для періоду з 1945 р. Середні і характерні витрати води за багаторічний період, а також витрати зважених наносів наводяться в [74] тільки за період 1978-2015 рр. Метеорологічні спостереження проводяться на станціях Болград, Ізмаїл, Вилкове й Усть-Дунайськ (рис. 1.10) [5]. Гідрологічні спостереження в дельтовій частині Дунаю здійснюють й 5 озерних гідрологічних постів (табл.1.12). Так, в басейні озера Катлабух систематичні спостереження на гідрометричній мережі почалися в 40-50 роках минулого століття [24]. У частині державної програми, на водпосту Кислиці гідрометеорологічні спостереження, а також щоквартальні рейдові гідрохімічні і температурні зйомки здійснюються Дунайською гідрометеорологічною обсерваторією (ДГМО, м.Ізмаїл) [15]. Перелік та порядок спостережень за гідрологічним режимом в районі озера Катлабух також наведені в табл. 1.13.

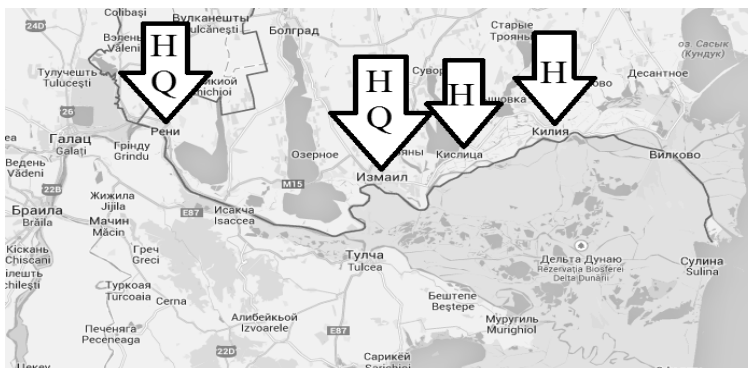


Рисунок 1.10 – Положення гідрологічних і метеорологічних постів на українській ділянці р. Дунай [<https://2gis.ua/geo/1971342744223761>]

Таблиця 1.11 – Список гідрологічних постів на українській ділянці р. Дунай [74]

№ з/п	Індекс поста	Річка – пост	Площа водозбор у F , км ²	Період спостережень (станом на 2015 р.)	
				рівні води	витрати води та стік наносів
1	42801	Дунай – м. Рені	811000	1921 - діє	-
2	42802	Дунай – м. Рені (г/с 54 міля)	811000	-	1959 - діє
3	42803	Дунай, Кілійське гирло – м. Ізмаїл (г/с 115 км)	813000	-	1928 - діє
4	42804	Дунай, Кілійське гирло – м. Ізмаїл	813000	1921-діє	-
5	42806	Дунай, Кислицьке гирло – с. Кислиця	814000	1945 - діє	-
6	42808	Дунай, Кілійське гирло – м. Кілія	816000	1921 - діє	-

Таблиця 1.12 – Гідрологічні пости на придунайських озерах [5, 15, 16, 75]

№ з/п	Озеро - пост	Площа дзеркала F при НІР, км ²	Роки дії	відм «0» поста, м БС
1	Кагул – с.Нагорне	101,34	1950-1953, 1965-діє	0,75
2	Ялпук – м. Болград	270,0	1950-1974	0,37
3	Ялпук – с. Коса	270,0	1951- 1956,1962-діє	-2,89
4	Ялпук – с. Нова Некрасівка	270,0	1951-1974	-0,23
5	Катлабук – с. Кислиця	68,5	1962-діє	-6,29
6	Китай – с. Червоний Яр	60,0	1950-1955, 1962-діє	-0,79

Таблиця 1.13 – Перелік та порядок спостережень за гідрологічним режимом озера Катлабух, площа водозбору 1290 км² (за даними [4, 15, 16])

Водний об'єкт	Назва водпоста	Період дії		Початок вимірювань			
		Відкритий	Закритий	Рівні води	Темп-ра води	Льодові явища	Гідрохімія
Озеро Катлабух	с.Кислиці (ГНС Кірова)	I/IV 1962	діє	1962	1962	1952	1970
Озеро Катлабух	НС-2 Суворовської ЗС	-	-	-	-	-	1970
р. Дунай	с. Кислиці	I/III 1945	діє	1945	1962	1945	-

Початком вимірювань рівнів води на р. Дунай в створі с. Кислиці, що розташований в гирлі озера Катлабух, є 1945 р. (табл. 1.11, 1.13), а в озері Катлабух на посту с. Кислиці – 1962 р. (табл. 1.12, 1.13). Спостереження за температурою води в р. Дунай і озері Катлабух почалися в 1962 році, а за льодовими явищами в озері – в 1952 р. (табл. 1.13) [4].

Водний менеджмент на водосховищі почав проводитися з 70-х років минулого сторіччя відповідно до протоколів щорічних Міжвідомчих нарад з водогосподарського режиму Придунайських озер. З розвитком зрошення сільгоспугідь, використанням водних ресурсів озера для сільськогосподарського водозабезпечення та риборозведення розпочато планомірне проведення моніторингових спостережень за якістю води [24]. З 80-х років в басейні водосховища Катлабух ведуться спостереження службами облводгоспу за рівнем ґрунтових вод. Дані про температуру і вологість повітря, швидкість і напрямок вітру, кількості опадів, випаровуванні, висоті снігового покриву та атмосферними явищами в районі водосховища надає метеорологічна станція м. Ізмаїл [15].

Контроль за санітарно-гігієнічною ситуацією здійснюють органи державної санітарно - епідеміологічної служби за власною програмою (СаНПиН № 3901.85.п.8.8). Контроль за природокористуванням здійснюється органами державного комітету з охорони навколишнього середовища і «Запчеррибвода» за власними програмами [15].

У 1985 році були розроблені технічні документи – Правила експлуатації озера Катлабух, які підлягали редагуванню в подальші роки [15]. Основним призначенням Правил стало регулювання водного режиму та забезпечення потреби у водних ресурсах для розвитку економіки регіону. Гідрометеорологічне забезпечення озера Саф'ян, що сполучається з озером Катлабух недостатнє, тобто моніторинг його стану практично не відбувається [76].

В озеро Катлабух в північній його частині впадають річки Ташбунар, Великий Катлабух (з притоком Малий Катлабух) та Єніка. Гідрологічні спостереження за рівнями і витратами води на річках не відбуваються [74]. В разі відсутності спостережень за річковим стоком в межах прибережної частини Причорноморської низовини, де розташовані ці річки, немає можливості достовірного визначення річного стоку цих річок [4]. У 1990-х роках складені паспорти річок Великий і Малий Катлабух, Єніка, Ташбунар [77-79].

Відповідно до Програми державного моніторингу довкілля в частині проведення Держводагентством радіологічних та гідрохімічних спостережень за станом поверхневих вод лабораторія Дунайського БУВР контролювалася якість води 13 поверхневих водних об'єктів у 20 пунктах спостереження: р. Дунай (4 створи), придунайські озера-водосховища Кагул, Ялпуг-Кугурлуй (2 створи), Китай (2 створи), Катлабух (2 створи) та 8 малих річок (9 створів) [24].

Систематичне вивчення гідрохімічного режиму басейну річки Дунай розпочато гідрометеослужбою в 1940 році, під час Великої Вітчизняної Війни спостереження були перервані і відновлені в 1945 р. [4].

Спостереження за гідрохімічним складом води озера Катлабух ведуться з 1970 року: за показниками якості води на НС-2 Суворовської ЗС (північна частина озера) і на ГНС Кірова (південно-східна частина озера, на невеликій відстані від підвідного каналу Желявський (7,2 км) [15,24]. Планомірні спостереження за гідроекологічним станом в басейнах малих річок, що впадають в озеро Катлабух, розпочато облводгоспом з 80-х років минулого сторіччя.

Слід зазначити, що в роботі дослідження рівневого та гідрохімічного режиму озера Катлабух та річок, що впадають в нього виконано авторами при залученні багаторічних матеріалів Держгідромету, Дунайської гідрометеорологічної обсерваторії (ДГМО) і Дунайського басейнового управління водних ресурсів (ДБУВР), яке існувало до червня 2019 р. На

даний час всі матеріали спостережень на озері та його річках передані в Басейнове управління водних ресурсів річок Причорномор'я і нижнього Дунаю, а регулярні гідрологічні і гідрохімічні спостереження ведуться Ізмаїльським управлінням водного господарства (izmailvodhoz.ucoz.ua).

2 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ОЗЕРА КАТЛАБУХ ТА ОСОБЛИВОСТІ ЙОГО ВИКОРИСТАННЯ

2.1 Загальна характеристика озера

Озеро Катлабух, розташоване в Одеській області, належить до системи Придунайських озер і є одним з поверхневих джерел постачання води на господарські потреби і зрошення сільськогосподарських культур регіону. Озеро являє собою регульовану водойму, яка з'єднана з р. Дунай каналом «Желявський» та каскадом – канал «Громадський» – водосховище Саф'ян – озеро Лунг, обладнаними шлюзами-регуляторами (див. рис. 1.2) [1]. Залежно від рівня води в Дунаї та в озері (а в цей час і від режиму експлуатації) напрямок стоку по протоках змінюється протягом року: при заповненні - в напрямку озера, під час спорожнення - в напрямку річки. Невеликі степові річки Великий Катлабух, Ташбунар та Єніка, які впадають у озеро Катлабух, маловодні [2]. Карта-схема озера Катлабух представлена на рис. 2.1, а основні відомості в табл. 2.1.

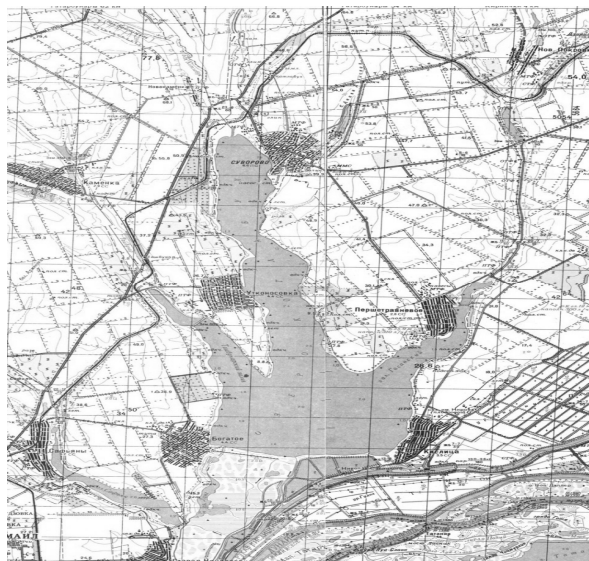


Рис. 2.1 – Карта-схема розташування озера Катлабух
[http://darg.gov.ua/files/7/04_06_karta_katlabug.jpg]

Таблиця 2.1 – Основні відомості про озеро Катлабух [1]

№	Показник	Характеристика
1	Назва водосховища	озеро Катлабух
2	Назва зарегульованого водотоку	р. Дунай - Кислицький рукав, р. Ташбунар, р. Великий Катлабух, р. Єніка, канал Желявський, озеро Катлабух
3	Місцезнаходження шлюзів-регуляторів	- на підвідному каналі “Желявський” 21,5 км від м. Кілія; - на підвідному каналі “Громадський” (озеро Саф’ян)
4	Місцезнаходження водосховища	Кілійський і Ізмаїльський райони Одеської області, Україна
5	Відстань від гирла річки Дунай до живлячого каналу Желявський	69 км
6	Тип водосховища	наливне, на базі озера
7	Збудовано за проектом	немає
8	Призначення водосховища	риборозведення, зрошення, рекреація, господарське-побутове водопостачання
9	Правила експлуатації водосховищ	розроблені: 1. Укрпівдендипроводгоспом у 1985 р. 2. Південним науковим центром академії АН України. Регіональним науковим центром з водних проблем «Фобіус». 2000 р.
10	Чи експлуатується водосховище в каскаді або системі, чи ізольоване	у системі з озером Саф’ян
11	Відомча приналежність шлюзів-регуляторів і водосховища	Придунайське управління каналів, захисних споруд, м. Ізмаїл Одеської обл., с. Броска, Болградське шосе, 27

Кінець таблиці 2.1

№	Показник	Характеристика
12	Находиться водосховище у спільному використанні чи відокремленому	у спільному використанні
13	Наявність дозволу на спеціальне водокористування	Головводресурси Мінводгоспа УССР за № УКР 8411/ОДЕ 15 червня 1983 р. Суворовський УОС

Спочатку функціонування озера Катлабух, як регульованого водоймища, якість води в ньому підтримувалася на задовільному рівні. Водооновлення відбувалося достатньою мірою внаслідок забору значних об'ємів води на зрошування та підтримки рівнів за допомогою підкачки маломінералізованих дунайських вод. В останні роки, у зв'язку з економічною кризою у країні, забори води на зрошування значно зменшились, а підкачка води в озеро з р. Дунай відбувається лише у найнеобхідніших випадках. При цьому, за сучасних умов функціонування, мінералізація води в прісноводному озері збільшилась і на даний час досягає 2,5-3,0 г/дм³ і більше, що у декілька разів перевищує встановлений норматив для питної і зрошувальної води. Саме тому постало питання розглянути водно-сольовий режим озера Катлабух та визначити можливі шляхи поліпшення якості води в ньому, що поставлене в роботі авторів [3].

2.2 Морфометричні характеристики озера

Морфометричні характеристики є основними параметрами водоймищ, від яких залежать гідрологічний та гідрохімічний режими водойм, у тому числі й озер, гідробіологічний стан, а також ступінь їх прогрівання та охолодження [4,5]. Окрім того, для того, щоб виконати моделювання показників функціонування водойми потрібні наявні дані про морфометрію.

Озеро Катлабух розташоване між озерами Ялпуг і Китай на відстані 10 км на північний схід від м. Ізмаїл. Озеро має основну широку південну частину, витягнуту верхню північну частину, яка складається з вершини і двох заток Гасан і Ташбунар, розташованих симетрично по обох боках вершини (рис. 2.1). Озеро відноситься за своїм походженням до заплачних.

Заплава з боку Кислицького рукава перетворена в одамбовані польдери, які використовуються для промислового риборозведення [1,6].

Основні морфометричні характеристики озера Катлабух наведені в табл. 2.2 [1,6].

Таблиця 2.2 – Морфометричні характеристики озера Катлабух [1,6]

№ з/п	Параметр	Значення
1	Довжина, км	21,0
2	Ширина: максимальна, км середня, км	6,0 3,3
3	Глибина: максимальна, м середня, м	2,70 1,92
4	Площа дзеркала при НПР, км ²	68,5
5	Площа мілководь глибиною до 2 м (при НПР), км ²	29,5
6	Об'єм: повний, млн.м ³ корисний, млн.м ³	131,0 68,5
7	Протяжність берегової лінії водосховища, км	75,4
8	Нормативні лімітуючі відмітки рівнів води в озері: - нормальний підпірний рівень (НПР), м; - мінімальний рівень мертвого об'єму (РМО), м; - форсований підпірний рівень (ФПР), м; - максимальний форсований підпірний рівень води (ФПР) за максимальної витрати води зливогого паводку 1%-ї забезпеченості, м	1,70 0,70 2,40 3,00

Довжина озера становить 21 км, середня ширина – 2,0 км, найбільша 6,0 км в розширеній південній частині озера. Дно озера плоске, покрито мулистими ґрунтами. Відбувається поступове поглиблення від берега до центральної частини водойми, де максимальна глибина в межень досягає 2 м. Під час повені в північній частині озера глибина сягає 4 м [2].

Площа дзеркала при відмітці 1,0 м БС дорівнює 67 км², при підвищенні рівня до 3,0 м над рівнем Чорного моря вона збільшується до 69 км², а при меженних рівнях в літньо-осінній період – зменшується до 50-60 км² [1,2,6]. У зв'язку з тим, що рівень води в озері має значні коливання, площа його варіює в досить широких межах - від 59 до 71 км² [2]. Залежності площ водного дзеркала та об'ємів води від рівнів води в озері (криві площ водної поверхні та об'ємів води) представлені в табл. 2.3 та на рис. 2.2.

Таблиця 2.3 – Координати кривих площ водного дзеркала та об'ємів води від рівнів води в озері Катлабух [1]

H , мБС	-1,0	-0,5	0,0	0,5	1,0	1,5	1,7	2,5
F , км ²	0,0	23,0	50,0	62,0	67,5	68,2	68,5	68,7
W , млн м ³	0,0	4,0	20,0	50,0	83,0	118,0	131,0	186,0

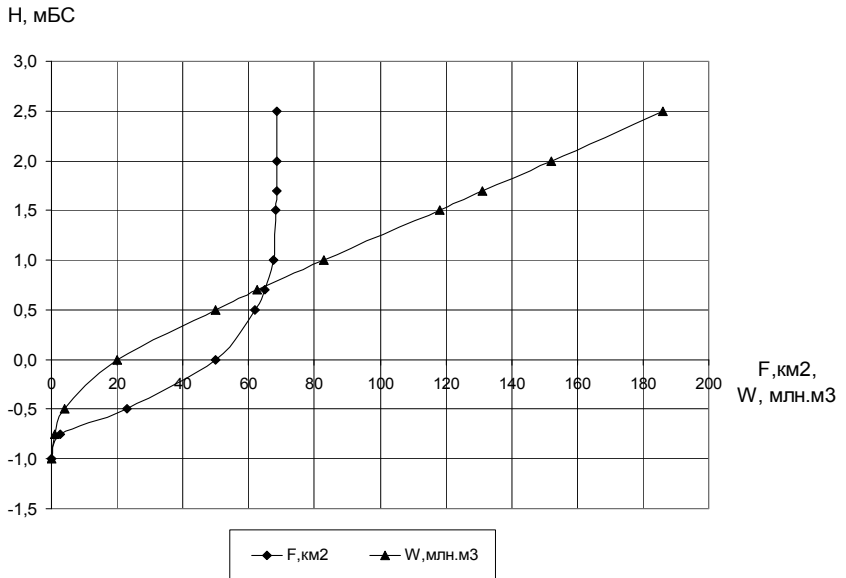


Рисунок 2.2 – Криві площ водного дзеркала та об'ємів води в озері Катлабух [1]

2.3 Рекогносційне обстеження озера та його берегової лінії

Як вже було сказано озеро Катлабух відноситься до прісних мілководних придунайських озер, його середня глибина 1,92 м [1,2,6].

Береги озера високі й обривисті, складені лесовидними суглинками. Східна ділянка берега від села Кислиці до гирла балки Сніка збільшується, висота берегового кліфу складає від 4 до 10 метрів, крутизною до 60°. Схили еродовані, окремі ділянки обвалюються. Вздовж берега на всій протяжності росте очерет шириною смуги до 100 м. В районі села Кислиці абразійні процеси зупинилися після проведення в 1982-1983 і 1988-1989 роках берегоукріплювальних робіт. Місцями берег покритий кущами та деревинною рослинністю. Яружно-балкова мережа відсутня. На південь від села Першотравневе берег стає пологим та знижується, далі на північ знову підвищується, а в районі смт Суворово висота обриву доходить до 20-ти м. Високі круті схили на окремих ділянках схильні до завалів та утворення зсувних терас. Приурізана частина по всій протяжності поросла очеретом.

В північній частині озера (гирло р. Великий Катлабух) присутні ділянки, які акумулюють річні наноси та продукти переробки берегів. Ширина заростей очерету складає 100-150 м.

Західний берег до гирла річки Ташбунар в основному пологий, з висотою кліфу до 3-4 метрів, біля підніжжя – зарості очерету. На північ від села Богате берег обривистий з висотою до 6-ти метрів, на задернованих схилах присутня слаборозвинена яружно-балкова мережа. В 1982-1983 роках в селі Богате виконані роботи з берегоукріплення, процеси руйнування берегу припинені.

Наявність галофітної рослинності у долинах річок, що впадають у вершину озера та на північному березі озера свідчить про їх засоленість.

Тільки в південній частині озера береги понижені, заплавної, суцільно порослі очеретом. Занурена рослинність зустрічається повсюдно смугою до 150 м і більше в прибережній зоні озера.

Площа мілководь озера складає 29,5 км². Мілководдя практично повністю поросли очеретом. Смуга очерету шириною 40-100 м починається у Кислицької птахофабрики та тягнеться на північ по периметру озера, досягаючи місцями ширини 150 м, доходить до с. Богате. Південний берег озера, що вклинюється в Дунайські плавні також порослий очеретом.

2.4 Малі річки басейну озера Катлабух

Річки, що живлять озеро Катлабух – Великий Катлабух, Єніка і Ташбунар, впадають в його північній частині і належать до басейну р. Дунай [2,6]. Витоки малих річок знаходяться у районі Південно-Молдавської височини, їх басейни не широкі, витягнуті з півночі на південь, у меридіональному напрямі. У 70-80 роках минулого сторіччя більшість невеликих річок була випрямлена і поглиблена [6,7].

За витік річки Великий Катлабух прийнята точка земної поверхні з відміткою 176 м абс., розташована в 4 км на північ від с. Нові Трояни Болградського району Одеської області [8]. Протікає річка з півночі на південь. Довжина басейну річки 49 км, площа водозбору - 536 км², середньозважений ухил 2,6 м/км. Річка має одну притоку довжиною понад 10 км (р. Малий Катлабух), довжина якої становить 45 км. Рельєф верхньої і середньої частини басейну, розташований на південно-східних відрогів Волино-Подільської височини, сильно пересічений яружно-балковою мережею. Фізико-географічні умови середньої та нижньої течії зумовили слабкий розвиток річкової мережі. Коефіцієнт густоти річкової мережі з урахуванням приток складає 0,26 км/км². Заплава двостороння, відкрита, лугова. У пригірловій частині заплава заболочена, грудкувата, заросла очеретом й осокою. Переважна ширина заплави 100-200 м, місцями - до 300 м. Значна частина заплави розорана, зайнята посівом сільськогосподарських культур, городами й садами.

Малі річки Єніка та Ташбунар розташовані в 800 м на південь від с. Задунаївка Арцизького району Одеської області. Протікають річки з півночі на південь. Витоком річки Єніка є точка земної поверхні з відміткою 110,0 м абс., довжина басейну річки 40 км, площа водозбору - 243 км², середньозважений ухил 1,6 м/км [9]. За витік річки Ташбунар прийнята точка земної поверхні з відміткою 149,0 м абс. Довжина басейну річки 40 км, площа водозбору - 281 км², середньозважений ухил 2,9 м/км. Ці річки не мають приток довжиною понад 10 км [10].

Основні гідрографічні характеристики малих річок басейну озера Катлабух наведені в табл. 2.4 [8-10].

Водність малих річок, що впадають в озеро Катлабух та формують локальний стік з площі водозбору значно змінилася. Території на водозборах річок відчувають значне антропогенне навантаження з інтенсифікацією в 60-х роках минулого сторіччя розвитку сільського

господарства. Оранка і вирубка лісів, розчищення річок, зарегулювання стоку привели до зниження водності, збільшення випаровування з водної поверхні та відповідно до погіршення якості води річок [7-10].

На річці Єніка побудовано 2 ставки із загальним об'ємом води 0,55 млн м³, на р. Ташбунар – 4 ставки із загальним об'ємом 5,445 млн м³, на р. Великий Катлабух побудовано 7 ставків із загальним об'ємом 3,345 млн м³. Загальний об'єм води у ставках і водосховищах становить порядку 9,3 млн м³, при площі їх водної поверхні 850 га (табл. 2.4). За даними паспортів зазначених річок [8-10] річні суми випаровування з водної поверхні ставків в роки 50%-ї забезпеченості становлять 0,503 млн м³, що складає близько 5% від загального річного стоку.

Інші відомості щодо господарського використання річок також наведені в табл. 2.4.

Таблиця 2.4 – Основні гідрографічні характеристики малих річок басейну озера Катлабух та відомості про їх господарське використання [8-10]

Найменування характеристик	Розмірність	Значення характеристики		
		р. Великий Катлабух	р. Єніка	р. Ташбунар
Куди впадає	-	озеро Катлабух		
Довжина басейну	км	49	40	40
Відмітка: витік	м абс	176	110	149
	м абс	1,7	1,7	1,7
Падіння	м	174,3	108,3	147,3
Ухил: середній середньозважений	м/км	3,55	2,7	3,7
	м/км	2,6	1,6	2,9
Площа водозбору	км ²	536	243	281
Середня висота водозбору	м абс	90	87	76
Середній ухил водозбору	м/км	38	40	2,0
Лісистість	%	4,96	2,76	5,68
Заболоченість	%	0	0	-
Озерність	%	0	0	-
Розораність	%	56	81,9	
Еродованість	%	39,3	0	64,02
Урбанізація	км ²	3,73	3,9	7,03

Кінець таблиці 2.4

Найменування характеристик	Розмірність	Значення характеристики		
		р. Великий Катлабух	р. Єніка	р. Ташбунар
Осушуваних земель з постійною водовідвідною мережею	га	0	0	-
Ставки та водосховища	га	592	113	145
Кількість приток:				
Довжина більше 10 км	шт	1	1	-
Довжина 10 км і менш	шт	8	2	28
Довжина річної мережі:				
-з урахуванням річок $L > 10$ км	км	94	40	40
-з урахуванням річок $L < 10$ км	км	137	55	138
Коефіцієнт густоти річної мережі:				
-з урахуванням річок $L > 10$ км	км/км ²	0,18	0,16	0,14
-з урахуванням річок $L < 10$ км	км/км ²	0,26	0,23	0,49
Звивистість річки		1,17	1,07	1,1

2.5 Умови водообміну озера Катлабух з р. Дунай

Умови водообміну в озері Катлабух визначаються значною мірою р. Дунай (Кислицьке гирло).

Так, у середині 60-х років минулого століття придунайське озеро Катлабух було зарегульовано, головним чином, для використання акумульованої води на зрошення земель. До цього озеро мало вільний водообмін з р. Дунай через природні протоки, що являли собою звивисті русла, які періодично розчищалися рибалками. Об'єми водообміну озера з р. Дунай для умов природного зв'язку р. Дунай за даними [1,7] становили 60-106 млн м³/рік.

Будівництво дамб обвалування уздовж Дунаю і озера в 1956-1964 рр., а також спорудження шлюзів на сполучних протоках призвело до різкої зміни умов водообміну і, відповідно, рівневого режиму, який став регульованим. Озеро Катлабух стало наливним водосховищем. Для нього були встановлені лімітуючі горизонти - РМО, НПР і ФПР, в межах яких і

здійснюється коливання рівня. Відмітка НІР прийнята за умов задоволення господарського водоспоживання. У табл. 2.2 наведені лімітуючі горизонти озера, що визначені документом «Правила експлуатації озера Катлабух» [1].

Для умов після будівництва шлюзів і дамб обвалування водообмін озера з р. Дунай складає 34-40 млн м³/рік, тобто зменшився в 1,5-2,5 раза, що викликало поступове підвищення мінералізації води в ньому [1,7]. Також причина збільшення солоності вод полягає в недостатньому водообміні озера з р. Дунай і пояснюється як зменшенням довжини фронту водообміну в порівнянні з природною, а також замуленням водопідвідних каналів, про що буде йтися нижче.

2.6 Регулювання гідрологічного режиму озера Катлабух гідротехнічними спорудами

Озеро Катлабух є поверхневим джерелом постачання води на господарські потреби і зрошення сільськогосподарських культур. При цьому для підтримки якості води в озері, придатної для водогосподарських потреб існує система водорегулюючих гідротехнічних споруд. Вона призначена для здійснення водообміну озера Катлабух з водами р. Дунай та з метою регулювання об'єму та якості води в ньому.

Система гідротехнічних споруд складається з підвідних і транспортувальних каналів «Желявський» (пропускна здатність при НІР – 70 м³/с) та «Громадський» (пропускна здатність при НІР – 34,8 м³/с), шлюзів-регуляторів на них і головної насосної станції Суворовської зрошувальної системи [1]. Проектна пропускна здатність шлюзів становила 40 м³/с, що повинно було забезпечити наповнення водосховища в весняно-літній період в обсязі корисного об'єму 68,5 млн м³ – від позначки РМО до НІР [1,7].

Підвідна частина каналу «Желявський» становить 150 м, а транспортуюча - 3350 м. Ширина каналу по дну складає 24 м, по дзеркалу - 30-40 м, закладення укосів становить 1:1,5. На шлюзі «Громадський» змонтовано 4 металевих затвори, на шлюзі «Желявський» - 8, з прольотом 2,5 м [1]. При цьому графіки пропускної здатності побудовані для випадків одночасної роботи двома або чотирма затворами. Підйом затворів передбачений з кроком 0,25 м в теоретично можливому інтервалі 0,25-2,50 м через те, що конструкція затвора дозволяє відкрити отвір до величини

2,30 м. Для повного відкриття прольоту затвор повинен бути демонтований [1].

Графік роботи каналів та шлюзів-регуляторів на наповнення та скид здійснюється відповідно «Правилам експлуатації...» [1]. Режим роботи водосховища і, відповідно, шлюзів регуляторів визначається за допомогою графіка пропускної здатності шлюзів регуляторів в залежності від висоти паводку на р. Дунай у кожному році, його тривалості, а також від відмітки горизонту води в самому озері і має визначену сезонну періодичність.

У період весняного водопілля, коли рівні води в р. Дунай значно вищі за рівні води в озері, до водойми через шлюзи надходить дунайська вода. Наповнення озера відбувається самопливом через шлюз на каналі «Желявський» і за допомогою насосної станції підкачки до відмітки нормального рівня води рівного 1,7 м. Перевищення НПР не допускається.

На сучасному і проектному рівнях водоспоживання влітку відбувається самопливне наповнення озера до відмітки НПР (зазвичай у середніх і маловодних ($P=75\%$) роках) при сприятливих рівнях на Дунаї або підкачка насосною станцією (у дуже маловодних роках $P=95\%$). За відсутності весняного водопілля на річках необхідним є піднакопичення води за допомогою насосної станції, причому протягом всього літа. Слід зазначити, що робота насосної станції до серпня, включно, необхідна для підтримання сприятливого для зрошення водно-сольового режиму в озері [1].

Восени (жовтень-листопад місяці), коли рівні в р. Дунай низькі, здійснюється самопливний скид з озера в річку по каналу “Желявський” до відмітки мертвого об’єму ($PMO=0,7$ м). Взимку – простій у роботі гідротехнічних споруд (регулювання рівневого режиму відбувається рішенням міжвідомчої комісії).

Оскільки озеро Катлабух є наливним водосховищем, відмітка НПР якого встановлена водогосподарським розрахунком для підтримання заданого об’єму водоспоживання, залишки об’ємів води озера можуть виникнути лише за умови притока паводкових вод з водозбірної площі водосховища. Ці залишки утворюють додатковий об’єм між НПР і ФПР. Однак, щорічне використання цього об’єму неможливо через рідкісну повторюваність об’єму припливу весняного і дощового паводків розрахункової 1%-ї забезпеченості [1]. Крім того, при штормовому вітрі у озері Катлабух формуються хвилювання і нагони. Величина нагону коливається в межах 20-30 см, висота хвилі до 0,6 м.

В разі збільшення рівнів озера Катлабух вище відмітки ФПР=3,0 м, у період паводку (водопілля) дуже рідкої повторюваності в якості крайньої міри необхідно здійснювати скид води з озера в р. Дунай по регулюючим каналам за допомогою насосної станції.

Реєстр небезпечних відміток рівня води на водосховищі наведено в табл. 2.5 [1].

Графік коливань рівнів води озера Катлабух та р. Дунай по водпосту Желявський, регульованих режимом наповнення та скидів води в озері наведений як приклад у 2013 р. (рис. 2.3).

Таблиця 2.5 - Реєстр відміток на водосховищі-озері Катлабух [1]

№ з/п	Найменування населеного пункту, об'єкту. Його місцезнаходження	Характеристика шкідливої дії вод	Небезпечна відмітка, мБС
1	Берегова смуга озера в районі с. Кислиця, Першотравневе	Катастрофічне обвалення берегової смуги у північній частині села Кислиця 20-30 см у рік	1,70
2	Захисна дамба на ділянці від с. Богате до каналу Желявський	Перелив через гребінь дамби, затоплення сільгоспугідь	3,0
3	Насосна станція Суворовської ОС	Підтоплення території насосної станції	3,80

2.7 Дослідження водного режиму озера Катлабух, його річок і р. Дунай

До відгородження природних проток і каналів, що з'єднують озеро Катлабух з річкою Дунай, гідрологічний режим озера визначався рівневим режимом р. Дунай. У період наявності високих вод на річці, з лютого по червень, озеро самопливом заповнювалося дунайською водою і стоком малих річок Єніка, Великий Катлабух і Ташбунар [1,2,6].



Рисунок 2.3 – Графік коливань рівнів води озера Катлабух та р. Дунай по водпосту Желявський у 2013 р.

В сучасних умовах природне живлення озера змінено. При цьому його водний режим регулюється гідротехнічними спорудами, графік роботи яких визначається в основному гідрологічним режимом Дунаю. Місцевий стік малих річок зазвичай поповнює озеро в період весняного водопілля до позначки 1,25-1,50 мБС. При підвищенні рівня р. Дунай в період весняного водопілля та значних літніх паводків озеро поповнюється через протоки, що з'єднують озеро з р. Дунай (в багатоводні роки – до відмітки 3,0-3,5 мБС) [6,7].

В даному розділі наведено дослідження багаторічного рівневого режиму озера Катлабух та оцінено вплив стоку р. Дунай, а також річок, що впадають в озеро в північній частині, на формування водного режиму озера.

В гідрологічному і гідрохімічному режимах озера Катлабух стік р. Дунай визначає ступінь та інтенсивність водообміну в ньому та є основним джерелом надходження прісної води для водойми. Аналіз стоку води р. Дунай є важливим елементом й при визначенні водного і сольового балансів озера Катлабух. У представленому дослідженні вперше розглядається зміна режиму р. Дунай (на ділянці від м. Рені до м. Ізмаїл) в

умовах антропогенного впливу і змін клімату на досліджуваній території [11].

2.7.1 Багаторічний рівневий режим озера Катлабух

Для аналізу багаторічної мінливості рівнів води в озері побудований хронологічний графік ходу середньомісячних і річних рівнів води за період 1980-2020 рр. (рис. 2.4). З графіку (рис. 2.4) можна бачити, що спостерігається багаторічна тенденція до незначного зниження рівнів води в озері (пунктир - лінія тренду для середньомісячних рівнів води).

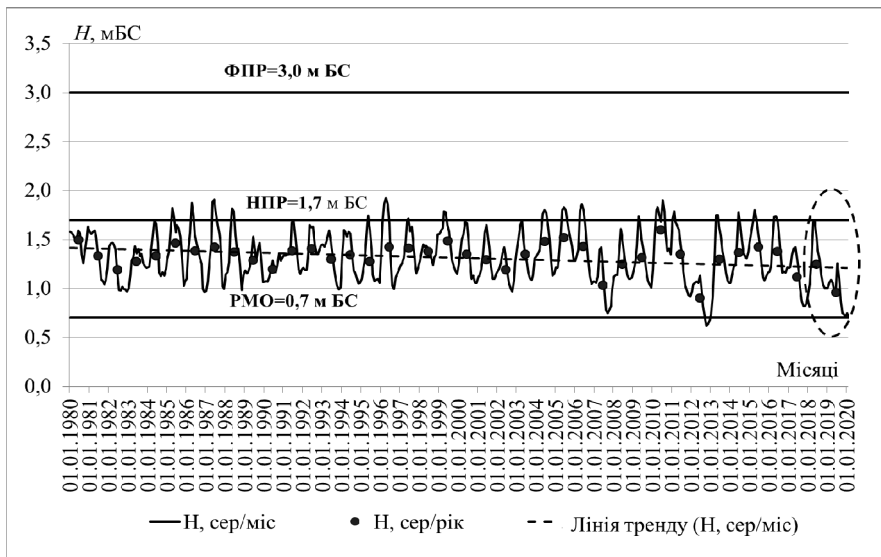


Рисунок 2.4 – Багаторічний хід середньомісячних і річних рівнів води в озері Катлабух за період 1980-2020 рр.

Хронологічні графіки ходу рівнів води показують, що найвищі у році рівні води в основному спостерігаються у період проходження весняного водопілля. Максимальні рівні води в озері спостерігаються дещо пізніше ніж у р. Дунай і протоках (див. рис. 2.3). Поступовий спад рівнів води відбувається тривалий час у період літньо-осінньої межені, досягаючи найменших значень.

Так, у багаторічному періоді найвищі середньомісячні рівні води (1,87-1,92 м БС) спостерігаються у березні-травні (як наприклад у 1986, 1987, 1996, 2006, 2010 рр.), а найменші – відмічаються в липні-жовтні (0,98-1,0 м БС). Характерними рисами водного режиму озера в останні роки (2012-2020 рр.) стали періоди тривалого сезонного зниження рівнів, з мінімальними відмітками іноді нижче рівня мертвого об'єму (РМО 0,7 м БС) – 0,62 мБС в жовтні 2012 р.; 0,78 м БС у серпні 2017 р., 0,87 м БС у вересні 2017 р.

Особливо катастрофічною стала ситуація у 2019, 2020 роках. У зв'язку з низькими рівнями води в р. Дунай на початку 2020 р. склалися складні гідрологічні умови та спостерігалось маловоддя на всіх Придунайських водосховищах, у тому числі й на водосховищі Катлабух. На водосховищі Катлабух станом на 17 лютого рівень води наблизився до відмітки 0,73 мБС (рис. 2.4). Примусове поповнення водосховища водами р. Дунай (з 24 березня 2020 р.) здійснювалось у середньодобових об'ємах 644,0 тис. м³, при випаровуванні 397,0 тис. м³. Це дало змогу здійснити водообмін у водосховищі та призвело до покращення якості води. Станом на 28 липня 2020 р. обсяг поповнення водосховища Катлабух склав 75 млн м³, при цьому рівень води виріс до відмітки 1,09 м БС (рис. 2.4). В осінньо-зимовий період рівні води в озері знов почали зменшуватися.

В ході річних рівнів води – найбільший рівень води становив 1,60 м БС у 2010, а найменший – 0,90 і 0,83 м БС, відповідно у 2012 і 2020 роках (рис. 2.4).

2.7.2 Характеристика рівневого режиму річок, що впадають в озеро Катабух

Річки Великий Катлабух, Єніка та Ташбунар відносяться до Причорноморського гідрологічного району, характеризуються періодичним стоком під час сніготанення і випадіння інтенсивних дощів [2]. Рівневі режими річок характеризуються яскраво вираженими весняним водопіллям, низькою літньою меженню і низьким стійким стоянням рівня води взимку [6,8-10]. В окремі роки весняне водопілля відсутнє або ж спостерігається у незначних об'ємах. Інтенсивний підйом рівнів навесні зазвичай спостерігається в кінці лютого - початку березня.

Максимальний рівень весняного водопілля настає приблизно через тиждень після початку їх підйому і спостерігається в першій декаді березня. Водопілля зазвичай проходить одним піком, який утримується найчастіше протягом 1-2 днів, після чого починається спад, що триває близько двох тижнів. Спад рівнів води в перші дні проходить досить інтенсивно.

Після проходження весняного водопілля малі річки, як правило пересихають, причому нерідко пересихання триває аж до наступного сніготанення (безводний період в рік 75% забезпеченості досягає 9 місяців) [2]. Паводки спостерігаються періодично під час випадання великої кількості опадів. В окремі роки можливо накладення витрат дощових паводків на витрати весняного водопілля.

Льодові явища в нижній течії річок спостерігаються не щорічно, тому що зима тут відносно м'яка. Протягом зими спостерігаються часті відлиги, що обумовлює нестійкість льодових фаз. Перші льодові утворення у вигляді заберегів з'являються в середньому в першій половині грудня. Льодовий покрив нестійкий. Тривалість стійкого льодоставу коливається від 14 до 126 днів [6].

Річки Великий Катлабух, Єніка та Ташбунар в гідрологічному відношенні вивчені недостатньо. Постів стаціонарних спостережень Держкомгідромету немає [6,8-10,12] і тому систематичні спостереження не проводяться. Періодичні спостереження здійснюються БУВР та інститутом «Укрпівдендіпроводгосп» (в рамках інженерних проектів).

Інтенсифікація сільського господарства, зарегулювання стоку, а також сучасні кліматичні умови призвели до зниження водності річок і погіршення якості води в них [7,8-10].

Розрахункові характеристики максимального стоку річок, що впадають в озеро Катлабух наведені в [1]. Об'єм паводка 1%-ї забезпеченості річок, які впадають в озеро, акумулюється у ньому утворюючи об'єм форсування над НПР=1,7 м (при цьому відмітка ФПР=3,0 м). Загальний об'єм стоку весняного водопілля цих річок 1%-ї забезпеченості становить 54 млн м³, що дорівнює 40% від об'єму озера при НПР=1,7 м ($W_{НПР}=131$ млн м³).

Зливові паводки на річках відрізняються короткими періодами проходження. Максимальні витрати води дощового паводка 1%-ї забезпеченості становлять для р. Великий Катлабух 219 м³/с, для р. Ташбунар – 123 м³/с, а для балки Єніка -122 м³/с [1].

2.7.3 Дослідження гідрологічного режиму р. Дунай на ділянці Рені-Ізмаїл

При аналізі формування гідрологічного режиму в гирлі Дунаю здійснено оцінку як природних, так і антропогенних змін стоку води [11]. Антропогенні чинники пов'язані з гідротехнічним будівництвом, яке активно велось з 1960-х років і призвело до зарегулювання стоку води, використанням водних ресурсів (водопостачання, меліорації, рибного промислу), втратами води на випаровування з поверхонь водосховищ та інші. Однак антропогенний вплив на середній стік води оцінений в роботі [13] як невеликий та складає не більше 8 % безповоротних втрат води. На динаміку змін стоку води мають вплив й кліматичні коливання [13].

При аналізі гідрологічного режиму ділянки Дунаю від Рені до Ізмаїлу як вихідні дані по стоку води використані матеріали Державного водного кадастру [12], монографічні і довідкові видання [2,6,17-22], спостереження Дунайської гідрометеорологічної обсерваторії (ДГМО, м. Ізмаїл).

Як було відмічено у розд.1, п. 1.3, в режимних виданнях України [12] дані про рівні води наводяться з 1945 р. по посту Рені і з 1921 р. – по м. Ізмаїл, про середні і характерні витрати води і стік зважених наносів за багаторічний період – за період 1978-2015 рр.

Авторами монографії [13] стокові ряди були подовжені шляхом складення унікального за тривалістю зведеного (163 роки) ряду спостережень за стоком води Дунаю у вершині дельти (г/с 54 міля).

З цією метою середньомісячні та середньорічні витрати води за період з 1840 по 1920 рр. були розраховані авторами [13] за прив'язкою до рівнів води на румунському г/п Тульча (за даними доктора К. Бондара, Румунія [23]). Надалі цими авторами була обґрунтована багаторічна крива $Q_{54} = f(H_{Рені})$ за вимірюваннями 39 витрат води (у період з 1959 по 1965 рр.). Таким чином, до статистичного аналізу автором роботи був прийнятий часовий ряд спостережень за витратами води на р. Дунай – м. Рені (г/с 54 міля) та р. Дунай – м. Ізмаїл (г/с 115 км) тривалістю з 1840 по 2015 рр. (для середньорічних) і за період з 1921-2015 рр. (для максимальних та мінімальних) річних витрат води. Дані по витратах води на гідрологічному посту Ізмаїл (115 км) за попередні роки надані Дунайською ГМО. Стік зважених наносів досліджений за період 1840-2015 рр. на посту м. Рені і з 1960-2015 рр. – м. Ізмаїл.

2.7.3.1 Гідрологічний режим рівнів води

На рівневий режим дельти Дунаю визначальний вплив має внутрішньорічна мінливість стоку води, згинні та нагінні явища гирлового узмор'я, льодові утворення, будівництво гідротехнічних споруд (гребель обвалування, дамб та ін.) [13].

У річному ході рівнів води в гирловій ділянці Дунаю виявляються такі сезонні коливання, як весняно-літнє водопілля, літньо-осіння межень, осінні паводки, зимова межень та зимові паводки [2,13,16,17,18,24]. У зимовий період режим рівнів води характеризується нестійкістю і значною мірою визначається погодними умовами на водозборі. Сталі низькі рівні води спостерігаються у морозні зими, зазвичай у січні-лютому. В теплі зими, коли льодові явища відсутні, відбувається формування декількох паводкових хвиль.

Навесні в дельті Дунаю формується дві хвилі весняного водопілля (в період березень-червень). Перша хвиля формується внаслідок танення снігу у рівнинній частині, а друга - дощів та танення снігу в горах. Інколи на спаді весняного водопілля (у травні-червні) можуть формуватися літні паводкові хвилі, у зв'язку з чим високі рівні води тривають аж до серпня, а водопілля вважається весняно-літнім, загальним періодом 4-5 місяців. У створах р. Дунай (м. Рені, м. Ізмаїл, м. Кілія) хвилі зливаються і утворюють одну тривалу за часом хвилю водопілля. Весняне водопілля у авандельті - на рукавах Кілійської дельти і на румунській території практично не помітне внаслідок розпластування паводкової хвилі, виходу води на заплаву та затоплення не обвалованих заплавної понижень рельєфу, заплавної озер, боліт.

Літньо-осіння межень спостерігається у липні-серпні при зменшенні стоку води та спаді рівнів води весняного періоду. Найінтенсивніше зниження рівнів води на ділянці можна спостерігати у серпні. Вересень-жовтень характеризується найнижчими рівнями в році, що призводить до встановлення нетривалої осінньої межені. У другій половині жовтня й у листопаді внаслідок сильних дощів в дельті Дунаю формуються виражені осінні паводки. Річна амплітуда коливань рівнів води в нижній течії не значна – до 1-1,5 м.

Суттєвий вплив на рівневий режим дельти Дунаю мають явища згинних та нагінних коливань, які з'являються у Приморській частині дельти і розповсюджуються (особливо при сильних вітрах, швидкістю

понад 10 м/с) вверх за течією води в річці (або дельтових рукавах). Згін обумовлюються вітрами західних напрямів, а нагін – східних [13].

Характерною особливістю льодового режиму Дунаю є крайня нестійкість льодових фаз [13,15,24]. Льодостав спостерігається не щороку. На нижньому Дунаї ймовірність льодоставу становить 40-75%. Повторні замерзання і розкриття тут рідкісні.

Льодові явища у вигляді льодоходу або льодоставу в середньому за багаторічний період 1931-2008 рр. [25] починають з'являтися в межах дельти та рукавів у середині грудня (при ранніх датах – 12 грудня 1945 р.) або у лютому (при найбільш пізніх – 16 лютого 2003 р.) та супроводжуються підйомом рівнів води. Середня дата встановлення льодоставу припадає на січень, хоча протягом зими він нестійкий, переривається відлигами, з якими пов'язаний льодохід, затори й зажори. Очищення від льоду відбувається іноді у січні (при ранніх датах – 01 січня 1932 р.) або в кінці березня (при пізніх строках – 29 березня 1954, 28 березня 1956 рр.). На українській ділянці Дунаю льодові явища спостерігаються у 67% зим, а льодостав – у 28% зим [25].

За даними Дунайської комісії [14] за період спостережень 1959-2010 рр. на українській ділянці р. Дунай (м. Рені - м. Ізмаїл) з 51 року спостережень без льоду були 11-12 років, з льодом – 39-40 років (76,5-78,4%), а з льодоставом 7-8 років (15,7-13,7%).

Дослідження статистичних характеристик льодових явищ в дельті Дунаю пов'язані з встановленням емпіричної ймовірності дат появи льодових явищ та дат утворення льодоставу [13,26], побудовою емпіричних кривих забезпеченості цих дат та повторюваності випадків наявності льодових явищ та льодоставу [26].

У роботах Л.О. Горбачової та Б.Ф. Христюк [25] вперше була виконана оцінка однорідності та циклічності в багаторічних рядах спостережень за льодовими явищами на українській ділянці р. Дунай із застосуванням як гідролого-генетичних (побудовою суміщених різницево-інтегральних кривих), так і статистичних методів (побудова інтегральних кривих, оцінка статистичної значущості лінійних трендів, узагальнені критерії Стюдента та Фішера). Встановлено, що в цілому існує однорідність в рядах дат появи льодових явищ, їхньої тривалості, дат очищення від льоду та багаторічна циклічність в коливаннях цих дат з поступовим зменшенням з 70-х років минулого сторіччя тривалості періоду з льодовими явищами.

Характерні за багаторічний період рівні води (вищий і нижчий за рік) наведені у табл. 2.6 (для річок з нестійким льодоставом) [12]. Так у м. Рені (за період 1945–2015 рр.) середній максимальний рівень води становить 438 см (4,74 м БС-77). Найбільший максимум досягав 581 см (6,17 м БС-77) у 2010 р., а найменший рівень води - до мінус 40 см (мінус 0,17 м БС) у 1953 р. Середні коливання рівнів води за рік становлять 3,91 м, при найбільших – 5,34 м (у 1985 р.). Середній за багаторічний період 1945–2015 рр. рівень води посту м. Рені дорівнює 233 см (2,62 м БС до 1976 і БС-77), причому за період 1921–2015 рр. рівень води майже не змінився (2,60 м БС до 1976 і БС-77).

Таблиця 2.6 - Характерні рівні води р. Дунай [12]

Характеристика	Середній рівень за рік	Вищий рівень за рік, см		Нижчий рівень за рік, см		Колівання рівня за рік, см	
		середній	вищий	середній	нижчий	середній	найб.
р. Дунай – м. Рені (відмітка нуля поста 0,23 м БС до 1976; відмітка нуля поста 0,36 м БС-77) 1945–2015 рр. [12], в дужках (1921–2015 рр.)							
рівень води	233 (232)	438	581	44	-40 (-66)	391	534
дата	-	12.04	06.07.2010	17.10	29.12.1953 (28.10.1921)		1985
р. Дунай, Кілійське гирло – м. Ізмаїл (відмітка нуля поста -0,23м БС до 1976; відмітка нуля поста -0,18 м БС-77) 1921–2015 рр.							
рівень води	167	303	420	39	-30	265	369
дата	-	22.04	22.05.1970	01.11	30.10, 01.11.1921		1942

Максимальний багаторічний річний рівень води у вершині Кілійського рукава (у м. Ізмаїл) за період 1921–2015 рр. рівний 303 см (2,85 м БС-77), найвищий – 420 см (3,97 м БС) у 1970 р. (близький до забезпеченості водності року $P=1\%$), а найнижчий – мінус 30 см (мінус 0,53 м БС) у 1921 р. (близький до $P=90\%$). Річна амплітуда коливань рівнів води при цьому становить 2,65 м, а найбільша – 3,69 м (1942 р.). Середній

за багаторічний період рівень води посту м. Ізмаїл становить 167 см (1,47 м БС до 1976 і БС-77) (1921-2015pp.).

Дослідження коливань і тенденцій часових рядів рівнів води на водомірних постах р. Дунай виконано в роботі [14]. Встановлено, що упродовж всієї річки тенденції в ході максимальних рівнів води мають не виражений або додатний нахил. Що ж стосується середніх і мінімальних річних рівнів води, то вони в основному мають убутний часовий тренд. Але ж вдовж річки нижче за течією водомірного посту Браїла (тобто нижче за гідровузлом Залізні Ворота-I), і далі Галац, Ісакча, Тульчеа, Суліна (Румунія) та Рені, Ізмаїл, Вилкове (Україна) часові тренди мають виражений характер до підвищення рівнів води за багаторічний період (1921-2010 pp.) [14]. В роботі [27] для району Джердап (Залізні Ворота) на станціях, які розташовані вище за 220 км від дамб виявлено скорочення та зниження амплітуди великомасштабних та річних циклів водності Дунаю.

Авторами роботи досліджені часові тренди середніх, максимальних і мінімальних рівнів води за період 1921-2015 pp., які показують наявність слабо вираженого додатного зростання рівнів води протягом тривалого часу, що більш відчутно для максимальних рівнів води (рис. 2.5) [28]. При цьому коефіцієнти кореляції трендів максимальних та мінімальних рівнів води є значущими ($r=0,34$ та $r=0,21$) відповідно, а тренди середніх рівнів води – мають незначущий коефіцієнт кореляції ($r=0,14$).

Внутрішньорічний хід середніх, максимальних і мінімальних місячних рівнів води р. Дунай у м. Рені та у м. Ізмаїл показує загальну синхронність їх коливань при найвищих місячних рівнях у квітні і травні (в багатоводні роки високі рівні відзначалися майже протягом п'яти місяців), а найменші місячні рівні води практично завжди припадають на початок осені (рис. 2.6).

2.7.3.2 Гідрологічний режим стоку води

Основна частина річкового стоку Дунаю формується в верхній і особливо середній течії річки, де Дунай перетинає Карпати [2]. На Нижньому Дунаї та в дельті річки для режиму стоку води характерні добре виражене тривале за часом і високе весняно-літнє водопілля, сформоване талими сніговими й дощовими водами, і літньо-осіння межень.

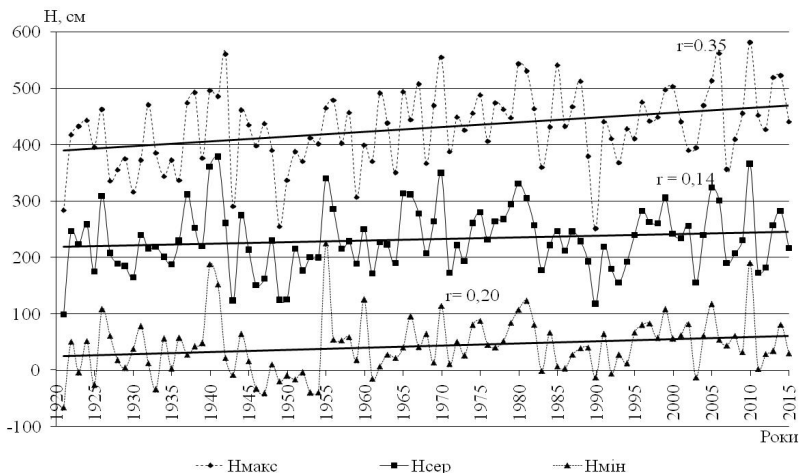


Рисунок 2.5 – Суміщений графік середніх (1840-2015 рр.), максимальних і мінімальних (1921-2015 рр.) рівнів води р. Дунай – м. Рені, см

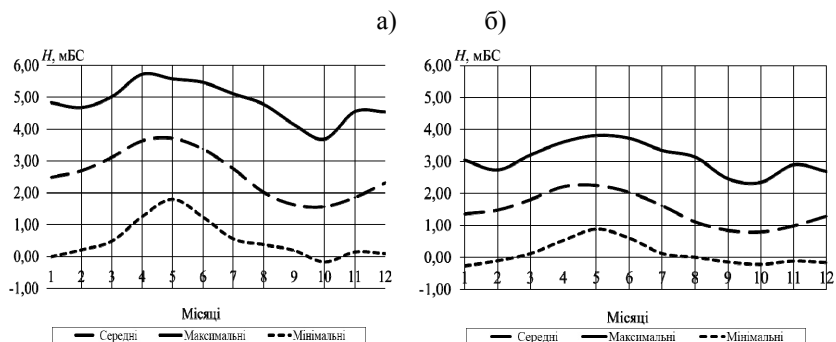


Рисунок 2.6 - Внутрішньорічний хід максимальних, мінімальних і середніх місячних рівнів р. Дунай у м. Рені (а) та р. Дунай у м. Ізмаїл (б) (за період 1921 - 2015 рр.)

Весняно-літнє водопілля складається з декількох повеневих хвиль, які формуються на Середньому та Нижньому Дунаї та звичайно відмічається в березні – липні, часто на нього припадає річний максимум стоку. Найменші витрати води спостерігаються в літньо-осінню межинь в

період з серпня по жовтень [2,13,16,17,18,24]. У сучасних умовах на частку весняного водопілля припадає 50,7-60% річного стоку води [12].

Величина середнього багаторічного стоку в гирлі р. Дунай, що вказана в різних літературних джерелах [13,16,23,29,30] коливається в межах від 183 до 291 км³/рік. Як вказано в [13] існує декілька причин, пов'язаних з тим, що існують розбіжності стосовно оцінки стоку Дунаю – це різна довжина рядів, для розрахунків річного стоку, різні та не визначені місця вимірів витрат води та різні методи вимірів та розрахунків. На основі досліджень багаторічних коливань річного стоку р. Дунай авторами [13,16,23,29] стік річки прийнятим близьким 200 км³/рік, але за різні періоди осереднення.

За даними режимного видання України [12], тобто для періоду осереднення 1978-2015 рр. середні річні витрати води спостерігалися рівними 6660 м³/с (м. Рені, гідроствор 54 міля) і 3730 м³/с (м. Ізмаїл, гідроствор 115 км), при об'ємах стоку за рік 210 млн м³ та 118 млн м³, відповідно (табл. 2.7) [28].

При цьому за зведеним часовим рядом середні річні витрати води за період 1840-2015 рр. становлять в створах м. Рені – 6355 м³/с і м. Ізмаїл – 3695 м³/с, що на 4,6 і 1,0% нижче від значень річних витрат води періоду осереднення 1978-2015 рр. За період 1840-2015 рр. найбільші середні річні витрати води відзначалися: в 1940 р. – 9520 м³/с і 5570 м³/с, в 1941 р. – 9950 м³/с і 5820 м³/с, в 1970 р. – 9620 м³/с і 5540 м³/с, у 2010 р. – 9470 м³/с і 5070 м³/с, а найменші: в 1863 р. – 3610 м³/с і 2110 м³/с, в 1921 р. – 3910 м³/с і 2290 м³/с та в 1990 р. – 4190 м³/с і 2550 м³/с, відповідно в м. Рені та м.Ізмаїл. Найбільші витрати води (отримані по строкових спостереженнях за рівнем води), зазвичай періоду весняно-літнього водопілля, в середньому за період 1978-2015 рр. становлять 11800 м³/с (м. Рені) і 6440 м³/с (м.Ізмаїл), з абсолютним максимумом у липні 2010 р. – 15500 м³/с і 8960 м³/с, відповідно (табл. 2.7). Такі величини за період зведеного ряду (1921-2015 рр.) на 4,5 і 3,1%, відповідно є нижчими за дані режимного видання [12].

За період 1921-2015 рр. найбільші витрати води коливалися в залежності від водності року від 6670 м³/с до 16000 м³/с (м.Рені) і 3740 м³/с до 8960 м³/с (м. Ізмаїл). Найбільш високі водопілля відмічені у 1942 р. (15300 м³/с і 8490 м³/с), 1970 (16000 м³/с і 8380 м³/с), 1980 (15500 м³/с і 8160 м³/с), 1981 (15000 м³/с і 7930 м³/с), 1988 (14400 м³/с і 7620 м³/с), 2006 (14900 м³/с і 8410 м³/с), а також у 2010 р. і 2019 р. (табл. 2.8).

Таблиця 2.7 - Середні і характерні витрати води р. Дунай (період 1978-2015 рр.) [12]

Статистична величина	Середня річна витрата води, м ³ /с	Середній річний модуль стоку, л/с км ²	Шар стоку за рік, мм	Об'єм стоку за рік, км ³	Характерні витрати води			
					найбільша		найменша	
					м ³ /с	дата	м ³ /с	дата
р. Дунай – м. Рені (гідроствор, 54 міля). Площа водозбору 811 000 км ²								
Середня	6660	8,21	259	210	11800	-	3120	-
Найбільша	9470	11,7	369	299	15500	06.07.2010	5470	12.11.2010
Найменша	4190	5,17	163	132	6670	25.12.1990	2000	13.09.1990
р. Дунай, Кілійське гирло – м. Ізмаїл (гідроствор 115 км). Площа водозбору 813 000 км ²								
Середня	3730	4,59	145	118	6440	-	1830	-
Найбільша	5070	6,24	197	160	8960	07.07.2010	2870	13.11.2010
Найменша	2550	3,14	99	80,4	3920	26.12.1990	1100	05-11.09.2003 (6)

Таблиця 2.8 – Найбільші середні добові витрати води

Рік, місяць	Найбільші середні добові витрати води, м ³ /с	
	м. Рені (г/п 54 міля)	м. Ізмаїл (г/п 115 км)
1942, квітень	15700	8490
1970, травень	16000	8380
1980, травень-червень	15500	8160
1981, квітень	15000	7930
1988, квітень	14400	7620
2006, квітень-травень	14900	8410
2010, листопад	15500	8960
2019, червень	13500	6860

Літньо-осінній мінімум є найнижчим протягом року. В режимному виданні [12] найменші зимові витрати води (отримані по строкових спостереженнях за рівнем води) вибрано за період від початку появи більш-менш стійких льодових явищ восени попереднього року до початку весняної повені в поточному році. В середньому за період 1978-2015 рр. їх величини становили 3120 м³/с (м. Рені) і 1830 м³/с (м. Ізмаїл), з абсолютним мінімумом 2000 м³/с (13.09.1990) і 1100 м³/с (05-11.09.2003), відповідно (табл. 2.7). Так само ж оцінені величини найменших річних витрат води за період зведеного ряду (1921-2015 рр.), які на 6,2 і 1,1%, відповідно також є нижчими за осереднені величини найменших витрат води періоду 1978-2015 рр. За період 1921-2015 рр. найменші витрати води коливалися від 1280 м³/с до 6140 м³/с (м. Рені) і 1030 м³/с до 3460 м³/с (м. Ізмаїл).

2.7.3.3 Дослідження впливу природних і антропогенних чинників на стік р. Дунай

Режим стоку Дунаю, як й інших великих річок світу знаходиться під впливом як природних кліматичних факторів, так і антропогенних, таких як використання водних ресурсів, забір та регулювання стоку гідротехнічними спорудами [13,18,20,30-32].

Так, в басейні річки Дунай та його приток вплив господарської діяльності став помічатися починаючи з 1921 року [16], а вплив гідротехнічних заходів – з 1961 року [13,30]. Найбільш значний антропогенний вплив на стік води та наносів зробило спорудження у нижній течії Дунаю, на кордоні Румунії та Сербії гідроелектростанцій «Джердап» (Залізні Ворота) I у 1972 р. та другої греблі, Джердап (Залізні Ворота) II в 1984 р., побудованої в основному для регулювання рівня води в нижньому б'єфі першої греблі [30].

Але ж авторами [13], відмічено, що створення цих водосховищ (за невеликого їх корисного об'єму) істотно не вплинула на режим річкового стоку у нижній течії Дунаю, де основний об'єм водних запасів формується у верхній і середній течіях річки, тобто вище за гідровузел Залізні ворота. Докладний аналіз щодо впливу штучно збудованих гребель Залізні Ворота-I та Залізні Ворота-II виконано в дослідженні авторів [27], що пов'язане з неоднорідністю на цій ділянці (у верхній і нижній частинах гребель) масштабів змін та природних циклів.

У роботі [33] при перевірці однорідності часових рядів щоденних рівнів води гідрологічних постів Кілійського рукава дельти шляхом встановлення параметрів залежностей для прогнозування щоденних рівнів води (у вигляді приростів рівнів води) окремо для періодів 1981-92, 1993-2010 та 1980-2010 рр. зроблено висновок, що гідротехнічні роботи, які проводилися на р. Дунай минулого століття, не призвели до значного порушення режиму щоденних рівнів води Кілійського рукава.

Вплив гідротехнічних заходів проявився й в багаторічному розподілі стоку води і наносів річки Дунай по основних рукавах дельти (Кілійському і Тульчинському) [13,20,24,34-37].

Так, до виконання гідротехнічних робіт водоносність в Кілійському, Сулінському й Георгіївському гирлах за даними Дунайської Комісії відповідно становила 62%, 8% і 30% [24,34]. З метою забезпечення проходу морських суден з моря в Дунай по рукавах дельти були проведені гідротехнічні роботи в 1968-1982 рр. в Сулінському, а в 1981-1992 рр. – і в Георгіївському рукавах (на румунській території).

Вони призвели до перерозподілу стоку між рукавами дельти із збільшенням водності в румунській частині дельти – Тульчинського (більшою мірою Сулінського) рукава і її зменшення на українській частині – у Кілійському. Ще однією причиною порушення розподілу стоку між основними рукавами автори [13] вважають спорудження в 1983 р. каналу «35 миля», відволікаючого помітну частину стоку Тульчинського рукава на обводнення дельти. При цьому, зменшення ролі стоку Кілійського рукава сприяло його істотному висуненню в море [35].

Так, для періоду початку істотних змін водного режиму Дунаю в перерозподілі стоку між рукавами дельти у період 1976-1980 рр., авторами [36] встановлено, що частка стоку Кілійського рукава суттєво зменшилася і в залежності від витрат води в вершині дельти (пост Ізмаїл) змінювалася від 65,0 % (при витраті води $Q=2000 \text{ м}^3/\text{с}$) до 53,1 % (при $Q=14000 \text{ м}^3/\text{с}$). За даними ж 1996-2000 рр. в розподілі стоку між Кілійським і Тульчинським рукавами мала місце деяка стабілізація, незалежно від витрати води на Дунаї – на рівні 52,0-55,1% по Кілійському рукаву до 47,8-40,8% - по Тульчинському [13,20]. В цей час стік річки Дунай розподілений приблизно порівну між Тульчинським і Кілійським рукавами [37].

Автори закордонних видань [27,38] наголошують, що при значній швидкості і великих масштабах антропогенних перетворень (великомасштабні греблі, гідрологічні зміни, забруднення, з'явлення не

характерних видів, відкладення осадів) протягом декількох років або навіть десятиліть можуть відбутися потенційно непоправні перетворення, а на деяких великих річках можливий колапс екосистем.

В цей час здійснюються заходи з регулювання водного стоку через транскордонні річкові комісії, такі як Міжнародна комісія із захисту річки Дунай (ICPDR), заснована в 1998 році (<https://www.icpdr.org/main/>). ICPDR, як один з найбільших і найактивніших міжнародних органів управління річковими басейнами в Європі, виступає в якості платформи для координації заходів реагування на різні екологічні загрози в басейні Дунаю (в рамках Конвенції про захист Дунаю 1994 року [39]). З 2009 року План управління річкою Дунай (DRBM) забезпечує план дій для забезпечення захисту річки. Він містить Спільну програму заходів і спрямований на виконання Водної рамкової директиви ЄС (ВРД) та Директиви ЄС по повенях (EFD). У період з 2006 року крупні проекти NEWADA, IRIS Europe II та FAIRway були направлені на поліпшення транспортної спроможності Дунаю та його приток аж до 2020 і 2050 рр. [40].

В останні десятиріччя до проблеми оцінки річкового стоку в умовах водогосподарських перетворень, таких як створення штучних водойм, забір води з місцевих водотоків і перекидання стоку, осушувальні і зрошувальні меліорації додалась проблема оцінки впливу на характеристики стоку змін глобального та регіонального клімату на водні ресурси річок [38,41-43], у тому числі в межах України [22,43,44].

За останні тридцять років ретроспективного періоду спостерігається поступове збільшення середньорічної температури повітря, яке зазвичай призводить до просторових і тимчасових змін режимів опадів і режимів евапотранспірації [22,38,43]. Потепління клімату є домінуючим фактором змін водних ресурсів в басейні річки Дунай [45], таких як зміни в об'ємах стоку і наносів, зміни термічного і льодового режимів, перерозподілу у часі і просторі водних ресурсів, змін екологічного функціонування водойм [38,43]. Для європейських річок у відповідь на зміни клімату змінюються і терміни повеней, які пов'язані з різницею в часі танення снігу, максимумах вологості ґрунту, зміни великих атмосферних процесів [38,46].

Як показує моделювання змін клімату [41,47] при подальшому підвищенні температур повітря буде зростати ймовірність як екстремальних опадів в більшій частині світу, особливо за короткі проміжки часу, збільшення частоти екстремальних паводків і виникнення

повеней, так і зменшення водних ресурсів значних територій при збільшенні випаровування [38,43].

Протягом останніх років в науковій літературі досліджувалися зміни гідрологічних режимів стоку річок дунайських країн – Німеччини [48], Швейцарії [49], Австрії [50], Словенії [51], Хорватії [44], Румунії [28], України [52], які пов'язані зі змінами температури повітря, просторовими і тимчасовими змінами режимів опадів і евапотранспірації.

Дослідження змін водних ресурсів для різних частин басейну р. Дунай у зв'язку оцінкою майбутніх наслідків змін клімату проведені авторами статті [43]. На основі водно-тепlobалансової моделі Н.С. Лободи – “клімат-стік” та при використанні даних кліматичної моделі REMO сценарію А1В [41,47] встановлено, що зміни водних ресурсів посиляться у південно-східному напрямку водозбору р. Дунай. В цілому, станом до 2030 р. зменшення водних ресурсів Дунаю не суттєве та становитиме лише 6,1%.

2.7.3.4 Дослідження часової однорідності багаторічних рядів стоку води р. Дунай на ділянці Рені-Ізмаїл

З метою виявлення змін характеристик ряду стоку авторами роботи до статистичного аналізу був прийнятий реконструйований В.М.Михайловим [13] часовий ряд спостережень за витратами води на р. Дунай – м. Рені (гідрологічний створ 54 міля) та р. Дунай – м. Ізмаїл (гідрологічний створ 115 км) тривалістю з 1840 по 2015 рр. (для середньорічних) і за період 1921-2015 рр. (для максимальних та мінімальних) річних витрат води.

При цьому для урахування антропогенного впливу на річковий стік води В.М. Михайловим [13] було виконано розділення звідного багаторічного ряду середньорічних витрат води у вершині дельти Дунаю на три періоди: умовно природного режиму стоку води (1840-1920 рр., тривалістю 81 рік), слабо зміненого режиму (1921-1960 рр., тривалістю 40 років) та сильно зміненого режиму (1961-2002 рр., завдовжки 42 роки).

Аналіз подальшого періоду формування річкового стоку пов'язаний з впливом змін глобального та регіонального клімату на характеристики річкового стоку басейну Дунаю [13,42] у зв'язку з початком наприкінці 1980-тих років періоду суттєвих змін клімату, тобто підвищення багаторічної температури повітря, перерозподілу опадів по сезонах року,

що вплинуло на водний режим річок. В роботі [22] В.В. Гребенем саме 1989 р. виявлений як переламний у змінах клімату, тобто підвищення багаторічної температури повітря та її вплив на водний режим річок (зокрема, в межах території України).

Тому авторами роботи, по аналогії з [13], виділено період найбільш зміненого під антропогенним впливом режиму стоку річок (1961-1989 рр.) та період сучасної водності, в якому спостерігалися суттєві кліматичні зміни (1990-2015 рр.) [11].

При виконанні статистичного аналізу автором використаний метод сумісного аналізу гідрологічної інформації по стоку у різні періоди водності за критеріями однорідності (Фішера, Стьюдента та Уїлкоксона), а також виявлення трендів у багаторічних коливаннях стоку за методами ковзного осереднення та різницево-інтегральних кривих [53].

Перевірка однорідності часових рядів середніх річних витрат води виконувалася за обрані періоди, що відповідають періоду умовно природного режиму стоку води (1840-1920 рр.), слабо зміненого режиму (1921-1960 рр.), періоду зміненого під антропогенним впливом режиму стоку річок (1961-1989 рр.) і періоду сучасної водності при впливі кліматичних змін – 1990-2015 рр. (табл. 2.9, табл. 2.10).

Дані табл. 2.9 та табл. 2.10 свідчать про те, що за усіма критеріями (на рівні значущої ймовірності 5%) часові ряди спостережень по посту у м. Рені слід вважати однорідними, а по посту Ізмаїл – однорідність підтверджується для періодів умовно природнього стоку (1840-1920 рр.) та слабо зміненого режиму (1921-1960 рр.) за всіма критеріями. В подальші періоди порушення однорідності рядів середньорічних витрат води м. Ізмаїл за критерієм Стьюдента (значення критеріїв близькі до критичних) пов'язане з антропогенним чинником, що відрізняє середні витрати води цих періодів.

Причина полягає у проведенні гідротехнічних заходів щодо збільшення довжини рукавів румунської дельти Дунаю (в 1968-1982 рр. в Сулінському, а в 1981-1992 рр. – в Георгіївському), що викликало скорочення водності на українській частині Дунаю у Кілійському рукаві (з 62% до 52,0-55,1% відносно стоку румунських рукавів) [13] (пп. 2.7.3.3).

Таблиця 2.9 - Оцінка однорідності часових рядів середніх річних витрат води р. Дунай – м. Рені (г/с 54 мілья) за період 1840-2015 рр.

Дунай-Рені	n, років	Рівень значущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Стьюдента		Висновок	Критерій Уїлкоксона	Загальний висновок
			F	F _{сп}		t	t _{сп}			
(1840-1920) – (1921-1960)	81/40	5%	1,58	1,62	так	0,80	1,98	так	так	так
(1921-1960) – (1961-1989)	40/29	5%	1,40	1,98	так	1,64	2,0	так	так	так
(1961-1989) – (1990-2015)	29/26	5%	1,19	2,20	так	0,78	2,01	так	так	так

Таблиця 2.10 - Оцінка однорідності часових рядів середніх річних витрат води р. Дунай – м. Ізмаїл (г/с 115км) за період 1840-2015 рр.

Дунай-Ізмаїл	n, років	Рівень значущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Стьюдента		Висновок	Критерій Уїлкоксона	Загальний висновок
			F	F _{сп}		t	t _{сп}			
(1840-1920) – (1921-1960)	81/40	5%	1,57	1,62	так	0,80	1,98	так	так	так
(1921-1960) – (1961-1989)	40/29	5%	1,58	1,98	так	2,19	2,0	ні	ні	ні
(1961-1989) – (1990-2015)	29/26	5%	1,41	2,19	так	2,17	2,01	ні	ні	ні

В роботі Л. Горбачової та Б. Христюка [54] здійснено оцінку однорідності та стаціонарності середньорічного стоку води Нижнього Дунаю у м. Рені за гідролого-генетичними методами – при побудові сумарної й різнисної інтегральної кривих, сумішених хронологічних графіків [55]. Аналіз сумарних кривих середньорічного стоку води (за період 1921-2010 рр.) дозволив авторам [54] зробити висновок, що ряд спостережень є однорідним. Побудовані різницево-інтегральні криві середньорічного водного стоку річок нижньої течії Дунаю відзначаються наявністю циклів різної тривалості. Аналіз сумішених графіків показав, що спостерігається синхронність коливань стоку води на різних гідрологічних постах в межах досліджуваного регіону.

Що стосується найбільших (табл. 2.11, 2.12) та найменших (табл. 2.13, 2.14) витрат води, то в цих часових рядах характерних витрат води відмічається порушення однорідності рядів у період з початку впливу на гідрологічний режим річки ще й гідротехнічних заходів вище за течією, починаючи з 1961 р., а також при спорудженні на кордоні Румунії та Сербії гідровузлів Залізні Ворота-I (1972 р.) та Залізні Ворота-II (1984 р.).

При цьому вплив кліматичних змін на стік води в період початку 1990-х років проявився менш суттєво (при формуванні максимальних і мінімальних витрат води обох постів), а часові ряди стоку цього періоду (1990-2015) в порівнянні з попереднім (1961-1989) є однорідними.

2.7.3.5 Дослідження часової мінливості в багаторічних рядах стоку води в нижній течії річки Дунай на ділянці Рені-Ізмаїл

Середні річні витрати води. В даній роботі виконаний аналіз зведеного багаторічного ряду (1840-2015 рр., тобто періодом 176 років) середніх річних витрат води р. Дунай на ділянці м. Рені – м. Ізмаїл (у вигляді їх модульних коефіцієнтів).

Такий аналіз показав наявність слабо вираженого (при значущих коефіцієнтах кореляції для м. Рені ($r=0,3$) та м. Ізмаїл ($r=0,2$) майже двох вікового тренду до їх підвищення (рис. 2.7) та циклічність в часовому ході в різні періоди водності нижньої течії річки (рис. 2.8). Річний хід середніх річних витрат води Дунаю у м. Рені і м. Ізмаїл (1960-2015 рр.) (рис. 2.7) відповідає ходу річних рівнів води (рис. 2.5) [11].

Таблиця 2.11 – Оцінка однорідності часових рядів найбільших витрат води р. Дунай – м. Рені (г/с 54 мілья) за період 1921-2015 рр.

Дунай – м. Рені	п, років	Рівень значущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Стюдента		Висновок	Критерій Уїлкоксона	Загальний висновок
			F	F _{кр}		t	t _{кр}			
(1921-1960) – (1961-1989)	40/29	5%	1,15	1,98	так	3,26	2,01	ні	ні	ні
(1961-1989) – (1990-2015)	29/26	5%	1,06	2,19	так	0,76	2,01	так	так	так

Таблиця 2.12 – Оцінка однорідності часових рядів найбільших витрат води р. Дунай – м. Ізмаїл (г/с 115 км) за період 1921-2015 рр.

Дунай – м. Ізмаїл	п, років	Рівень значущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Стюдента		Висновок	Критерій Уїлкоксона	Загальний висновок
			F	F _{кр}		t	t _{кр}			
(1921-1960) – (1961-1989)	40/29	5%	1,86	2,0	так	3,61	1,99	ні	ні	ні
(1961-1989) – (1990-2015)	29/26	5%	1,85	2,2	так	1,51	2,01	так	так	так

Таблиця 2.13 – Оцінка однорідності часових рядів найменших витрат води р. Дунай – м. Рені (г/с 54 мілья) за період 1921-2015 рр.

Дунай-Рені (1921-1960) – (1961-1989)	п, років	Рівень значу- щості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Стюдента		Висновок	Критерій Уїлкоксона	Загальний висновок
			F	F _{кр}		t	t _{кр}			
(1921-1960) – (1961-1989)	40/29	5%	2,82	1,98	ні	1,03	1,99	так	так	так
(1961-1989) – (1990-2015)	29/26	5%	1,45	2,19	так	0,92	2,01	так	так	так

Таблиця 2.14 - Оцінка однорідності часових рядів найменших витрат води р. Дунай – м. Ізмаїл (г/с 115 км) за період 1921-2015 рр.

Дунай-Ізмаїл (1921-1960) – (1961-1989)	п, років	Рівень значу- щості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Стюдента		Висновок	Критерій Уїлкоксона	Загальний висновок
			F	F _{кр}		t	t _{кр}			
(1921-1960) – (1961-1989)	40/29	5%	2,26	1,98	ні	1,33	1,99	так	так	так
(1961-1989) – (1990-2015)	29/26	5%	1,41	2,19	так	1,35	2,01	так	так	так

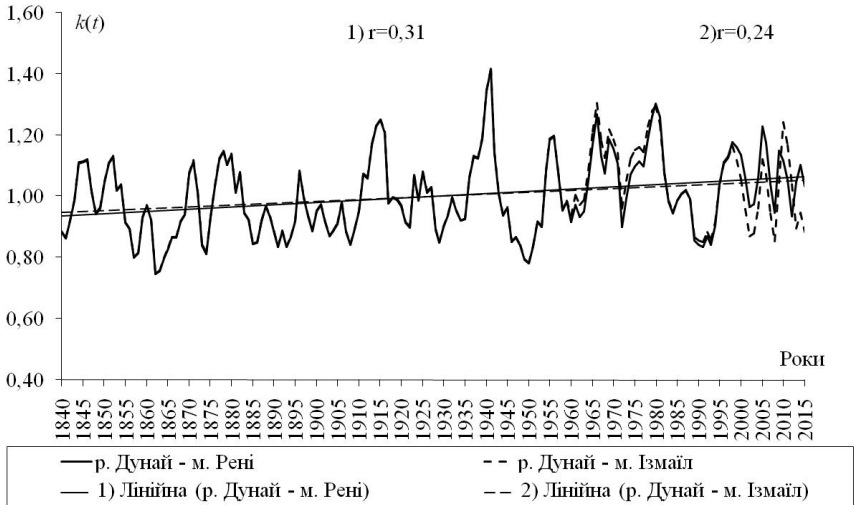


Рисунок 2.7 – Хронологічні графіки ходу середньорічних витрат води (трирічні ковзні) на ділянці р. Дунай – м. Рені та р. Дунай – м. Ізмаїл

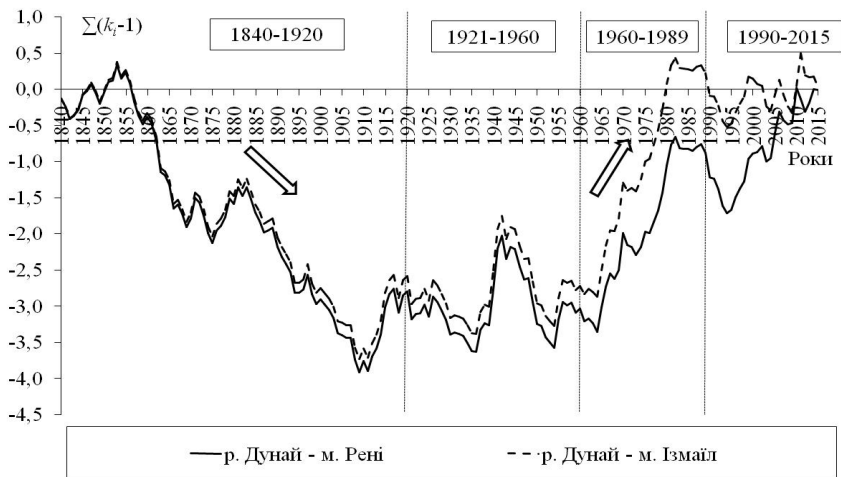


Рисунок 2.8 - Різницево-інтегральні криві середньорічних витрат води р. Дунай на ділянці р. Дунай – м. Рені та р. Дунай – м. Ізмаїл

Розгляд різницевих інтегральних кривих звідного багаторічного ряду (1840-2015 рр., тобто періодом 176 років) середніх річних витрат води р. Дунай на ділянці м. Рені – м. Ізмаїл (рис. 2.8), слідом за авторами [13], виявив, що період умовно природного режиму стоку води (1840-1910 рр.) був досить маловодним, слабо зміненого режиму (до 1960 рр.) – характеризувався нейтральним (сталим) трендом при не тривалих коливаннях річного стоку води.

Далі, в період від 60-х до 80-х років минулого сторіччя (тобто в період сильно зміненого (за В.Н. Михайловим [13]) режиму і до початку суттєвих кліматичних змін) виявлений позитивний тренд, причина якого на думку авторів [13] є більш природна, ніж вплив антропогенного чинника, зокрема, безповоротних втрат стоку води. Більш того, основне збільшення водності річки, як відмічено в [13], припало якраз на період збільшених заборів води на господарські потреби і регулювання стоку водосховищами.

Подовження часових рядів середніх річних витрат води до 2015 р. показало, що на відміну від висновку авторів [13], якими період з 1981 по 2002 рр. охарактеризовано нейтральним трендом, дозволило вважати, що у період після 1989 р., тобто в період відчутних кліматичних змін (сучасний період водності) мала місце тенденція до деякого зниження, а потім повільного зростання річного стоку води нижньої течії р. Дунай [11]. Такий висновок підтверджений і у роботі [54], коли 1995 р. вважається початком багатоводної фази водності в нижній течії р. Дунай.

Зміна режиму стоку р. Дунай обумовлена крім кліматичних, й антропогенними чинниками, зокрема, обвалуванням русла річки на придельтовій ділянці (1987-1991 рр.) [13,34], а також гідротехнічними заходами на рукавах Тульчинському і Кілійському, що призвело до перерозподілу стоку води між ними.

Максимальний стік води (найбільші характерні витрати води) нижньої течії р. Дунай зазвичай формується у період весняно-літнього водопілля в результаті інтенсивного танення сезонних снігів у верхній течії річки і накладення на талий стік дощових опадів. Досить рідко максимуми виникають у період заторних льодових явищ та при їх проривах [2,16,17,18,24].

Багаторічна мінливість максимальних (найбільших) витрат води у період з 1921-2015 рр. показала, що останнім часом максимальні річні витрати води дещо збільшуються при значущих коефіцієнтах кореляції для

м. Рені ($r=0,5$) та м. Ізмаїл ($r=0,4$) (рис. 2.9), що пояснює зростання водності Дунаю (рис. 2.7).

Аналіз різницево-інтегральних кривих максимальних витрат води у період з 1921-2015 рр. (рис. 2.10) говорить про те, що багаторічний період спостережень за максимальним стоком загалом характеризується наявністю маловодного (1921-1960 рр.), що підтверджується в роботі [13] і, в цілому, багатоводного (1961-2015 рр.) періодів. Слід зазначити, що в період з 1989 р. спостерігається деяке зменшення інтенсивності наростання максимальних витрат води у зв'язку з кліматичними змінами і змінами водного режиму річок в цей період, особливо обумовленого зменшенням тало-дощових вод на басейні [11]. При цьому аналіз та висновки авторів [4] говорять про те, що створення на р. Дунай водосховищ Залізні ворота-I (1970 р.) і Залізні Ворота – II (1984 р.) істотно не вплинули на максимальний стік (зокрема їх зменшення після спорудження водосховищ).

Мінімальні (найменші характерні) витрати води відмічаються в періоди літньої та зимової межені. Це пов'язано з малою кількістю атмосферних опадів та виснаженням підземного стоку. Інколи, але досить рідко мінімальні витрати спостерігаються під час льодових явищ і пов'язані із заторами [2,16,17,18,24]. Водосховища Залізні Ворота-I та Залізні Ворота-II суттєвого впливу як на максимальний, так і на мінімальний стік не мають [13].

Дослідження хронологічних графіків ходу найменших витрат води (трирічні ковзні) на ділянці р. Дунай м. Рені – м. Ізмаїл виявило, як й для мінімальних рівнів води (див. рис. 2.5), незначні позитивні тренди (для м. Рені (при значущому коефіцієнті кореляції для м. Рені ($r=0,35$) та при незначущому коефіцієнті кореляції для м. Ізмаїл ($r=0,074$) (рис. 2.11). Різницево-інтегральні криві найменших витрат води наведені на рис. 2.12.

В роботі [13] таке підвищення мінімальних витрат води пов'язують з можливим скидом води в нижні б'єфи гідровузлів водосховищ Залізні Ворота-I та Залізні Ворота-II у літньо-осінній межений період. При цьому авторами [13] вважалося, що середня величина мінімальних витрат води за багаторічний період практично не змінилася.

Аналіз різницево-інтегральних кривих найменших витрат води на ділянці р. Дунай м. Рені – м. Ізмаїл (1921-2015 рр.) показав в цілому синхронність їх ходу в межений період для обох постів (рис. 2.12).

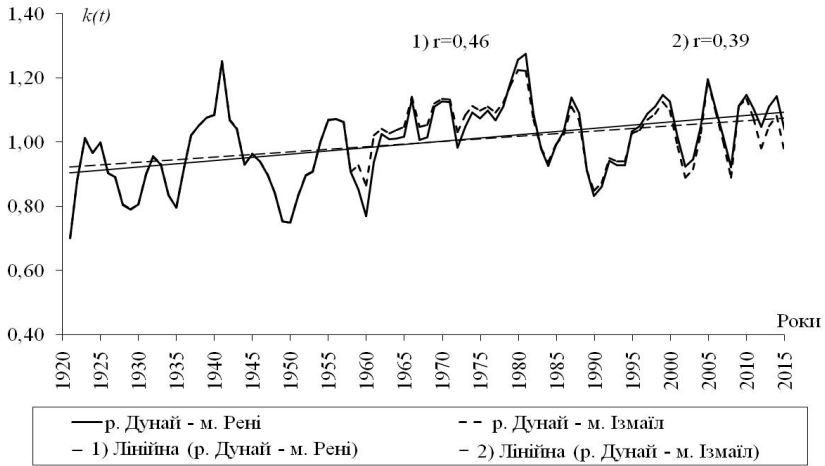


Рисунок 2.9 – Хронологічні графіки ходу найбільших витрат води (трирічні ковзні) на ділянці р. Дунай – м. Рені та р. Дунай – м. Ізмаїл

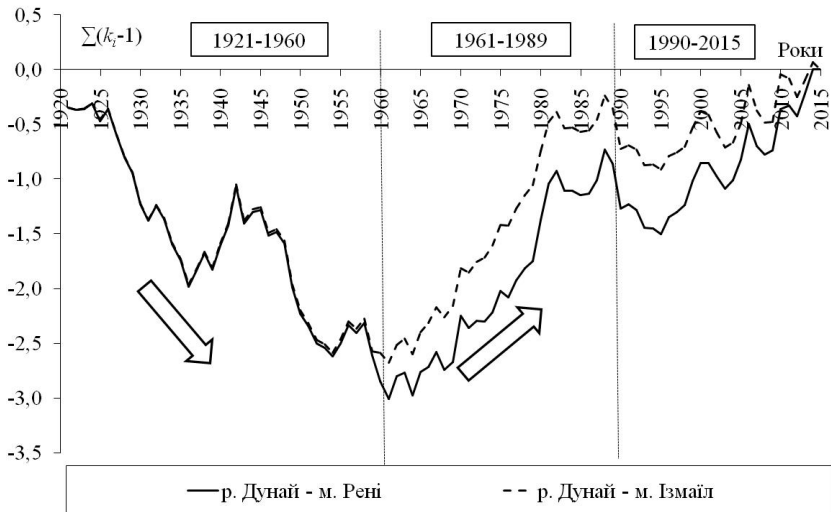


Рисунок 2.10 – Різницево-інтегральні криві найбільших витрат води на ділянці р. Дунай – м. Рені та р. Дунай – м. Ізмаїл

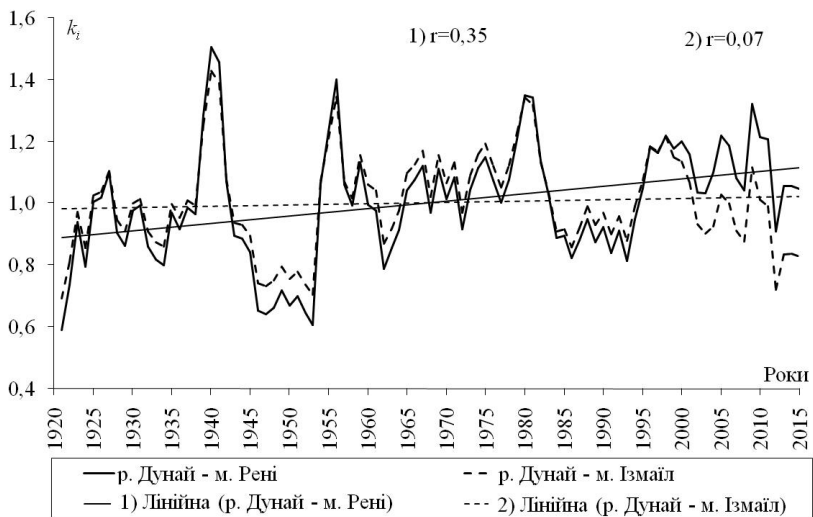


Рисунок 2.11 – Хронологічні графіки ходу найменших витрат води (трирічні ковзні) на ділянці р. Дунай – м. Рені та р. Дунай – м. Ізмаїл (1921-2015 рр.)

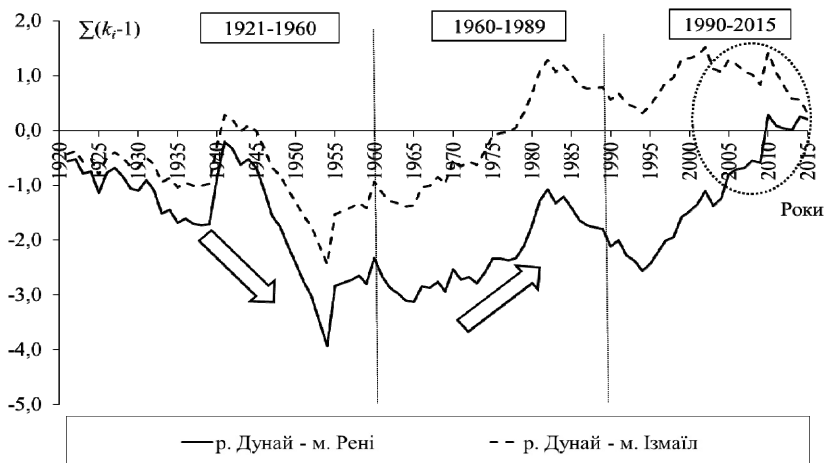


Рисунок 2.12 – Різницево-інтегральні криві найменших витрат води на ділянці р. Дунай – м. Рені та р. Дунай – м. Ізмаїл (1921-2015 рр.)

Однак у період з 2000-х років спостерігаються розбіжності тенденцій змін меженного стоку дельти Дунаю в г/с 54 міля (м. Рені) і 115 км (м. Ізмаїл) [11]. Причину цього можна пояснити перерозподілом водного стоку між рукавами дельти – зменшення частки стоку Кілійського рукава і збільшення Тульчинського, в основному внаслідок збільшення водності Сулінського рукава. Крім того, у зв'язку з проведеними гідротехнічними заходами по штучному скороченню довжини Георгіївського рукава (в 1981-1992 рр.), спорудженню в 1983 р. каналу «35 міля», відволікаючого помітну частину стоку Тульчинського рукава на обводнення дельти, спостерігалось збільшення не тільки середньої річної частки стоку цього рукава, але й значної частки стоку в межень [13].

2.7.3.6 Статистичні параметри і внутрішньорічний розподіл стоку

В результаті статистичної обробки зведених багаторічних рядів витрат води, на основі застосування методів моментів і найбільшої правдоподібності одержані стандартні параметри розподілу - середні значення $Q_{сеп}$, м³/с, коефіцієнти варіації C_v та асиметрії C_s (або їх співвідношення C_v/C_s).

Статистичні параметри часового ряду середніх, максимальних і мінімальних річних витрат води в м. Рені (г/с 54 міля) і м. Ізмаїл (г/с 115 км) наведені у табл. 2.15.

В роботі [13] відзначено, що через те, що водний стік Дунаю природно зарегульований великої відмінності в характері внутрішньорічного розподілу стоку в маловодні, середньоводні та багатоводні роки, загалом, не відмічається, а коефіцієнти варіації річного стоку невисокі (0,15-0,21) та практично не змінюються у часі. Для зведеного ряду середніх річних витрат води (1840-2015 рр., 176 років) коефіцієнти варіації становлять для обох постів 0,19, а співвідношення C_v/C_s – на рівні 2,1-2,4 (табл. 2.15). Для максимальних витрат води гідростворів м. Рені та м. Ізмаїл (для періоду 1921-2015 рр., 95 років) коефіцієнти варіації одержані рівними 0,17-0,18, для мінімальних витрат води C_v дещо вищі для створу м. Рені і становлять 0,29.

Співвідношення C_s/C_v максимальних витрат води весняно-літнього водопілля становлять 0,20 - 0,40 (м. Рені), зменшуючись до -0,2; -0,1 (м. Ізмаїл). Для мінімальних витрат води, вони значно більші і становлять для створу м. Рені 3,60-3,70, збільшуючись для м. Ізмаїл до 4,20-4,50 [11].

Таблиця 2.15 – Статистичні характеристики часових рядів стоку води р. Дунай по м. Рені та м. Ізмаїл

Статистична величина	$Q_{сер}$ м ³ /с	$r(1)$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
			C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
р. Дунай - м. Рені								
середні	6355	0,25	0,19	0,44	2,40	0,19	0,45	2,40
максимальні	11266	0,18	0,18	0,03	0,20	0,18	0,08	0,40
мінімальні	2926	0,11	0,29	1,05	3,60	0,29	1,09	3,70
р. Дунай - м. Ізмаїл								
середні	3695	0,27	0,19	0,40	2,10	0,19	0,42	2,20
максимальні	6242	0,16	0,17	-0,03	-0,20	0,17	0,02	0,10
мінімальні	1810	0,09	0,25	1,03	4,20	0,24	1,09	4,50

Крім аналізу статистичних характеристик річних величин, інтерес представляє дослідження внутрішньорічного розподілу цих параметрів у різні фази водності. До статистичного аналізу величин середніх місячних витрат води був прийнятий ряд сумісних даних (1960-2015 рр.) по створах Рені (г/с 54 міля) і Ізмаїл (г/с 115 км). Внутрішньорічна зміна коефіцієнтів варіації середніх місячних витрат води р. Дунай по м. Рені та м. Ізмаїл (1960-2015 рр.) показана на рис. 2.13. Так, коефіцієнти варіації середніх витрат води по місяцях року, одержані за методом моментів і найбільшої правдоподібності майже збігаються та змінюються від найменших їх величин 0,24-0,28 (в лютому-травні) до найбільших 0,34-0,37 (в липні-серпні та листопаді), при дещо меншій їх змінності для поста Ізмаїл (рис. 2.13). Співвідношення C_s/C_v в середньому для місяців року становлять 1,85 для м. Рені і 1,53 – для м. Ізмаїл.

У внутрішньорічному ході середньомісячних витрат води р. Дунай по створах Рені (г/с 54 міля) і Ізмаїл (г/с 115 км) для багатоводних, середньоводних і маловодних років (за сумісний ряд даних 1960-2015 рр.) спостерігається однотипність статистичного розподілу стоку за сезонами водності річки (табл. 2.16, табл. 2.17) [11].

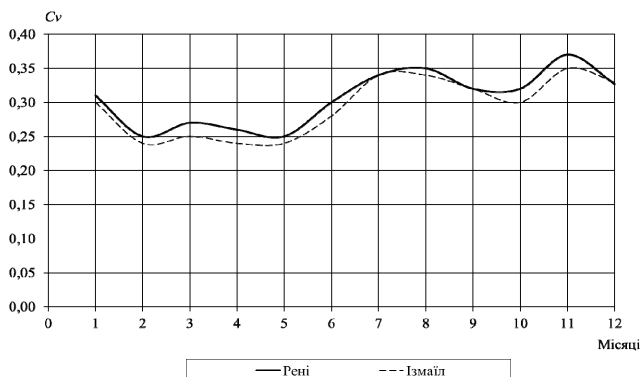


Рисунок 2.13 – Внутрішньорічна зміна коефіцієнтів варіації річкового стоку р. Дунай по м. Рені та м. Ізмаїл (1960-2015 рр.)

Таблиця 2.16 – Внутрішньорічний розподіл стоку р. Дунай – м. Рені, у %

Водність року	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
багатоводний	7,7	7,8	9,6	11,0	11,6	10,6	9,2	7,2	6,2	5,7	6,1	7,2
середньоводний	7,4	8,3	9,7	11,8	11,7	10,7	8,4	6,7	5,6	5,8	6,4	7,3
маловодний	8,5	8,5	9,7	11,4	11,2	10,1	8,4	6,2	5,6	5,4	6,7	8,2

Таблиця 2.17 – Внутрішньорічний розподіл стоку р. Дунай – м. Ізмаїл, у %

Водність року	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
багатоводний	8,0	7,9	9,3	11,0	11,4	10,5	9,5	7,5	6,3	5,7	5,7	7,3
середньоводний	7,5	8,1	9,3	11,2	11,4	10,3	7,8	6,8	6,2	6,7	6,7	7,9
маловодний	8,6	8,8	9,8	12,3	11,3	9,5	8,0	6,0	5,5	5,8	6,9	7,7

Режим стоку Нижнього Дунаю характеризується досить високим і тривалим весняно-літнім водопіллям за рахунок талих і дощових вод та літньо-осінньою меженню. Найбільш багатоводними місяцями є квітень, травень та червень, а маловодними – вересень, жовтень, листопад

(рис.2.14). Крім того, у внутрішньорічному розподілі максимальних місячних величин стоку води вираженим є підвищення стоку в листопаді. В розподілі мінімальних місячних значень стоку води по в/п Ізмаїл вони в середньому на 1000-2000 нижче ніж по в/п Рені. Це пов'язано з тим, що стік води нижче вершини дельти (м. Рені) в маловодні роки меншою мірою витрачається на заповнення заплавних озер, ніж в середньо - і багатоводні роки [13].

За визначенням [13] на Нижньому Дунаї існує два основних типи середніх за водністю років: більш та менш рівномірним розподіленням стоку протягом року. При цьому багатоводні роки бувають двох типів: з довготривалим та високим весняно-літнім водопіллям та з підвищеною водністю протягом року. Маловодні роки характеризуються зниженою водністю та невеликою долею стоку під час весняно-літнього водопілля, а доля стоку підвищується восени та взимку. Такі висновки підтверджують суміщені графіки внутрішньорічного ходу середньомісячних витрат води р. Дунай в створах Рені і Ізмаїл в роки різної водності (рис. 2.14).

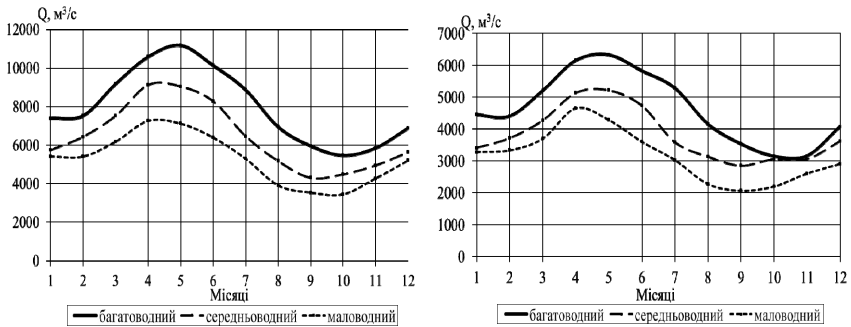


Рисунок 2.14 - Внутрішньорічний розподіл стоку води р. Дунай по м. Рені і м. Ізмаїл за 1960-2015 рр.

Своєю чергою, в роботі [56] автором Б.Ф. Христюком для аналізу внутрішньорічного розподілу водності нижньої течії р. Дунай побудований осереднений гідрограф р. Дунай – м. Рені за період спостережень 1921-2010 рр., який має плавну синусоїдальну форму. Відхилення гідрографів окремих років від осередненого має місце у різні періоди водності впродовж року, при найменших – періоду найнижчої водності.

Крім того, автором [56] було типізовано 29 класів гідрографів р. Дунай – м. Рені (за двома незалежними критеріями аналогічності – критерієм геометричної подібності (ρ) та середньою Евклідовою відстанню між значеннями двох гідрографів (η) [55].

Класи гідрографів (від двох до шести гідрографів), які схожі між собою за характеристиками основних фаз водного режиму (стійкістю та висотою літньо-осінньої і зимової межені, строками настання та закінчення, тривалістю, висотою, інтенсивністю підйому та спаду весняно-літньої повені) відображають однотипні в різні роки умови формування водного стоку, що обумовлені циклічністю кліматичних і, як наслідок, гідрологічних процесів [56].

Таким чином, виконані в роботі дослідження багаторічних і сучасних тенденцій в змінах гідрологічного режиму р. Дунай на українській ділянці від гідроствору м. Рені до м. Ізмаїл при позитивних тенденціях водності річки, зокрема максимального стоку, сприятимуть ефективному регулюванню режиму наповнення придунайського озера Катлабух.

2.8 Особливості використання озера Катлабух в умовах економічного розвитку Придунайського регіону

Використання поверхневих водних ресурсів здійснюється в основному через експлуатацію природних і штучних водойм - ставків і водосховищ. Ставки та водосховища використовуються для рекреаційних цілей, риборозведення та господарсько-побутових потреб населення. Водойми створюють локальний мікроклімат, є регуляторами стоку в паводковий і меженний період і одночасно впливають на якість води річок [1,7].

Функцію регулювання паводкового стоку виконують також і водопропускні споруди залізничні, автодорожні мости, автодорожні труби-переїзди, пішохідні мости. Підпірні і водопропускні споруди є важливими елементами системи паводкового регулювання стоку, яка запобігає шкідливому впливу вод на будівлі, споруди, сільськогосподарські угіддя і забезпечують функціонування господарського комплексу в період проходження паводків. Екологічний і технічний стан гідротехнічних споруд в першу чергу визначає якісне задоволення потреб населення і народного господарства у використанні водних ресурсів.

Також, важливим фактором є зарегульованість річок, що впадають в озеро Катлабух. Поверхневі водні ресурси річок використовуються для риборозведення та господарсько-побутових потреб. Для питного водопостачання використовуються тільки води, що вилучаються з підземних джерел.

2.8.1 Забір води на зрошення в проєктних і сучасних умовах

Розглядувана територія заселена ще з античних часів. Поселення людей розмішувалися на берегах річки Дунай, малих річках і озерах. На прилеглий до озера Катлабух території розташовані такі населені пункти як Ізмаїл, Суворове Утконосівка, Першотравневе, Богате та Кислиці. В основному ресурси водоймища використовуються для зрошення, рибогосподарських та сільськогосподарських потреб [7].

Важливим фактом функціонування і соціально-економічного розвитку даного регіону - є забезпечення водою народногосподарського комплексу. Цей регіон належить до зони інтенсивного землеробства із застосуванням зрошення. Рівень концентрації зрошуваних земель безпосередньо впливає на структуру посівних площ сільськогосподарських підприємств. Еколого-економічні особливості використання зрошуваних земель в південній частині України були розглянуті в роботі [57], де йде мова про те, що через збільшення антропогенного навантаження на екосистему озер-водосховищ відбулося погіршення якості їх вод.

В останні роки у зв'язку з процесами реформування аграрного сектора економіки, зокрема, земельних відносин, недосконалою і недостатньо стабільною податковою, кредитною та ціновою політикою в сільському господарстві спостерігається зменшення заборів води на зрошення. Так в 1980 році з озера Катлабух було забрано 57,6 млн м³, у 2000 році – 7,8 млн м³ [7], у 2018 році – 2,1 млн м³ води. Використання водних ресурсів в маловодні роки має здійснюватися таким чином, щоб в зрошувальному землеробстві не падала ефективність зрошуваних земель. Слід зазначити, що у зв'язку з катастрофічним падінням рівнів води в озері забори води у 2019 взагалі не здійснювалися.

В проєктних умовах водоспоживання з водосховища Катлабух незалежно від водності року передбачено поповнення озера за допомогою насосної станції, яке сприятиме забезпеченню заданого об'єму і режиму заборів води на зрошення. Так, у 2020 р. примусова підкачка річкових

вод р. Дунай до водойми призвела до підвищення рівнів води в ньому, що дало змогу значно збільшити об'єми заборів води з озера на зрошення – до 122 млн м³ (з березня по серпень та листопад і грудень).

2.8.2 Рибогосподарське використання озера

Озеро Катлабух є важливим рибогосподарським об'єктом в придунайському регіоні. Заплавні території використовуються практично на 100% під рибоводні ставки, з зарегульованим водопостачанням і примусовим режимом водообміну. Рибальство було і по теперішній час залишається найважливішою галуззю економіки, як місцевого, так і промислового значення [7].

Озеро Катлабух, незважаючи на відносно невелику площу, належить до числа найбільш важливих рибогосподарських водойм Одеської області. Складаючи лише 3,5% від площі внутрішніх водойм області, Катлабух протягом останніх 20 років забезпечує від 13 до 21% від загального улову. З 1985 по 2002 рік улови риби у водосховищі Катлабух коливалися від 263,3 т. до 1366,4 т. [7].

До обвалування Дунаю і зарегулювання озера, іхтіофауна характеризувалася високим рівнем видового різноманіття і включала практично всі види риб, що мешкають в нижній течії р. Дунай. У 50-і роки в промислових уловах реєструвалися: сазан, судак, лящ, срібний карась, сом, рибець, щука, золотий карась, жерех, чехоня, язь, густера, плотва, окунь. У цей період при рибопродуктивності на рівні 34 кг/га щорічно в озері Катлабух вилувлювали в середньому близько 55 т сазана, 25 т щуки і 8 т жереха. До середини 70-х років домінуючим видом став срібний карась, що володіє високою екологічною пластичністю [1,7].

Зарегулювання Катлабуху супроводжувалося його замуленням, зменшенням площ з підводною рослинністю, підвищенням мінералізації води, скороченням біомаси моллюсків (дрейсена, монодакна). Одночасно почала збільшуватися біомаса фітопланктону, в тому числі синьо-зелених водоростей. Евтрофування озера зумовило виникнення періодичного «цвітіння» з біомасою фітоплектона в межах 190-200 г/м³.

Починаючи з 1986 року в Придунайських водосховищах періодично (1986, 1988, 1995, 1996, 1998 рр.) реєструвалися масові випадки загибелі великорозмірних особин товстолобика, масою понад 6 кг.

За класифікацією водойм С.Я. Бродського озеро Катлабух відносилось до унікальних ракових водойм. При площі близько 6,0 тис. га. Катлабух в 50-х роках забезпечував 13% світового вилову раків.

2.8.3 Вища водна рослинність

Своєрідність акваторій української частини Дунаю та Придунайських озер полягає в тому, що домінуючими компонентами природних екосистем гирлової області є вища водна та прибережна рослинність, яка суттєво впливає на всі форми життя в акваторіях дунайської дельти й Придунайських озер [1,7]. В дослідженнях водних балансів площа водної рослинності на поверхні озера обумовлює додаткові втрати води на транспірацію.

В теперішній час екосистеми Придунайських водойм зазнають значного антропогенного тиску внаслідок активного впливу на їхні акваторії та басейн [1].

2.8.4 Господарсько-комунальне використання озера

В засушливі роки на заплавах та сільськогосподарських землях відбулося скорочення багатьох місцевих видів флори і фауни. Крім того, поля часто підходять до самого урізу води без будь-яких прибережних зон, поруч з озером розташовані населені пункти, звідки у водойму надходять неочищені побутові стоки та стоки з тваринницьких ферм. В результаті такого впливу на навколишнє середовище погіршився екологічний стан озера, це позначилося і на соціальних питаннях населення [1].

Сільськогосподарське водопостачання пов'язано з використанням води у скотарських приміщеннях і на пасовищах.

Забезпеченість водоспоживання для господарсько-питного водопостачання прийнята рівною 95%.

У користуванні сільськогосподарських підприємств перебуває близько 60% всіх земельних ресурсів даної території. Рівень розораності території характеризується найвищими показниками області - близько 90% [7].

В цей час дана територія використовується недостатньо в туристичних і рекреаційних цілях. Іноді відбувається надмірна експлуатація природних ресурсів, але подібну діяльність можна

регулювати, щоб прийти до сталого використання ресурсів озера Катлабух. На території озера Катлабух розташовано 3 установи тривалого відпочинку на 700 місць. Кількість осіб, що використовують водосховище для неорганізованого відпочинку близько -15 тисяч осіб.

Озеро Катлабух є водно-болотним угіддям міжнародного значення, що потрапляє під дію Рамсарської угоди. Водний транспорт – відсутній.

2.9 Дослідження рівня замулення озера Катлабух і каналів, здійснюючих водообмін в озері

До будівництва в 60-х роках минулого століття захисної дамби уздовж Кислицького рукава р. Дунай водообмін озера Катлабух з р. Дунай відбувався по широкому фронту плавневих земель по природними протокам від с. Стара Некрасівка до с. Кислиці в природному режимі.

При підвищенні рівнів Дунаю вище рівня озера вода заповнювала озеро, а при зменшенні рівнів води в Дунаї, вода з Катлабуха поступово скидалась в річку. Таким чином, рослинність плавнів служила природним «фільтром», який осаджував значну частину зважених наносів внаслідок збільшення коефіцієнта шорсткості підстильної поверхні і падіння швидкості потоку.

Після руйнування природних проток і одамбування водообмін озера Катлабух з р. Дунай став можливий тільки по штучних каналах (водопровідного тракту).

Водопровідний тракт складається з підвідного каналу, який з'єднує Дунай зі спорудою-шлюзом (побудовані перпендикулярно руслу р. Дунай), транспортувального каналу – від шлюзу до гирла, тобто виходу каналу в озеро, і гирлової частини каналу. Протягом усього періоду експлуатації цих споруд спостерігалось замулення в основному підвідних та меншою мірою транспортувальних каналів, а також утворення в гирловій частині транспортувальних каналів піщаних мілин (барів), які мають на теперішній час значні розміри (до 1 м абс) [1].

Проектна пропускна здатність шлюзів озера Катлабух «Желявського» і «Громадського» становила 40 м³/с, що повинно було забезпечити наповнення водосховища в весняно-літній період в обсязі 68,5 млн м³ від позначки РМО до НІР. В даний час канал «Желявський» значною мірою замулений, через що відбулося зменшення його поперечного перетину. Це не дозволяє здійснювати достатній водообмін

для забезпечення необхідної кількості та якості води. Канал «Громадський» замулений в середньому на 0,3-0,6 м, місцями заріс водною рослинністю. Протока (гирло) «Довгий», що з'єднує озеро Лунг-Саф'ян з озером Катлабух також замулена.

Замулення стало основною проблемою водопропускної здатності каналів. Так, канал «Желявський» може забезпечити приплив з р. Дунай в водосховище Катлабух тільки в обсязі 10-20 млн м³, що не завжди дає можливість наповнення озера від позначки РМО (0,7 м) до НПР (1,7 м) [1,7]. На цей час Ізмаїльським управлінням водного господарства ведуться роботи по розчищенню та реконструкції каналів, що дасть змогу покращити водообмін озера Катлабух з р. Дунай http://iuvh.gov.ua/news/informacija_pro_etapi_rozrobki_planiv_upravlinnja_gic_hkovimi_basejnami/1-0-13.

2.9.1 Причини зменшення пропускної здатності підвідних і транспортувальних каналів озера Катлабух

Основними причинами замулення цих водопропускних споруд є перш за все зменшення швидкостей течії в підвідному каналі перед водоприймачем, що змінює умови транспортування завислих наносів і перетворює канал в так званий горизонтальний відстійник. При цьому питання замулення наносами й очищення їх від осадів, що накопичуються, залежать від величини мутності води в річці та витрати води, що забезпечені гідравлічним режимом в підвідному каналі.

Одним з найбільш характерних елементів гідравлічного режиму у підвідних каналах є вири різних типів, які характеризуються різнонаправленими циркуляційними течіями. Вони визначають швидкість і направленість потоку і визначають режим водообміну та накопичення опадів у регулюючих каналах [58,59].

В роботі [60], співавтором якої є й дисертант, описано специфічну закономірність відкладення наносів по довжині підводних і транспортувальних каналів. Результати експерименту, який був виконаний свого часу в УкрПівдендипроводгоспі показали, що гідравлічна крупність дрібних (мулистих і глинистих) завислих наносів у підсоленій воді зростає в десять разів. Це стає причиною різкого збільшення гідравлічної крупності завислих мулистих і глинистих часток при змішуванні мутної прісної річкової води з водою водойми, солоність якої вища, ніж річкової

води. Однією з причин є дія електрохімічних сил при змішуванні прісної та солонуватої вод.

На думку авторів [60], ця обставина пояснює той факт, що в озерах-водосховищах у місці впадіння каналів утворюється барова мілина, аналогічна до барів, що утворюються в гирлах рукавів дельти Дунаю. Так, в озері Катлабух у місці його з'єднання з каналом Желявським утворилася потужна барова мілина з відмітками на її гребені в озері до 1,0 м БС і більше.

Боротьба з завислими наносами до останнього часу обмежувалася лише простим видаленням осадів, в останні ж роки це досягається регулюванням гідравлічним режимом у каналах в період водообміну з річковим потоком, причому як у період повені, так й у періоди межені.

Розглядаючи причини замулення водопропускних споруд та озера Катлабух важливим питанням є дослідження режиму стоку зважених наносів в озері, р. Дунай і річках, що впадають в водойму.

2.9.2 Стік зважених наносів

2.9.2.1 Режим наносів в придунайських озерах і малих річках

У зв'язку з господарським використанням всіх великих придунайських озер є проблема надходження і накопичення наносів в акваторії водойм.

В дослідженнях режиму наносів в придунайських озерах приділяється увага до розподілу їх по акваторії [61], морфології й видового складу осадів, джерел їх надходження [62], вивчення загальних характеристик води та донних відкладень озер для оцінки поточного якісного стану води й відкладень [63].

Так, комплексний аналіз проведених досліджень авторів [62] (на прикладі озер Ялпуг і Кугурлуй) показав наявність двох основних джерел осадових речовин в Придунайські водойми – це дунайські води, вплив яких поширюється на південні й центральні частини озер, а також річковий стік малих річок, що живлять озера з півночі. Особливості седиментаційного режиму водойм як закритих лиманів пов'язані з невеликою глибиною та незначним припливом поверхневих вод. Тут значний внесок у формування зваженого матеріалу вносить біогенна

седиментація й абразія берегів озер, взмучування донних відкладень, продукування органічної речовини [61].

Для озера Катлабух постійна підтримка в озері високих рівнів, велика водна гладь підсилюють хвильовий вплив, що викликає саме розвиток ерозійних процесів і руйнування берегів. Дані спостережень за руйнуванням берегів [7], при регулюванні рівня води в озері, свідчать про наявність процесу переробки берегової смуги, що також впливає на замулення ложа озера. Борти озера складені з алювіальних відкладень і лесовидних суглинків, які піддаються руйнуванню і зсувам. Продукти ерозії і обвалення змиваються в озеро. На замулення озера і каналу Желявський впливають й наноси, що надходять з Дунайською водою в період повені.

Дунайська вода – основне джерело поповнення запасів води придунайських озер, що впливає на водообмін в них та формування мінералізації і якісного складу вод. Через зменшення швидкості потоку в протоках і каналах, що з'єднують озера з річкою, деяка кількість наносів акумулюється безпосередньо в них та поступово заповнює ці водойми осадами. Тут втрати стоку наносів р. Дунай складають порядку 10-20% зваженої речовини. В цілому ж сумарний приплив наносів в придунайські озера за рік оцінюється в 52-59 тис. т. [61].

Безпосередніх вимірювань кількості зважених наносів, що надходять з дунайською водою у водойми немає. Їх можна лише оцінити з урахуванням сумарного надходження об'єму води за рік. З розрахунку річного об'єму дунайської води на рівні 284 млн м³, В.М.Тимченко [61] оцінено, що загальна щорічна кількість зваженої речовини в озерах становить 65,4 тис. т. При цьому в озеро Катлабух потрапляє 11,4 тис. т. цього припливу речовини.

Режим зважених наносів (каламутності води) для акваторії озер повністю залежить від їхньої внутрішньої динаміки. Окрім надходження зважених наносів з дунайською водою відбувається взмучування дунайських наносів, що раніше відклалися на дні озер і які містять різного роду забруднювальні речовини. Тому важливим є питання оцінки режиму каламутності вод в різні періоди водності, що розглянуто В.М.Тимченко [61].

Так, в період весняного водопілля, коли озера поповнюються дунайською водою, каламутність її в зонах акумуляції знижується в середньому зі 180-200 до 7-15 г/м³, а на зарослих ділянках озер – аж до 2-3

г/м³ (в окремих зонах до 1-2 г/м³). Розподіл каламутності по глибині визначається швидкістю вітру. А саме, при штилі каламутність у верхніх шарах становить 1-6 г/м³, а в придонних – 6-20 г/м³. При посиленні вітру (до 4-6 м/с) при доброму перемішуванні води каламутність на поверхні може підвищуватися до 40-60 г/м³, а нижніх шарів – до 50-80 г/м³ [61].

Таким чином, важливу роль в режимі Придунайських озер (зокрема озера Катлабух) відіграє стік води та наносів Дунаю, особливо в періоди вільного надходження річкової води до водойм цих озер.

На формування зважених наносів озера Катлабух впливає й стік наносів річок, що впадають в нього. З причини відсутності спостережень величина середньої каламутності в річках оцінена в [8-10] по карті К.М. Лисицина, згідно «Вказівок по розрахунку замулення водосховищ при будівельному проектуванні» та представлена в табл. 2.18. При цьому загальний об'єм твердого стоку, що приноситься з водами річок до озера Катлабух становить 12,26 тис.м³/рік.

Таблиця 2.18 - Характеристики каламутності, зважених наносів та об'єму твердого стоку в річках [8-10]

Річка	Середня каламутність ρ_0 , мг/л	Середня витрата зважених наносів Q_0 , кг/с	Об'єм твердого стоку, тис.м ³ /рік
Великий Катлабух	175	0,021	7,36
Єніка	170	0,010	3,50
Ташбунар	160	0,012	1,40
		Всього	12,26

2.9.2.2 Режим наносів р. Дунай

Дослідження режиму наносів р. Дунай, що приносяться в дельту є важливим питанням у зв'язку з їх впливом на формування самої дельти в гирлі річки – динаміці гідрографічної мережі дельти, переформуванні берегових валів рукавів і кіс, морського узбережжя, а також впливом на замулення дельтових і придельтових озер та каналів, які з'єднують озера з Дунаєм [2,6,13].

Стік зважених наносів Дунаю формується в верхній, середній і нижній течії річки. При цьому великий внесок в стік наносів річки в природних умовах (майже 70% стоку зважених наносів) мали великі притоки Дунаю (Тиса, Сава, Морава, Олт, Сірет). В останні десятиріччя він скоротився до 40% [13,30].

Режим та умови формування стоку зважених наносів української дельти Дунаю розглянуті в монографіях «Ресурси поверхневих вод СССР» [2,6]. Режим стоку наносів цієї частини Дунаю відрізняється значною різноманітністю і визначається, головним чином, гідрологічним режимом і стоком наносів гірських річок схилів Українських Карпат (рр. Тиса, Латориця, Уж, Прут), які знаходяться в його басейні [2,6]. Річки мають паводковий режим стоку та виносять значну кількість твердих осадів з їх басейнів. Так, найбільшу кількість наносів річки переносять у період весняного водопілля (48-50 % річної суми зважених наносів) та літніх паводків (36-43 %), а найменшу – в осінній період (7-15 %) [17].

Дослідженням стоку наносів Дунаю присвячено багато робіт дослідників різних років В.Н. Михайлова [13], Є.А. Левашової та ін. [30], С.Д.Кузнiченко [64], М. Михайлової і Є. Левашової [65], Ю.Д. Шуйського [66], О.І. Чероя [67]. Цими авторами розглядалися питання оцінки середньобаторічних величин стоку наносів Дунаю [13,30,64], балансу наносів у зв'язку з формуванням Кілійської дельти [65], перерозподілу стоку води та наносів в рукавах дельти в умовах антропогенних та природних перетворень [13,66,67].

Середні багаторічні величини стоку зважених наносів Дунаю коливаються, як і для стоку води, в широких межах – від 42 до 84 млн т/рік [13]. Дослідження автора [64] показують, що за період спостережень 1962 – 2002 рр. середня багаторічна витрата зважених наносів Дунаю у м. Рені становила 1600 кг/с (50,5 млн т / рік).

Однак будівництво гребель, забір дунайської води для потреб побутових, сільськогосподарських, промислових та ін. потреб призвели до зменшення скидів річкових наносів. Зменшення стоку наносів негативно впливає на процеси формування дельти, які розпочалися ще в середині XVIII століття (приблизно в 1740 році) і тривають дотепер [64]. За період XX століття стік зважених наносів Дунаю суттєво зменшився, у тому числі в результаті відкладень наносів у водосховищах [13,30].

Дослідження Ю.Д. Шуйського [66] показали, що в українське Кілійське гирло протягом останніх 50 років надходило майже на 11%

менше наносів ніж у попередній період. А у зв'язку зі скороченням середньої річної витрати води Кілійського рукава (до 49% стоку Дунаю) зменшився й стік зважених наносів [67].

В закордонній літературі дослідженням режиму стоку наносів р. Дунай присвячені роботи авторів Придунайських країн – Румунії [68-70], Болгарії [71], Угорщини [72,73] та ін. В них досліджуються багаторічні процеси формування, міграції наносів (пластових і зважених крупнистих) [70,74], режими відкладень як в просторі, так і в часі на основі використання сучасних методів вимірювання швидкості течії і зважених наносів [72,73,75], транспортування зваженого осаду річками й струмками, що стікає в озера [76] та ін. Однак, автори [73] констатують факт відсутності узгоджених методологій і процедур визначення зважених наносів. Авторами [73] також відмічається, що баланс накопичення опадів регульованих річок зазнав істотних змін в минулому столітті, впливаючи на судноплавство, виробництво енергії, середовище проживання риб і функціонування екосистеми.

Особливу увагу дослідників [13,71] приділено змінам у накопиченні наносів у руслі Дунаю після побудови гребель Залізні Ворота I та II (після 1970 р.), які зменшувалися протягом майже піввікового періоду до 30-40% від попередніх значень [71], чи навіть у двічі [13]. Дефіцит припливу наносів призвів до інтенсивних ерозійних процесів дельтової літоралі.

Крім того, на притоках Дунаю в межах Болгарії в період 1952-1980 рр. було побудовано більш ніж 600 невеликих водосховищ. Вони, також, як й придунайські озера дельтової частини річки, стали місткостями накопичення зважених наносів. При цьому, зменшення стоку наносів Дунаю зменшилося від 4,4 до 0,6 млн т/рік [71].

Враховуючи вище викладене, в нашій роботі досліджено багаторічні зміни стоку зважених наносів у вершині дельти р. Дунай (в м. Рені). При цьому до аналізу були прийняті вихідні дані по середніх місячних і середніх річних витрат зважених наносів за періоди, що відповідають даним про витрати води. Методика визначення щоденних витрат зважених наносів, аналогічно витратам води, була прийнята в роботі [13] за даними К. Бондара [70] й та, що використовується в Дунайській гідрометобсерваторії [13,30] (пп. 2.7.3).

На основі згаданих матеріалів в [13] складено зведений ряд, який містить наступні дані: середні місячні, середні річні витрати зважених

наносів за 1840-1963 рр. (по К. Бондару) і аналогічні дані за 1964-2002 рр. (за розрахунками Дунайської ГМО).

В результаті авторами монографії [13], як й для витрат води, вдалося отримати унікальний за тривалістю ряд спостережень за стоком завислих наносів Дунаю в вершині дельти у м. Рені, г/с 54 міля (1840-2002 рр., 163 роки). Автором даної роботи часові ряди витрат води зважених наносів були подовжені до 2015 р. за матеріалами спостережень Держгідрометслужби.

Вслід за часовими періодами змін витрат води в [13] та результатами, одержаними автором роботи в пп. 2.7.3 виділено такі самі періоди режиму зважених наносів як й для стоку води. Авторами [13] відмічено, що ці періоди в змінах стоку зважених наносів виділяються навіть більш чітко, ніж для стоку води.

В даній роботі, аналогічно річковому стоку води, виконаний статистичний аналіз багаторічного звідного ряду (1840-2015 рр., тобто періодом 176 років) середніх річних витрат наносів р. Дунай в створі м. Рені.

Перевірка однорідності часових рядів середніх річних витрат стоку наносів виконувалася за критерієм Фішера (на рівні значущої ймовірності 5%) за періоди, що відповідають періоду умовно природного режиму стоку води (1840-1920 рр.), слабо зміненого режиму (1921-1960 рр.), періоду сильно зміненого режиму для підперіодів – до початку суттєвих кліматичних змін (1961-1989 рр.) і сучасної водності – 1990-2015 рр. (табл. 2.19).

З порівняння стоку наносів за періоди умовно природного режиму стоку води (1840-1920 рр.), та слабо зміненого режиму (1921-1960 рр.) встановлено, що ряди є неоднорідними. Для інших обраних періодів порушення однорідності рядів стоку наносів не спостерігалися (табл. 2.19).

Побудований суміщений хронологічний графік ходу середніх річних витрат зважених наносів та витрат води (у вигляді їх модульних коефіцієнтів), показав наявність вираженого тренду до зменшення стоку зважених наносів (при значущому коефіцієнті кореляції $r=0,46$) на фоні не значного підвищення середньорічних витрат води (розд. 2, пп. 2.7.3.5) (рис. 2.15). Циклічність в ході стоку наносів та витрат води має протилежний характер (рис. 2.16) [28].

Таблиця 2.19 – Перевірка однорідності часових рядів середніх річних витрат зважених наносів р. Дунай – м. Рені

Періоди	n, років	Рівень значущості, %	Критерій Фішера		Висновок
			F	F _{кр}	
(1840-1920) – (1921-1960)	81/40	5%	1,52	1,5	неоднорідні
(1921-1960) – (1961-1989)	40/29	5%	1,85	1,8	однорідні
(1961-1989) – (1990-2015)	29/26	5%	1,19	1,9	однорідні

В усі обрані періоди для середніх річних витрат зважених наносів спостерігається тенденція до їх збільшення у період умовно природного режиму (1840-1920 рр.), незначних коливань у період слабо зміненого режиму (1921-1960 рр.) і убутного тренду у наступний період (після 1960-х років) (рис. 2.16). Найбільш інтенсивне зниження витрат зважених наносів відбувається у сучасний період водності р. Дунай (1990-2015 рр.) [28].

Слід зазначити, що в режимних виданнях Центральної геофізичної обсерваторії [12] узагальнені матеріали спостережень витрат води зважених наносів опубліковані, так само як й для витрат води, по постах м. Рені та м. Ізмаїл – лише за період 1978-2015 рр.

Так, в результаті статистичної обробки багаторічного ряду середніх річних витрат води обох постів (для періоду 1978-2015 рр.) були одержані стандартні параметри розподілу - середні значення $R_{сер}$, кг/с, коефіцієнти варіації C_v та асиметрії C_s (або їх співвідношення C_v/C_s) (табл. 2.20). При цьому коефіцієнти варіації за методами моментів та найбільшої правдоподібності майже збігаються та становлять 0,58 у м. Рені та 0,62 у м. Ізмаїл. Співвідношення C_s/C_v коливається в межах 1,9 - 2,2.

Статистичні характеристики часових рядів середньомісячних витрат наносів р. Дунай м. Рені та м. Ізмаїл для періоду 1978-2015 рр. наведені в табл. 2.21.

Внутрішньорічна зміна коефіцієнтів варіації середніх місячних витрат зважених наносів та витрат води р. Дунай по м. Рені та м. Ізмаїл (1978-2015 рр.) показана на рис. 2.17.

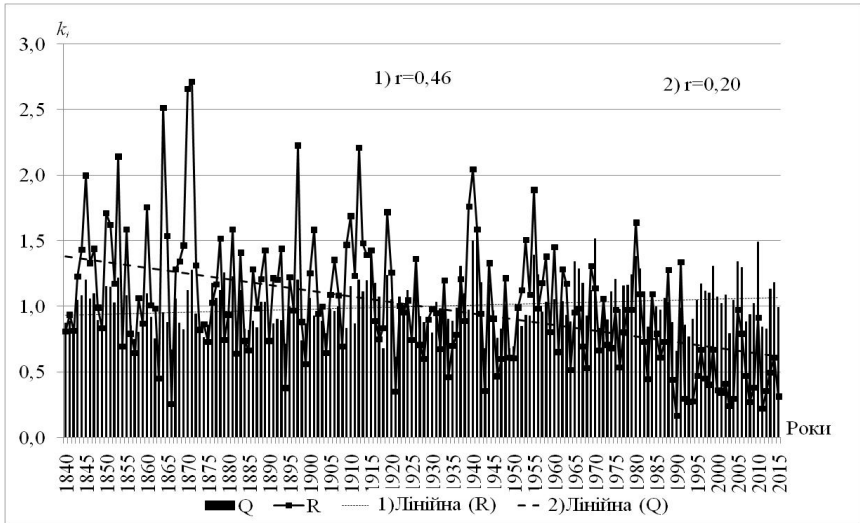


Рисунок 2.15 – Хронологічні графіки ходу середньорічних витрат зважених наносів та витрат води (трирічні ковзні) р.Дунай - м.Рені

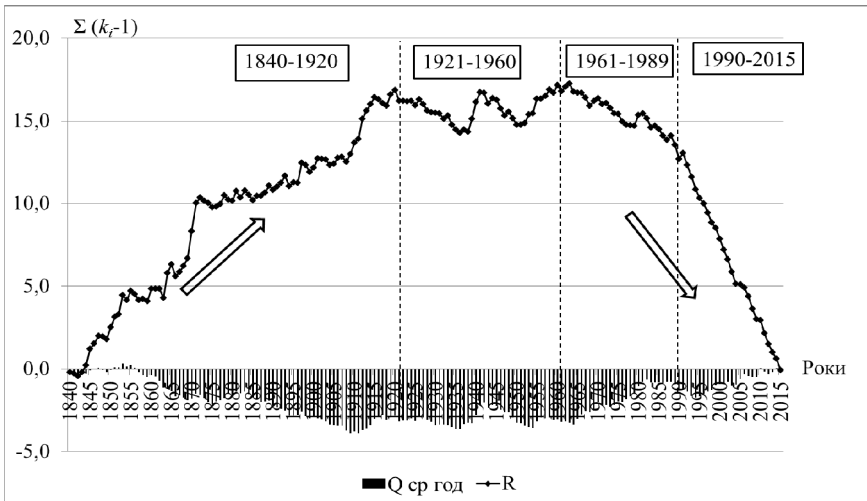


Рисунок 2.16 - Різницево-інтегральні криві середньорічних витрат води та зважених наносів р.Дунай - м.Рені (1840-2015 рр.)

Таблиця 2.20 - Статистичні характеристики часових рядів витрат води зважених наносів р. Дунай по м. Рені та р. Дунай по м. Ізмаїл (1978-2015 рр.)

$R_{\text{ср}}$, кг/с	$r(1)$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
		C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
р. Дунай – м. Рені							
1001	0,23	0,58	1,14	2,0	0,58	1,30	2,2
р. Дунай – м. Ізмаїл							
555	0,35	0,62	1,16	1,9	0,62	1,32	2,1

Таблиця 2.21 – Статистичні характеристики часових рядів середньомісячних витрат наносів р. Дунай м. Рені та м. Ізмаїл

№ з/п	Місяці	R , кг/с	$r(1)$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
				C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
м. Рені (1978-2015 рр.)									
1	Січень	664	0,11	0,88	1,48	1,7	0,90	1,78	2,0
2	Лютий	821	0,44	0,80	1,29	1,6	0,81	1,50	1,9
3	Березень	1316	0,33	0,75	1,17	1,6	0,76	1,34	1,8
4	Квітень	2090	0,30	0,85	1,76	2,1	0,87	2,21	2,6
5	Травень	1728	0,24	0,86	1,91	2,2	0,87	2,46	2,8
6	Червень	1550	0,10	0,99	2,78	2,8	1,06	4,14	3,9
7	Липень	1145	-0,09	1,44	4,24	2,9	1,66	7,79	4,7
8	Серпень	771	-0,12	1,40	3,51	2,5	1,60	5,83	3,7
9	Вересень	460	-0,06	1,08	2,55	2,4	1,11	3,67	3,3
10	Жовтень	358	-0,26	0,74	1,17	1,6	0,75	1,34	1,8
11	Листопад	432	-0,01	0,91	1,58	1,7	0,93	1,94	2,1
12	Грудень	666	0,13	0,94	2,70	2,9	0,99	3,98	4,0
13	Рік	1001	0,23	0,58	1,14	2,0	0,58	1,30	2,2
						2,15			2,80

Кінець таблиці 2.21

№ з/п	Місяці	R, кг/с	r(1)	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
				C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
м. Ізмаїл (1978-2015 рр.)									
1	Січень	403	0,22	1,00	1,93	1,9	1,02	2,50	2,5
2	Лютий	469	0,60	0,85	1,56	1,9	0,86	1,93	2,2
3	Березень	697	0,38	0,79	1,14	1,4	0,80	1,30	1,6
4	Квітень	1181	0,22	1,00	2,70	2,7	1,08	3,97	3,7
5	Травень	929	0,34	0,77	1,45	1,9	0,78	1,74	2,2
6	Червень	870	0,10	1,05	2,40	2,3	1,07	3,37	3,1
7	Липень	587	-0,03	1,23	3,02	2,5	1,27	4,68	3,7
8	Серпень	411	-0,09	1,52	4,18	2,7	1,77	7,63	4,3
9	Вересень	241	-0,11	0,96	2,03	2,1	0,98	2,68	2,7
10	Жовтень	197	-0,18	0,71	1,03	1,5	0,72	1,15	1,6
11	Листопад	242	0,20	1,02	2,35	2,3	1,04	3,28	3,2
12	Грудень	390	0,40	0,94	2,26	2,4	0,96	3,09	3,2
13	Рік	555	0,35	0,62	1,16	1,9	0,62	1,32	2,1
						2,12			2,78

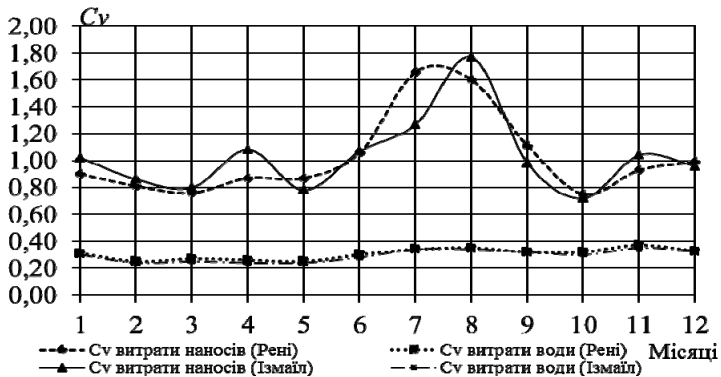


Рисунок 2.17 – Внутрішньорічна зміна коефіцієнтів варіації стоку зважених наносів р. Дунай по м. Рені та м. Ізмаїл (1978-2015 рр.)

Так, коефіцієнти варіації витрат зважених наносів по місяцях року, значно вищі за коефіцієнти варіації витрат води та мають сезонний характер – від найменших величин (0,74-0,75 в м. Рені, 0,71-0,72 в м. Ізмаїл) в лютому, березні та травні та жовтні до найбільших (1,66 для м. Рені та 1,77 до м. Ізмаїл) - в липні та серпні. Співвідношення C_s/C_v в середньому для місяців року становлять від 2,12-2,15 за методом моментів і 2,8-2,78 за методом найбільшої правдоподібності відповідно на постах.

Внутрішньорічний розподіл стоку зважених наносів у вершині дельти тісно пов'язаний з внутрішньорічним розподілом стоку води р. Дунай. Збільшення стоку води зазвичай супроводжується збільшенням зважених наносів [2,6,13,30]. В роботі здійснений внутрішньорічний розподіл середньомісячних витрат зважених наносів р. Дунай по створах Рені (г/с 54 міля) і Ізмаїл (г/с 115 км) для характерних за водністю років (за період 1978-2015 рр.) (табл. 2.22, табл. 2.23) [28].

За даним табл. 2.22 і табл. 2.23 побудовані графіки внутрішньорічного ходу витрат зважених наносів р. Дунай в створах Рені і Ізмаїл в групах різних за водністю років (рис. 2.18, рис. 2.19). Так, в багатоводні та середньоводні роки величини стоку наносів в період весняного водопілля найбільш високі і майже однакові для цих років, нижчі вони у маловодні роки. Найменші у році величини витрати зважених наносів спостерігаються в період межені (у жовтні та листопаді) і не залежать від водності року. При цьому спостерігається зменшення витрат наносів по довжині річки від м. Рені до м. Ізмаїл, що буде стримувати замулення при вході до підвідних каналів в цієї частині річки-озера, а при штучній розчистці цих каналів забезпечить покращення водообміну озера з прісними водами р. Дунай [28].

Таблиця 2.22 – Внутрішньорічний розподіл витрат зважених наносів р. Дунай – м. Рені (в кг/с)

Водність років	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
багатоводні	966	1049	1458	2876	2572	1748	1407	1057	741	447	498	943
середньоводні	391	848	1589	2276	1580	1819	1334	825	295	341	377	562
маловодні	540	389	692	922	863	882	395	285	318	234	348	357

Таблиця 2.23 – Внутрішньорічний розподіл витрат зважених наносів
р. Дунай – м. Ізмаїл (в кг/с)

Водність років	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
багато- водні	679	624	939	1524	1520	1023	900	661	470	309	336	672
середньо- водні	370	503	864	1670	1118	1221	680	502	204	218	242	349
мало- водні	254	249	374	559	434	420	225	153	150	125	194	219

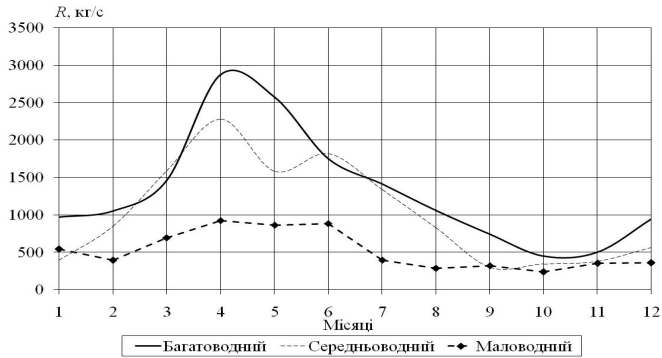


Рисунок 2.18 - Внутрішньорічний розподіл витрат зважених наносів
р. Дунай - м. Рені

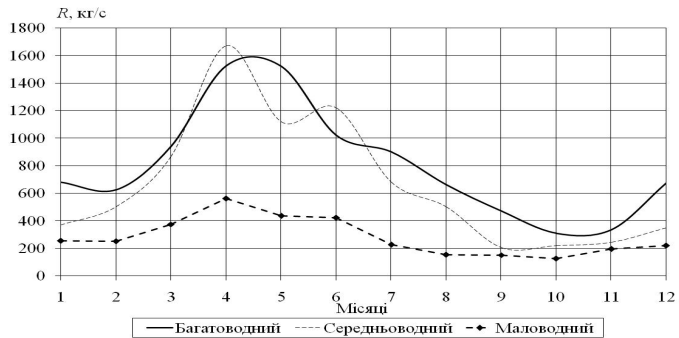


Рисунок 2.19 - Внутрішньорічний розподіл витрат зважених наносів
р. Дунай - м. Ізмаїл

Таким чином, дослідження у багаторічному періоді стоку зважених наносів як у водоймі озера Катлабух, річках, що його живлять та р. Дунай дають змогу оцінити як тенденції до можливого замулення штучних каналів і барових ділянок озера, так і перспективи досліджень щодо умов переформування дна ложа озера та об'ємів води в ньому.

3 ВОДНИЙ БАЛАНС ОЗЕРА КАТЛАБУХ

3.1 Структура рівняння водного балансу озер

Одним з фундаментальних наукових підходів, при дослідженнях гідрологічного режиму водосховищ, озер і ставків, відомим в літературі, є метод водного балансу [1-4]. Рівняння водного балансу водойм дають можливість докладно вивчити та зіставити між собою складові приходної та витратної його частин, що є необхідним при плануванні використання вод, визначенні заходів щодо задоволення потреб у водних ресурсах господарства і населення. На основі водних балансів розробляються й сольові баланси, які дозволяють оцінювати мінералізацію та якість води водойм для різних водогосподарських потреб.

Обґрунтуванню структури та окремих складових водних балансів протягом тривалого періоду були присвячені роботи таких видатних вчених, як М.А. Веліканова [1], Р.А. Нежиховського [2], О.В. Гушлі, В.С. Мезенцева [3], В.С. Вуглинського [4], В.Н. Михайлова, А.Д. Добровольського [5], Є.Д. Гопченка, О.В. Гушлі [6], О.Ф. Литовченка [7] та інших, у тому числі й закордонних вчених.

Сучасними та найбільш науково-обґрунтованими є дослідження водно-сольових режимів, розробки, калібрування та верифікації імітаційних моделей водно-сольових балансів в умовах водогосподарських перетворень та змін клімату, виконані Н.С. Лободою, Ю.С. Тучковенком, Є.Д. Гопченком, О.М. Грибом для лиманів Північно-Західного Причорномор'я (група Тузловських лиманів, Дофінівський лиман) [8], з більш детальними дослідженнями в межах Тилігульського [9] та Куяльницького [10] лиманів.

Дослідження водних і сольових балансів, математичне та сценарне моделювання водно-сольових режимів Придунайських озер в умовах їх зарегульованості було виконано для системи озер Ялпуг-Кугурлуй (С.Д. Кузніченко [11]) та озера Китай (Ю.С. Медведєва [12], Ю.С. Медведєва, Є.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакірзанова [13]).

Ще у 1948 році М.А. Велікановим [1] відмічено, що водний баланс водойм включає у себе розгляд усіх процесів, що впливають на зменшення чи збільшення кількості води всередині деякого виділеного об'єму. За Р.А. Нежиховським [2] рівняння водного балансу розглядається, як взаємозв'язана система компонентів, що відображає співвідношення між надходженням та витратою води, як метод вивчення процесів водообміну у

водосховищі, а також як один зі способів оцінки гідрологічної вивченості водойми та як засіб для визначення окремих компонентів водного балансу.

У загальному вигляді М.А. Веліканов [1] представив рівняння водного балансу для водойми, поділивши його на праву та ліву частини. В редакції автора [1] до лівої частини входять такі складові, як атмосферні опади, кількість конденсованої у ґрунті та на поверхні вологи, кількість води, що надійшла до водойми відкритими водотоками та тої, що потрапила до водойми підземним стоком. До правої частини балансу входять випаровування води з поверхні водойми, кількість води, що стікала відкритими водотоками та підземним стоком. Рівняння водного балансу для водойми представлено у вигляді [1]

$$x + z_1 + \sum_{n_1} y_1 + w_1 = z_2 + \sum_{n_2} y_2 + w_2, \quad (3.1)$$

де x - середня кількість (шар) опадів для усієї площі водної поверхні водойми та за весь період часу;

z_1 - середнє значення конденсації;

$\sum_{n_1} y_1, \sum_{n_2} y_2$ - кількість води, що притікла відкритими водотоками до

водойми та витікла від неї, при кількості водотоків n ;

w_1 - приток води по периметру водойми;

w_2 - відтік води по периметру водойми;

z_2 - середнє значення випаровування з водної поверхні водойми.

За Р. А. Нежиховським [2] водний баланс водосховища - це рівняння між кількістю води, що поступає за певний період часу (сумою приходних компонентів балансу) та кількістю води, яка витрачається за той самий проміжок часу (сумою витратних компонентів балансу). До уваги потрібно брати й стік води річок, що живлять водойму, приплив ґрунтових вод, вплив режиму гідротехнічних споруд та фільтрацію води через береги та ложе водосховища. При водогосподарському використанні водойми необхідно враховувати забір води з водосховища на зрошення, водопостачання та інші потреби.

Загальний вигляд рівняння водного балансу водосховища в редакції авторів [2,3] такий

$$\sum \Pi = \sum P + \sum A \pm H, \quad (3.2)$$

де $\sum \Pi$ – сума приходних компонентів;

$\sum P$ – сума витратних компонентів;

$\sum A$ – сума акумуляційних компонентів;

H – нев'язка балансу.

Приходні частини водного балансу включають у себе такі складові [2,3] (в редакції [3])

$$\sum \Pi = Y_0 + Y_b + Y_r + X + Y_c', \quad (3.3)$$

де Y_0 – приплив води по основним річкам, що живлять водойму;

Y_b – бічний приплив з басейна по периметру водойми;

Y_r – приплив ґрунтових вод;

X – опади, що випадають на дзеркало водосховища;

Y_c' – приплив води (скиди) у водосховище через гідротехнічні споруди, виключаючи стік, який враховується компонентами Y_0 та Y_b .

Витратні компоненти водного балансу [2,3] (в редакції [3])

$$\sum P = Y_c + Y_d + Z + \Phi, \quad (3.4)$$

де Y_c – стік води через споруди, замикаючого гідровузла;

Y_d – забір води з водосховища на зрошення, водопостачання та інші потреби;

Z – втрати на випаровування (з урахуванням конденсації) з поверхні дзеркала водосховища;

Φ – фільтрація через береги, греблю та ложе водосховища (з відводом води за межі водозбору водосховища).

Величина акумуляції в рівнянні водного балансу (3.2) є різницею між об'ємом води у водосховищі на початку та в кінці розрахункового інтервалу часу. Додатний знак різниці означає, що відбувається накопичення води, а від'ємний – спрацювання водойми.

При цьому акумуляційні компоненти водного балансу (3.2) містять [2,3]

$$\sum A = V_B + V_p + V_r + V_l, \quad (3.5)$$

де V_B - акумуляція води в чаші водосховища;

V_p - акумуляція води в руслах та заплавах впадаючих річок у межах зони підпора нижче гідрометричних створів;

V_r - підземна акумуляція у ґрунт прибережної зони;

V_d - акумуляція на льоді та снігу, що його покриває під час осідання та спливання льодяного покриву.

Для отримання порівняних даних по різних об'єктах складові рівняння виражають у вигляді висоти шару води (міліметрах шару води) або в об'ємах на дзеркало водосховища (млн м³) [2-7], іноді у вираженні середньої витрати води (м³/с) [3]. При цьому використовують перехідні коефіцієнти для приведення до однакової розмірності.

Баланси поділяються на місячні - ті, що складають систематично протягом року, річні - у кінці року та декадні - для періодів високої водності (весняне наповнення) [3,7,14], а також в середньому за багаторіччя [7].

Спосіб вирішення водного балансу визначається характером водойми, її типом (озеро, водосховище), проточністю (стічні, безстічні, проміжні), притоком та об'ємом, наявністю льодяного покриву та ін. [3,5,6,7]. Безстічні озера представлені у класифікації Б.Б. Богословського, як акумулятивні водойми [15].

Під структурою водного балансу будь-якої водойми розуміють співвідношення між різними прибутковими та витратними складовими рівняння водного балансу, що складається за будь-який проміжок часу [5]. Різниця між сумою надходження та втрат води повинна дорівнювати збільшенню чи зменшенню запасу води в озері [7].

Загальний природний приплив води (поверхневий і підземний об'єм води, що надходить до водойми) і опади, що випали на дзеркало водойми, за виключенням втрат води на випаровування та фільтрацію прийнято називати корисним припливом [2,3,14].

При розрахунку водних балансів (3.2) мають місце нев'язки H , які включають до себе похибки всіх його складових. Труднощі визначення величин нев'язок водного балансу полягають у тому, що поряд з систематичними похибками мають місце і випадкові [2,3].

Нев'язка є критерієм достовірності розрахунків водних балансів і не повинна перевищувати допустимих меж. Так, для річних, кварталних та місячних водних балансів допустимою нев'язкою слід вважати нев'язку рівну сучасній точності гідрометричних робіт $\pm H \leq 5\%$, а для великих та

дуже важливих у господарській діяльності об'єктів $\pm H \leq 3\%$ [2]. Якщо рівняння водних балансів представити для багаторічного періоду, то величина нев'язки, яка має різні знаки, дорівнюватиме нулю [7].

Рівняння водного балансу для водосховищ [4] та озер дещо відрізняються для проточного (стічного) та безстічного типу водойм.

Для проточного (стічного) типу [5,6,7] рівняння водного балансу включає низку складових у такому їх спільному співвідношенні (у редакції авторів [6])

$$X + Y_{np} + Y_{zp} + C_o - Y_{cm} - Y_{\phi} - E_0 - Y_e = \pm \Delta V_0 + H, \quad (3.6)$$

де X – атмосферні опади на дзеркало водойми;

Y_{np} – поверхневий приток у водойму;

Y_{zp} – підземний приток у водойму;

C_o – конденсація водяних парів над дзеркалом водойми;

Y_{cm} – поверхневий стік з водойми;

Y_{ϕ} – підземний стік (фільтрація) з водойми;

E_0 – випаровування з водної поверхні водойми;

Y_e – забір води з водойми для господарських потреб;

ΔV_0 – зміни об'єму води в водоймі за розрахунковий період часу;

H – нев'язка рівняння водного балансу.

У безстічних озерах витратна частина балансу складається лише з втрат води на випаровування, тому що стоку з водойм немає [5,6,7,15]. Тобто у рівнянні (3.6) не беруть участь такі складові, як поверхневий Y_{cm} та підземний Y_{ϕ} стік з озера і лише антропогенний вплив може впливати на зовнішній водообмін таких водойм [15]. При цьому озера з перемінним стоком за високих рівнів діють як стічні, а за низьких – як безстічні [6].

Рівняння водного балансу водосховищ відповідає рівнянню водного балансу стічного озера [7]. При цьому, для водосховищ такі складові балансу, як підземний приток Y_{zp} та підземний стік Y_{ϕ} з водойми представляються величиною підземного водообміну між водосховищем і його береговою зоною [4]. На різних етапах існування водосховища та в залежності від фази його експлуатації величини підземного водообміну можуть мати різні знаки. Для озер, в береговій зоні яких підземні води

мають сталий режим, відбувається односпрямованість потоків ґрунтових вод або до водойми, або від неї.

У більш пізній період рівняння водного балансу, при різних способах визначення його складових розглянуто в підручниках з загальної гідрології авторів [16,17], керівництвах для вирішення спеціальних завдань [18].

Структура моделі водного балансу для відділених від моря (закритих) лиманів Північно-Західного Причорномор'я, таких як Хаджибейський, Тилігульський та Куяльницький лимани може бути представлена рівнянням виду (наприклад, для місячного розрахункового інтервалу часу, в об'ємних одиницях млн м³) [8-10]

$$W_j = W_{j-1} + (W_{P,j} + W_{r,j} - W_{E,j} \pm W_{кан,j}) \Delta t, \quad (3.7)$$

де Δt - розрахунковий крок моделі у часі, який дорівнює одному місяцю;

W_{j-1} - об'єм води в лимані наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця ($j - 1$);

W_j - об'єм води в лимані наприкінці місяця (j), який розраховується при вирішенні рівняння;

$W_{P,j}$ - об'єм атмосферних опадів, що випали на водну поверхню лиману за місяць;

$W_{r,j}$ - об'єм припливу води (поверхневого, схилового, підземного стоку) з водозбірного басейну до лиману за місяць;

$W_{E,j}$ - об'єм води, що випарився з водної поверхні лиману за місяць.

В умовах тимчасового водообміну цих лиманів з морем до складових їх водних балансів необхідно приймати водообмін лиману з морем через канали і пересип [9,10,15]. В рівнянні (3.7) об'єм припливу-стоку води через канал «лиман-море» за розрахунковий місяць позначено $W_{кан,j}$. При вирішенні ж питань водних балансів Придунайських озер, враховуються складові водообміну з р. Дунай [11-13,19-22].

У зарубіжній практиці дослідженню водно-сольових балансів озер (річних, сезонних, місячних) в останні роки приділяється досить велика увага у зв'язку з багатьма випадками катастрофічних наслідків підвищення мінералізації [23,24], падіння рівнів води чи, взагалі, обміління водойм [23-27], а іноді зростання рівнів води в них [28].

Рівняння водного балансу замикається різницею утримань, що відповідають зміні об'ємів озера на початку та в кінці місяця. Однак на сьогодні це один з найменш досліджуваних елементів у гідрології [29]. Найвні розрахунки водного балансу стосуються головним чином великих озер. Малі озера ігноруються через відсутність системи моніторингу. Іншою причиною є складний водний цикл та невизначеність кількості компонентів, що необхідні для розрахунку такого балансу.

Водний баланс озера чи водосховища у посібнику «Руководство по гидрологической практике» Всесвітньої метеорологічної організації [30] представляється у вигляді рівняння

$$E = I + P - V_{ss} - O \pm \Delta S, \quad (3.8)$$

де E - випаровування;

I - приток;

P - опади;

V_{ss} - повна фільтрація та берегове регулювання;

O - відтік;

ΔS - зміна запасів води.

Сучасне застосування моделей водного балансу орієнтовано на три основних напрямки: відновлення гідрологічних характеристик, оцінка змін клімату та географічні моделі попиту на воду. Автори [31] вважають, що спроби збереження та відновлення озер потребують точного розуміння багатьох екологічних факторів, особливо тих, що регулюють водний баланс.

За дослідженнями авторів [32] водообмін в озерах, що призводить до змін рівнів та об'ємів води у водосховищі є результатом динамічного водного балансу. Таким чином рівняння водного балансу можна записати у вигляді [32]

$$(P - E) + (H_d - H_w) = \Delta R, \quad (3.9)$$

де P - атмосферні опади;

E - випаровування з поверхні води;

H_d - приток поверхневих вод;

H_w - відтік поверхневих та підземних вод;

ΔR - різниця об'ємів озера на початку та в кінці місяця.

Рівняння (3.9) реалізовано авторами [32] для озера Гардно, що розташовано на узбережжі Південної Балтики у Польщі. За період 2003-2007 років розглянуто водні баланси, які включають компоненти динамічного вертикального і горизонтального обміну, який домінує у гідрологічних процесах озера. У зв'язку з прибережним розташуванням озера встановлено, що приплив морської води становить 10% від загального припливу, а приплив з суші - 86%. Найважливішими елементами балансу є річковий приплив і дренажні води, а гідравлічний зв'язок з морем гарантує набагато більш сприятливі умови для повного і швидкого водообміну.

Проблема скорочення площі й збільшення солоності, що викликана антропогенними факторами і змінами клімату вирішена авторами [24] для озера Бостен, найбільшого внутрішнього прісноводного озера посушливого регіону Китаю, розташованого в умовах близьких з озером Катлабух. При цьому, на основі моделі водно-сольового балансу [24] з використанням системно-динамічного підходу оцінені фактори фактичного випаровування і розчинення солі з дна озера. Встановлено, що зниження солоності води в озері можливо при збільшенні водообміну у зв'язку з розширенням сільськогосподарських площ в басейні річки, яка впадає в озеро і, відповідно, заборів води з озера для їх зрошення.

У тимчасовому плані модель відкалібрована авторами [24] на річному часовому кроці, який охоплював 31-річний період (1983-2013 рр.) і період 2014-2050 років для майбутніх симуляцій і можливої зміни рівня і солоності озера з часом.

Прикладом об'єкта господарського використання є прісноводне озеро Чапала на заході Мексики [26]. Метод водного балансу дозволив встановити, що зниження рівнів води в озері протягом вісімдесятих і дев'яностих років минулого століття були пов'язані не тільки з природним періодом посухи в регіоні (середня кількість опадів у ці роки була нижче історичного середнього) та значним випаровуванням з величезної поверхні озера, а й, через господарські заходи, що викликані використанням води озера.

Інноваційне рішення в управлінні гідрологічним режимом солоного озера Карун-енд-Фаом у Єгипті запропоновано у роботі [28]. Розроблено кілька сценаріїв водно-сольового балансу, результати яких показали ефективність нових ставків-випарників в зниженні рівня води озера та відводу солоної води з нього, що сприятиме зниженню вмісту солей озера.

Показано можливості використання надлишку води озера для рекультивування нових сільськогосподарських земель.

3.2 Аналіз складових рівняння водного балансу

Окремі компоненти водного балансу у будь-яких водоймах відіграють різну роль. Це обумовлюється багатьма факторами, одними з головних таких факторів є кліматичні умови, а також райони розташування та морфометрія водойм, співвідношення між площею водозбору і площею водного дзеркала, антропогенне використання вод озер [2-4,8-10,13,15,23,24,26,28,33].

У водоймах значення окремих компонентів постійно змінюються. Деякі компоненти змінюються досить незначно (наприклад, акумуляція в льодовому покриві за невеликої його товщини або фільтрація, при глибокому заляганні рівнів ґрунтових вод), що дозволяє їх не враховувати [2-4,28].

Під час вивчення водного балансу необхідне визначення кожного елемента водного балансу окремо, за допомогою натурних гідрометричних спостережень чи непрямими методами [2,3,7]. Водні баланси складаються за допомогою матеріалів спостережень метеорологічних постів на озері (водосховищі), матеріалів гідрологічних станцій (постів), що враховують стік на притоках озера (водосховища) та матеріалів, які мають дані, що враховують стік на гідротехнічних спорудах [3]. При аналізі наявних матеріалів спостережень при розрахунках водних балансів використовуються статистичні методи [34].

Під час дослідження водного балансу зустрічаються ускладнення при розрахунку складових, що не вимірюються та припливу води до них. Особлива увага приділяється добовому припливу річкової води оскільки гідрометричні спостереження (зокрема тих річок, що живлять причорноморські лимани [8-10] та придунайські озера [11,13]) значно скоротилися чи зовсім відсутні або проведення таких спостережень в межах водойм є несвоечасним. Для того, щоб обґрунтовано дослідити добовий приплив до водойми потрібно мати набагато більш розвинену систему гідрометричної мережі та здійснювати додатковий збір даних гідрометеорологічних спостережень, таких як опади, рівні води та випаровування [3].

Такі компоненти як, підземний приплив та фільтрація [13], випаровування [33], поверхневий приплив (за відсутності вимірювань) [33]

оцінюються наближеними методами [2,3]. Найчастіше підземний та поверхневий припливи розглядаються разом, а фільтрацію розглядають разом із поверхневим стоком [3].

При визначенні невідомих, тобто невимірюваних складових водних балансів зазвичай використовуються методи гідрологічної аналогії, емпіричні формули, карти та діючі нормативні документи [3,4,6,34,35].

3.2.1 Складові поверхневого припливу води у водосховище

За дослідженнями авторів [2,3] загальний приплив води у водосховище чи озеро складається з поверхневого та підземного. Поверхневий приплив, своєю чергою, поділяють на приплив по основних річках (основний приплив) та бічний приплив [2]. Основним припливом є стік води найбільшої річки, що впадає у водосховище, який називають зосередженим. Бічний приплив надходить із невеликого басейну, який прилягає до периметра водосховища між вхідним створом та створом греблі. Окремо у поверхневому припливі розглядаються схиловий стік, стік тимчасових водотоків та русловий стік [18]. Схиловий стік та стік тимчасових водотоків відбувається у період сніготанення та під час проливних дощів. Русловий стік спостерігається протягом року і враховується гідрометеорологічними станціями та постами систематично.

Враховуючи, що водосховище є штучним (не природним) озером гідрологи розділяють декілька понять припливу, а саме природний приплив – загальний об'єм води, що надійшла в озеро та корисний приплив – сума природного припливу разом з опадами, що випали на дзеркало водойми за виключенням втрат на випаровування та фільтрацію [18].

У більшості випадків основний приплив води надходить із найбільшої річки, що впадає у водосховище, але інколи буває, що у водосховище надходять об'єми води з декількох невеликих річок. Так, в озеро Катлабух впадають невеликі річки такі, як Великий та Малий Катлабух, Ташбунар та Єніка. Розрахунок основного припливу відбувається за допомогою спостережених рівнів води та кривої витрат води [2,3].

В «Руководстве по гидрологическим прогнозам» [18] розрахунок припливу води до водосховища чи озера пропонується визначати за

даними про стік річок, що живлять водосховище або методом водного балансу. В першому випадку використовують рівняння

$$\bar{Q}_T = \bar{Q}'_T + \bar{q}_T, \quad (3.10)$$

де \bar{Q}_T - загальний приплив води за час T , м³/с;

\bar{Q}'_T - сумарний стік річок, по яких є дані про витрати води;

\bar{q}_T - приплив, що не контролюється гідрометричними вимірами води, найчастіше за рахунок не великих річок (бічний приплив).

Сумарний стік річок \bar{Q}'_T розраховується за даними вимірних витрат води у гідрометричних створах з урахуванням трансформації витрат води на ділянках перебігу води від цих створів до водосховища.

При визначенні неконтрольованого, гідрометричними вимірами, припливу води до водосховища \bar{q}_T використовують метод аналогії. Такий метод полягає у розповсюдженні встановленого модуля стоку з гідрометрично вивченої частини водосховища на гідрометрично невивчену частину з наступним розрахунком витрат води за допомогою цього модуля [18].

Чим більш не контрольований приплив води і чим більше невисвітлена гідрометрична площа, тим нижче точність розрахунку при інших однакових умовах. Крім того, описаний метод не враховує приплив ґрунтових вод, що надходять у водосховище чи озеро, хоча пов'язані з цим похибки невеликі.

Метод водного балансу дозволяє визначити корисний приплив води у водосховище [18] за рівнянням

$$\bar{Q}_{nm} = \bar{Q}_c + \Delta W / \Delta t, \quad (3.11)$$

де \bar{Q}_{nm} - корисний приплив за розрахунковий період часу, м³/с;

\bar{Q}_c - середня скидна витрата з водосховища за той самий період часу, м³/с;

ΔW - зміна об'єму води у водосховищі, м³;

Δt - розрахунковий інтервал часу, с.

Точність розрахунку за рівнянням (3.11) залежить від точності виміру його складових, зокрема розрахунку зміни об'єму води у водосховищі за заданий інтервал часу.

За дослідженнями авторів [36] річковий стік, так само як опади та випаровування, є однією з найважливіших складових водного балансу. Роль цієї складової досить велика через те, що вона характеризує водні ресурси, які щорічно відновлюються. Формування річкового стоку відбувається в різних частинах басейну при неоднорідному рельєфі, різній поверхні та фізико-географічних умовах, які відрізняються в окремих частинах водосховища, тому і значення стоку досить відрізняються. Існує велика кількість прийомів при відсутності даних спостережень. Авторами [36] встановлено, що значення стоку у загальному вигляді залежить від опадів, зволоженості річкового басейну, рельєфу місцевості, характеру ґрунту, рослинності та інших природних та антропогенних чинників.

3.2.2 Річний стік

За ствердженням М.А. Великанова [1] на першому місці при визначенні річкового стоку постає питання визначення середнього багаторічного стоку або норми стоку. Практично цифра середнього багаторічного стоку є вирішальною там, де передбачено багатолітнє регулювання за допомогою водосховищ великого об'єму. У разі часткового регулювання (сезонного) або у разі відсутності регулювання взагалі питання середнього багаторічного стоку відходять на другий план і головним питанням є дослідження розподілення стоку всередині року, максимальний та середній об'єми водопілля, мілководдя, зимовий мінімум та інші [1].

Спираючись на нормативний документ СНиП2.01.14-83 [35] розрахункові гідрологічні характеристики річного стоку можна визначити за наявністю гідрометричних спостережень; за недостатністю гідрометричних спостережень – за допомогою даних річок-аналогів шляхом приведення їх до багаторічного періоду; при відсутності гідрометричних спостережень – з використанням формул, які включають дані річок-аналогів або інтерполяцію, що базується на сукупності даних спостережень всієї мережі гідрометричних станцій та постів того чи іншого району або більшої території, включаючи матеріали інженерно-гідрометричних досліджень.

Разом з цим застосовують метод гідрологічної аналогії та просторової інтерполяції параметрів річкового стоку з використанням карт гідрологічних характеристик [35,37].

Так, як в межах крайньої південної частини України (у тому числі для Придунайського регіону) має місце недостатня гідрологічна вивченість [38], тому для визначення величини модулів річного стоку та їх статистичних характеристик можуть використовуватись карти СНиП2.01.14-83 [35], однак ізолінії зазначених характеристик проведені пунктиром і не дають змоги отримати ґрунтовні величини норм річного стоку.

Найбільш обґрунтованою на сьогодні для визначення багаторічного модуля річного стоку невеликих річок є стохастична імітаційна модель «клімат-стік» для розрахунку кліматичного, природного та побутового річного стоку, авторами якої є Є.Д. Гопченко та Н.С. Лобода [38,39]. Дана модель реалізована для річок України [39], у тому числі Північно-Західного Причорномор'я [38], а також для причорноморських лиманів [8-10] та придунайських озер [11,13,22].

Модель «клімат-стік» дозволяє оцінювати водні ресурси території на основі метеорологічної інформації з урахуванням впливу підстильної поверхні і антропогенних чинників [38,39]. В останні десятиліття формування водного режиму річок та водойм відбувається в умовах змін глобального і регіонального клімату [40,41], вплив яких в моделі оцінюється за сценарними кліматичними даними [9,10,41-43].

Теоретичною основою моделі «клімат-стік» при визначенні кліматичного і природного стоку річок є метод водно-теплового балансу (запропонованого В.С. Мезенцевим [44]).

Складовими рівняння водно-теплового балансу є характеристика ресурсів зволоження (сума опадів, що випадають за розрахунковий період та зміни запасів вологи в ґрунті) та максимально можливе випаровування з поверхні суші або теплоенергетичний еквівалент.

Для багаторічного періоду зміна запасів вологи в шарі ґрунту приймається рівною нулю [38,39]. При цьому рівняння водно-теплового балансу для визначення кліматичного стоку має вигляд

$$\overline{Y_K} = \overline{X} - \overline{E_m} \left[1 + \left(\frac{\overline{X}}{\overline{E_m}} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (3.12)$$

де \bar{Y}_K , \bar{X} , \bar{E}_m - середні багаторічні величини (норми) кліматичного річного стоку, опадів та максимально можливого випаровування, відповідно.

Для визначення кліматичного стоку \bar{Y}_K в межах Північно-Західного Причорномор'я, зокрема для басейнів Придунайських озер авторами [38] запропонована карта норм річного кліматичного стоку.

Для визначення природного стоку річок, басейни яких розташовані в різних фізико-географічних умовах в моделі «клімат-стік» використовуються коефіцієнти переходу від норм річного кліматичного стоку до природного. Такі коефіцієнти відбивають роль чинників підстильної поверхні у процесі формування річного стоку. Так, для річок степової зони, у формуванні річкового стоку значну роль відіграють втрати на поверхневу затримку водозборів у зв'язку з незначною середньою висотою водозборів.

Для визначення перехідних коефіцієнтів $K_{ПЕР}$ в [38,39] запропоновані формули

$$K_{ПЕР} = 1 - 0,003(280 - H_{сер}), \text{ при } H_{сер} < 280 \text{ м}; \quad (3.13)$$

$$K_{ПЕР} = 1, \text{ при } H_{сер} \geq 280 \text{ м}, \quad (3.14)$$

де $H_{сер}$ - середня висота водозборів, м БС.

В такому разі норма природного річного стоку за моделлю «клімат стік» розраховується за виразом

$$\bar{Y}_{ПР} = K_{ПЕР} \bar{Y}_K. \quad (3.15)$$

В моделі «клімат-стік» також передбачено визначення статистичних параметрів річкового стоку (коефіцієнту варіації C_v , співвідношення C_s / C_v , де C_s - коефіцієнт асиметрії, коефіцієнту автокореляції $r(1)$ [38,39].

Так, для визначення коефіцієнтів варіації природного річного стоку C_v невивчених у гідрологічному відношенні річок Північно-Західного Причорномор'я, з урахуванням поправок на азональні фактори, авторами моделі [8-10,38,39] рекомендовано рівняння

$$C_v = \frac{C_{v\max}}{\left(\frac{\bar{Y}_{ПП}}{10}\right)^{0,62}}, \quad (3.16)$$

де $C_{v\max}$ - граничне максимальне значення коефіцієнтів варіації річного стоку, що відповідає мінімальному значенню кліматичного стоку $\bar{Y}_K = 10$ мм, рекомендовано приймати рівним для річок Північно-Західного Причорномор'я 1,5. Співвідношення між коефіцієнтами асиметрії та варіації прийнято рівним 1,7 [38,39,45]. Коефіцієнт автокореляції річного стоку $r(1)$ береться рівним нулю [30,38].

Визначення побутового (порушеного господарською діяльністю) річного стоку з водозбору $W_{ПОВ}$ визначається в моделі «клімат-стік» при вирішенні рівняння водогосподарського балансу водозбору [39,45]

$$W_{ПОВ} = W_{ПП} \pm \Delta W_{АНТР} . \quad (3.17)$$

Для визначення антропогенної складової до природного річного стоку $\Delta W_{АНТР}$, авторами [38,39] запропоновані вирази для різних водогосподарських заходів. До таких заходів належать забори води на зрошування, наявність на водозборі штучних водойм при яких збільшується випаровування, наявність скидних вод із сільськогосподарських масивів, осушування боліт, споживання води населенням.

Для визначення побутового стоку при врахуванні одного фактора господарської діяльності розрахунок побутового стоку здійснюється за формулою [39, 45]

$$Y_{ПОВ} = KY_{ПП}, \quad (3.18)$$

де K – перехідний коефіцієнт.

В басейнах малих річок Великий Катлабух, Ташбунар та Єніка вплив на річковий стік мають штучні водойми (водосховища та ставки), які мають додаткове випаровування з їх поверхні. Акумуляція поверхневого стоку відбувається у мережі водосховищ та ставків, які розташовані в

басейнах річок і займають близько 850 га водної поверхні (з них Великий Катлабух – 592 га, Єніка – 113 га, та Ташбунар – 145 га) (розд. 2, табл. 2.4).

Так, для врахування впливу додаткового випаровування з водної поверхні ставків та водосховищ в моделі «клімат-стік» застосовують рівняння виду [45]

$$k_y = \exp(-\alpha_a f_l), \quad (3.19)$$

де коефіцієнти α_a визначаються за рівняннями [45]:

- для середньорічної величини річного стоку

$$\alpha_{\bar{Y}} = 0,767 \bar{Y}_K^{-0,49}, \quad (3.20)$$

- для коефіцієнта варіації

$$\alpha_{C_v} = 0,247 \exp(-0,0247 \bar{Y}_K), \quad (3.21)$$

- для коефіцієнта асиметрії

$$\alpha_{C_s} = 0,179 \exp(-0,0246 \bar{Y}_K). \quad (3.22)$$

В басейнах малих річок, що живлять озеро Катлабух, відбувається також зрошування земель з постійною водопровідною мережею. Загальна площа зрошуваних земель становить 4667,4 га (Великий Катлабух – 1251 га, Єніка – 6,408 га та Ташбунар – 3410 га) (розд. 2, табл. 2.4).

Для розрахунку оцінки зміни річного стоку, коефіцієнтів варіації та асиметрії при заборах води на зрошування застосовуються рівняння вигляду [45]

$$K_{\bar{Y}_{IP}} = 1 - a \lg(f_{3p} + 1) - b v_0 + c \eta, \quad (3.23)$$

$$K_{C_v} = 1 + a \lg(f_{3p} + 1) + b v_0 - c \eta, \quad (3.24)$$

$$K_{C_s} = 1 + a \lg(f_{3p} + 1) + b v_0 - c \eta, \quad (3.25)$$

де f_{3p} - відносна площа зрошуваних земель;

v_0 - відносна вологість ґрунтів в долях від одиниці, яка розраховується як відношення оптимальної вологості ґрунту до найменшої вологомісткості (v_0 прийнято рівним 0,9 для кормових та овочевих культур);

η - коефіцієнт корисної дії зрошувальної системи (прийнятий рівним 0,9);

a , b , c - коефіцієнти рівнянь множинної лінійної регресії, що залежать від шару природного стоку та шуканого значення статистичного параметра.

Рівняння побутового стоку, яке містить сумарний вплив штучних водойм та зрошування записується як [45]

$$Y_{ПОВ} = Y_{ПП}(K_{\bar{Y}} + K_{\bar{Y}}' - 1), \quad (3.26)$$

$$C_{v_{ПОВ}} = C_{v_{ПП}}(K_{C_v} + K_{C_v}' - 1), \quad (3.27)$$

$$C_{s_{ПОВ}} = C_{s_{ПП}}(K_{C_s} + K_{C_s}' - 1). \quad (3.28)$$

При визначенні такої приходної складової водних балансів як річний стік річок, що живлять озеро Катлабух, за відсутності стокових спостережень на них, використана саме тепло-балансова модель «клімат-стік» авторів Є.Д. Гопченка і Н.С. Лободи, що описана вище.

В сучасній практиці, для визначення стоку річок, у тому числі річного, використовуються й закордонні моделі, наприклад еколого-гідрологічна модель водозбору SWIM [46,47]. Прикладом реалізації моделі SWIM для українських річок різних географічних зон Тетерів, Верхній Західний Буг та Самара є роботи авторів [48]. Це інтегрована модель, що отримала назву модель «ґрунт і вода», є моделлю з напіврозподіленими параметрами, інтегрує різні пов'язані субмодулі для опису гідрологічних процесів, зростання рослин, динаміки поживних речовин (азоту і фосфору) і ерозії, використовуючи в якості наборів вихідних метеорологічні, топографічні дані, а також дані про землекористування, ґрунти, рослинність і сільськогосподарське використання та управління на річковому водозборі. Модель працює на щоденному часовому кроці і дає можливість для аналізу впливу зміни клімату та зміни землекористування на гідрологічні процеси на водозборах [46,47], а також може бути використана для управління річковими

басейнами, оскільки вони визначені європейським напрямком водної Рамкової програми (ВРД) [49].

3.2.3 Внутрішньорічний розподіл стоку

Під типовим внутрішньорічним розподілом стоку розуміють такий багаторічний його розподіл, загальні риси якого є найбільш характерними або найбільш часто повторюваними як для низки років для даної річки, так і для групи річок даного гідрологічного району [50] та в умовах сучасного впливу на стік антропогенних чинників [37] і змін регіонального клімату [40,41].

Внутрішньорічний розподіл річкового стоку (за календарними місяцями) виконаний в роботі за методикою В.Г. Андреянова [50] за аналогією з внутрішньорічним розподілом на вивченому (дослідженому) у гідрологічному відношенні басейні [37], яким прийнятий басейн р. Когильник – м. Котовськ (з періодом стокових спостережень 1959-2004 рр.).

Внутрішньорічний розподіл залежить від водності року, тому ведеться розрахунок при якому усуваються індивідуальні, нетипові особливості окремих років. Зазвичай приймають три градації водності року (багатоводна, середньоводна та маловодна) з рівним числом членів ряду в кожній групі (для інтервалів забезпеченості 0-33,3; 34,4-66,6; 66,7-100 % відповідно) [50]. Але в окремих випадках за необхідності та за достатньої кількості років спостережень автором [50] пропонується в групі маловодних років виділити градацію дуже маловодну (інтервал забезпеченості 83,4-100 %), а у багатоводній градації – дуже багатоводну (0-16,7%).

В сучасних дослідженнях за розрахунками водних балансів закритих лиманів Північно-Західного Причорномор'я [8-10] прийнятий метод внутрішньорічного розподілу стоку (за даними річки-аналога р. Тараклія – с. Тараклія) для окремих характерних за водністю років (багатоводному (1986), середньо водному (1966), маловодному (1974)) та по сезонах (весна, літо, осінь, зима) року для цих же років [8].

Аналогічним чином, але для забезпеченості $P = 1;5;25$ % (для багатоводного 1986 року), $P = 50$ % для середньо водного 1966 року та $P = 75;95$ % для маловодного 1974 року був здійснений внутрішньорічний розподіл стоку р. Ялпуг для оцінки річкового стоку системи озер Ялпуг-

Кугурлуй [11]. Для оцінки внутрішньорічного розподілу річкового стоку в басейні озера Китай (річка-аналог р. Тараклія – смт Тараклія) використана методика В.Г. Андреянова за трьома групами водності [12].

В монографічному виданні «Ресурси поверхневих вод СРСР» [51] представлений внутрішньорічний розподіл стоку р. Когильник – м. Котовськ (площа водозбору 179 км²) по сезонах та місяцях року. Розрахунковий розподіл стоку (у % від річного) виконаний в [51] для багатоводних, середньоводних, маловодних та дуже маловодних років, але для періоду спостережень 1961-1972 рр. (табл. 3.1).

Таблиця 3.1 – Розрахунковий розподіл стоку (% від річного) по характерних за водністю роках для р. Когильник – смт Котовськ (1961-1972 рр.) [51]

Водність року	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
багатоводні	7,8	14,3	27,6	7,2	6,5	4,6	12,9	1,7	3,5	4,1	5,9	3,9
середньоводні	10,4	14,7	28,8	7,6	12,1	6,5	3,8	2,2	1,6	2,4	5,7	4,2
маловодні	6,3	32,3	15,8	6,6	6,8	10,3	3,3	1,3	2,2	3,2	8,4	3,5
дуже маловодні	5,4	34,6	16,4	10,9	5,4	8,4	2,7	1,1	2,0	2,8	7,3	3,0

В даній роботі внутрішньорічний розподіл стоку річок (у % від річного) здійснений на основі його розподілу для річки-аналога (р. Когильник - м. Котовськ за період 1959-1995, 2000-2004 рр.) за трьома групами водності (багатоводний, середньоводний, маловодний), а далі використана дещо інша схема розрахунків (розд. 3, пп. 3.3.3).

3.2.4 Розрахунок бічного припливу води

Одне з найскладніших питань при розрахунку водного балансу є питання про бічний приплив, як складової загального припливу води в формулі (3.3) [2,3,18]. Складності розрахунку бічного припливу пов'язані з територіальною неоднорідністю поля стоку через неоднакову кількість атмосферних опадів, відмінностей у рельєфі, ґрунті, рослинності тощо. Чим більша доля основного припливу, тим меншу вагу мають похибки

розрахунку бічного припливу [2]. При розрахунках бічного припливу до водосховищ вирішуються питання, що пов'язані з поділом басейну на частини з однорідними фізико-географічними умовами, підбір річок-аналогів для кожної з них і розрахунок бічного припливу за стоком річок-аналогів [2,3].

При поділі басейну, зазвичай при значних його розмірах, на частини з однорідними фізико-географічними умовами приймаються загальні принципи гідрологічного районування [2,3]. При цьому визначальними є кількість опадів, що випадають і рельєф. Всі інші ландшафтні характеристики (лісистість, заболочення, склад ґрунтів та ін.) відіграють підпорядковану роль. Вони впливають на перерозподіл стоку в часі.

Для визначення бічного припливу за стоком річок-аналогів використовують середній зважений модуль стоку, враховуючи площі водозбору, або середній арифметичний модуль стоку річок. При підборі річки-аналога відбирають мінімальну кількість репрезентативних басейнів та аналізують. Басейни порівнюють за тим чи іншим інтегральним показником, наприклад, густині яружно-балкової мережі, середньому ухилу схилів тощо. Попередньо слід переконатися, що водний режим дійсно пов'язаний з одним чи декількома показниками.

Інший шлях, це використання стоку річки-аналога для визначення бічного припливу води за допомогою спрощеного рівняння балансу руслової мережі басейну [3]

$$Q_{t1} = \frac{Q_{t-1} + Q_t}{2} + [W(Q_t) - W(Q_{t-1})], \quad (3.29)$$

де Q_{t1} - добовий приплив води в руслову мережу басейну за поточну добу, $\text{м}^3/\text{с}$;

Q_t і Q_{t-1} - спостережені добові величини стоку в замикальному створі за поточну і попередню доби, $\text{м}^3/\text{с}$;

$W(Q_t)$ і $W(Q_{t-1})$ – об'єми води в руслової мережі як функція витрат води Q_t і Q_{t-1} (в обчисленні суми середніх добових витрат, $\text{м}^3/\text{с}$).

Крива об'ємів $W(Q_t)$ знаходиться за виразом

$$W = \overline{\tau Q}, \quad (3.30)$$

де $\bar{\tau}$ - середній час руслового добігання на ділянці;

\bar{Q} - середня витрата на ділянці, м³/с.

За відсутності гідрометричних спостережень на малих річках [2,3] задача визначення бічного припливу в умовах посушливих регіонів може бути вирішена якщо добове збільшення об'єму води у водоймі за період його наповнення вважати рівним добовому стоку з басейну.

3.2.5 Ґрунтовий стік

Підземний приплив у водойму складається з підземних вод його басейну, безпосередньо тих, що дрениуються водоймою. До числа вод підземного припливу входять підземні, ґрунтові, (безнапірні, напірні і алювіальні води) [3]. Підземне живлення річок здійснюється внаслідок припливу з окремих водоносних пластів, які дрениуються по периметру водойми та їх гідравлічним зв'язком з річкою, які надходять з поверхневим стоком річок.

Безпосереднє визначення припливу підземних вод у водойму вимагає проведення великих гідрогеологічних досліджень за даними стаціонарних спостережень, за підземними водами, які не завжди доступні. Тому, виходячи з гідрогеологічних умов в прибережних районах водойми при їх рекогносцирувальному обстеженні можливо наближене розв'язання задачі на основі розрахунків підземного припливу.

У літературі відомо декілька методів і прийомів кількісної оцінки величин припливу підземних вод у водойму [3], які можна об'єднати у наступні групи: гідрогеологічні або гідродинамічні, воднобалансові, гідрохімічні, фізичні та гідрологічні [52].

У закордонній літературі [53-60] представлена велика кількість наукових досліджень та моделей, для оцінки режиму ґрунтових вод. Головними гідрологічними процесами, що моделюються моделями, є підживлення, підкачування підземних вод, подача підземних вод до водозаборів, транспірація, бічні потоки та взаємодія між дренажною системою підземних вод і річковою системою. Базові прийоми та методи кількісної оцінки підземного стоку можливо об'єднувати, однак через відсутність даних, на території України, поєднання закордонних та вітчизняних методів досить ускладнене.

Гідродинамічні методи базуються на вивченні режиму ґрунтових вод і дослідженні гідродинамічних параметрів водоносного пласта, ґрунтового потоку і водозбору прямими вимірами. Для визначення ґрунтового стоку необхідно мати досить детальні відомості про рівний режим ґрунтових вод в розрахункових створах, про гідрогеологічні умови басейну річки в цілому або окремих її ділянок, про характер гідравлічного взаємозв'язку поверхневих і підземних вод, а також надійну інформацію про фізико-механічні та водні властивості порід водоносних горизонтів [61].

При застосуванні гідрогеологічних методів точність розрахунків може бути дуже високою. Однак, так як це потребує комплексу складних і тривалих досліджень, практичне застосування даних методів є дуже складним.

Для визначення підземного живлення може бути використаний метод водного балансу за допомогою балансового рівняння руслових вод [3]

$$W_r = W_H - W_B - Y_H + Z - X + \Delta W, \quad (3.31)$$

де W_r - об'єм підземного живлення;

W_H , W_B - об'єми стоку у верхньому та нижньому створах відповідно;

Y_H - поверхневий приплив;

Z - випаровування з водної поверхні;

X - об'єм опадів, що випали на поверхню водойми;

ΔW - різниця об'ємів води у руслі за розрахунковий період.

Даний метод вимагає кількісних даних експериментальних досліджень: інфільтрації, випаровування, припливу і відтоку поверхневих і підземних вод та є складовою частиною гідрогеологічної зйомки.

Такі розрахунки не завжди можна виконати з достатньою точністю. Тому визначення ґрунтового стоку на основі рішення рівняння загального водного балансу для коротких проміжків часу слід вважати наближеним [62].

Досить широкої відомості, серед досліджень ґрунтового живлення річок, набули методи розчленовування гідрографів сумарного стоку річок. Метод комплексного гідролого-гідрогеологічного генетичного розчленовування гідрографу загального стоку річок, запропонований та обґрунтований Б.І. Куделінім [63] базується на гідродинамічному аналізі

закономірностей ґрунтового стоку зі всіх водоносних горизонтів зони дренивання і обліку гідрогеологічних умов конкретних річкових басейнів. Різний характер гідравлічного зв'язку підземних і річкових вод, що визначає режим ґрунтового стоку в річці з дренованих водоносних горизонтів, обумовлює різні схеми розчленовування гідрографів загального стоку річок. При виборі схеми розчленування гідрографа загального стоку та визначення ґрунтової складової відбувається гідрогеологічне районування території за типами режиму ґрунтового стоку в річці [63].

Розрахунок підземного припливу можна здійснити за рівнянням руху, який визначається умовами залягання і будовою водопротисних порід. При цьому розрахунок підземного припливу Q_{gr} може бути визначений за формулою Дарсі [3]

$$Q_{gr} = BhR \frac{H_1 - H_2}{l}, \quad (3.32)$$

де B - ширина потоку, м;
 h - потужність потоку, м;
 R - коефіцієнт фільтрації, м/д;
 H_1 та H_2 - відмітки рівня води (м) у двох перерізах, які взяті у напрямку потоку;
 l - відстань між двома перерізами.

Коефіцієнт фільтрації R визначають лабораторним способом або шляхом відкачок.

Ґрунтовий приплив можна також визначити в залежності від швидкості руху води та площі живого перерізу за формулою [3]

$$Q_{gr} = Fu = Bhnu, \quad (3.33)$$

де F - площа живого перерізу, м²;
 u - дійсна середня швидкість руху води у порах, м/д;
 n - коефіцієнт пористості.

Ще одним способом визначення підземного стоку є використання карт ґрунтового стоку, які свого часу були побудовані В.Г.Сорокіним для районів півдня Європейської території Радянського Союзу [64].

Гідрохімічні методи ґрунтового живлення річок, озер та інших водотоків і водойм засновуються на дослідженні гідрохімічного режиму і балансу поверхневих і підземних вод та аналізі гідродинамічних умов їх формування, в основу яких покладені принципи прямих і непрямих зв'язків і аналітичних порівнянь [65]. Різниця принципів прямих та непрямих зв'язків полягає у тому, що принципи прямих зв'язків оцінюються за даними хімічного складу і загальної мінералізації води, а принципи непрямих зв'язків - через проміжні параметри, величини та критерії.

Дослідження гідрохімічних методів ґрунтового живлення автора [65] набули досить широкої відомості, в основу яких покладене врахування процесів розщеплення і розчинення в зоні аерації, зміна мінералізації при випаровуванні з поверхні ґрунтових вод і змішування інфільтраційних вод і вод ґрунтового потоку.

До гідрологічних методів розрахунку ґрунтового припливу води до річки відноситься спрощена схема, запропонована А.М. Бефані [61]. За цією схемою ґрунтовий стік розраховується як півсума мінімальних витрат води (модулів стоку) за 30 діб в період літньої і зимової межени

$$q_{gr} = \frac{q_{30 \text{ min}, з} + q_{30 \text{ min}, л}}{2}, \quad (3.34)$$

де $q_{30 \text{ min}, з}$ - тридцятидобовий мінімум за період літньої межени;

$q_{30 \text{ min}, л}$ - тридцятидобовий мінімум за період зимової межени.

При розрахунках ґрунтового припливу в річки мінімальні витрати води (модулі стоку) визначаються в періоди низького (меженного) стоку, шляхом розчленування гідрографу стоку та визначення ґрунтової складової. В період меженного стоку порушення водного режиму річок під впливом водогосподарських заходів (малі водосховища, водозабір річкових вод, скидання вод у річку та ін.) найбільш відчутне, тому меженні витрати води не завжди можуть бути використані в якості показника ґрунтового припливу в річки. В такому разі розрахунок ґрунтового припливу в річки та водойми потребує відновлення значень стоку в природних умовах його формування.

Така задача може бути вирішена шляхом встановлення співвідношення природних (відновлених) значень і фактичних величин ґрунтового припливу в річки періоду порушень річкового стоку, відповідних певному рівню господарської діяльності [66].

Авторами Н.С. Лободою та О.І. Шаменковою в роботі [67] здійснено відновлення природних значень річного стоку в умовах відсутності даних спостережень за природним та побутовим стоком багатьох річок території південно-західної частини України і Молдови, шляхом використання методу розкладу полів стоку за природними ортогональними функціями (методу головних компонент) [68,69]. Аналогічний підхід був використаний Н.С.Лободою [70] до відновлення полів природного річного стоку цієї ж території, враховуючи процеси, що відбуваються на водозборах в результаті водогосподарської діяльності.

За даними 22 гідрометеорологічних станцій постів Молдови та Південно-Західної України за період 1956-1986 рр. встановлено, що перші дві компоненти розкладу матриці коваріацій за природними ортогональними складовими описують 80% дисперсії вихідних полів (причому на першу з них припадає 71%), що дозволило авторам [67,70] їх інтерпретувати, як основні чинники підземного стоку. З цією метою використаний метод множинної лінійної регресії з покроковим вибором оптимальних предикторів, в якості яких прийняті географічні координати водозборів, розміри та середня висота водозборів, їх заболоченість та залісеність, норма інфільтрації опадів у водоносні горизонти.

При цьому перша компонента розкладу ортогональної функції представляється тільки нормою інфільтрації опадів, яка відбиває як кліматичні, так і гідрогеологічні чинники формування підземного стоку або також може бути врахована їх середня висота водозбору, яка відображає вплив орографії на розподіл зволоженості території.

Вагові коефіцієнти другої компоненти розкладу ортогональних полів обумовлені заболоченістю водозборів. Для визначення вищезазначених величин компонент підземного стоку для невивчених річок територій пропонується визначати за картами ізоліній або за регіональними залежностями.

В основу визначення середньої багаторічної величини підземного стоку покладена генетична формула, запропонована А.М. Бефані [61], параметри якої для досліджуваного регіону обґрунтовані В.Г. Сорокіним [64], у вигляді (в редакції автора [61])

$$Y_{zp} = Uth\varphi, \quad (3.35)$$

де th - функція гіперболічного тангенса;

U - норма інфільтрації;

φ - редуційний множник, яких дозволяє врахувати вплив площі водозбору та гідрогеологічні умови на ґрунтовий стік

$$\varphi = a_2 \left(\frac{F}{F_{1кр}} - 1 \right)^\varepsilon, \quad (3.36)$$

де a_2 - гідрогеологічний параметр, який дорівнює відношенню потужності всіх водотоків ґрунтових вод зони дронування (за вертикаллю) до максимальної глибини дронування;

ε - параметр, який визначає інтенсивність дронування водоносних горизонтів (в редакції А.М. Бефані [61] приймається рівним в середньому 0,21, але може бути прийнятим з достатньою точністю рівним 0,25);

F - площа водозбору, км²;

$F_{1кр}$ - перша критична площа, км².

«Перша критична» площа це мінімальна площа, при якій відбувається ґрунтове живлення, а водойми, що мають площу меншу за $F_{1кр}$ (для річок Придунайського регіону $F_{1кр}=60$ км²), називають малими [64].

Для тимчасових водотоків, при площі водозбору меншій за «першу» критичну $F_{1кр}$, складова $\overline{Y_2}$ дорівнюватиме нулю. Тобто, атмосферні опади, що надходять до водозбору, витрачаються на випаровування, поверхневий стік та часткове поповнення запасів ґрунтових вод $\overline{Y_2}$, що не дрнуються тимчасовими водотоками.

Як вже відзначалося, басейни Придунайських озер, у тому числі і басейн озера Катлабух, та річки, що його живлять, мають площу водозбору більшу за першу критичну, характеризуються недостатньою гідрологічною вивченістю. У багатьох випадках спостереження за стоком мають епізодичний характер, крім цього вимірюваний стік є змінним під впливом водогосподарської діяльності. В даній роботі для визначення норми ґрунтового стоку прийнятий генетичний метод А.М. Бефані у вигляді рівнянь (3.35), (3.36).

3.2.6 Випаровування з водної поверхні

Випаровування з водної поверхні є однією з найважливіших складових витратної частини водного балансу озер. Для водойм, що розташовані в зоні посушливого клімату, тобто й для озер Придунав'я, шар випаровування може перевищувати шар атмосферних опадів, що випадають на їх водну поверхню.

Для озера Катлабух, яке належить до Придунайських водойм з епізодичним водообміном з р. Дунай, випаровування з водної поверхні є основною складовою витратної частини водних балансів, особливо в періоди, коли зв'язок з річкою відсутній.

Випаровування з поверхні водойми визначається шляхом спостережень за допомогою випаровувачів або шляхом розрахунку за різними методами [2,3,7,36, 71-88].

Для вимірювання та дослідження випаровування з водної поверхні у різних кліматичних зонах СРСР свого часу була організована та обладнана мережа водовипаровувальних ділянок та плавучих випаровувальних установок (басейнів, випаровувачів та приладів, які їх доповнюють), що встановлені на гідрометричних станціях [3].

Зазвичай використовувався наземний випаровувач ГГИ-3000 з площею $0,3 \text{ м}^2$ та глибиною 0,65 м. Також на м/ст Болград, яка розташована поблизу досліджуваної території, випаровування з водної поверхні вимірюється за допомогою випаровувального басейну з площею 20 м^2 та глибиною 2 м, який був прийнятий в СРСР в якості водойми-еталону [73,89].

За рік на долю випаровування з поверхні річного водосховища приходиться не більше ніж 10-15% водного балансу [3]. На великих водосховищах озерного типу доля випаровування помітно більша, а в окремі місяці маловодних років випаровування дорівнює величині сумарного припливу і навіть перевищує його (корисний приплив має від'ємний знак). На невеликих водосховищах у посушливих районах випаровування з водної поверхні є основною витратною складовою водного балансу.

В роботах М.С. Каганера [73,74] вперше узагальнені та надані дані про середньобігаторічні, найбільші та найменші величини випаровування з поверхні водойм, внутрішньорічний їх розподіл на території Північно-Західного Причорномор'я і методи розрахунку випаровування в теплий

сезон року (з квітня по жовтень). Так, з поверхні прісних водойм норма випаровування становить в середньому 850 мм (отримана з використанням карти норм випаровування [74]). Однак, шар випаровування з солоних водойм дещо менший і залежить від мінералізації і вмісту солей в озері чи лимані.

М.С. Каганером [73] встановлено, що на метеостанції Болград випаровування з поверхні випаровувального басейну площею 20 м² та глибиною 2 м (прийнятий в СРСР в якості водойми-еталону), в середньому за теплий сезон з 1953 по 1966 рр. становило 800 мм. Найбільший шар випаровування дорівнював 860 мм, а 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 [73]. Зазначимо, що оцінені в даній роботі величини річного шару випаровування на м/ст Болград за період 1960-2020 рр. в середньому становлять 800 мм (розд. 1, п. 1.4.2), тобто близькі до даних в [73]. Але ж найбільший шар випаровування становив 1151 мм (у 1972 р.) і 1426 (у 2020 р.), а найменший – 645 мм (у 1978 р.).

В роботі М.Ш. Розенгурт [79] оцінений річний шар випаровування з водної поверхні північно-західної частини Чорного моря (при солоності води 18 ‰) на рівні 639-886 мм. Але ж В.М. Тімченко [15], при визначенні «найбільш ймовірних значень» складових водного балансу (для Тилігульського лиману), встановлено дещо більші величини річного випаровування з його водної поверхні, що дорівнюють 93,2 млн м³ або 825 мм (при площі водної поверхні 113 млн м²).

В монографії [73] вказано, що випаровування з водної поверхні за малим випарувачем ДГІ-3000, за даними м/ст Болград (1953-1966), становить 1031 мм, що на 231 мм вище вимірних даних з еталонного випаровувального басейну. Крім того, максимальний шар випаровування з водної поверхні приладу ДГІ-3000 спостерігається в серпні (при значеннях в середньому 213 мм), а за випаровувальним басейном – в липні. Тому в розрахунках випаровування з водної поверхні за приладом ДГІ-3000 вводять знижуючі коефіцієнти, які визначаються за редуційним графіком або за таблицею [7]. Як відмічено в роботі [86] внаслідок змін кліматичних умов на території України показання обох приладів наближуються (для періоду 1976-2002 рр.).

В даній роботі при дослідженнях водних балансів озера Катлабух для розрахунку випаровування з водної поверхні водойми використані дані спостережень випаровувального басейну м/ст Болград.

При використанні спостережень з випарного басейну підрахунок місячного шару випаровування (мм) з поверхні малого водосховища ведеться за виразом [75]

$$E_0 = E_{20} K_h K_\omega K_{защ}, \quad (3.37)$$

де E_{20} - випаровування з випарного басейну площею 20 м^2 ;

K_h і K_ω - поправкові коефіцієнти на середню глибину і площу водного дзеркала;

$K_{защ}$ - поправковий коефіцієнт на захищеність водосховища.

За рекомендаціями [75] поправковий коефіцієнт на глибину водойми K_h для озера Катлабух з середньою глибиною до 2 м і в умовах степової зони прийнятий близьким до 1,0. Поправковий коефіцієнт $K_{защ}$ на захищеність водойми від вітру, рослинності, будовами, крутими берегами і іншими перешкодами для озера Катлабух також прийнятий рівним одиниці, так як середня висота перешкод приймається рівною нулю [75]. Поправковий коефіцієнт на площу водойми K_ω , який для степової зони та, відповідно, озера Катлабух приймається рівним 1,0 (табл. 10 в [75]).

За відсутності спостережень за випаровуванням з водної поверхні використовують різні розрахункові методики, а саме метод водного та теплового балансу; метод турбулентної дифузії водяної пари в атмосфері ; за емпіричними та напівемпіричним формулам, які зв'язують величину випаровування з водної поверхні з метеорологічними характеристиками [2,3,7]. Останні можна поділити на групи в залежності від складу метеорологічних елементів, що входять до розрахункових формул визначення випаровування з поверхні води (випаровуваності) [90].

Метод водного балансу полягає в тому, що величину випаровування знаходять за різницею між прибутковою і видатковою частинами водного балансу [7,30,80,82]. Рівняння водного балансу для обчислення випаровування з водної поверхні представлено в редакції О.Ф. Литовченка [7] у вигляді

$$E_B = X_{\partial} + Y_{np} + Y_{np}^1 - Y_{cm} - Y_{cm}^1 + (\pm \Delta V), \quad (3.38)$$

де X_{∂} - опади на поверхню дзеркала водойми, мм;

Y_{np} і Y_{np}^1 - відповідно поверхневий і підземний приплив до водойми, мм;

Y_{cm} і Y_{cm}^1 - відповідно поверхневий і підземний стік води із водойми, мм;

ΔV - зміна об'єму води у водоймі за інтервал часу, що розглядається, мм.

За допомогою методу водного балансу можна отримати досить точні результати при розрахунку величини випаровування за багаторічний період, а при коротких інтервалах часу даний метод не завжди може бути використаний через те, що точність визначення підземного водообміну досить низька [7,30].

Метод теплового балансу засновується на врахуванні усіх джерел припливу та стоку теплової енергії та зміні запасів тепла. Оцінка випаровування з водної поверхні озер та водосховищ потребує детальних даних актинометричних спостережень [7,30] і не рекомендується [80] до використання весною через те, що в цей період витрати тепла на випаровування досить низькі й досить часто порівнюються з похибкою.

О.Р. Константиновим [72] свого часу був запропонований для розрахунку випаровування з водної поверхні метод турбулентної дифузії, який ґрунтується на визначенні вертикального потоку водяної пари у приземному шарі атмосфери за метеорологічними елементами (іноді метод називають градієнтним). Вихідні дані для використання цього методу потребують виміру градієнту швидкості вітру та температури повітря на різних висотах (1-2 м), але використання методу обмежено при випадінні опадів на дзеркало водойми [7,30,80].

Розрахункові методи, при дослідженнях випаровування в [90] пропонуються представити чотирма групами.

До першої групи належать методи розрахунку випаровуваності А.І. Будаговського (1964) та Пенмана-Монтейта (Monteith, 1985). Для розрахунків за методами таких вчених необхідно мати комплекс даних, до якого входять метеорологічні елементи – радіаційний баланс, температура та вологість повітря, а також швидкість вітру.

До другої групи можна віднести методи розрахунку, які для оцінки випаровуваності потребують даних про температуру та вологість повітря. До цієї групи входять методи М.М. Іванова (1954), О.Р.Константинова (1968) та В.С. Мезенцева (1962).

Зв'язок випаровування з водної поверхні з середньомісячними значеннями температури й відносної вологості повітря встановлено ще 1948 р. М.М. Івановим [74,91], а пізніше – в 1968 р. в монографії [72], присвяченій питанням вимірювання та розрахунку випаровування в природних умовах. О.Р. Константиновим рекомендовано подібні зв'язки як найбільш зручні для практичного використання, при визначенні випаровування з водної поверхні, що не потребують введення додаткових поправок.

Для лиманів Північно-Західного Причорномор'я в роботах [9,10,88] підвищення точності визначення випаровування з водної поверхні досягнуто в наслідок використання зв'язку щомісячних шарів випаровування з середньомісячними температурами повітря та значень відносної вологості повітря, які встановлено автором [88] за даними м/ст Болград (рис. 3.1) за період з листопада 2005 р. по грудень 2010 р.

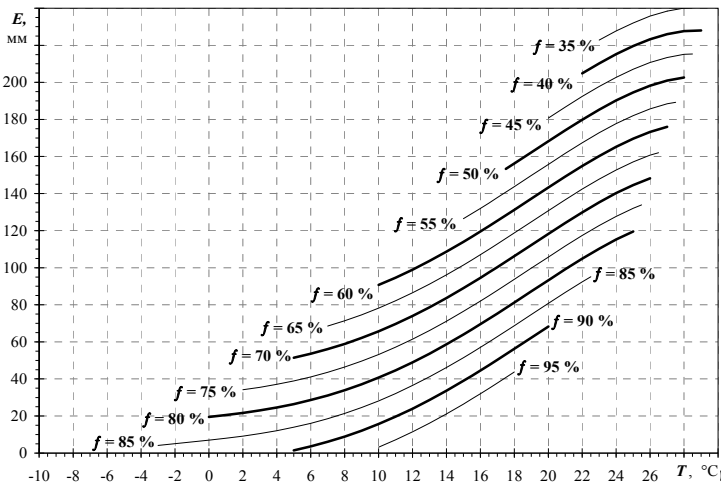


Рисунок 3.1 – Зв'язок випаровування з водної поверхні, E , мм, з середньомісячними температурами, T , °C, та відносною вологістю повітря, f , %, за даними м/ст Болград (за період з листопада 2005 р. по грудень 2010 р.) [88]

З рис. 3.1 можна бачити, що випаровування води з поверхні випаровувального басейну йде з квітня по грудень, а з січня по березень – дорівнює 0 мм. При збільшенні температури та зменшенні відносної вологості повітря шар випаровування збільшується, а при зменшенні температури та збільшенні відносної вологості повітря – зменшується [88].

Методи, в яких для розрахунку випаровуваності використовують характеристики вологості повітря зазвичай відносять до третьої групи. Свого часу, такий метод розрахунку випаровуваності запропонований Е.М.Ольдекопом (1911) та використаний у формулі В.І. Мокляка (1953). Метод, запропонований М.І. Будико (1956) базується на використанні емпіричних залежностей випаровування від дефіциту вологості повітря. Аналогічний підхід використаний Б.Д. Зайковим (1960), Данутою Данелякою та А.М. Бефані (1989) та ін.

Так, формула Б.Д. Зайкова [71] матиме вигляд

$$E_0 = 4,6CD^{0,78}(1 + 0,52U_{1000}), \quad (3.39)$$

C - параметр, що виражає у скритому вигляді співвідношення між температурою поверхні води малої водойми та температурою повітря;

D - середній місячний дефіцит вологості повітря на суші, гПа.

U_{1000} – середня місячна швидкість вітру на висоті 1000 см на суші, тобто по флюгеру м³/с.

Степеневу математичну модель зв'язку випаровуваності з дефіцитом вологості повітря, що отримана в логарифмічних координатах авторами Данутою Данелякою та А.М. Бефані [81] представлено у вигляді

$$E_{OD} = ad^L, \quad (3.40)$$

де E_{OD} - середня добова випаровуваність, мм;

d - середній дефіцит вологості повітря, гПа;

L - параметр, який визначається по нахилу верхньої обвідної на графіках зв'язку логарифмів випаровування з дефіцитом вологості повітря, прийнятий в моделі в межах 0,50 - 0,67 (для кількох західних станцій СРСР та Польщі);

a - коефіцієнт пропорційності, чисельні значення якого обумовлені характером поверхні (рослинності) та її сезонної динаміки.

Автором даної роботи, за даними м/ст Болград за період 1991-2003 рр., були побудовані графіки залежності вимірних величин випаровування від дефіциту насичення для місяців вегетаційного періоду (квітень-вересень). Залежності доволі тісні, що показує рис. 3.2, представлений для вересня місяця.

Одержані порівняльні результати, вимірних на м/ст Болград величин випаровування та розрахованими за рівняннями залежності $\lg E = f(\lg d)$ мають близькі значення і представлені у табл. 3.2, при коефіцієнтах кореляції зв'язків від 0,45 до 0,93.

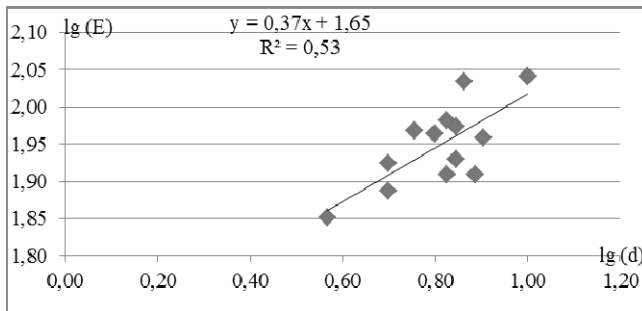


Рисунок 3.2 - Залежність випаровування від дефіциту вологості за вересень (1991-2003 рр.)

Таблиця 3.2 – Порівняльні результати розрахунків випаровування з водної поверхні по зв'язках з дефіцитом вологості повітря та вимірними на м/ст Болград

Місяці року	По залежностях $\lg E = f(\lg d)$		
	Рівняння	Коефіцієнт регресії, a	Коефіцієнт кореляції, r
Квітень	$\lg E = 0,45 \lg d + 1,49$	0,99	0,45
Травень	$\lg E = 0,56 \lg d + 1,53$	0,99	0,90
Червень	$\lg E = 0,89 \lg d + 1,22$	0,99	0,93
Липень	$\lg E = 0,47 \lg d + 1,67$	0,98	0,64
Серпень	$\lg E = 0,44 \lg d + 1,68$	0,98	0,87
Вересень	$\lg E = 0,36 \lg d + 1,65$	0,98	0,81

При розрахунках водних балансів озера Гардно (узбережжя Південної Балтики, територія Польщі) [33] випаровування з поверхні води розраховувалося за формулою Давидова. Для цього використовувалися дані з берегових станцій в Устка і Лебе, а також зі станції в Гаче. Застосована формула містить два елементи: дефіцит насичення повітря і швидкість вітру у вигляді наступного рівняння

$$E = 0,4d (1 + 0,25v), \quad (3.41)$$

де E - добове випаровування з поверхні води, мм;

d - середньодобовий дефіцит насичення повітря, мм рт.ст.;

v - середньодобова швидкість вітру, м/с.

У періоди повного льодоутворення авторами [33] використовувалася спрощена формула ($E = 0,63d$).

Четверта група містить методи розрахунку, для яких потрібні дані про температуру повітря. До цієї групи відносяться методи К.Торнтвейта (Thorntwaite, 1931), Л. Тюрка (1958) та Л. Холдріджа (Holdridge, 1959).

Так, К. Торнтвейт (1931) запропонував таку формулу розрахунку

$$E_{OTорнтвейт} = 1,6(10T / I)^a, \quad (3.42)$$

де $E_{OTорнтвейт}$ - випаровування, см/міс⁻¹;

T - середньомісячна температура повітря;

$a = f(I)$, де I - тепловий індекс, що враховує поправку на широту.

Для розрахунку річного випаровування враховуються тільки місяці з позитивною середньомісячною температурою повітря.

Узагальнена розрахункова формула для визначення випаровування з водної поверхні E , яка найбільш широко використовується в практичних задачах має вигляд [75]

$$E = An(e_0 - e_{200})(1 + aw_{200}), \quad (3.43)$$

де n – число днів в розрахунковому інтервалі часу;

e_0 – середнє значення максимальної пружності водяного пару, розраховується за значенням температури поверхні води в водоймі, гПа;

e_{200} – середнє значення пружності водяного пару (абсолютної вологості повітря) над водоймою на висоті 200 см, гПа;

w_{200} – середня швидкiсть вiтру над водоймою на висоті 200 см, м/с.

A - числовий коефіцієнт, який сумарно враховує вплив на процес випаровування деяких його факторів і дорівнює (в огляді [87]):

0,18 – за методом теплового балансу (застосовується при розрахунках на Каховському водосховищі);

0,20 – за формулою Б.Д. Зайкова та М.С. Каганера;

0,13 – за формулою О.П. Браславського та З.О. Вікуліної;

0,14 – за формулою ДГІ (Державного гідрологічного інституту СРСР), запропоновану В.І. Кузнецовим, В.С. Голубовим, Т.Г. Федоровою (1960 р.);

0,104 – за формулою В.А. Римши та Р.В. Донченко;

a - числовий коефіцієнт, що дорівнює (в огляді [87]):

0,44 – за методом теплового балансу (застосовується при розрахунках на Каховському водосховищі);

0,72 – за формулами Б.Д. Зайкова, О.П. Браславського та З.О. Вікуліної, ДГІ;

0,56 – за формулою М.С. Каганера.

Використання формули (3.43) відбувалося різними авторами при встановленні кількісних величин параметрів A та a для озер та водосховищ в різних фізико-географічних зонах. Це роботи Б. Д. Зайкова [71], М.С. Каганера [73,74], Є.В. Обухова [87] та інших.

Зокрема найбільш розповсюдженою є формула ДГІ, запропонована у 1960 р. В.І. Кузнецовим, В.С. Голубовим та Т.Г. Федоровою [75]

$$E = 0,14n(e_0 - e_{200})(1 + 0,72u_{200}), \quad (3.44)$$

де u_{200} теж саме, що w_{200} .

Згідно з [75] середнє багаторічне випаровування (для місячних та сезонних інтервалів), розраховане за формулою (3.44) або за даними вимірів (не менш як за 20 років), вважається нормою.

Визначення середньобагаторічних величин випаровування з водної поверхні особливо для малих водойм здійснюється й за картами ізолійних норм цих величин для поверхні басейна, площею 20 м². Зазначені карти для території СРСР наводяться, наприклад, в [36,80], для території України

- [7,78], а для території Західної України та Молдови, зокрема, басейну озера Катлабух в [73], де становлять величину порядку 850 мм.

В монографії «Ресурси поверхностних вод» [73] представлений розподіл похибок місячних та сумарних величин випаровування з водної поверхні у %, обчислених за різними формулами (проти спостережених величин). Для території України величина середньої похибки становить 14,2%. В роботі Є.В. Обухова, О.С. Корягіної та Є.П. Корецького [87] виконаний порівняльний аналіз розрахунку випаровування з водної поверхні за формулою (3.43) та одержаними ними величинами середньомісячних втрат води на випаровування за методом теплового балансу (при використанні метеорологічних даних) для Каховського водосховища. Авторами [87] встановлено, що розраховані величини випаровування за формулами М. С. Каганера та О.П.Браславського і З.О. Вікуліної майже збігаються, а формули ДГІ та Б.Д. Зайкова перевищують величини випаровування на 10%.

В роботі А.І. Шерешевського та Л.К. Синицької [86] емпіричну формулу розрахунку випаровування з водної поверхні за метеорологічними даними було уточнено у зв'язку з суттєвим зниженням випаровування за період з 1975 року. При цьому авторами [86] запропоновано формулу виду (3.43) з новими чисельними параметрами, при яких параметр A вдвічі збільшився, ніж у формулі М.С. Каганера [74], а числовий коефіцієнт a у чотири рази зменшився. Тобто рівняння виду (3.43) матиме вигляд

$$E = 0,37n(e_0 - e_{200}) \cdot (1 + 0,14W_{200}), \quad (3.45)$$

де W_{200} теж саме, що w_{200} .

Авторами роботи [86] під час зіставлення випаровування, яке розраховувалось за формулою М.С. Каганера [74] та уточненою формулою (3.45), з фактичними даними випарних басейнів, було встановлено, що похибки за формулою М.С. Каганера склали 2-25%, а за уточненою формулою -1-14%.

Для території України авторами роботи [86] для розрахунку випаровування, побудовані карти випаровування середнього за багаторічний період [85], а також забезпеченістю 5, 25 та 50% [86]. Враховуючи сучасні кліматичні зміни авторами роботи [86] досліджено, на основі методу множинної кореляції, вплив сукупності метеорологічних

характеристик на величину випаровування. На півночі України основними факторами є опади та дефіцит насичення повітря. А на півдні – більшим є вплив швидкості повітря, але в цілому найтісніший зв'язок встановлено із сукупністю швидкості вітру та дефіциту насичення повітря. При цьому враховуючи тенденції до багаторічних змін цих величин авторами [86] отримані за формулою (3.45) величини випаровування з водної поверхні значно менші ніж розраховані раніше.

В закордонній літературі [26,30-33,82,83] відзначено, що останнім часом з'явилися деякі нові підходи до розрахунку випаровування, наприклад, з використанням систематичних ізотопних структур в поверхневих водах [32]. Цей метод дозволяє визначати регіональні відмінності у втратах, пов'язаних з випаровуванням, і вже застосовувався для водойм, розташованих в різних кліматичних умовах, а також географічним положенням і висот.

У роботі [26] випаровування розраховувалось комплексним методом (метод Пенман), який сполучає два методи, а саме енергетичного балансу та масоперенесення або іншими словами аеродинамічного балансу. Метод балансу енергії заснований на рівнянні неперервності теплової енергії [92]. Аеродинамічний метод враховує пропускну здатність водяної пари трохи далі від випаровуючої поверхні [26].

В останні роки в Одеському державному екологічному університеті розроблено сучасну енергобалансову модель *SLEB*, авторами якої є С.М.Степаненко, В.Г. Волошин та В.Ю. Курішина [93]. Модель дає можливість розрахувати значення всіх компонент теплового балансу земної поверхні й, відповідно, оцінити випаровування вологи з водної поверхні для кожного строку спостережень з урахуванням добового ходу температури води, повітря та швидкості вітру, а також з урахуванням теплопровідності й теплоємності води, потоку тепла в воду, шорсткості поверхні (хвилювання), альbedo поверхні води в залежності від висоти сонця та у відповідності потоку вологи (прихований потік тепла) з іншими компонентами теплового балансу поверхні.

В рамках даного дослідження виконаний розрахунок величин випаровування з водної поверхні Придунайських озер (на прикладі озера Ялпуг) по місяцях року за моделлю *SLEB* [94]. В декількох варіантах розрахунку при різних величинах швидкості вітру і шорсткості водної поверхні (при гладко-турбулентному русі над поверхньою з шорсткістю $0,01 \leq z_0 < 0,02\text{м}$) одержані модельні величини випаровування з водної

поверхні з найменшими відхиленнями від спостережених на м/ст Болград при $z_0=0,02$ м. При цьому аналіз показав, що річна сума випаровування (мм) за даними випарника м/ст Болград дещо менша, ніж за даними модельних розрахунків. Середня величина випаровування (з 1999 по 2007 рр.) за моделлю становить 795 мм, а за даними випарника 771 мм, тобто відмінність становить 23 мм (3% від спостережених середніх річних величин випаровування за 12-річний період). Мінімальні відмінності 9 мм в 1996 і 2007 рр., а максимальні 80 мм в 1998 р. [94].

На рис. 3.3 показаний приклад річного ходу (по місяцях) випаровування з поверхні випарного басейну м/ст Болград і розраховані за моделлю *SLEB* величини сум випаровування вологи з водної поверхні (у 2000, 2007 рр.) [94].

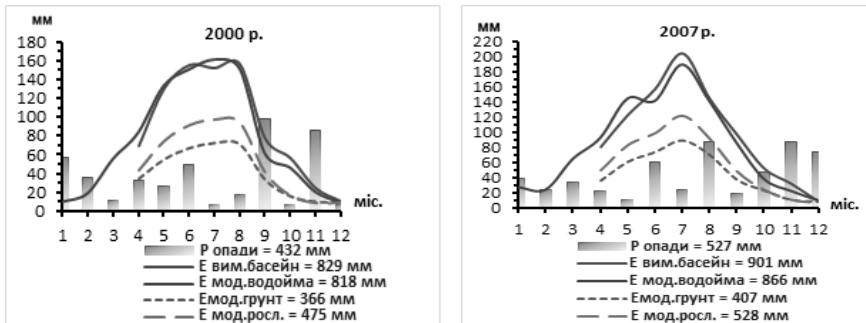


Рисунок 3.3 – Річний хід метеорологічних величин, випаровування з поверхні випарного басейну м/ст Болград і випаровування з водної поверхні, що розраховується за моделлю *SLEB* при $z_0=0,02$ м [94]

При розрахунках випаровування з водної поверхні до уваги приймається інтенсивність випаровування з поверхні солоних водойм [8-10,74,78]. Для порівняння величин випаровування солоної води різної концентрації використовують коефіцієнт випаровуваності. Даний коефіцієнт являє собою співвідношення величини випаровування солоної води до величини випаровування прісної води і зазвичай дорівнює менше одиниці, а при збільшенні концентрації солей у воді – зменшується [8].

За рекомендаціями [75] випаровування з водної поверхні солоних водойм, при вмісті солей менше ніж $25-30$ г/дм³, розраховується так само як і з прісних водойм через те, що випаровування з таких водойм

зменшується на 2-3%. При високій концентрації розчинених солей та відсутності у воді органічних речовин випаровування з водойм розраховується за формулою

$$E_p = rE_0, \quad (3.46)$$

де E_p - випаровування з розчину (солоня вода, побутовий стік);

E_0 - випаровування з чистої прісної води за той самий проміжок часу;

r - перехідний коефіцієнт від випаровування з чистою водою до випаровування з розчину

$$r = \frac{Ke_n - e_{200}}{e_n - e_{200}}, \quad (3.47)$$

K - коефіцієнт, що враховує відносне зменшення пружності водяної пари над розчином і залежить від концентрації розчинених речовин;

e_n - максимальна пружність водяної пари;

e_{200} - пружність водяної пари на висоті 200 см.

Однак, при дослідженнях процесів випаровування з водної поверхні для лиманів Північно-Західного Причорномор'я в роботах [8-10,88] безрозмірний коефіцієнт, що враховує вплив солоності (мінералізації) води на зменшення випаровування з водної поверхні враховується в розрахунках випаровування з солоних водойм з мінералізацією 10‰ та вище. Встановлення перехідних коефіцієнтів рекомендовано за формулою [88] або за відповідною таблицею [8]. Озеро Катлабух вважається прісною водоймою, при значеннях мінералізації в різні роки від 1,0 до 3,5 мг/дм³, тому перехідні коефіцієнти не вводилися.

Ще однією важливою умовою при випаровуванні з водної поверхні є урахування водної рослинності, яка впливає на випаровування через інтенсивну транспірацію вологи [8]. При відсутності спостережень вплив на випаровування напівзануреної водної рослинності враховується за допомогою перехідних коефіцієнтів [8,75]. Перехідні коефіцієнти відповідають долі площі водойми, що займають напівзанурені водні рослини та приймаються згідно таблиці 3.3.

Таблиця 3.3 - Перехідні коефіцієнти, які відповідають долі площі водойми, що займають напівзанурені водні рослини [8]

Зона	Площі заростей рослин у % від загальної площі водойми				
	10	30	50	75	100
Степова	1,04	1,14	1,24	1,37	1,50

Для озера Катлабух площа заростей рослин прийнята рівною 30% від загальної площі водойми й прийнята в розрахунках транспірації водною поверхнею.

3.2.7 Дослідження фільтраційних втрат води

Фільтрація або підземний стік з водойми здійснюється підземним шляхом через ложе і його берега. Втрати води з водойми можуть відбуватися як в легких, так і в корінних породах [2,3]. Безпосереднє визначення величини фільтрації з водойми, так само як і підземного припливу в нього, вимагає проведення гідрогеологічних досліджень.

Для розв'язання питання про кількість води, що відтікає підземним шляхом визначають площу, на якій відбувається це явище, ухили дзеркала підземних вод, потужність водоносного пласта і коефіцієнт фільтрації порід. Витрата підземного потоку обчислюють за формулою [3]

$$Q_r = B \left(\frac{h_1 - h_2}{2} R \frac{H_1 - H_2}{l} - \frac{Wl}{2} \right), \quad (3.48)$$

де B - ширина потоку, м;

h_1 та h_2 - потужності потоку, м;

R - коефіцієнт фільтрації, м/добу;

H_1 та H_2 - відмітки рівня води, м;

W – інфільтрація, м/добу, тобто кількість води, що просочилася на поверхню підземних вод через одиницю площі в одиницю часу;

l - відстань між урізами води.

Труднощі систематичного прямого виміру підземного стоку води з водойми полягає у великій різноманітності природних умов. Нерідкі випадки, коли в одній частині водойми спостерігають підземний приплив, а в іншій підземний стік. Тому при експлуатації водойм доводиться

задовольнятися грубо орієнтовною оцінкою підземного стоку або зовсім не враховувати його.

3.3 Вирішення рівняння водного балансу озера Катлабух

Для можливості вирішення питань, які пов'язані з відновленням та майбутньою підтримкою сприятливих умов функціонування водойми Катлабух в сучасних умовах його експлуатації, описаних автором роботи у першому та другому розділах, а також в роботах [95-97], у цьому розділі проведені дослідження та розрахунки водних балансів озера.

Рівняння водного балансу має такий загальний вигляд [22,95,98-100]:

$$\begin{aligned} (\sum V_i)_{np} - (\sum V_i)_{vump} = & V_{Pi} + V_{ri} + V_{bi} + V_{gi} + V_{dri} + V_{Di} - \\ & - V_{Ei} - V_{tri} - V_{fi} - V_{zi} - V_{Di}' - V_{ozi}, \end{aligned} \quad (3.49)$$

До складу компонентів приходної частини водного балансу входять такі компоненти (у млн м³):

V_{Pi} - атмосферні опади;

V_{ri} - річковий стік;

V_{bi} - бічний приплив;

V_{gri} - приплив ґрунтових вод;

V_{dri} - приплив дренажних вод;

V_{Di} - стік річки Дунай.

До компонентів витратної частини відносяться такі складові:

V_{Ei} - об'єм випаровування з водної поверхні озера;

V_{tri} - об'єм транспірації водною рослинністю;

V_{fi} - об'єм фільтрації води в береги;

V_{zi} - об'єм забору води з водосховища Катлабух;

V_{Di}' - об'єм скидів води з озера в р. Дунай;

V_{ozi} - підтримка рівнів води озер Лунг-Саф'ян.

3.3.1 Приходна частина водного балансу та її складові

Вирішення рівняння (3.49) може здійснюватися при сучасній схемі водообміну (завдяки підкачки води з р. Дунай) та при вільному водообміні з р. Дунай (її надходження самопливним шляхом та скидів озерних вод восени при регулюванні шлюзами).

Як видно з рис. 3.4 до приходних частин водного балансу озера відносяться: атмосферні опади (V_p), поверхневий стік малих річок (V_r), приплив ґрунтових вод по периметру водойми (V_{gr}), дренажні води зрошувальних систем (V_{dr}), наповнення озера Дунайською водою (V_D).

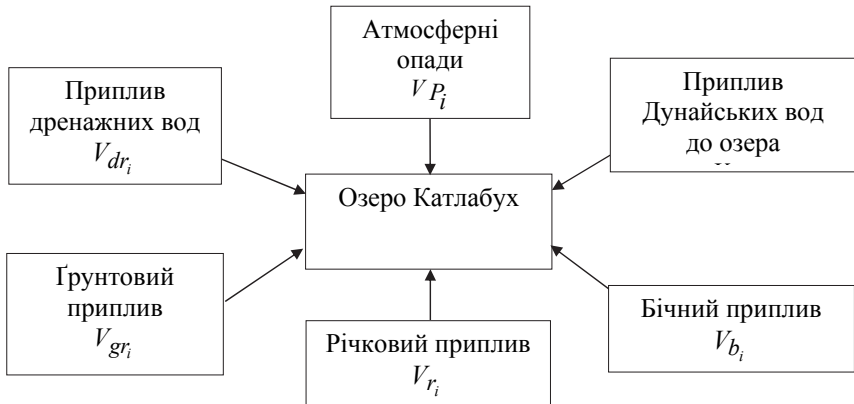


Рисунок 3.4 – Приходні складові водного балансу озера Катлабух

3.3.2 Надходження атмосферних опадів

Атмосферні опади – це один з основних елементів приходної частини рівняння водного балансу річкових водозборів та водойм. В залежності від пори року, а саме температур повітря розрізняють рідкі та тверді (сніг) опади.

Рідкі опади вимірюються за допомогою опадоміра. Кількість опадомірних пунктів на водозборі залежить від розміру площі, форми водозбору, його розчленування та рельєфу, розподіл рослинного покриву [2,3].

Виміри опадів проводяться на метеостанціях та постах за допомогою опадоміра Третьякова (в період 1948-1956 рр. опадомір був введений на усіх метеостанціях та постах колишнього СРСР), плевріографів, ґрунтового дощоміру, радіолокаторів, супутникових вимірів [3].

Дослідженнями [3,36,89,101], встановлено, що існуюча методика виміру атмосферних опадів опадомірами має низку систематичних похибок приборів, які необхідно виключити при використанні кількості вимірних опадів у водно-балансових розрахунках. Так, кількість атмосферних опадів, що виміряні опадоміром Третьякова зазвичай є дещо заниженими (на відкритій місцевості рідких опадів на 5-20%, а твердих на 30-50% і більше) [101,102].

При розрахунках водних балансів слід використовувати ті величини опадів, які є виправленими шляхом введення поправок на змочування стінок відра опадоміра, випаровування опадів з відра опадоміра, на недоврахування їх внаслідок впливу вітру та на потрапляння сніжинок до опадоміра шляхом їх підняття вітром з поверхні снігу [3]. Деякі з цих поправок враховані при друкуванні кількості опадів в режимних виданнях гідрометслужби.

Для розрахунку середнього значення опадів, що випадають на території розглядуваного водозбору, використовують дані метеостанцій та опадомірних пунктів, розташованих на ньому. За малої кількості пунктів спостережень в басейні водозбору використовують дані про опади, які виміряні в пункті, розташованому недалеко від водозбору за його межею. При цьому використовуються методи визначення опадів у вигляді середньоарифметичної величини чи середньозваженої величин або за картами ізогіет [3].

При водно-балансових розрахунках для річкового водозбору для зимово-весняного періоду використовуються дані вимірів твердих опадів, що акумульовані в запасах снігового покриву. Середні на водозборі запаси води в сніговому покриві визначають шляхом осереднення величин, отриманих за даними снігомірних зйомок [3]. Зазвичай снігозапаси представляють у вигляді карт-ізоліній їх розподілу по території.

В роки з теплими зимами при несталому сніговому покриві замість величини снігозапасів використовують суму твердих опадів (за періоди без відлиг, без хуртовин) коли суми твердих опадів і величини вимірних снігозапасів (з урахуванням випаровування з поверхні снігу) мають близькі значення. При інших погодних умовах снігозапаси будуть меншими за

суми твердих опадів у зв'язку з тим, що сніг, який випадає на поверхню землі частково втрачається на танення, випаровування або переноситься вітром [3].

В межах досліджуваного басейну озера Катлабух і басейнів невеликих річок Ташбунар, Єніка, Великий та Малий Катлабух на жаль відсутні метеорологічні станції та пости. Але поблизу водозбору ведуть регулярні систематичні спостереження метеорологічні станції Болград та Ізмаїл (рис. 3.5).

Розрізнені дані по кількості опадів за місяць та рік на цих метеостанціях налічуються з 1885 року. Безперервні ж дані по опадах мають місце на м/ст Болград з 1945 року, а на м/ст Ізмаїл – з 1949 року. Існує тісний зв'язок між сумами річних опадів на м/ст Ізмаїл та м/ст Болград (при коефіцієнті кореляції - 0,61). До речі, в роботі [13] виявлений статистичний зв'язок між величинами річних опадів для метеостанцій Болград, Ізмаїл та Червоний Яр при побудові кореляційних матриць, але чіткіший зв'язок просліджувався між метеостанціями Ізмаїл та Червоний Яр.



Рисунок 3.5 - Карта-схема розміщення метеостанцій Болград та Ізмаїл

У даній роботі була проведена перевірка однорідності часових рядів річних сум опадів між двома метеостанціями Болград та Ізмаїл (1949-2020 рр.). Результати перевірки показали, що за трьома критеріями (Фішера, Стьюдента та Уїлкоксона) при 1 %-ій та 5 %-ій забезпеченостях ряди є однорідними (табл. 3.4).

Для дослідження складових водних балансів побудовані криві забезпеченостей річних сум опадів по м/ст Болград у період з 1945-2020 рр. та по м/ст Ізмаїл з 1949-2020 рр. (рис. 3.6 та рис.3.7).

Для визначення статистичних забезпеченостей річних сум опадів $P_p\%$ використано рівняння [103]

$$P_p = m/(n+1) * 100\%, \quad (3.50)$$

де m – порядковий номер членів убуваючого ряду сум річних опадів;
 n – загальна тривалість ряду (зокрема, для м/ст. Болград $n = 76$ років, а для м/ст Ізмаїл - 72 років).

Таблиця 3.4 - Перевірка однорідності річних сум опадів на м/ст. Болград та м/ст Ізмаїл за період з 1949 по 2020 рр.

Метеостанція	n, років	Рівень значущості, %	Критерій Фішера		Висновок	Критерій Стьюдента		Висновок	Критерій Уїлкоксона	Загальний висновок
			F	F _{кр}		t	t _{кр}			
			Болград/Ізмаїл	76/72		1%	1,05			
		5%		1,65	так		1,98	так	так	так

Для визначення відповідності емпіричної та аналітичної кривих забезпеченості застосовують критерії відповідності [37,104,105]. При цьому виконується схема перевірки однорідності гідрологічних рядів: висувуються дві гіпотези (нульова та альтернативна); призначається рівень значущості; розраховується емпіричне значення статистики та за результатами приймається рішення. В такому випадку, за нульову приймається гіпотеза про відповідність аналітичної та емпіричної функцій розподілу, а за альтернативну – їх невідповідність.

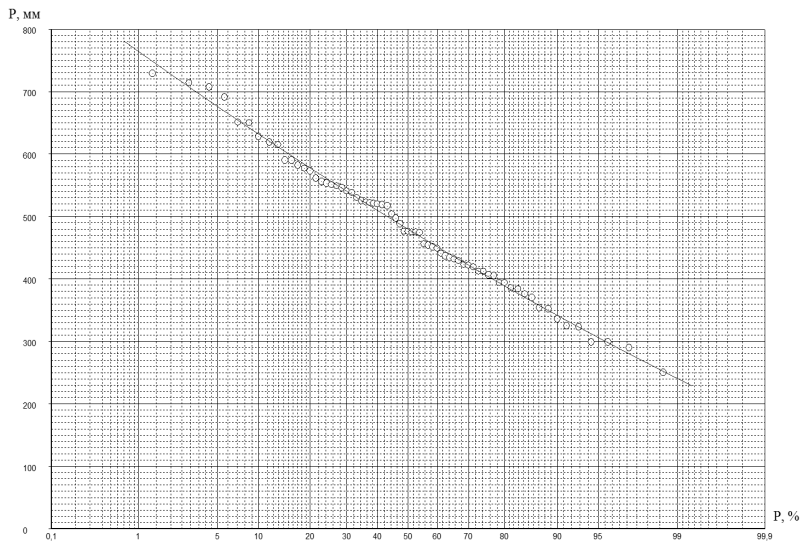


Рисунок 3.6 – Крива забезпеченості річних опадів по м/ст Болград (P , мм)

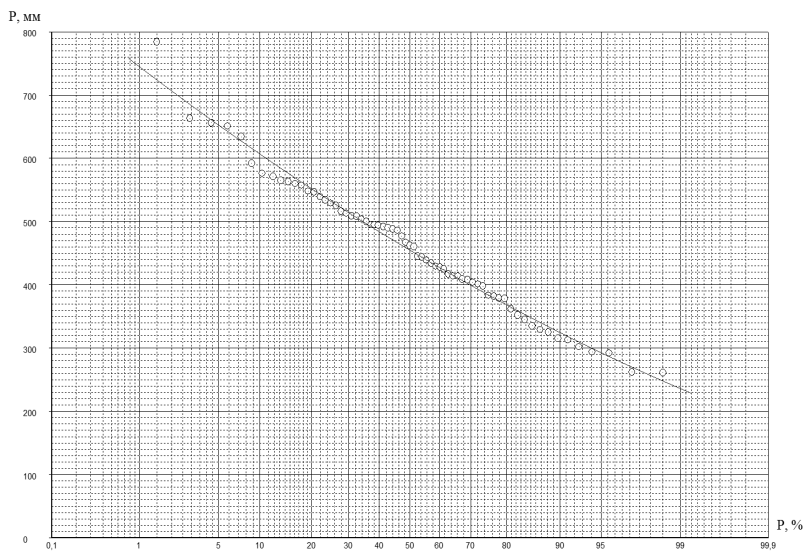


Рисунок 3.7 – Крива забезпеченості річних опадів по м/ст Ізмаїл (P , мм)

У гідрології досить часто користуються критерієм χ^2 (Пірсона) [37,104]. Критерій χ^2 застосовується при дослідженні питання про кращу відповідність однієї з декількох аналітичних кривих розподілу тому самому емпіричному ряду. Слід зауважити, що найменше значення χ^2 показує кращу відповідність емпіричних даних до даної функції розподілу. Для розрахунку χ^2 застосовують рівняння вигляду

$$\chi^2 = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^k (m_i^*)^2 - n, \quad (3.51)$$

де m_i^* та m – відповідно емпіричне та теоретичне число випадків потрапляння значень випадкових величин X до i -того інтервалу.

Емпіричні криві забезпеченостей сум річних опадів на метеостанціях Болград та Ізмаїл і аналітичні криві три параметричного гама-розподілу (Крицького-Менкеля) з параметрами $P_{сер}$, мм, C_v , C_s/C_v приведені на рис.3.6 та рис. 3.7 відповідно.

Оцінка ступеня відповідності емпіричної та аналітичної кривих виконана за допомогою критерію відповідності χ^2 (Пірсона) при рівні значущості 5%. При теоретичному розподілі: 1) біноміальна крива розподілу (Пірсона III типу); 2) трипараметричний гама-розподіл (Крицького-Менкеля).

Для розв'язання задачі необхідно розбити вісь забезпеченостей на 10 рівних інтервалів $k \approx 5 \lg(n) \approx 10$.

На границях інтервалів аналітичної кривої забезпеченостей знаходимо значення ординат. Для першого інтервалу (0-10%) верхня границя дорівнюватиме нескінченності, оскільки функція розподілу не обмежена зверху.

Для другого інтервалу (10-20%) верхня границя дорівнюватиме нижній границі першого інтервалу, а для останнього інтервалу нижня границя дорівнює нуль, оскільки функція розподілу у якості нижньої границі має нуль.

Для кожного інтервалу рахуємо кількість випадків потрапляння до нього атмосферних опадів m_i^* . Якщо значення атмосферних опадів припадає на границю інтервалу, то її відносять до верхнього інтервалу. Теоретична кількість випадків потрапляння атмосферних опадів до кожного інтервалу розраховується за виразом

$$m = n/k, \quad (3.52)$$

у нашому випадку m дорівнює 6,9. Емпіричні дані відрізняються від теоретичних. Це можна пояснити або випадковими коливаннями частот, або невідповідністю емпіричної та аналітичної кривих забезпеченостей. За формулою (3.53) розраховуємо емпіричне значення χ^2

$$(\chi^2)^* = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^{10} (m_i^*)^2 - n. \quad (3.53)$$

Отримані за методикою значення критеріїв відповідності χ^2 (Пірсона) за біноміальною кривою розподілу (Пірсона III типу) та трипараметричного гама-розподілу (Крицького–Менкеля) на рівні 3,32 і 4,45 відповідно були порівняні з критичним значенням χ^2 (при числі членів вільності і рівні значущості 5%), що становив 12,6.

Оскільки отримані значення критеріїв менші ніж теоретичні, зроблено висновок, що гіпотеза про відповідність емпіричної та аналітичної кривих забезпеченості на рівні значущості 5% не спростовується.

В роботі досліджено часові зміни в рядах спостережень річних опадів на досліджуваних метеостанціях (розд. 1, пп. 1.4.2) та проведено статистичний аналіз часових рядів спостережень за сумами місячних та річних величин опадів. Ці ряди мають тривалість 76 роки для м/ст Болград (з 1945-2020 рр.) та 72 років для м/ст Ізмаїл (1949-2020 рр.).

Так, часовий хід річних сум опадів на метеостанціях Болград та Ізмаїл часові тренди опадів є незначущими, а у період з 1945 по 1961 рр. спостерігається тенденція до зменшення, потім з 1962 р. - тенденція до збільшення опадів, а в період з 1982 р. по 2020 р. (період розрахунків водних балансів) на фоні зменшення сум опадів спостерігається їх зростання в період з 2014 р. (розд. 1, рис. 1.4).

Стандартні статистичні параметри багаторічних рядів місячних та річних сум опадів були обчислені методом моментів та найбільшої правдоподібності [49] (табл. 3.5, 3.6). Для статистичної оцінки однорідності та стаціонарності часових рядів гідрометеорологічних спостережень використовувалась програма «STOK_STAT» (http://geodigital.ru/soft_hydr).

З табл. 3.5 та табл. 3.6 видно, що найменші середні значення сум місячних опадів на метеостанціях Болград та Ізмаїл (29-31 мм) спостерігаються у січні-березні, а найбільші – у червні, липні і становлять 50-71 мм на м/ст Болград та 51-58 мм на м/ст Ізмаїл.

Аналіз статистичної обробки часового ряду опадів за обома метеостанціями виявив, що середні місячні величини опадів \bar{P}_i по групах водності і середні за рік практично однотипні за внутрішньорічним розподілом, особливо це помітно у першій половині року, а у другій половині року така закономірність дещо слабкіше виражена (рис. 3.8, рис. 3.9).

Таблиця 3.5 – Статистичні характеристики часових рядів опадів на м/ст Болград (1945-2020 рр.)

Місяці	Довжина ряду	Середні значення \bar{P}_i	$r(1)$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
				C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
1	76	31	0,23	0,85	2,17	2,60	0,89	2,65	3,00
2	76	29	0,22	0,78	1,33	1,70	0,80	1,48	1,90
3	76	29	-0,08	0,80	1,25	1,60	0,80	1,35	1,70
4	76	34	-0,01	0,59	0,90	1,50	0,59	0,94	1,60
5	76	49	0,03	0,58	0,70	1,20	0,58	0,73	1,30
6	76	71	-0,05	0,61	1,11	1,80	0,62	1,18	1,90
7	76	50	-0,02	0,65	1,17	1,80	0,65	1,25	1,90
8	76	45	-0,06	0,75	1,09	1,40	0,76	1,16	1,50
9	76	40	-0,12	0,91	1,07	1,20	0,92	1,14	1,20
10	76	31	0,01	0,77	1,14	1,50	0,78	1,21	1,60
11	76	37	0,07	0,79	0,75	0,90	0,79	0,77	1,00
12	76	39	-0,02	0,71	1,38	1,90	0,71	1,51	2,10
Рік	76	484	0,12	0,22	0,18	0,8	0,22	0,21	1,00

Таблиця 3.6 - Статистичні характеристики часових рядів опадів на м/ст Ізмаїл (1949-2020 рр.)

Місяці	Довжина ряду	Середні значення \bar{P}_i	$r(1)$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
				C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
1	72	32	0,24	0,81	2,24	2,80	0,85	2,77	3,30
2	72	31	0,25	0,78	1,26	1,60	0,79	1,41	1,80
3	72	29	-0,13	0,80	1,11	1,40	0,81	1,18	1,50
4	72	34	-0,16	0,63	1,81	2,90	0,63	2,08	3,30
5	72	44	0,15	0,61	0,87	1,40	0,61	0,91	1,50
6	72	58	-0,04	0,52	0,69	1,30	0,52	0,71	1,40
7	72	51	0,04	0,71	1,39	2,00	0,71	1,53	2,10
8	72	35	0,00	0,73	1,07	1,50	0,73	1,14	1,60
9	72	39	-0,09	0,93	1,22	1,30	0,94	1,31	1,40
10	72	30	-0,22	0,82	1,40	1,70	0,82	1,54	1,90
11	72	38	-0,13	0,79	0,87	1,10	0,79	0,91	1,10
12	72	39	-0,02	0,73	1,26	1,70	0,74	1,36	1,80
Рік	72	461	0,02	0,23	0,34	1,50	0,23	0,36	1,60

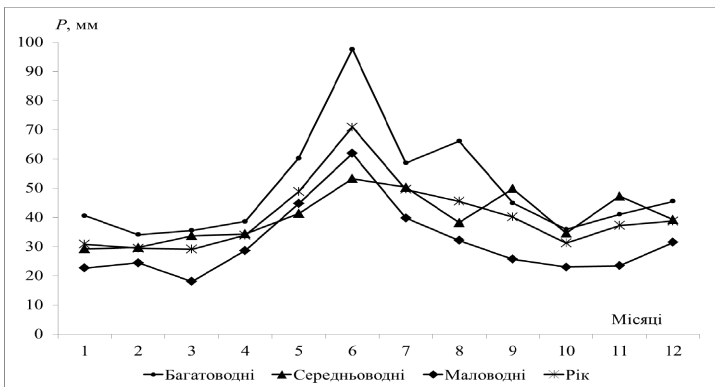


Рисунок 3.8 – Внутрішньорічний розподіл опадів по м/ст Болград за групами водності та середніх за рік (1945-2020 рр.)

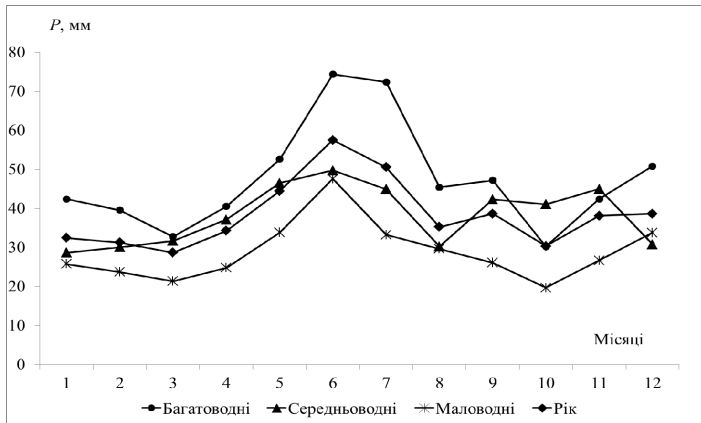


Рисунок 3.9 – Внутрішньорічний розподіл опадів по м/ст Ізмаїл за групами водності та середніх за рік (1949-2020 рр.)

Значення коефіцієнтів варіації C_v розраховані методом моментів та методом найбільшої правдоподібності близькі між собою (графік зв'язку коефіцієнтів варіації за обома методами має коефіцієнт регресії рівним 0,99 з коефіцієнтом кореляції 1,0) і змінюються в межах від 0,59 у квітні та до 0,90 – у вересні. Співвідношення C_s/C_v за методом моментів на 9% нижче ніж визначені за методом найбільшої правдоподібності (при коефіцієнті кореляції 0,99). При цьому середнє значення C_s/C_v за методом моментів становить 1,59, а за методом правдоподібності – 1,73.

Слід відзначити, що за рекомендаціями СНиП2.01.14-83 [35] при $C_v > 0,5$ застосування методу моментів не рекомендується. Тому в подальших розрахунках прийняті статистичні характеристики рядів місячних сум опадів, визначених за методом найбільшої правдоподібності.

Враховуючи значну відмінність коефіцієнтів варіації місячних сум опадів протягом року в роботі виконано внутрішньорічний їх розподіл за групами багатоводних, середньоводних та маловодних років, а також середніх за рік (рис. 3.10, рис. 3.11).

Дані річних сум опадів на м/ст Болград в подальшому використані в роботі при оцінці норм річного стоку малих річок, що живлять озеро Катлабух та внутрішньорічного розподілу поверхневого стоку, а саме

визначення водності року різної забезпеченості (за близькістю розташування до водозборів малих річок).

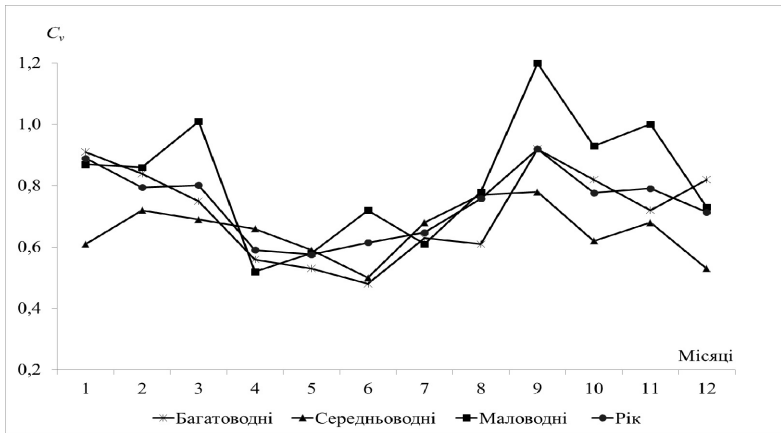


Рисунок 3.10 – Внутрішньорічний розподіл коефіцієнтів варіації опадів по м/ст Болград за групами водності та середніх за рік (1945-2020 рр.)

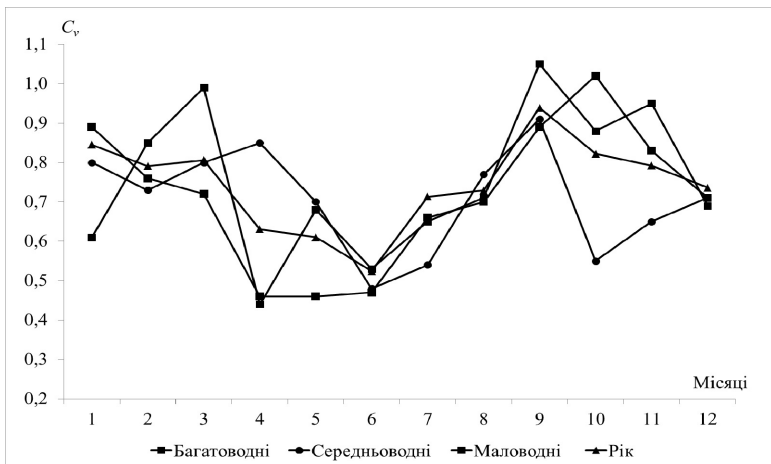


Рисунок 3.11 - Внутрішньорічний розподіл коефіцієнтів варіації опадів по м/ст Ізмаїл за групами водності та середніх за рік (1949-2020 рр.)

Об'єми надходження атмосферних опадів на водну поверхню озера Катлабух розраховувалися за даними спостережень за опадами на м/ст Ізмаїл (за близькістю до самої чаші озера) шляхом перемноження кількості опадів на площу водного дзеркала (для розрахункового місяця)

$$V_P = P \cdot F_{\partial z} / 10^3, \quad (3.54)$$

де P - кількість опадів по м/ст Ізмаїл, мм;
 $F_{\partial z}$ - площа водного дзеркала (км²), яка відповідає середньомісячному рівню води в озері $H_{сер}$ (м БС).

Для розрахунку водних балансів озера Катлабух використані дані величин атмосферних опадів за 1980-2020 рр. та одержані за (3.54) об'єми надходження атмосферних опадів на водну поверхню озера, які наведені в табл. 3.7. Річні величини опадів за розрахунковий період змінюються від 224 мм (2019 р.) до 656 мм (1997 р.).

На рис. 3.12 представлена багаторічна мінливість надходження за рік об'ємів води від атмосферних опадів на дзеркало озера Катлабух (за період з 1980 по 2020 рр.). Вони змінюються відповідно кількості опадів за рік – 14,9 млн м³ (2019 р.) до 44,5 млн м³ (1997 р.).

Таблиця 3.7 – Об'єми річних опадів на водну поверхню озера Катлабух за період 1980 – 2020 рр. (м/ст Ізмаїл), мм

Роки	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988
P , мм	651	486	313	345	495	534	428	379	560
V_p , МЛН м ³	44,5	33,0	21,2	23,5	33,7	36,4	29,1	25,8	38,1
Роки	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997
P , мм	429	302	425	477	488	261	417	495	656
V_p , МЛН м ³	29,2	20,5	28,9	32,5	33,2	17,7	25,9	36,1	44,7

Кінець таблиці 3.7

Роки	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006
P , мм	563	508	362	414	500	329	548	547	325
V_{ps} , МЛН м^3	38,3	34,7	24,6	26,0	35,0	23,3	37,4	37,3	23,4
Роки	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
P , мм	404	401	383	592	292	516	445	634	490
V_{ps} , МЛН м^3	26,9	27,3	26,0	40,4	19,9	34,3	30,1	21,8	33,5
Роки	2016	2017	2018	2019	2020				
P , мм	578	509	383	224	358				
V_{ps} , МЛН м^3	39,5	34,4	26,0	14,9	23,5				

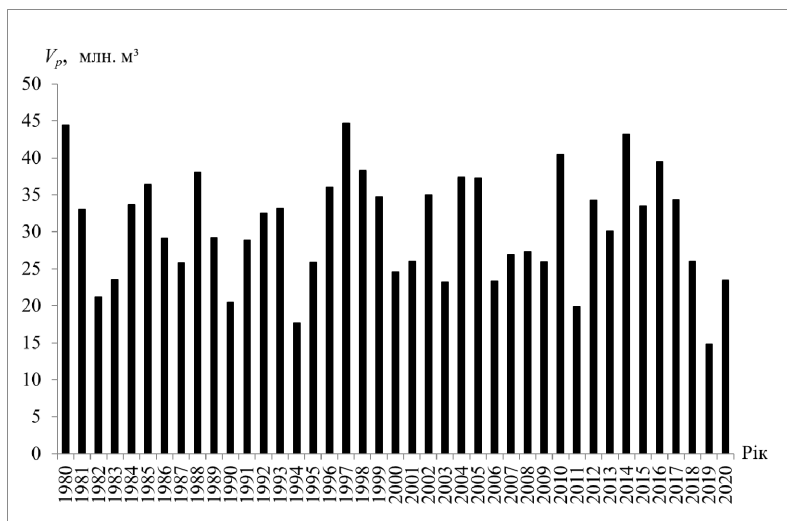


Рисунок 3.12 – Багаторічна мінливість об'ємів річних сум опадів на водну поверхню озера Катлабух (1980-2020 рр.)

3.3.3 Річний стік і його визначення в умовах обмеженості гідрологічних спостережень

Басейн озера Катлабух знаходиться у межиріччі Дунай-Дністер. Невеликі річки, що впадають в басейн озера Катлабух мають свій гідрологічний режим, який характеризується місцевими фізико-географічними умовами. Витоки малих річок знаходяться у районі Південно-Молдавської височини. Річки мають незначну протяжність своїх вузьких басейнів, витягнутих у меридіональному напрямку, широкі і глибокі долини, схили яких сильно зрізані мережею балок й ярів, слабо виражені та замулені русла [51]. У 70-80 роках більшість невеликих річок була випрямлена та поглиблена (розд. 2, п. 2.3).

Загальна площа водозбору річок, які впадають в озеро Катлабух (р. Великий Катлабух, р. Ташбунар, р. Єніка) складає 1060 км². Скорочені морфометричні характеристики по основних річках басейну озера Катлабух наводяться у табл. 3.8.

Таблиця 3.8 – Морфометричні характеристики річок басейну озера Катлабух

№ з/п	Назва водотоків	Площа, F , км ²	Довжина, L , км	Середня висота, $H_{сер}$, м	Ухил річки, $I_{зв}$, ‰
1	Великий Катлабух-устя	536	49	90	2,6
2	Ташбунар-устя	281	40	76	2,9
3	Єніка-устя	243	40	87	1,6

За відсутності систематичних вимірювань стоку і, відповідно, часових рядів, норма стоку визначалася непрямими методами. Найпоширеніші серед них - карти норм річного стоку (модулів або шарів) та їх статистичних характеристик [35,51]. Побудова зазначених карт здійснюється за даними стокових спостережень на річках, шляхом виявлення впливу місцевих чинників, таких як залісеність, заболоченість, озерність, висота водозбору та ін.

На жаль, систематичні спостереження за стоком річок басейну озера Катлабух не відбуваються. Тому у роботі при розрахунку об'ємів

надходження поверхневого стоку (V_p) до водойми при визначенні середнього річного стоку річок використані методичні рекомендації та відповідні карти нормативного документу СНиП 2.01.14-83 [35] по узагальнених характеристиках річного стоку річок СРСР \bar{q} , л/(с·км²), їх коефіцієнтів варіації C_v та співвідношення C_s / C_v , побудовані в масштабі 1:10 000 000.

Одержані з карт СНиП 2.01.14-83 [35] величини середньобагаторічного річного стоку (у вигляді модулів річного стоку \bar{q}) та їх коефіцієнти варіації становлять для водозборів річок Великий Катлабух ($\bar{q}=0,75$ л/(с·км²); $C_v=0,85$), Ташбунар ($\bar{q}=1,0$ л/(с·км²); $C_v=0,8$) та Єніка ($\bar{q}=0,5$ л/(с·км²); $C_v=0,9$). В середньому \bar{q} дорівнює 0,75 л/(с·км²), коефіцієнт варіації $C_v=0,85$, а співвідношення $C_s / C_v=2,0$. При цьому слід зазначити, що у межах крайньої південної частини України (у тому числі для Придунайського регіону), де річки в основному не охоплені стаціонарними регулярними спостереженнями, ізолінії на картах СНиП2.01.14-83 проведені пунктиром. В такому разі величини модулів річного стоку та їх статистичних характеристик, знятих з карт вважаються наближеними.

В роботі для визначення середнього багаторічного модуля річного стоку невеликих річок, що живлять озеро Катлабух використана стохастична імітаційна модель розрахунку природного річного стоку «клімат-стік» (у вигляді рівняння (3.12), авторами якої є Є.Д. Гопченко та Н.С. Лобода [38,39]. Дана методика була використана авторами моделі для Причорноморських лиманів [8-10] та в роботах [11,13] – для придунайських водойм.

Норми річного кліматичного стоку \bar{Y}_K в моделі «клімат-стік» можуть бути визначені за картою його розподілу по території Північно-Західного Причорномор'я [38]. Для басейнів малих річок Великий Катлабух, Ташбунар та Єніка, за картою норм кліматичного стоку встановлена величина \bar{Y}_K (табл. 3.9). В середньому величина кліматичного стоку \bar{Y}_K становить 20 мм.

Для переходу від кліматичного (\bar{Y}_K) до природного стоку ($\bar{Y}_{ПП}$) в моделі «клімат-стік» [38] запропоновані регіональні рівняння визначення коефіцієнту для врахування впливу місцевих азональних чинників,

наприклад висоти водозбору. Так, для досліджуваних річок середня висота водозборів, яких коливається в межах 76-90 м коефіцієнт $K_{ПЕР}$ визначений за рівняннями (3.13)-(3.14), при середньому його значенні 0,42 (табл. 3.9).

Таблиця 3.9 – Визначення кліматичного та природного середньобогаторічного річного стоку річок Великий Катлабух, Єніка та Ташбунар

Річка	F , км ²	Середня висота $H_{сер}$, м	Y_K , мм	K	$Y_{ПП}$, мм	C_V	C_S
Великий Катлабух	536	90	20	0,40	8,0	1,7	1,0
Єніка	243	76	18	0,42	7,6	1,8	0,94
Ташбунар	281	87	22	0,39	8,6	1,6	1,1
Середнє			20	0,42	8,4	1,7	1,0

В такому разі норма природного річного стоку за моделлю «клімат стік» розрахована за виразом

$$\bar{Y}_{ПП} = K_{ПЕР} \bar{Y}_K. \quad (3.55)$$

Одержані величини природного стоку для річок Великий Катлабух, Ташбунар та Єніка наведені в табл. 3.9, при встановленому його середньому значенні 8,4 мм.

Для визначення коефіцієнта варіації природного стоку використана формула (3.16), тобто залежність між коефіцієнтом варіації та нормою стоку, що представлена в роботах [8-10]. Враховуючи, що, у формулі (3.16) граничне максимальне значення коефіцієнтів варіації $C_{V \max} = 1,5$ [9,10,51], при нормі природного стоку річок $\bar{Y}_{ПП} = 8,4$ мм, одержані значення коефіцієнтів варіації природного стоку річок території (табл. 3.9). При цьому середнє значення коефіцієнту варіації дорівнює 1,7. В моделі «клімат-стік» осереднене значення співвідношення C_S / C_V в межах території Північно-Західного Причорномор'я прийнято на рівні 1,7 [8-10].

Визначення побутового (порушеного господарською діяльністю) річного стоку з водозбору $W_{ПОБ}$ визначається в моделі «клімат-стік» ведеться за рівнянням (3.17) [38,39].

За наявності, в басейнах річок Великий Катлабух, Єніка та Ташбунар, ставків та водосховищ, загальною площею 850 га водної поверхні та площ зрошування сільськогосподарських земель, всього 4667,4 га (розд. 2, табл. 2.4) був визначений побутовий стік в рамках моделі «клімат-стік».

Побутовий стік, порушений додатковим шаром випаровування з поверхні ставків та водосховищ здійснено за рівнянням (3.18). При цьому були визначені поправкові коефіцієнти до $\bar{Y}_{ПП}$ на урахування ставків і водосховищ [45] за рівняннями (3.19) – (3.22). Результати розрахунків побутового стоку та його статистичних параметрів за формулою типу (3.18) за наявності ставків та водосховищ в басейнах річок Великий Катлабух, Єніка та Ташбунар наведені в табл. 3.10.

Побутовий стік, порушений заборами води на зрошування сільськогосподарських земель та його статистичних параметрів здійснено за формулою типу (3.18).

Таблиця 3.10 - Визначення побутового стоку за наявності ставків та водосховищ в басейнах річок Великий Катлабух, Єніка та Ташбунар

Річка	f_B , га	f_{B_s} , км ²	В долях F	$\frac{\alpha_{\bar{Y}}}{K_{\bar{Y}_{ПП}}}$	$\frac{\alpha_{C_v}}{K_{C_v}}$	$\frac{\alpha_{C_s}}{K_{C_s}}$	$\bar{Y}_{ПОБ}$, мм	$C_{v_{ПОБ}}$	$C_{s_{ПОБ}}$
Великий Катлабух	592	5,92	0,011	$\frac{0,18}{0,82}$	$\frac{0,14}{0,85}$	$\frac{0,11}{0,89}$	6,58	0,85	1,49
Єніка	113	1,13	0,004	$\frac{0,19}{0,92}$	$\frac{0,15}{0,93}$	$\frac{0,11}{0,95}$	6,93	0,98	1,70
Ташбунар	145	1,45	0,005	$\frac{0,17}{0,92}$	$\frac{0,14}{0,93}$	$\frac{0,10}{0,95}$	7,86	0,87	1,51

Поправкові коефіцієнти на зрошування земель були визначені за рівняннями (3.23) - (3.25), з коефіцієнтами, які отримані за додатком С.1 [45] при нормі природного стоку менш ніж 10 мм.

В такому разі рівняння (3.23) – (3.25) набувають вигляду

$$K_{\bar{Y}_{III}} = 1 - 19,51g(f_{зр} + 1) - 1,0v_0 + 0,81\eta ; \quad (3.56)$$

$$K_{C_v} = 1 + 39,11g(f_{зр} + 1) + 5,4v_0 - 4,95\eta ; \quad (3.57)$$

$$K_{C_s} = 1 + 59,61g(f_{зр} + 1) + 4,28v_0 - 4,42\eta , \quad (3.58)$$

де $f_{зр}$ - відносна площа зрошуваних земель;

v_0 - відносна вологість ґрунтів в долях від одиниці, яка розраховується як відношення оптимальної вологості ґрунту до найменшої вологомісткості (v_0 прийнято рівним 0,9 для кормових та овочевих культур).

η - коефіцієнт корисної дії зрошувальної системи (прийнятий рівним 0,9).

Результати розрахунків побутового стоку річок Великий Катлабух, Єніка та Ташбунар у зв'язку зі зрошуванням земель в їх басейнах наведені у табл. 3.11.

Таблиця 3.11 - Визначення побутового стоку річок Великий Катлабух, Єніка та Ташбунар у зв'язку зі зрошуванням земель (за $v_0 = 0,9$ (кормові та овочеві культури) та $\eta = 0,9$ [45])

Річка	$f_{зр}$, га	$f_{зр}$, км ²	В долях F	$K_{\bar{Y}_{III}}$	K'_{C_v}	K'_{C_s}	$Y_{ПОБ}$, мм	$C_{vПОБ}$	$C_{sПОБ}$
р. Великий Катлабух	1251	12,51	0,02	0,63	1,74	1,39	5,07	1,72	2,33
р. Єніка	6,408	0,06	0,00	0,83	1,41	0,88	6,25	1,48	1,58
р. Ташбунар	3410	34,1	0,12	0,0	3,33	3,81	0,0	3,11	6,05

Загальний вплив на річковий стік ставків і водосховищ та зрошування земель встановлюється при їх визначенні за рівняннями (3.26)

– (3.28). При цьому, результати розрахунків побутового стоку річок наведені в табл. 3.12. При цьому величина $\bar{Y}_{ПОВ}$ на урахуванні додаткового випаровування зі ставків і водосховищ та заборів води на зрошення в середньому для річок озера Катлабух одержано рівним 3,17 мм, при $C_{vПОВ}=2,01$ та $(C_s / C_v)_{ПОВ}=1,59$.

Таблиця 3.12 - Визначення побутового стоку за наявності ставків та зрошуваних земель (за $v_0=0,9$ (кормові та овочеві культури) та $\eta=0,9$ [45])

Річка	$\sum K_{\bar{Y}_{ПР}}$	$\sum K_{C_v}$	$\sum K_{C_s}$	$Y_{ПОВ},$ мм	$C_{vПОВ}$	$C_{sПОВ}$
Великий Катлабух	0,46	1,60	1,27	3,65	1,58	2,14
Єніка	0,74	1,34	0,83	5,62	1,41	1,48
Ташбунар	-0,22	3,26	3,76	0,0	3,05	3,97
Середнє				3,17	2,01	3,20

Кінець таблиці 3.12

Річка	$q,$ л/(с·км ²)	$Q, \text{ м}^3/\text{с}$	$W,$ млн. м ³
Великий Катлабух	0,12	0,06	3,65
Єніка	0,18	0,04	5,62
Ташбунар	0,0	0,0	0,0
Середнє	0,1	0,04	3,17

При оцінці складової річного стоку в басейні озера Катлабух, в одному з варіантів розрахунку прийнята норма природного шару стоку $\bar{Y}_{ПР}=8,4$ мм. При цьому був розрахований модуль стоку \bar{q} л/(с·км²) за формулою

$$\bar{q} = \frac{\bar{Y}_{ПР}}{31,54}. \quad (3.59)$$

Таким чином в роботі була прийнята стохастична імітаційна модель Є.Д. Гопченка та Н.С. Лободи [38], за якою для річок басейну озера Катлабух норма природного стоку $\bar{q}=0,27$ л/(с·км²), коефіцієнт варіації $C_v=1,7$, а співвідношення $C_s/C_v=1,7$. При цьому за методикою Є.Д. Гопченка та Н.С. Лободи [38,39] річний стік, визначений за моделлю «клімат-стік» включає як поверхневу, так і підземну складові. Варіант розрахунку водного балансу при врахуванні модельних величин побутового стоку буде розглянуто в оцінках сольових балансів (розд. 4).

Річний стік, що надходить в озеро встановлювався як витрати води у межах розглядуваної території, тобто

$$\bar{Q} = \frac{\bar{q} \cdot F}{10^3}, \quad (3.60)$$

де \bar{Q} – середньобогаторічна річна витрата води, м³/с;

\bar{q} – середньобогаторічний модуль річного стоку, л/(с·км²);

F – площі водозборів річок, які впадають в озеро, км².

При модулі річного стоку $\bar{q}=0,27$ л/(с·км²), загальна площа всіх річок, що живлять озеро Катлабух $F=1060$ км², середня багаторічна річна витрата води $\bar{Q}=0,29$ м³/с, що в об'ємах становить 9,15 млн м³.

Відповідно рекомендацій СНиП [35] річний стік Q_r з площі водозборів малих річок може бути визначений з урахуванням забезпеченості водності року за формулою

$$Q_r = k_p \cdot \bar{Q}, \quad (3.61)$$

де k_p - коефіцієнт, що враховує забезпеченість року ймовірністю p %.

Враховуючи, що безпосередніх спостережень за стоком води в річках немає, забезпеченість річного стоку встановлювалася за забезпеченістю річних опадів (за м/ст Болград).

При цьому, відомо [2,3], що найбільша роль у формуванні річного стоку належить атмосферним опадам. Але питання щодо кількісної оцінки річкового стоку за величиною опадів є відкритим [106]. З метою виявлення

ролі річних опадів в генезисі річного стоку авторами роботи був досліджений взаємозв'язок між нормами річного стоку та кількістю річних опадів. Графіки залежностей шарів річного стоку, наприклад, близько розташованих до району досліджень р. Когильник – м. Котовськ (1959-1995, 2000-2004 рр.) і балки Тараклія – смт Тараклія (1960-1986 рр.) з сумою річних опадів на м/ст Болград та м/ст Ізмаїл (за сумісні роки) показали, що тісніші зв'язки для обох гідростворів були отримані з річними опадами по м/ст Болград, але при значущому коефіцієнті кореляції 0,42 лише для поста р. Когильник – м. Котовськ (рис. 3.13). Однак, на графіку мають місце значні відхилення окремих точок (1980, 1981, 1982, 1985 рр.). Такі відхилення точок в ці роки пов'язані з аномальним відхиленням від норми сум опадів в окремі місяці.

Річний стік формується сумарними опадами не тільки даного року, але й частково опадами за деякий період попереднього року.

В роботі Н.С. Лободи, Ю.В. Божок [106] досліджена роль кліматичних чинників у формуванні стоку річок Північно-Західного Причорномор'я на основі використання множинної лінійної регресії із покроковим вибором оптимальних предикторів [69].

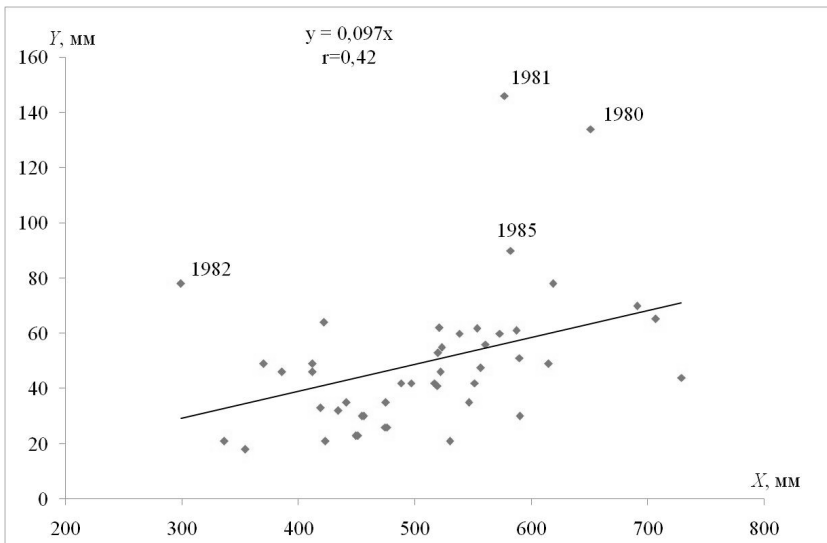


Рисунок 3.13 - Залежність шарів річного стоку р. Когильник-м. Котовськ від опадів на м/ст Болград

Так, на основі регресійного аналізу авторами [106] встановлено, що основними метеорологічними показниками формування стоку в умовах сучасних кліматичних змін, які найбільш відчутні в період з 1989 року, є співвідношення ресурсів тепла і вологи, що характеризує загальне зволоження території. В роботі авторів [106] розрахункові регресійні рівняння, отримані для періоду 1989-2011 рр. для р. Тилігул, включають опади осіннього (з жовтня по листопад минулого року) та весняного (з березня по травень розрахункового року) періодів, сума температур повітря за зимовий сезон (з грудня по лютий минулого та розрахункового року), показники зволоженості або посушливості розрахункового року (показник посушливості β_x та стандартизований індекс опадів та сумарного випаровування SPEI [106]).

Отримані авторами [107] розрахункові рівняння використовувались ними для визначення водності стоку за окремі роки на базі метеорологічних даних сценаріїв глобального потепління [108] і подальшого стохастичного моделювання стоку р.Тилігул на період 1990-2098 рр.

Авторами даної роботи проведений відповідний аналіз участі опадів у формуванні річного стоку Y , мм р. Когильник – м. Котовськ, а саме до аналізу залучені суми опадів за періоди жовтень-листопад (X_{10-11}) попереднього року (як індекс осіннього зволоження водозбору), грудень-лютий (X_{12-2}) попереднього та розрахункового року (як характеристика зимового сезону) та березень-травень (X_{3-5}) розрахункового року (як сума опадів періоду формування весняного водопілля – найбільш багатоводної фази річного стоку).

Розрахункове регресійне рівняння отримане для періоду 1961 - 2004 рр. має вигляд

$$Y = 0,615 + 0,178X_{10-11} + 0,187X_{12-2} + 0,149X_{3-5}. \quad (3.62)$$

При цьому коефіцієнт множинної кореляції дорівнює 0,50, який не значно перевищує коефіцієнт кореляції зв'язку річного стоку р. Когильник – м. Котовськ з сумою річних опадів на м/ст Болград.

В роботі здійснено аналіз збіжності рівнозабезпечених ($P=5,25,50,75,95\%$) середньобагаторічних шарів річного стоку р. Когильник – м. Котовськ та шарів стоку, визначених за рівнянням множинної регресії, який показав, що розрахункові величини шарів

річного стоку на 18% нижче за дані спостережень за річковим стоком води (при коефіцієнті кореляції зв'язку 0,47).

Викладене дає підставу в подальших розрахунках при визначенні величин річного стоку річок, що впадають в озеро Катлабух в різні за водністю роки встановлювати забезпеченість року по забезпеченості річних опадів на м/ст Болград (за кривою забезпеченості річних сум опадів) (рис. 3.6). При цьому коефіцієнти k_p були визначені по статистичних параметрах ряду (коефіцієнту варіації рядів річного природного стоку, що одержаний в середньому $C_v = 1,7$ (табл. 3.9) та середньому по території співвідношенні $C_s / C_v = 1,7$) за кривою трипараметричного гама-розподілу С.Н. Крицького та М.Ф. Менкеля за таблицею [35] (при прийнятому співвідношенні $C_s / C_v = 2,0$).

Оскільки розрахунковий проміжок часу у дослідженнях водних балансів становить один місяць, то необхідним є встановлення розподілу стоку річок протягом року. За відсутності систематичних гідрологічних спостережень на річках басейну озера Катлабух внутрішньорічний розподіл стоку, здійснено у такі етапи. На першому – проаналізовано сучасний внутрішньорічний розподіл поверхневого стоку річки-аналогу р. Когильник – м. Котовськ за методикою В.Г. Андрєянова [50]. При цьому схема типового розподілу стоку по місяцях (у % від річної суми місячних величин) для р. Когильник – м. Котовськ (для періоду 1959-1995, 2000-2004 рр.) представлена у табл. 3.13 для трьох груп водності.

Аналіз таблиці внутрішньорічного розподілу поверхневого стоку показав невеликі розбіжності, обумовлені водністю певних років. У багатоводні роки основний приплив води в озеро спостерігається протягом трьох місяців (з лютого по квітень), у середньоводні він припадає на березень місяць, а у маловодні спостерігається з лютого по травень.

Таблиця 3.13 – Типова схема внутрішньорічного розподілу поверхневого стоку р. Когильник – м. Котовськ (у %) (1959-1995, 2000-2004 рр.)

Водність року	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Багатоводний	7,1	12,4	16,9	13,5	9,0	10,1	7,2	4,0	3,3	3,1	5,2	8,3
Середньоводний	5,2	9,8	20,7	8,5	8,1	11,1	7,5	5,0	7,8	5,2	5,8	5,3
Маловодний	8,6	13,2	15,7	10,1	11,1	9,2	4,9	3,4	3,4	4,5	7,4	8,4

В порівнянні з внутрішньорічним розподілом стоку, який наведено в «Ресурси поверхностных вод СССР» [51] для р. Когильник – м. Котовськ (у період спостережень 1961-1972 рр.) (табл. 3.1) можна відмітити деякі відмінності (рис. 3.14 а, б, в). Так, у більш тривалий період осереднення, має місце сезонний перерозподіл стоку – у % від річного. Він став менший у весняні місяці, і, навпаки, більший – у літні, причому це більш виражено у багатоводні і середньоводні роки (рис. 3.14 а, б).

Аналогічні зміни внутрішньорічного розподілу стоку річок (по фазах водності річок) за період зміненого під впливом змін клімату гідрологічного режиму річок країни (1989-2008 рр.) відносно попереднього (в %), встановлені й у роботі В.В. Гребеня [109]. Так, для річок Причорноморсько-Приазовської ландшафтно-гідрологічної провінції стік води у період весняного водопілля зменшився на 10%, а у літньо-осінню межень – збільшився на 10% при майже відсутності таких змін у зимову межень.

Однак, як відмічено авторами [110-112] в подальший період (тобто станом на 2015 р.) характеристики мінімального стоку (причому як літнього, так і зимового) мають тенденцію до їх зменшення.

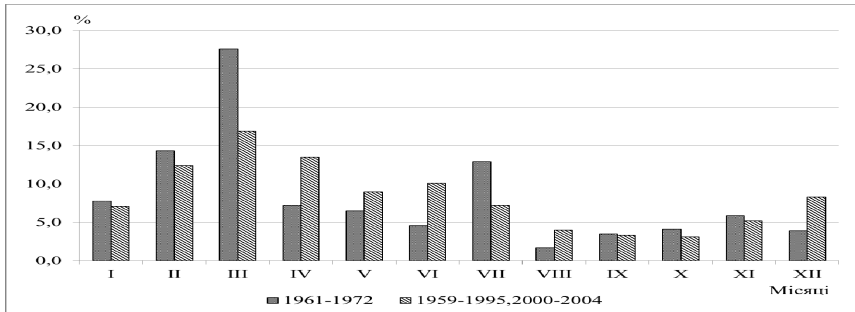
В роботі Л.О.Горбачової [113] також виявлено істотні зміни щодо сучасних меж і тривалості гідрологічних сезонів, а відповідно й внутрішньорічного розподілу стоку річок України у порівнянні з раніше опублікованими в [51] даними, виконаними за короткими рядами спостережень, що не охоплювали повний цикл довготривалих циклічних коливань середньорічного стоку води.

Також, слід зазначити, що хоча, за сучасним районуванням річкових водозборів України за типами внутрішньорічного розподілу стоку з урахуванням циклічних коливань середньорічного стоку води, отриманим в роботі [113] розглядувані річки (р. Когильник та невеликі, часто пересихаючі річки українського Придунав'я) відносяться до одного VIII – Причорноморського району, проте в роботі для здійснення внутрішньорічного розподілу стоку річок басейну озера Катлабух прийнятий дещо інший підхід.

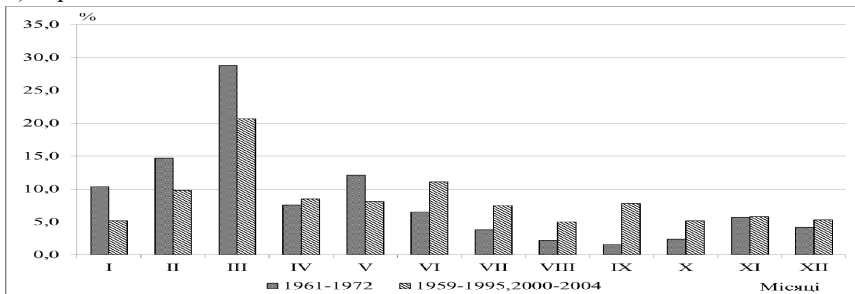
Так, на другому етапі, відповідно районуванню території України за внутрішньорічним розподілом стоку річок, наведеному у «Справочник по водным ресурсам» [114], басейн р. Когильник – м. Котовськ належить до району 12, а річки Придунав'я, включаючи рр. Великий Катлабух, Єніка і Ташбунар – до 15, з періодичним стоком у літні та зимові місяці, було

прийнято як базову типову схему внутрішньорічного розподілу поверхневого стоку саме для району 15 [114].

а) багатоводні



б) середньо водні



в) маловодні та дуже маловодні

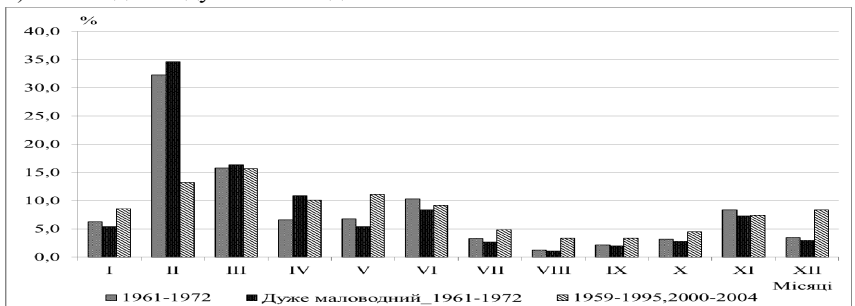


Рисунок 3.14 – Порівняння внутрішньорічного розподілу стоку р. Когильник – м. Котовськ у період спостережень 1961-1972 рр. [51] та у період 1959-1995, 2000-2004 рр.

Враховуючи проведені вище дослідження по перерозподілу річкового стоку по місяцях року у попередній і сучасний період водності р. Когильник (рис. 3.14), автором роботи було отримано відповідні поправкові коефіцієнти, які введено до типового розподілу (у %) річного стоку річок району 15 (у [114]) по місяцях в характерні за водністю роки (табл. 3.14). Саме таку нову типову схему було покладено у внутрішньорічний розподіл річного природного стоку річок озера Катлабух по місяцях різних за водністю років.

Таблиця 3.14 – Типовий розподіл (у %) річного стоку річок басейну озера Катлабух по місяцях в характерні за водністю роки

Водність року	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Багатоводний	2,6	4,3	13,5	41,3	7,3	10,3	7,2	6,4	0,0	0,0	0,0	7,9
Середньоводний	1,4	4,6	14,2	56,1	4,5	11,1	6,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,4
Маловодний	0,0	14,3	25,6	44,0	7,6	8,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Об'єм надходження річного стоку невеликих річок V_r (млн м³) розраховувався за виразом

$$V_r = Q_r \cdot 86400 \cdot 365 / 10^6, \quad (3.63)$$

де Q_r - розрахований річний природний стік з площ водозборів річок басейну озера Катлабух різної забезпеченості;

86400 – кількість секунд в одній добі;

365 – кількість діб у році.

Об'єми природного річного стоку в басейні озера Катлабух різної забезпеченості представлені в табл. 3.15. Часовий хід багаторічної мінливості природного стоку річок Великий Катлабух, Єніка і Ташбунар різної забезпеченості за період з 1980 по 2020 рр. наведений на рис. 3.15.

Проаналізувавши рис. 3.15, за період з 1980 по 2020 рр. розрахункові об'єми річного стоку малих річок, що впадають в озеро Катлабух змінювалися майже від нуля (1982, 1983, 1989, 1990, 1994, 2011, 2019 рр.) до 50,3 (1997 р.) млн м³, в залежності від водності року.

3.3.4 Бічний приплив поверхневих вод до озера

Бічна водозбірна площа, яка примикає до урізу водойми озера Катлабух складає величину близько 68,5 км² або 6 % площі водозбору озера. При цьому, як вказано у розд. 2, загальна площа водозбору озера Катлабух становить 1128,5 км², з яких 1060 км² припадає на водозбори річок Великий Катлабух, Ташбунар та Єніка [115].

Таблиця 3.15 – Об'єми річного природного стоку в басейні озера Катлабух різної забезпеченості ($C_V=1,7$; $C_S/C_V=2,0$; $\bar{q}=0,27$ л/(с·км²); $F=1060$ км²) у 1980-2020 рр.

Роки	$P_p, \%$	k_p	$Q_r, \text{м}^3/\text{с}$	$V_r, \text{млн м}^3$
1980	5	4,3	1,25	39,3
1981	20	1,6	0,46	14,6
1982	95	0,0002	0,0	0,0
1983	80	0,027	0,0078	0,2
1984	20	1,6	0,46	14,6
1985	19	2,94	0,85	26,9
1986	62	0,14	0,041	1,3
1987	50	0,31	0,09	2,8
1988	35	0,78	0,23	7,1
1989	80	0,027	0,0078	0,2
1990	89	0,006	0,0018	0,1
1991	33	0,86	0,25	7,9
1992	60	0,16	0,046	1,5
1993	28	0,162	0,34	10,6
1994	87	0,011	0,0032	0,1
1995	52	0,28	0,081	2,56
1996	18	1,8	0,522	16,5
1997	3	5,5	1,595	50,3
1998	25	1,24	0,36	11,3
1999	27	1,188	0,345	10,86
2000	70	0,07	0,02	0,64
2001	52	0,28	0,081	2,56
2002	48	0,36	0,11	3,33

Кінець таблиці 3.15

Роки	$P_p, \%$	k_p	$Q_r, \text{м}^3/\text{с}$	$V_r, \text{млн м}^3$
2003	38	0,66	0,19	6,04
2004	18	1,8	0,522	16,5
2005	26	1,21	0,35	11,1
2006	71	0,07	0,02	0,60
2007	43	0,05	0,14	4,56
2008	68	0,09	0,03	0,80
2009	75	0,05	0,014	0,46
2010	4	4,9	1,42	44,8
2011	88	0,009	0,002	0,08
2012	10	2,6	0,75	23,8
2013	28	0,162	0,34	10,6
2014	10	2,6	0,75	23,8
2015	31	0,94	0,27	8,6
2016	20	1,6	0,46	14,6
2017	41	0,93	0,27	8,47
2018	80	0,027	0,0078	0,2
2019	95	0,018	0,005	0,16
2020	30	1,26	0,37	11,5

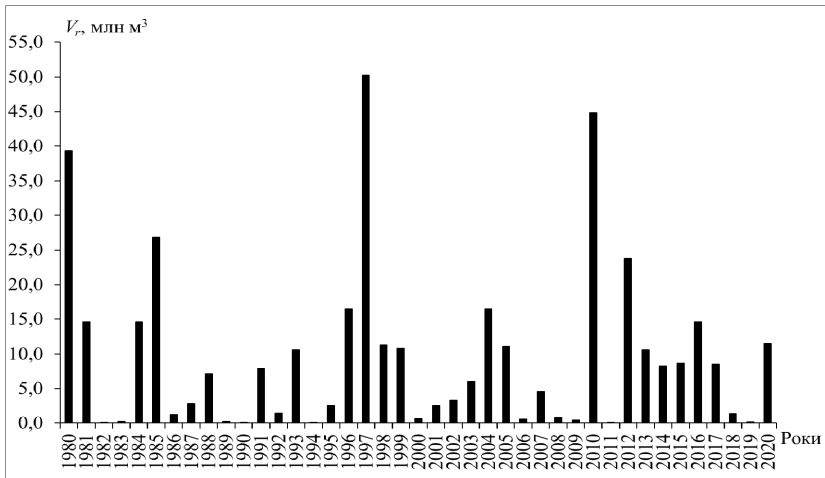


Рисунок 3.15 – Багаторічна мінливість об'ємів природного річного стоку озера Катлабух (1980-2020 рр.)

Необхідно враховувати, що рівень використання території навкруги берегової лінії підвищується, тобто насипи автодоріг, залізничних колій відгороджують стокові ділянки від водозбору, при цьому значна частина стоку переходить шляхом її інфільтрації в ґрунтові горизонти. Довжина берегової лінії (без відрізка південної дамби обвалування) становить 68,0 км [115].

Питання визначення бічного припливу до водосховища є одним з найскладніших, тому, що фактичних вимірювань за цією складовою не відбувається, а враховуючи вкрай пересічену місцевість, яка прилягає до водосховища об'єктивно встановити величину припливу дуже важко.

В роботі було прийнято співвідношення між річковим V_{r_i} та бічним V_{b_i} припливом, що встановлено за даними проекту Tasis-2001 для озера Ялпуг-Кугурлуй і дорівнює 0,23 від річкового стоку [116]. Тобто бічний приплив розрахований за формулою

$$V_b = 0,23 * V_r \quad (3.64)$$

Річні об'єми надходження бічного припливу води до озера Катлабух наведені у табл. 3.16.

На рис. 3.16 представлена багаторічна мінливість бічного припливу до озера Катлабух за період з 1980 по 2020 рр. Величини бічного припливу води змінювалися від нуля (1982, 1983, 1989, 1990, 1994, 2011, 2019 рр.) до 11,66 (1997 р.) млн м³.

3.3.5 Приплив ґрунтових вод

Ґрунтові води басейну озера, що дрениуються по периметру водойми та ґрунтові води, які надходять із поверхневим стоком річок разом складають систему ґрунтового живлення озер. В даній роботі ґрунтова складова була розглянута раніше (п. 3.2.5) та входить до загального річкового стоку. Якщо немає безпосередніх вимірювань, то ґрунтова складова може визначатися за допомогою методів, що базуються на використанні гідрогеологічних даних.

У даній роботі для оцінки припливу ґрунтових вод до озера Катлабух використана генетична формула А.М. Бефані у вигляді (3.35) і (3.36) [61,117], записана як

Таблиця 3.16 – Надходження бічного припливу води до озера Катлабух у 1980-2020 рр. (в млн м³)

Роки	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988
V_b , млн м ³	9,12	3,39	0,00	0,06	3,39	6,23	0,30	0,65	1,65
Роки	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997
V_b , млн м ³	0,06	0,01	1,81	0,34	2,45	0,02	0,59	3,82	11,66
Роки	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006
V_b , млн м ³	2,63	2,52	0,64	2,56	0,77	1,39	3,82	2,57	0,14
Роки	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
V_b , млн м ³	1,05	0,18	0,11	10,39	0,02	5,51	2,45	1,91	1,98
Роки	2016	2017	2018	2019	2020				
V_b , млн м ³	3,39	1,95	0,33	0,04	2,67				

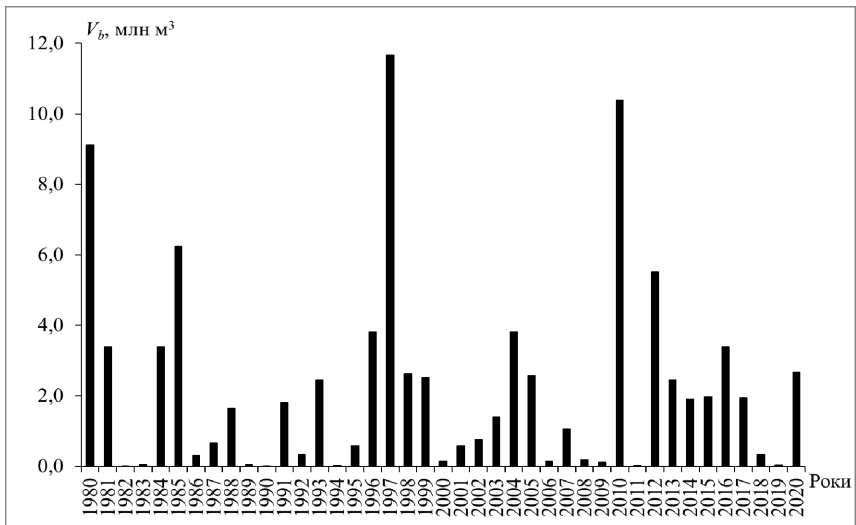


Рисунок 3.16 – Багаторічна мінливість об’ємів бічного припливу води до озера Катлабух (1980-2020 рр.)

$$\overline{Y_{gr}} = th[a_2(\frac{F}{F_{1кр}} - 1)^\varepsilon]U_0, \quad (3.65)$$

де $\overline{Y_{gr}}$ - шар стоку ґрунтового припливу води;

U_0 – норма інфільтрації, мм;

a_2 – гідрогеологічний параметр;

ε – параметр інтенсивності дренавання водоносних горизонтів;

F – площа водозбору річки, км²;

$F_{1кр}$ – початкова площа витоку річок – перша критична площа, км².

Результати досліджень В.Г. Сорокіна [64] з обґрунтування складових формули (3.36) чи (3.65) для території Південно-Західної України та Молдови рекомендовані для оцінки норми річного припливу підземних вод у Придунайські озера. При цьому норма інфільтрації U_0 у досліджуваному регіоні змінюється від 5,0 до 1,5 мм. Гідрогеологічний параметр a_2 , який залежить від геологічної будови, характеру порід, в яких залягає перший постійний горизонт ґрунтових вод, коливається за даними А.М. Бефані [117] в широких межах 0,45-0,70, але для території Причорномор'я рекомендований В.Г. Сорокіним [64] рівним 0,20. Перша критична площа $F_{1кр}$ є районною величиною і для Придунайського регіону дорівнює 60 км² [64]. Місцеві чинники, такі як залісненість, заболоченість та озерність в розглянутому регіоні практично відсутні [64].

Визначення норми коефіцієнту фільтрації для річок басейну озера Катлабух (Великий Катлабух, Ташбунар та Єніка) виконано за картою норми інфільтрації опадів у водоносні горизонти півдня Європейської території Радянського Союзу В.Г. Сорокіна [64] для геометричних центрів річок (табл. 3.17). За даними автора роботи [117] параметр ε прийнятий на рівні 0,25.

В такому разі, оцінка норм річного припливу ґрунтових вод по руслах річок ведеться у табл. 3.17, при використанні формули А.М. Бефані (3.65).

Річна величина надходження ґрунтових вод безпосередньо до периметра озера Катлабух, що становить 68 км, при витраті води на один погонний метр 0,12 м³/с (за дослідженнями О.І. Шаменкової [118] по озеру Ялпуг) становить 3,78 млн м³ (табл. 3.17).

Загальна ж величина припливу води до озера з ґрунтових водоносних горизонтів V_{gr} становить 4,13 млн м³. При поверхневій складовій

надходження води до озера, що становить 9,15 млн м³ частка ґрунтового припливу дорівнює 45% від цієї величини.

Таблиця 3.17 – Оцінка норм річного припливу ґрунтових вод по руслах річок і периметру озера Катлабух

Назва річки	F , км ²	U_0 , мм	a_e	ε	$F_{1_{кр}}$, км ²	φ	\bar{Y}_{zp} , мм	\bar{V}_{zp} , млн м ³
Великий Катлабух-устя	536	2,5	0,20	0,25	60	0,40	0,95	0,49
Ташбунар-устя	281	2,6	0,20	0,25	60	0,28	0,70	0,20
Єніка-устя	243	2,4	0,20	0,25	60	0,26	0,60	0,15
По периметру озера								3,78
Норма ґрунтового стоку								4,13

Згідно матеріалам проектних проробок ДРПВІ «Укрпівдендіпроводгосп» [119], розрахункова величина ґрунтового припливу води в озеро Катлабух прийнята величиною 5,0 млн м³ на рік, тобто розрахункові величини співставні.

Характер розподілу ґрунтового стоку по місяцях в роки різної водності, виконаний за типовою схемою, що одержана в роботі Н.С. Лободи [120], використовуючи метод гідрологічної аналогії. Для Придунайського регіону у якості річки-аналога автором [120] був вибраний водозбір р. Ягорлик – с. Дойбани, який належить до Причорноморського гідрологічного району за умовами формування свого стоку. Для характерних за водністю років, отриманих на основі емпіричної кривої розподілу річного стоку (багатоводний, середньоводний, маловодний), визначений внутрішньорічний розподіл стоку по місяцях року на основі розчленування гідрографів стоку характерних років. Автором роботи [120] встановлено, що ґрунтовий стік, розподілений на протягом року більш рівномірно, ніж поверхневий (табл. 3.13), особливо для багатоводних та маловодних років.

Розподіл величини ґрунтового припливу (по місяцях) при розрахунках місячних водних балансів озера Катлабух наведений у табл. 3.18.

Таблиця 3.18 – Внутрішньорічний розподіл припливу ґрунтових вод (у % від річного) до озера Катлабух ($V_{gr}=4,13$ млн м³)

Водність року	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Багатоводний	4,4	6,4	10,3	10,7	11,4	11,3	8,0	6,4	6,3	7,2	8,4	9,2
Середньоводний	7,4	10,3	12,6	12,3	12,5	6,5	5,2	5,8	6,5	7,7	7,4	5,8
Маловодний	3,9	4,7	5,1	5,2	5,4	6,0	8,0	9,3	11,0	13,4	13,5	14,5

3.3.6 Дренажні та комунально – побутові води

Приплив дренажних (у тому числі й комунально-побутових зворотних) вод прийнятий в даному дослідженні відповідно розробкам ДРПВІ «Укрпівдендипроводгосп» [121] через узагальнення по ряду скидів зворотних та дренажних вод зрошувальними системами, за нормативом Одеського облводгоспу як

$$V_{dr} = 0,2V_z, \quad (3.66)$$

де V_z – забір води на зрошування (застосовано також до інших видів водокористування).

На рис. 3.17 представлена багаторічна мінливість об'ємів припливу дренажних та комунально-побутових вод за 1980-2020 рр. Величини припливу дренажних та комунально побутових вод до озера Катлабух змінювалися майже від нуля (2018, 2019 рр.) до 16,89 (1996 р.) млн м³ і, відповідно заборам води на комунальні потреби, різко знизилися з 1997 р. Слід зазначити, що у 2020 році у зв'язку зі значними заборами води на зрошення (до 79,5 млн м³ з березня по серпень) об'єми припливу дренажних та комунально-побутових вод значно підвищилися (до 15,9 млн м³) [30].

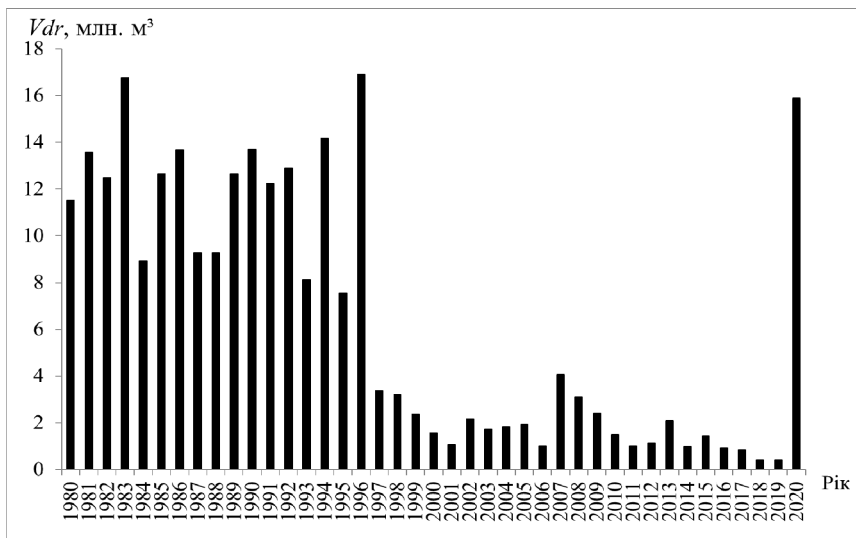


Рисунок 3.17 - Багаторічна мінливість об'ємів дренажних та комунально-побутових вод, що надходять до озера Катлабух (1980-2020 рр.)

3.4 Витратна частина водного балансу та її складові

3.4.1 Основні складові витратної частини водного балансу

Основні складові витратної частини водного балансу представлені у вигляді схеми на рис. 3.18.

В аналітичному вигляді рівняння водного балансу для витратної частини представлено таким чином [22,97-99]

$$(\sum V_i)_{\text{vump}} = V_{Ei} + V_{tri} + V_{fi} + V_{zi} + V_{Di}' + V_{ozi}, \quad (3.67)$$

V_{Ei} – об'єм випаровування;

V_{tri} – об'єм транспірації водною рослинністю;

V_{fi} – об'єм фільтрації;

V_{zi} – сумарний забір води з озера;

V_{Di}' – скиди води у р. Дунай;

V_{Ozi} – підтримка рівнів системи озер Лунг – Саф'ян;

i – розрахунковий місяць.

Усі складові представлені у млн m^3 , тобто мають розмірність $(10^6 m^3)$.

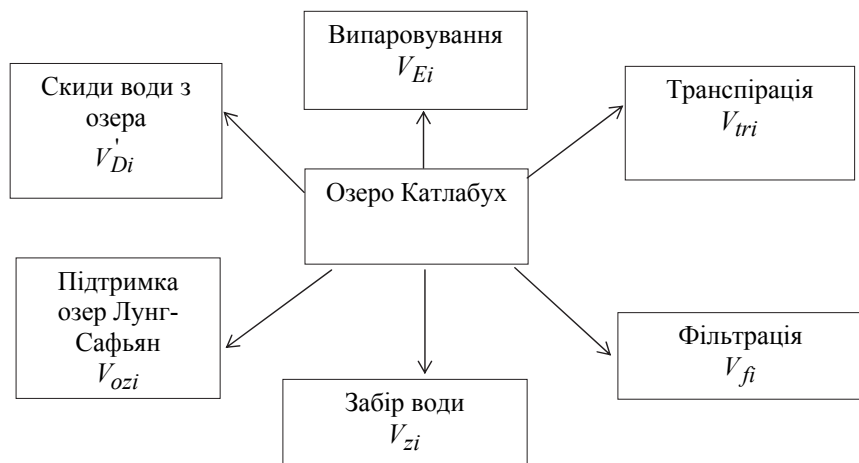


Рисунок 3.18 - Схема витратної частини водного балансу озера Катлабук

3.4.2 Випаровування з водної поверхні озера

Для оцінки складової випаровування з водної поверхні озера Катлабук використовувались дані випарувального басейну м/ст Болград (п. 3.2.6) у період з 1980 по 2020 рік. Аналіз часових тенденцій величин випаровування з водної поверхні, аналогічно річним опадам, був зроблений у розд. 1, пп. 1.6.2, і показано, що має місце виражений додатний тренд до підвищення величин випаровування, особливо в період з 2014 р., а також, циклічність у їх рядах.

В даному розділі для наочного аналізу наведені сумісні для річних величин випаровування і опадів хронологічні графіки (рис. 3.19) та різницево-інтегральні криві (рис. 3.20). Як видно з рис. 3.19 спостерігається зворотна залежність коли при підвищенні опадів зменшується випаровування і навпаки.

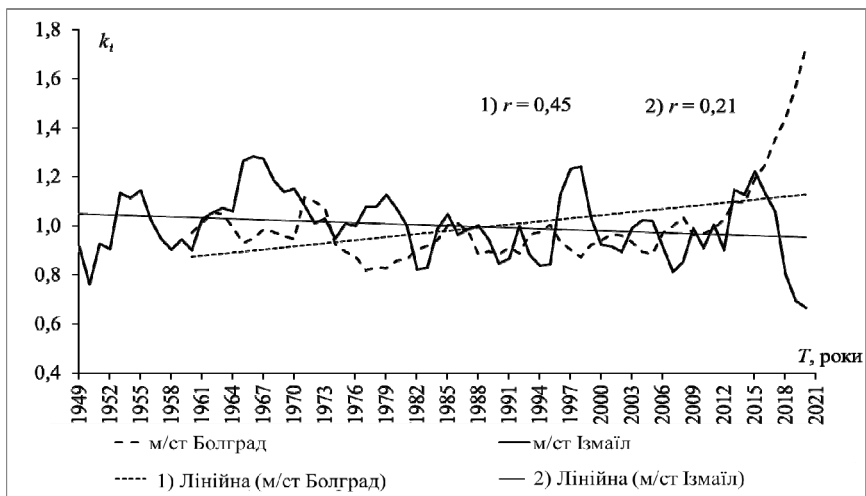


Рисунок 3.19 - Суміщений хронологічний графік згладжених ковзних річних сум випаровування з водної поверхні по м/ст Болград (1960-2020 рр.) та річних сум опадів по м/ст Ізмаїл (1949 по 2020 рр.)

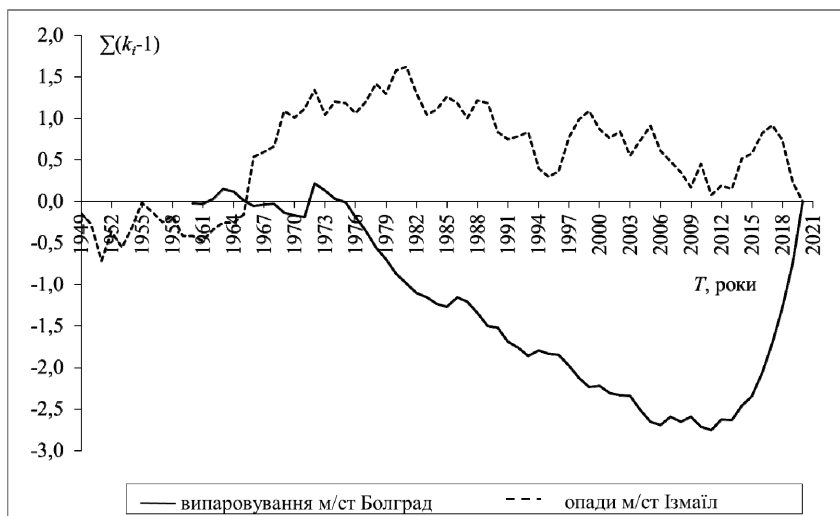


Рисунок 3.20 - Суміщені різницево-інтегральні криві річних сум випаровування з водної поверхні по м/ст Болград (1960-2020 рр.) та річних сум опадів по м/ст Ізмаїл (1949 по 2020 рр.)

До статистичного аналізу були прийняті часові ряди спостережень за сумами місячних та річних величин випаровування по м/ст Болград тривалістю 61 рік. Стандартні статистичні параметри багаторічних рядів місячних та річних сум випаровування були обчислені при використанні програми «STOK_STAT» (http://geodigital.ru/soft_hydr) (табл. 3.19).

Таблиця 3.19 – Статистичні характеристики часових рядів випаровування з водної поверхні по м/ст Болград (1960-2020 рр.)

Місяць	Довжина ряду	Середнє значення	$r(1)$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
				C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
4	61	70	0,079	0,28	0,14	0,6	0,28	0,19	0,8
5	61	108	0,181	0,18	0,34	0,18	0,18	0,37	2,0
6	61	134	-0,003	0,18	0,19	10,6	0,18	2,22	12,3
7	61	157	0,187	0,18	0,72	3,9	0,19	0,76	4,0
8	61	151	0,321	0,15	0,14	0,9	0,15	0,19	1,2
9	61	106	-0,141	0,15	0,62	4,1	0,16	0,65	4,1
10	61	61	-0,076	0,23	2,5	11,1	0,28	3,24	14,3
11	61	27	0,075	0,49	4,11	8,4	0,49	6,43	13,1
Рік	61	808	0,145	0,11	1,45	12,9	0,12	1,64	13,3

З табл. 3.19 видно, що найбільші середні значення сум випаровування з водної поверхні на метеостанції Болград спостерігаються з червня по серпень і становлять 134-157 мм.

Внутрішньорічний розподіл випаровування показав схожість їх величин у роках різної водності та середнього за рік (рис. 3.21).

Значення коефіцієнтів варіації C_v випаровування з водної поверхні, розраховані методом моментів та методом найбільшої правдоподібності близькі між собою і змінюються в межах від 0,15-0,16 в літні місяці (липень, серпень) до 0,49 – у листопаді. Для річних сум випаровування коефіцієнти варіації знижуються до 0,11-0,12, а співвідношення C_s/C_v , одержані за різним методами майже збігаються і становлять за методом моментів 12,9 і за методом правдоподібності 13,3. В роботі також

виконано, внутрішньорічний розподіл C_v за групами багатоводних, середньоводних та маловодних років, аналогічно опадам, який показав їх схожість, окрім листопада, коли спостерігається збільшення коефіцієнтів варіації (рис. 3.22).

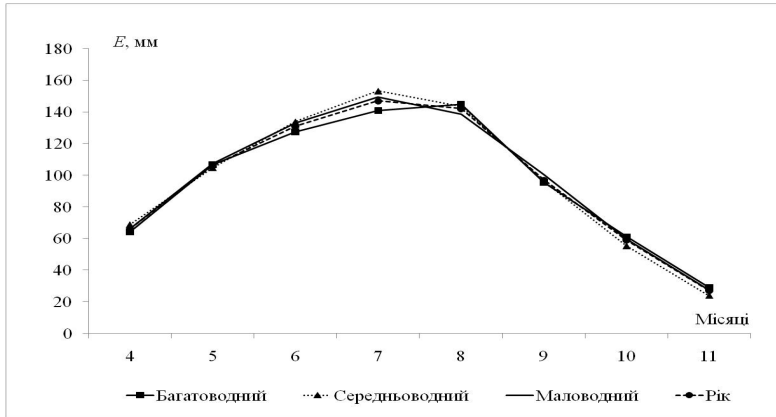


Рисунок 3.21 – Внутрішньорічний розподіл величин випаровування з водної поверхні по м/ст Болград за групами водності

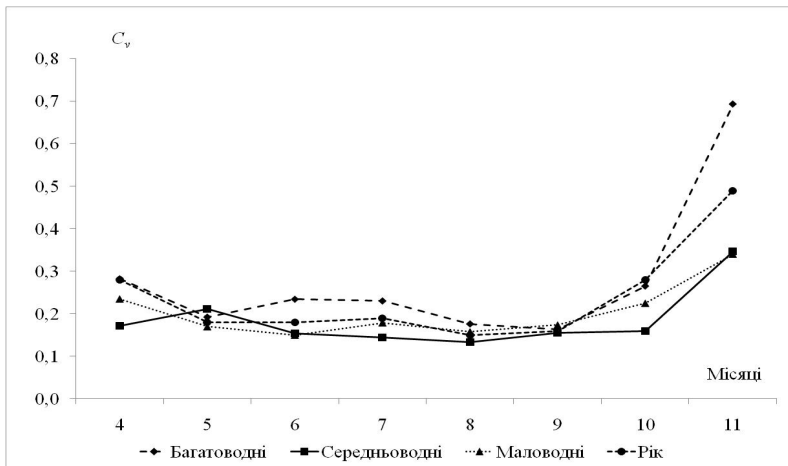


Рисунок 3.22 - Внутрішньорічний розподіл коефіцієнтів варіації випаровування з водної поверхні по м/ст Болград за групами водності

Об'єм випаровування з водної поверхні (млн м³) розраховувався шляхом перемноження площі водного дзеркала F на шар випаровування E з поверхні озера для розрахункового місяця

$$V_{E_i} = E \cdot F_{\text{оз}} / 10^3, \quad (3.68)$$

де E – шар випаровування з водної поверхні, мм;
 $F_{\text{оз}}$ – площа водного дзеркала (км²), яка відповідає середньомісячному рівню води в озері $H_{\text{сер}}$ (м БС).

Для розрахунку водного балансу озера Катлабух місячні та річні величини випаровування за період 1960-2020 рр. наведені у табл. 3.20.

Таблиця 3.20 – Розподіл об'ємів випаровування з водної поверхні (мм) озера Катлабух (за даними спостережень м/ст Болград, 1980-2020 рр.)

Роки	1980	1981	1982	1983	1984	1985	1986	1987	1988
V_{E_i} , МЛН М ³	46,1	48,9	49,3	52,3	51,3	54,1	62,3	52,9	48,8
Роки	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997
V_{E_i} , МЛН М ³	46,2	54,6	46,6	51,5	50,4	59,4	56,6	55,2	50,8
Роки	1998	1999	2000	2001	2002	2003	2004	2005	2006
V_{E_i} , МЛН М ³	50,8	49,9	56,4	52,7	57,9	55,1	44,6	47,8	53,4
Роки	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
V_{E_i} , МЛН М ³	60,3	52,2	59,4	49,2	53,3	61,3	55,7	65,5	65,2
Роки	2016	2017	2018	2019	2020				
V_{E_i} , МЛН М ³	72,0	74,6	79,3	84,4	94,1				

На рис. 3.23 представлена багаторічна мінливість об'ємів випаровування за рік з водної поверхні озера Катлабух з 1980 по

2020 рр. Об'єми випаровування змінюються від 44,6 млн. м³ (2004 р.) до 97,13 млн. м³ (2020 р.). Слід зазначити, що з 2014 р. має місце стала тенденція до зростання об'ємів випаровування води з водної поверхні.

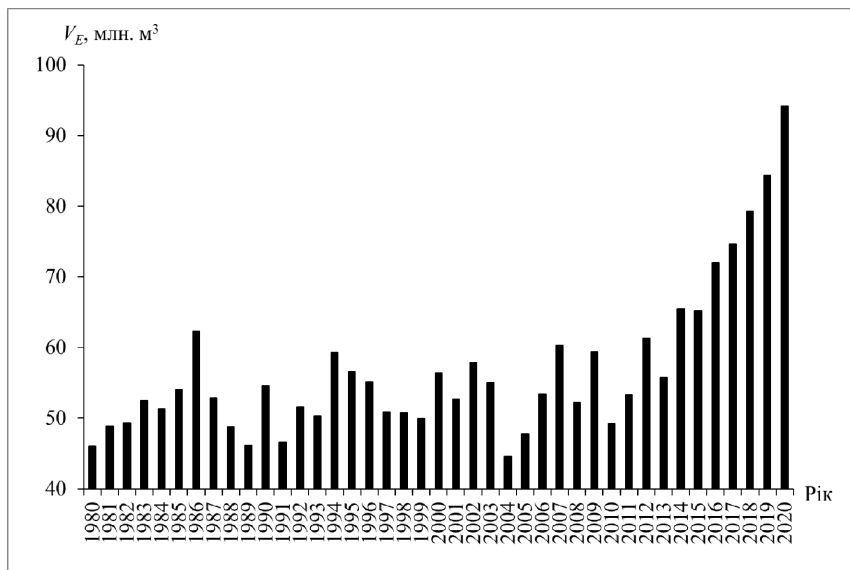


Рисунок 3.23 – Баготорічна мінливість об'ємів випаровування з водної поверхні озера Катлабух у період з 1980-2020 рр.

3.4.3 Транспірація водною рослинністю

Площа мілководдя озера займає біля 35% водної поверхні за даними [115] і майже всі мілководдя озера поросли рослинністю.

У загальному вигляді випаровування водною рослинністю розраховується за допомогою перехідних коефіцієнтів до величин випаровування з водної поверхні в залежності від заростання водойми (п. 3.2.6) [122]. Проведена нами оцінка поправочного коефіцієнта для урахування впливу на випаровування водної рослинності прийнята для площі заростей водною рослинністю 30% і дорівнює 1,14 (табл. 3.3). Відсоткове розподілення річної суми випаровування водною рослинністю по місяцях наведено у табл. 3.21.

На рис. 3.24 представлений багаторічний хід транспірації водною рослинністю. Об'єми транспірації водною рослинністю змінюються від 1,87 млн м³ у 2004 р. до 4,01 млн м³ у 2020 р. при тенденції їх зростання відповідно величинам випаровування.

Таблиця 3.21 – Розподілення сумарного випаровування з ділянок, зайнятих заростями водної рослинності, по місяцях (у % від суми за весь період) [75]

Зона	травень	червень	липень	серпень	вересень	жовтень
Степова	7	23	27	25	15	3

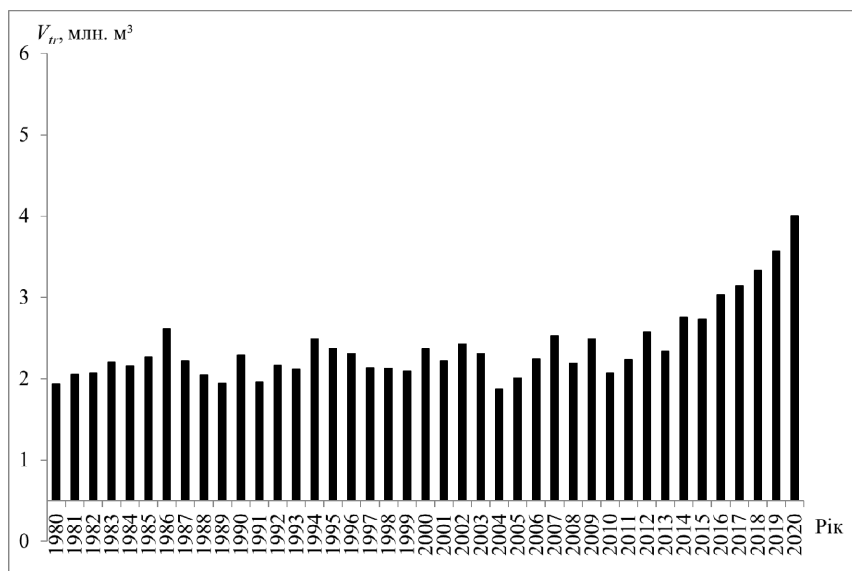


Рисунок 3.24 – Багаторічна мінливість об'ємів транспірації озера Катлабух (1980-2020 рр.)

3.4.4 Сумарний забір води з озера Катлабух

Сумарний забір води озера Катлабух на господарські потреби здійснюється головним чином на зрошування сільськогосподарських

земель в його басейні. В умовах півдня України зрошування є одним з найважливіших водоемних споживачів. За дослідженням [123] зрошувальні норми диференційовані за кліматичними умовами території України. На сьогодні у зрошувальному землеробстві використовують три способи зрошування, які є основними: поверхневе – розподіл води по поверхні ґрунту; дощування – розпилення води у вигляді дощу над зрошуваним ґрунтом; підґрунтова подача води по закладених у землі трубах [6].

Загалом до озера Катлабух підвішена низка зрошувальних систем, розташованих на території Ізмаїльського, Кілійського та Болградського районів, всього до 20,936 тис.га (табл. 3.22). Цей об'єм водозабору відповідає зрошувальним нормам 3,0-4,6 тис. м³/га. Нагадаємо, що загальна площа зрошування земель, яке здійснюється забором води з річок, що впадають озеро становить 4,667 тис. га (розд. 2, п. 2.4, табл. 2.4).

Насосні станції водозабору розташовані відносно рівномірно по всій акваторії водойми – Суворовська ЗС – на півночі, Ізмаїльська та Кіровська примикають до південної частини озера.

Необхідно відзначити, що цей об'єм дорівнює приблизно 88,2 млн м³ (67,2% від повного об'єму озера при НІР) та перевищує корисний об'єм озера (68,5 млн м³) в 1,30 рази. Для складання водного балансу озера ця величина є надважливою, оскільки отримана за даними прямих вимірювань (по часу роботи агрегатів та водообліку).

Таблиця 3.22 - Зрошувальні системи, що належать до озера Катлабух

№ з/п	Зрошувальні системи	Підвішена площа, га	Насосна станція	Номінальний об'єм водозабору, тис.м ³
1	Суворовська ЗС-1	3375	НС-2	14715
2	Суворовська ЗС-2	7876	НС-1	36229,6
3	Ізмаїльська ЗС	5100	НС-11	20400
4	Кіровська ЗС	2255	НС-15	9831,8
5	Мале зрошення	2330		6990
	Всього	20936		88166,4

Об'єми прямих вимірювань водозабору V_z за період 1980-2020 рр. в середньому становили 32,7 млн м³, при коливаннях в межах від 84,5 млн м³ в 1996 р. до 2,1 млн м³ в 2018 р. Слід зазначити, що у 2019

році у зв'язку з катастрофічно низькими рівнями води в озері основний забір об'ємів води на зрошування з водойми взагалі не здійснювався. Винятком став 2020 рік, коли в результаті примусової підкачки річкових вод Дунаю і підвищення рівнів води в озері Катлабух, забори води різко зросли й становили 122,4 млн м³ (79,5 млн м³ - з березня по серпень та 42,9 млн м³ – з листопада по грудень).

Внутрішньорічний розподіл характеризується відповідністю типовій схемі водозаборів, причому основна частка його приходить на період травень-вересень, в якому в середньому забирається близько 85% від всього об'єму.

Безпосередньо спостереження над водозабором можна поділити на декілька періодів: період активного будівництва та експлуатації меліоративних систем (1980-1990 рр.); період активного використання меліоративних систем та води на безоплатній основі (1991-2000 рр.); з 1997 року почався період платного водокористування, тому як результат використання меліоративних систем майже відсутнє; з 2001 по 2010 роки – період використання меліоративних систем, коли нові споруди не будувалися; період мінімального використання меліоративних систем з урахуванням економії коштів (2011-2019 рр.).

Таким чином, якщо на період безоплатного користування та забору води з озера Катлабух середньорічна величина водозабору складала 62,6 млн.м³, то за період 1997 по 2019 рр. – відповідно 8,72 млн м³.

За умов незначного зниження площ зрошення зменшення величин водозаборів пояснюється різким зниженням зрошувальних норм – замість 3,0-4,6 тис.м³/га застосовується норма близько 1,5 тис. м³/га.

Необхідно відзначити, що фактор величини об'ємів та розташування водозабору є досить важливим для водного та сольового режиму озера та взагалі його гідроекологічного стану.

Багаторічна мінливість об'ємів заборів води з озера Катлабух за 1980-2020 рр. представлена на рис. 3.25. Слід зазначити, що з 1997 року господарські забори води на зрошування і, відповідно, об'єми припливу дренажних вод, значно зменшилися, а з 2010 р. вони майже припинилися. Це стало головною причиною підвищення солоності вод озера та погіршення його гідроекологічного стану, в основному через зниження інтенсивності перемішування вод та послаблення водообміну і водооновлення вод в північній частині озера.

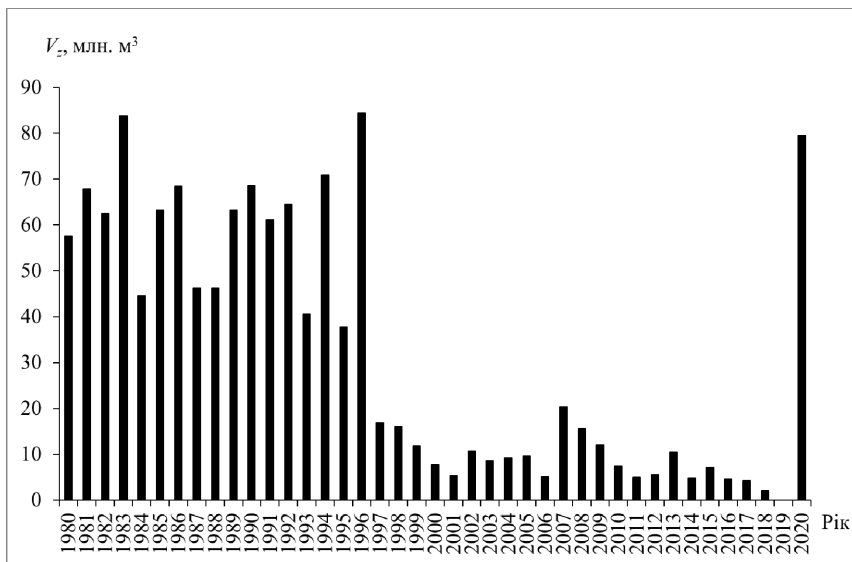


Рисунок 3.25 – Багаторічна мінливість заборів води з озера Катлабух (1980 - 2020 рр.)

3.4.5 Фільтрація води в береги

Фільтрація води в береги визначена на підставі розрахункових даних Басейнового управління водних ресурсів річок Причорномор'я та нижнього Дунаю (для озера Ялпуг-Кугурлуй) [116]. Так, для озера Ялпуг-Кугурлуй річна величина фільтрації становить 28,8 млн м³ при площі водного дзеркала 300 км² при НПР.

Враховуючи, що площа водного дзеркала озера Катлабух на 23% менша і дорівнює 68,5 км² при НПР, річна фільтрація становить 0,23 від її величини для озера Ялпуг-Кугурлуй.

Так, як ці водойми знаходяться у майже однакових природних умовах, то об'єм фільтрації води в озері Катлабух складатиме $28,8 \cdot 0,23 = 6,6$ млн м³. Таким чином, в середньому за місяць величина фільтрації дорівнюватиме $6,6/12 = 0,55$ млн м³.

Розподіл середньої величини фільтрації по місяцях розраховується в залежності від коливань рівня води в озері за формулою

$$(\bar{V}_f)_i = 0,55(\bar{H}_i / \bar{H}), \quad (3.69)$$

де $(\bar{V}_f)_i$ – середня величина фільтрації i -го місяця, млн м³,

\bar{H}_i та \bar{H} – середній рівень води i -го місяця і середній річний рівень води в озері, мБС.

3.5 Надходження води р. Дунай до озера Катлабух та скиди води з озера в р. Дунай

Водообмін озера Катлабух з р. Дунай відбувається у регульованому режимі відповідно графікам пропускної спроможності шлюзів каналу Желявський (диспетчерським графікам), що встановлюється на засіданнях міжвідомчих нарад і визначається рівнями води р. Дунай. Так, у періоди високих рівнів води на р. Дунай, зазвичай, у період весняно-літнього водопілля (лютий-травень) відбувається наповнення озера Дунайською водою самопливним шляхом до НПР, що дорівнює 1,7 мБС. В періоди меженних рівнів води на р. Дунай (вересень-жовтень), при відкритті шлюзів відбуваються скиди води з озера Катлабух до р. Дунай до РМО = 0,7 мБС. Крім того відбувається водообмін озера Катлабух з близько розташованою системою озер Лунг-Сафьян по каналу Громадський за допомогою регулюючого шлюзу. Диспетчерські графіки містять дані про дату відкриття та закриття шлюзів-регуляторів та в рідких випадках об'ємів наповнення і скидів.

Коли достовірних даних про водообмін р. Дунай та озера Катлабух по шлюзах регуляторів немає, то вони можуть бути обчислені зворотним шляхом з рівняння водного балансу для i -го місяця:

- при наповненні озера Катлабух Дунайською водою

$$V_{D_i} = \sum_B V_i - (\sum_{II} V_i)' \pm \Delta W_i, \quad (3.70)$$

- при скидах води з озера Катлабух до р. Дунай

$$V_{D_i} = \sum_{II} V_i - (\sum_B V_i)' \pm \Delta W_i, \quad (3.71)$$

де V_{D_i} - надходження води з р. Дунай до озера Катлабух у цьому випадку включає і нев'язку рівняння водного балансу;

V_{D_i} - скиди води з озера до р. Дунай, які у цьому випадку включають

і нев'язку рівняння;

$\sum_P V_i$ - приходна частина водного балансу;

$\sum_B V_i$ - витратна частина водного балансу;

$\left(\sum_P V_i\right)'$ - приходна частина водного балансу, за винятком

надходження води з р. Дунай;

$\left(\sum_B V_i\right)'$ - витратна частина водного балансу, за винятком скидів води

з озера в р. Дунай;

ΔW_i - зміни об'ємів води в озері за розрахункові періоди, акумуляція води.

Розраховані об'єми води, що надходять з р. Дунай до озера Катлабух за період з 1980 по 2020 р. наведені на рис. 3.26, а об'єми води, що скидають з озера до р. Дунай - на рис. 3.27. В цілому можна відмітити, що з 90-х років минулого сторіччя відбувається зменшення як об'ємів наповнення (в окремі роки) (рис. 3.26), так і об'ємів скидів води з озера до р. Дунай (рис. 3.27), які зазвичай здійснюються в осінній період.

3.6 Узагальнена оцінка складових у рівняннях водних балансів

Результати розрахунків водних балансів показали, що основний об'єм приходної частини (рис. 3.28) за 1980-2020 рр. становлять атмосферні опади (35,0%) та надходження води з р. Дунай (42,5%), об'єм річкового припливу дорівнює 8,8%, об'єми вод бічного припливу, ґрунтових та дренажних вод становлять 2,1%, 4,9%, 6,4% відповідно. У витратній частині (рис. 3.29) основний об'єм припадає на випаровування разом з транспірацією (53,0%), об'єми заборів води на зрошування, на скиди води з озера до р. Дунай та фільтрацію води в береги становлять 21,1%, 19,4% та 5,8% відповідно.

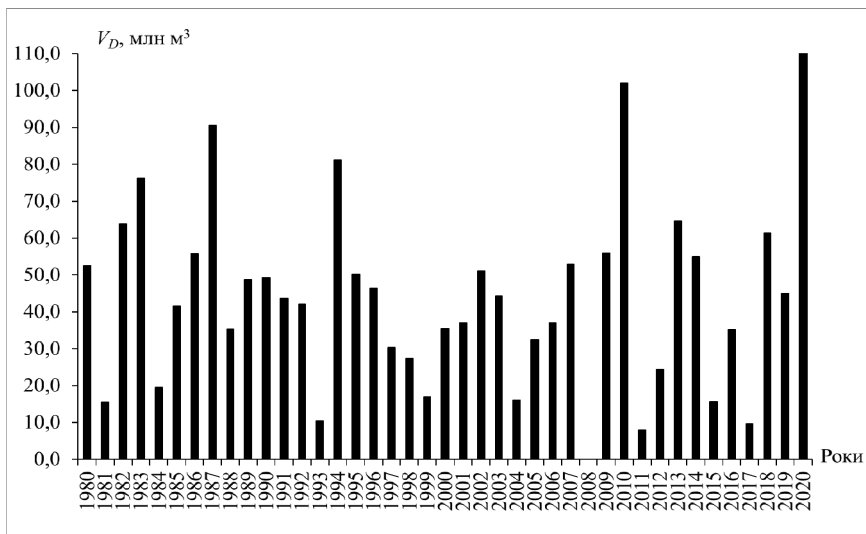


Рисунок 3.26 – Багаторічна мінливість об’ємів води, що надходять до озера Катлабух з р. Дунай у період 1980-2020 рр.

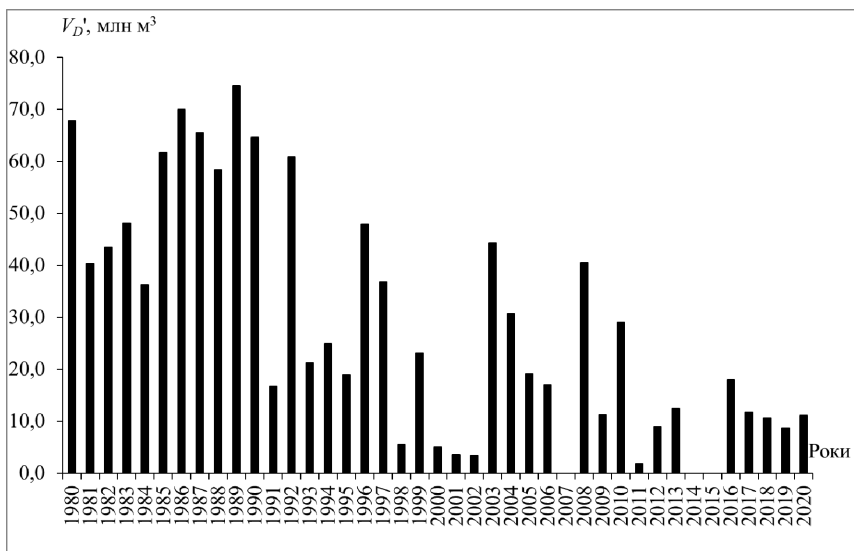


Рисунок 3.27 - Багаторічна мінливість об’ємів води, що скидаються з озера Катлабух до р. Дунай у період 1980-2020 рр.

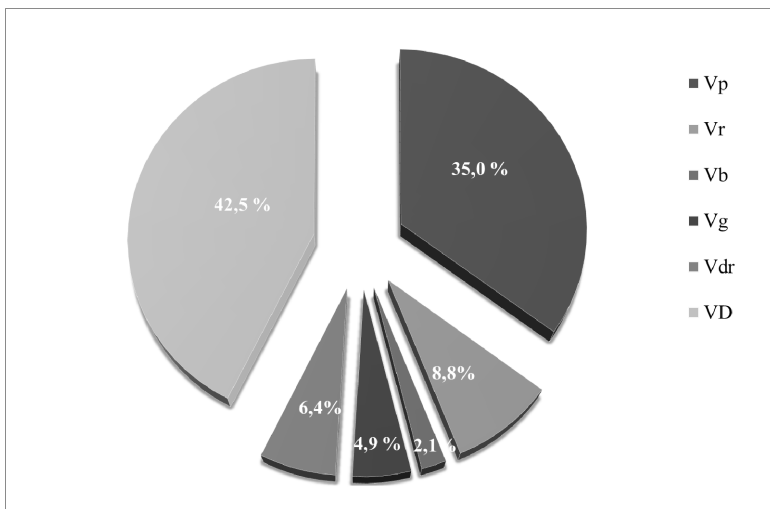


Рисунок 3.28 – Складові приходної частини водного балансу озера Катлабух (у %) в середньому за період 1980-2020 рр.

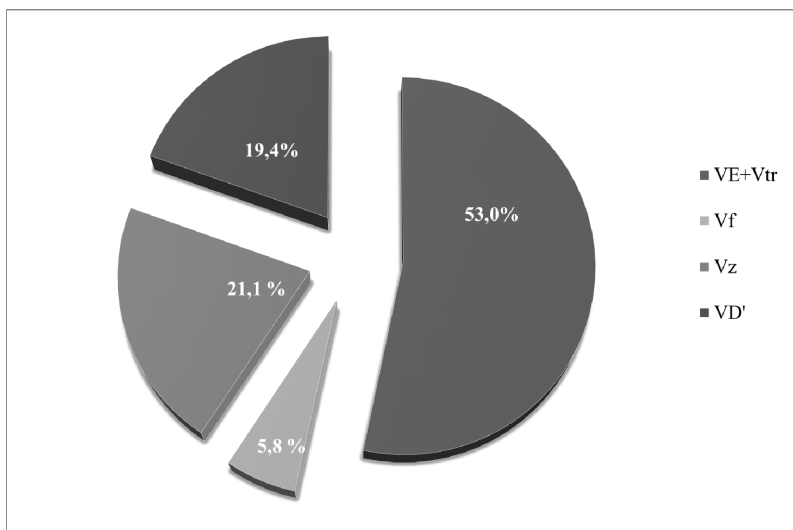


Рисунок 3.29 – Складові витратної частини водного балансу озера Катлабух (у %) в середньому за період 1980-2020 рр.

Багаторічна мінливість складових приходної та витратної частин водних балансів озера Катлабух з 1980 по 2020 рр. представлені на рис. 3.30 і рис. 3.31. Як видно з рис. 3.30, з 1997 року господарські забори води на зрошення і, відповідно, об'єми припливу дренажних вод, значно зменшилися, а з 2010 р. вони майже припинились (за винятком 2020 р.). Це стало головною причиною підвищення солоності вод озера та погіршення його гідроекологічного стану, в основному через зниження інтенсивності перемішування вод та послаблення водообміну і водооновлення вод в північній частині озера. Крім того, скиди води з озера в р. Дунай з початку 1990-х років значно зменшилися, що було ще одним чинником погіршення умов водообміну у водоймі.

3.7 Оцінка нев'язок у рівняннях водних балансів

Відносну нев'язку (у %) обчислюють після розрахунку рівняння водного балансу. Рівняння балансу визначають з абсолютними значеннями, без урахування знака складових балансу. Повного зрівнювання правої і лівої частин рівняння не можна досягти без урахування нев'язки балансу, тому нев'язку додають (завжди з додатним знаком) до тієї частини рівняння, яка виявилася меншою на величину нев'язки. Після порівняння обчислюють нев'язку балансу у відсотках, що отримується як відношення величини до прибуткової (або витратної) частини зрівняного балансу [2], або оцінюється як відсоток домінуючого компонента в рівнянні балансу, яким є випаровування [26]. Допустима нев'язка не повинна перевищувати можливої сумарної похибки розрахунку [2,3].

3.7.1 Визначення похибок при визначенні складових водних балансів та їх нев'язок

При розрахунках балансу використовують дані вимірювань або проводять розрахунок окремих компонентів. Тому на величину кожного елемента накладається деяка похибка, а величина таких компонентів як підземний приплив, стік акумуляції в ґрунтах та інші не завжди відомі. Накопичення похибок у вимірах і розрахунках в сумі з невідомими елементами дає нев'язку водного балансу.

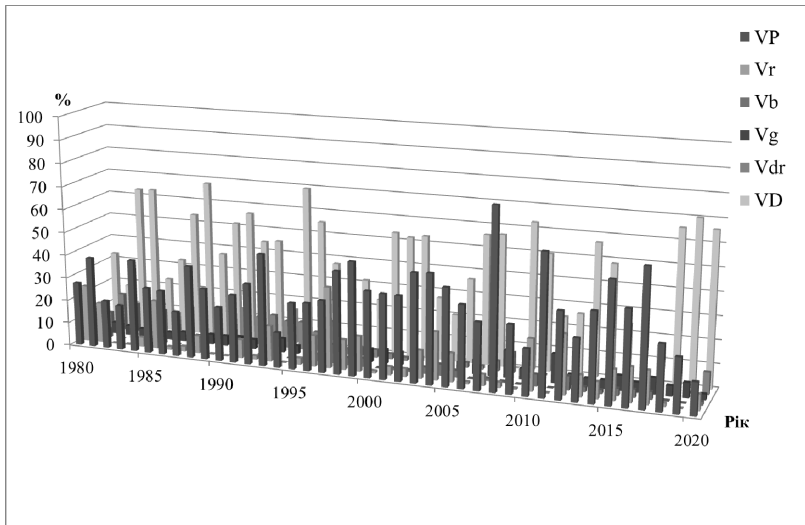


Рисунок 3.30 – Багаторічна мінливість складових приходної частини водних балансів озера Катлабух з 1980 по 2020 рр.

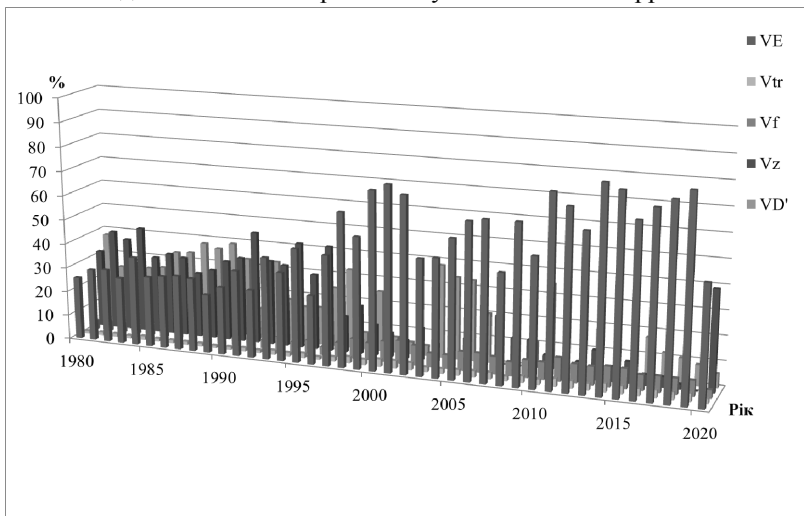


Рисунок 3.31 – Багаторічна мінливість складових витратної частини водних балансів озера Катлабух з 1980 по 2020 рр.

Позначаючи випадкові похибки всіх складових балансу через δ і надав кожній з них свій індекс, визначають можливу сумарну похибку розрахунку за формулою [2,3]

$$\sigma = \sqrt{\delta_1^2 + \delta_2^2 + \delta_3^2 + \dots + \delta_n^2}. \quad (3.72)$$

Слід мати на увазі, що значущість окремих складових балансу неоднакова в різні періоди року. Так, якщо під час весняної повені найбільш значущим є поверхневий приплив, то в зимові місяці, при мінімальних витратах припливу, основну роль відіграє акумуляція, а в теплу пору року, особливо на великих водоймах зростає роль випаровування та опадів. Коли повторна перевірка розрахунків і аналіз матеріалів не дозволяють внести уточнення, слід зазначити в поясненнях підвищену похибку в обчисленні балансу [2].

Детальний аналіз похибок окремих складових водного балансу виконано в роботі [13] для озера Китай, які встановлені за літературними джерелами різних років. Так, похибка опадів була взята за рекомендацією [124] на рівні 10%. Спираючись на нормативний документ СНиП2.01.14.83 [35], в якому зазначено, що для невивчених ділянок водозбору рівнинних районах похибка гідрометричного вимірювання стоку становить $\pm 10\%$. Таке значення похибки прийнято і для розрахунку бічного припливу. Таким чином, випадкову похибку приходної частини можна прийняти на рівні 20%.

Похибка випаровування з водної поверхні припущена на рівні 5%, а усіх інших складових приблизно 10%, тому загальна похибка витратної частини рівняння водного балансу складатиме 15%.

Однак, в п. 3.1 було відзначено, що нев'язка, як критерій достовірності розрахунків водних балансів не повинна перевищувати допустимих меж, якими для місячних водних балансів (зокрема, озера Катлабух) слід вважати нев'язку рівну $\pm H \leq 5\%$ [2]. Саме такою прийнята допустима нев'язка при розрахунках водних балансів озера Катлабух.

Величину нев'язки для i -го місяця було встановлено за рівнянням

$$\Delta V_{ni} = \sum_P V_i - \sum_B V_i \pm \Delta W_i, \quad (3.73)$$

де ΔV_{ni} - нев'язка водного балансу;

$\sum_{\Pi} V_i$ - приходна частина водного балансу;

$\sum_{B} V_i$ - витратна частина водного балансу;

ΔW_i - зміна об'єму води в озері за розрахунковий період.

3.7.2 Аналіз нев'язок водних балансів озера Катлабух

Виконати оцінку точності рівняння водного балансу озера Катлабух досить складно через відсутність вимірювань водообміну між озером і р. Дунай (головним чином весною і восени). Крім того, озеро Катлабух, як відомо, використовується для підтримки системи озер Лунг-Сафьян, однак достовірних даних про величини об'ємів наповнення чи скидів також немає.

Під час тривалих водообмінів між р. Дунай і водоймою (маються на увазі наповнення озера дунайською водою і зворотні скиди) об'єми води знаходяться зворотнім шляхом із рівнянь (3.70) і (3.71). В такому разі усі погрішності визначення складових приходної та витратної частин включені до складових V_{D_i} або V_{D_i}' .

Слід зазначити, що при розрахунках та аналізі нев'язок водного балансу у період з 1980 по 2020 рр. враховувались диспетчерські графіки (відкритий-закритий) роботи шлюзу-регулятора Желявський, який регулює наповнення та скиди води озера у різні періоди водності р. Дунай та озера Катлабух. Дані про режими роботи шлюза-регулятора Громадський, що сполучає озеро Катлабух з системою озер Лунг-Сафьян наявні з 1993 року і при розрахунках водних балансів враховувались у режимі наповнення-скидів між цими озерами.

Крім того, до аналізу величин нев'язок залучались й графіки часового ходу рівнів води в р. Дунай – м. Ізмаїл та озера Катлабух у кожному році за період з 1980-2020 рр. (розд. 1, рис. 1.4).

Так, в основному у зимові місяці при високих рівнях води в Дунаї та у весняно-літній період при проходженні водопілля на р. Дунай при відкритті шлюзів відбувається наповнення озера Дунайською водою. В осінні місяці, коли рівні води р. Дунай стають нижче рівня води озера Катлабух, при відкритті шлюзів, відбувається зворотний процес – скид води з озера в р. Дунай. Однак, коли рівні води в Дунаї вищі за рівні води

озера в осінній і навіть у зимовий період відбувається відкриття шлюзів на наповнення озера Дунайською водою, як було у 2002, 2007, 2008, 2010, 2014 рр. В окремі роки, як, наприклад у 2011, 2015 рр. протягом майже усього року рівні Дунаю були нижчими за рівні озера, в такому випадку шлюзи не відкривались і озеро знаходилось у стані простою, окрім січня місяця 2015 р.

У період закритих шлюзів на каналах Желявському та Громадському (період простою озера) величини нев'язок місячних водних балансів прийняті за даними розрахунку за формулою (3.73) та виражені у відсотках до прибуткової частини рівнянь балансу. Для аналізу і корегування величин нев'язок були взяті до уваги умови формування опадів у зимовий і літній періоди.

Так, у зимовий час були залучені дані середньомісячних температур повітря, максимальних запасів води у сніговому покриві та дати їх настання. У випадку від'ємних (нижчих за місячну норму) температур повітря розрахункового місяця і наявності снігу на водозборі опади поточного місяця враховувались у приходній частині рівняння балансу вже наступного місяця (з плюсовою температурою) у вигляді тало-дощових вод, як, наприклад у січні 1980 року, зимою 1995-1996 рр.

Так, у суворих та багатосніжних 1995-1996 рр. при стало низьких температурах повітря протягом усіх зимових місяців (грудень-лютий) відбувалось випадіння опадів у вигляді снігу, які надали додатковий об'єм тало-дощових вод у лютому. При цьому опади грудня 1995 р. та січня 1996 р. прийняті у розрахунковій схемі рівними нулю і враховані сумарними опадами лютого (при цьому максимальні снігозапаси становили 69 мм на 10 лютого по м/ст Ізмаїл).

У літній час у період простою озера величини нев'язок пояснювались значним відхиленням від середньої величини кількості опадів (зокрема, при зливових дощах) поточного місяця (а іноді і попереднього), як, наприклад у 1985, 1986, 1989 та у 1990 рр. Так, у 1985 р. шлюз на скид з озера був відкритим з 7 по 11 місяць, але у липні об'єми в озері дещо збільшились внаслідок опадів, що випали у червні у розмірі 111,2 мм (при нормі 57,5 мм), що призвело до збільшення об'ємів води в озері.

У 1986 р. на спаді весняного водопілля у травні кількість опадів становила величину 6,9 мм при нормі 44,5 мм. При цьому спостерігалось значне зниження об'ємів води (25,5 млн м³), а нев'язка дорівнювала –

3,1 млн м³. Крім цього, у квітні кількість опадів спостерігалась у тричі менша за норму ($P_4=10,7$ мм, а $P_{\text{норма}}=34,3$ мм) значним також був забір на зрошення у розмірі 16,43 млн м³.

У 1989 р. у вересні випала майже потрійна кількість опадів 110,9 мм (при нормі 38,7 мм), що призвело до збільшення об'ємів води (16,1 млн м³), а нев'язка була пов'язана зі скидами води з озера. У 2015 році у жовтні і листопаді випало опадів у декілька раз більше норми ($P_{10}=105,5$ мм, а $P_{\text{норма}}=30,4$ мм; $P_{11}=81,1$ мм, а $P_{\text{норма}}=38,1$ мм). При цьому величина нев'язки досягла 3,6 млн м³.

Слід зазначити, що у маловодному 1989 р., а особливо у 1990 р. рівні води в озері Катлабух були вищими за рівні р. Дунай. За таких гідрологічних умов наповнення озера Дунайською водою взагалі не відбувалося. При цьому для водообміну водойми диспетчерські графіки передбачали скиди об'ємів води з озера в р. Дунай з квітня по грудень.

Розраховані за викладеною схемою абсолютні нев'язки місячного водного балансу наводяться на рис. 3.32а, а у відсотках до його приходної частини – на рис. 3.32б. Як можна бачити, в цілому у період закритих шлюзів на каналах оцінки нев'язок місячних водних балансів озера Катлабух за розглядуваний період, виражені у відсотках від приходної частини балансів не перевищують допустиму нев'язку $\pm 5\%$ (рис. 3.32б).

Що стосується величини нев'язок як середніх за роки (рис. 3.33), то в деяких випадках похибки більш значні (в абсолютних величинах), що пов'язано з їх накопиченням у річному розрахунковому інтервалі часу.

3.7.3 Уточнення розрахунків водних балансів озера Катлабух при довгостроковому прогнозуванні об'ємів води його басейну у весняний період року

З метою уточнення складових водних балансів озера Катлабух та їх нев'язок, аналізу стану озера в роботі обґрунтовано балансовий метод можливого наповнення озера тало-дошовими водами у весняний період року на основі довгострокового прогнозування стоку весняного водопілля з його басейну, визначення величин об'ємів та максимальних рівнів води у водоймі. Це дасть можливість завчасного планування режиму роботи (диспетчерського графіка) шлюзів-регуляторів та більш ефективного регулювання водообміну озера з р. Дунай (як, наприклад, у 2012 р., багатоводний 10%-й за водністю рік).

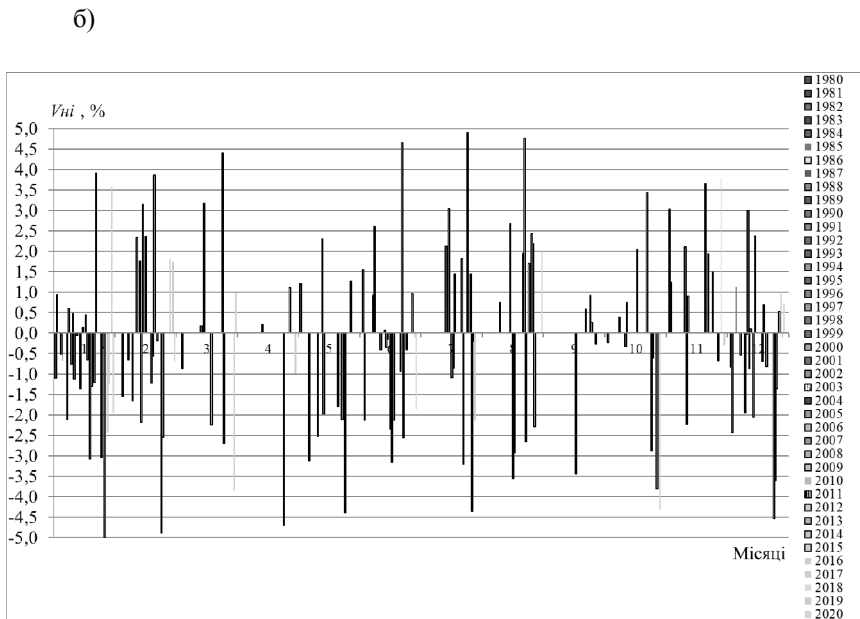
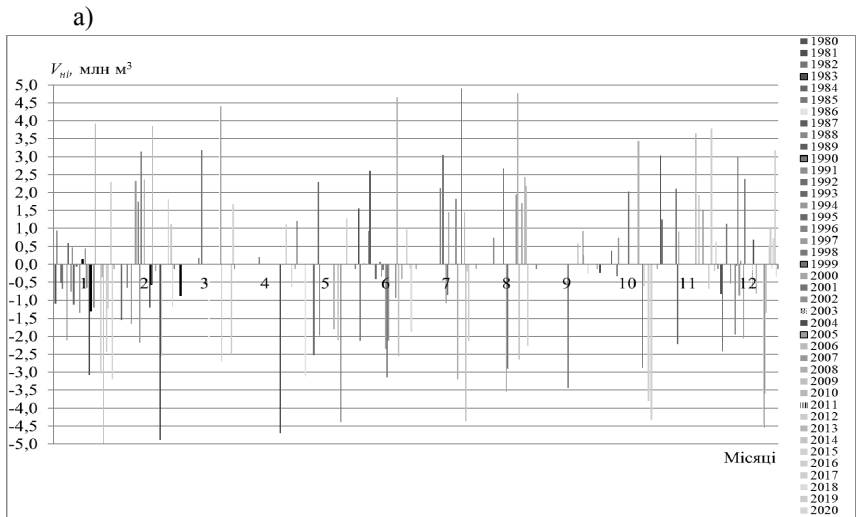


Рисунок 3.32 – Графік нев'язок місячних водних балансів озера Катлабух в період 1980-2020 рр. – а) у млн m^3 ; б) у %

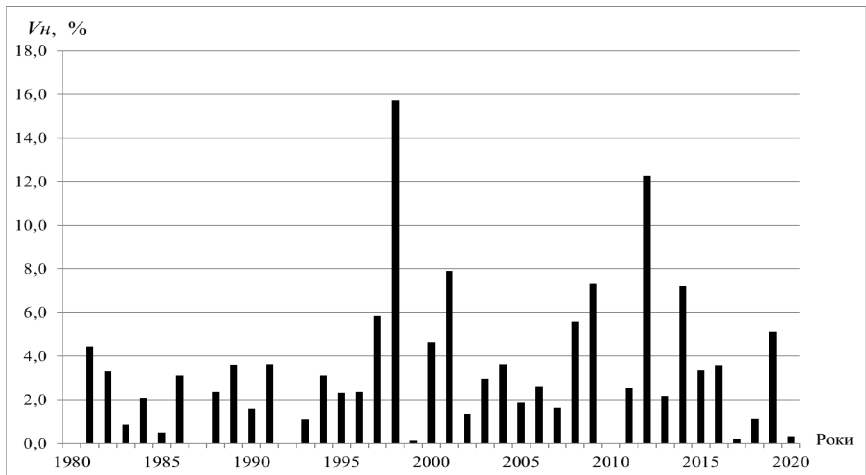


Рисунок 3.33 – Графік нев’язок річних водних балансів озера Катлабух в період 1980-2020 рр., у %

З іншого боку при формуванні весняних водопіль рідкісної ймовірності перевищення, прогнозування розмірів весняного стоку і надходження вод до водойми при формуванні максимальних рівнів в ньому забезпечить передчасну оцінку можливого підтоплення прилеглих територій господарського і житлового призначення в заплавних частинах озера і його річок, особливо в періоди, коли здійснюється наповнення озера дунайською водою (як, наприклад, у 2010 р., 4%-й за водністю рік).

Методика прогнозування надходження поверхневих вод весняного водопілля до закритих водойм Північно-Західного Причорномор’я, у тому числі Придунайських озер обґрунтована в роботах [125,126,127] і реалізується наступним чином.

Для прогнозу шарів стоку весняного водопілля необхідним є визначення основних гідрометеорологічних чинників, сполучення яких у кожному році призводять до формування різних за об’ємом водопіль. Такі фактори складають вектор-предиктор дискримінантної функції, яка дає змогу встановлювати тип або надавати діагноз водності майбутнього водопілля у вигляді [125]

$$DF = a_0 + a_1k_x + a_2k_{Q_{n.6}} + a_3k_L, \quad (3.74)$$

де $A = (a_0, a_1, a_2, a_3)$ - вектор коефіцієнтів дискримінантної функції;
 $X = (k_X, k_{Q_{ns}}, k_L)$ - вектор ознак (вектор-предиктор) дискримінантної функції.

До стокоформуючих чинників річок розглядуваної території відносяться (у вигляді модульних коефіцієнтів):

- сумарна кількість води, яка потрапляє на водозбір у період водопілля – максимальні запаси води в сніговому покриві та рідкі опади періоду весняного водопілля k_X ,

- фактори втрат тало-дощових вод, які визначають водопоглинаючу спроможність ґрунтів на водозборах – вологість $k_{Q_{n,a}}$ (як інтегральний показник – витрата води перед водопіллям) і глибину їх промерзання k_L .

При цьому в [128] обґрунтовані методи їх визначення для територій, не висвітлених даними гідрологічних спостережень, як басейни річок північно-західної частини Причорноморської низовини.

Коефіцієнти в дискримінантних рівняннях DF (3.74) наведені в табл. 3.23.

За знаком дискримінантних рівнянь встановлюється водність майбутньої весни. Так, при $DF1 > 0$ шар стоку більше за середньобагаторічне значення, при $DF1 \leq 0$; $DF2 \geq 0$ – близько неї, а при $DF1 < 0$; $DF2 < 0$ – нижче за середньобагаторічну величину.

Таблиця 3.23 – Коефіцієнти рівнянь дискримінантних функцій при встановленні типу водності весняного водопілля в басейнах річок північно-західної частини Причорноморської низовини [125]

DF	a_0	a_1	a_2	a_3
$DF1$	-1,88	-14,4	5,73	6,46
$DF2$	0,82	-11,0	5,08	11,0

Для прогнозу модульних коефіцієнтів шарів стоку водопілля $k_Y = \frac{Y_m}{Y_0}$ в басейні водойми відповідно знаку дискримінантної функції

DF (3.74) при формуванні багато-, середньо- або маловодних водопіль використані регіональні рівняння вигляду

$$k_Y = b_0 + b_1 k_X + b_2 k_X^2 + b_3 k_X^3, \quad (3.75)$$

де b_0, b_1, b_2, b_3 – коефіцієнти.

Коефіцієнти b_0, b_1, b_2, b_3 представлені в табл. 3.24 і використовуються в рівнянні (3.75) за умови застосування кривих за ознаками DF .

Таблиця 3.24 – Коефіцієнти поліному (3.75) для прогнозу шарів стоку весняного водопілля в басейнах річок північно-західної частини Причорноморської низовини [125]

Умови застосування	b_0	b_1	b_2	b_3
$DF1 \geq 0$	$2.0 \cdot 10^{-2}$	0.521	-1.43	3.29
$DF1 \leq 0; DF2 \geq 0$	$-3.50 \cdot 10^{-2}$	1.02	-2.40	1.79
$DF1 < 0; DF2 < 0$	$-1.40 \cdot 10^{-2}$	0.25	-0.56	0.38

Прогнозні значення очікуваних величин шарів стоку весняного водопілля Y_m встановлюються за співвідношенням

$$Y_m = k_Y \cdot Y_0, \quad (3.76)$$

де Y_0 - середньобагаторічна величина шару весняного стоку (мм), яка одержується для басейнів озер-водосховищ за визначенням в [125,126,128] для Причорноморського регіону (в межах рівнинної України) рівнянням в залежності від географічного положення водозборів (φ в частках ° півн.ш.)

$$Y_0 = 33,0 \cdot \exp[0,32(\varphi^0 - 50)]. \quad (3.77)$$

Для водозбору озера Катлабух середньобагаторічна величина шару весняного стоку, одержана за формулою (3.77) становить 8,4 мм. Слід зазначити, що середньобагаторічна величина шару весняного стоку дорівнює величині природного річного стоку (за моделлю «клімат-стік») річок, які живлять озеро Катлабух. Це підтверджує той факт, що

формування стоку на цих річках відбувається в основному в період весняного водопілля, а влітку русла річок пересихають.

Забезпеченість прогнозних величин шарів стоку весняного водопілля у багаторічному періоді встановлюється за допомогою кривої трипараметричного гама-розподілу С.Н.Крицького і М.Ф.Менкеля при $C_s/C_v=2.5$ [35].

Для річок, що не мають часових рядів спостережень за стоком води коефіцієнт варіації шарів стоку весняного водопілля розрахований за рівнянням в залежності від середньобагаторічних значень шарів стоку Y_0

$$(C_v)_Y = 1,62 \left(\frac{Y_0}{5} \right)^{-0,38} . \quad (3.78)$$

Для водозбору озера Катлабух середньобагаторічна величина шару весняного стоку, одержана за формулою (3.77) становить 1,32.

По спрогнозованих за методикою величинах k_Y і значеннях $(C_v)_Y$, визначених за формулою (3.78), знаходиться забезпеченість $P\%$ очікуваних шарів стоку весняного водопілля для невивчених річок Причорноморської низовини у вигляді інтервалу забезпеченостей

$$P_1 < P_{Y_m} < P_2 , \quad (3.79)$$

де P_1 і P_2 - верхнє та нижнє значення забезпеченості.

Таким чином, в роботі пропонується балансова схема розрахунку наповнення тало-дошовими водами озера Катлабух у весняний період року при залученні даних довгострокового прогнозу шарів весняного стоку з басейну озера, яка представлена наступними етапами розрахунків:

а) визначається початковий рівень води у водоймі $H_{поч}$ на дату випуску прогнозу у поточному році або приймається середньомісячний рівень води у період перед початком водопілля на річках, що впадають в озеро;

б) за кривою об'ємів озера Катлабух (розд. 2, табл. 2.3) за початковим рівнем води у водоймі $H_{поч}$ встановлюється початковий об'єм води у водоймі $W_{поч}$;

в) прогнозні величини шарів стоку у період весняного водопілля перераховуються в об'єми води (млн. м³) та визначають зміну об'єму води

у водоймі $\Delta W'$ за період весняного водопілля відносно початкового об'єму $W_{\text{поч}}$ за формулою виду

$$\Delta W' = Y'_m * F_{\text{водз}} / 10^3, \quad (3.80)$$

де $F_{\text{водз}}$ - площа водозбору озера, км² (площа водозбору Катлабух становить 1290 км²);

г) оцінюється об'єм надходження води з р. Дунай самопливним шляхом або підкачкою через шлюзи $\Delta W_{\text{шлюз}}$ (за графіком пропускної спроможності шлюзів).

д) розраховується очікуваний об'єм води у водоймі W' за період весняного водопілля як сума складових рівняння водного балансу озера

$$W' = W_{\text{поч}} + \Delta W' + \Delta W_{\text{шлюз}} + X - E. \quad (3.81)$$

Слід зазначити, що при визначенні сумарного надходження весняних вод до лиману чи озера, враховуючи прогнозний шар припливу тало-дощових вод з його басейну та об'єми наповнення через шлюзи, припускалося, що опади на дзеркало водойми X компенсуються випаровуванням з її водної поверхні E під час весняного водопілля.

ж) за величиною спрогнозованого об'єму води у водоймі W' за період весняного водопілля за кривою об'ємів (розд. 2, табл. 2.3) встановлюється максимальний рівень води у водоймі H'_m , м БС.

з) очікувана зміна рівня води у водоймі $\Delta H'$ від початкового до максимального за весняне водопілля визначається як

$$\Delta H' = H'_m - H_{\text{поч}}; \quad (3.82)$$

к) виконується оцінка спрогнозованих об'ємів води та максимальних рівнів води у водоймі під час проходження весняного водопілля

$$\delta W = W - W'; \quad (3.83)$$

$$\delta H_m = H_m - H'_m, \quad (3.84)$$

де δW - похибка прогнозу відносно спостереженої величини об'єму води у водоймі W ;

δH_m - похибка прогнозу відносно спостереженої величини максимального рівня води у водоймі H_m .

Допустима похибка при прогнозах максимальних рівнів води в озері Катлабух визначена на рівні 23 см.

Прогнозування надходження поверхневих вод до озера Катлабух та максимальні рівні води в ньому здійснене в різні роки. Для аналізу величини нев'язки річного водного балансу озера Катлабух у 2012 р. (рис. 3.33), що становила 12,3 %, в роботі представлений довгостроковий прогноз наповнення озера поверхневими весняними водами цього року (рис. 3.34). Так, враховуючи, що максимальні снігозапаси в басейні озера сформувалися до 15 лютого і очікуване водопілля розпочалося у лютому при об'ємах 6,4 млн м³ в басейні озера, диспетчерський графік шлюзів можна корегувати шляхом відкриття шлюзів вже в березні (при цьому нев'язка балансу дещо знизилася – до 9,6%). Прогнозування максимальних рівнів води в озері в цей період показало їх добру збіжність зі спостереженими, що ілюструє рис. 3.35.

При формуванні багатоводного весняного водопілля у 2012 р. максимальні рівні води в озері при його наповненні дунайською водою першої хвилі водопілля на р. Дунай спостерігалися 1,83 м БС, а від другої хвилі (при зірваному затворі на шлюзі Желявський) – досягли 1,96 м БС. Результати довгострокового прогнозування максимальних рівнів води по балансовій схемі ще в дату 10 лютого показали, що вони очікуються на рівні 1,70 м БС (тобто на рівні НІР=1,7 м БС), що також дало б змогу скоректувати режим наповнення озера для уникнення можливих підтоплень при формуванні в цьому році значного весняного водопілля р. Дунай (забезпеченістю 3-5%).

Похибки прогнозу, що виникли при прогнозуванні рівнів води, пов'язані з тим, що основний вплив на режим озера Катлабух надає регулюючий режим об'ємів наповнення озера дунайською водою через гідротехнічні споруди.

Таким чином, представлена балансова схема по розрахунках наповнення озера Катлабух весняними водами при довгостроковому прогнозуванні об'ємів надходження талодощових вод з басейну озера дає змогу визначити початок і порядок пропуску паводку на підставі диспетчерського графіка з урахуванням як режиму рівнів води в р. Дунай і в озері, так і на основі гідрометеорологічних прогнозів [127] та уточнити розрахунки його водних балансів.

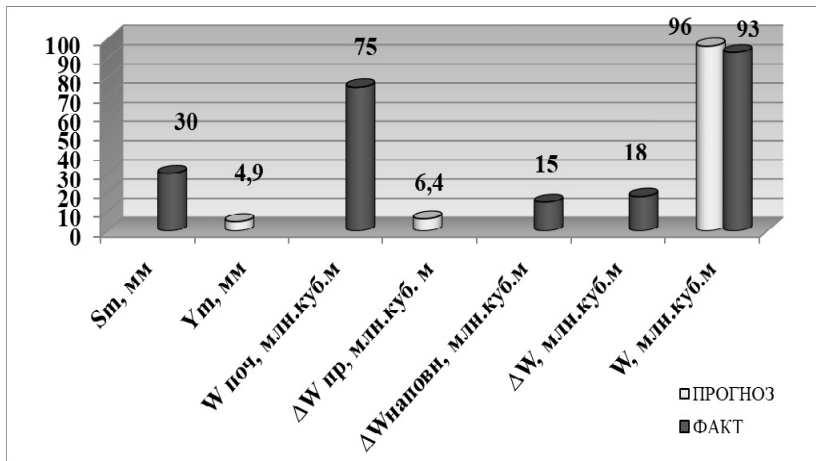


Рисунок 3.34 – Прогнозування надходження поверхневих вод у весняний період 2012 р. до озера Катлабух, млн м³

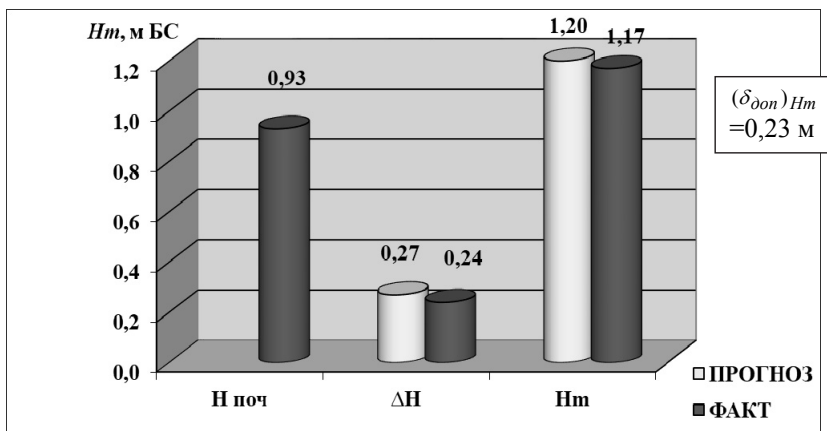


Рисунок 3.35 – Прогноз рівнів води у весняний період 2012 р. у озері Катлабух, м БС

4 ГІДРОХІМІЧНИЙ РЕЖИМ ТА СОЛЬОВИЙ БАЛАНС ОЗЕРА КАТЛАБУХ

4.1 Основні вимоги ВРД ЄС щодо оцінки якості вод

В Європейському Союзі існує законодавство, що регулює класифікацію, маркування та оцінку ризику хімікатів (шість основних законодавчих актів), метою якого є оцінити ризик і врегулювати надходження промислових речовин, які можуть спричинити забруднення. Водна Рамкова Директива 2000/60/ЄС (ВРД ЄС) встановлює правила, спрямовані на: захист усіх форм води (поверхнева, підземна, внутрішня і перехідна); відновлення екосистем у водоймах та навколо них; зменшення забруднення водних об'єктів; забезпечення сталого використання води окремими особами та підприємствами [1].

Згідно з вимогами законодавчої бази Водної Рамкової Директиви 2000/60/ЄС (про встановлення рамок діяльності Співтовариства у сфері водної політики) відносно Плану управління річковим басейном Дунаю (у межах України) необхідним є забезпечення досягнення доброго статусу водних об'єктів, як поверхневих, так і підземних та визначення чітких механізмів (програм заходів).

Директива 2008/105/ЄС Європейського Парламенту та Ради від 16 грудня 2008 р. про стандарти якості навколишнього середовища в галузі водної політики (The Environmental Quality Standards Directive) встановлює екологічні стандарти якості води для пріоритетних речовин та деяких інших забруднюючих речовин (всього 45 та більше показників) відповідно до ст. 16 Водної Рамкової Директиви з метою досягнення гідного хімічного статусу поверхневих вод та вносить зміни і скасовує директиви 82/176/ЄЕС, 83/513/ЄЕС, 84/156/ЄЕС, 84/491/ЄЕС, 86/280/ЄЕС та поправки до Директиви 2000/60/ЄС [2].

Таким чином слід відзначити, що добрий екологічний стан того чи іншого водного об'єкта буде досягнуто тоді, коли відхилення від референційних умов є незначним, або відсутні взагалі. Оскільки більшість водних об'єктів України та Європи все ж таки зазнали певних змін, то досягнення ними доброго стану можливо лише завдяки знов таки антропогенному втручанням – природоохоронним заходам [1].

Детальний аналіз міжнародного досвіду оцінки якості води, узагальнення основних концептуальних підходів до оцінки якості води та

наявних методів стандартизації та класифікації вод за різними параметрами згідно з пріоритетними напрямками щодо екологічної оцінки якості вод, визначених у ВРД 2000/60/ЄС виконаний в роботі [3]. При цьому відмічено, що пріоритетними напрямами щодо реалізації вимог ВРД в нашій державі є здійснення гідробіологічного моніторингу вод, вдосконалення водно-хімічного моніторингу щодо широкого спектра компонентів, визначення конкретних забруднювачів (забруднення всіма пріоритетними речовинами, які скидаються у водойму), здійснення повномасштабного гідроморфологічного моніторингу, з відповідною періодичністю визначення гідрологічних параметрів, які є основним напрямленням водогосподарської політики на сьогоднішній і майбутньому в умовах національної трансформації України до міжнародного законодавства [3].

Відповідно вимог ВРД 2000/60/ЄС, авторами [4] для екологічної оцінки якості поверхневих вод водних об'єктів запропоновано інтегральний екологічний показник, що складається з трьох блоків: складу солі, трофічних та сапробіологічних (екологічних та санітарних) показників та показників вмісту конкретних токсичних речовин. Методика на основі комбінованої екологічної оцінки дозволяє порівнювати якість води на окремих ділянках водних об'єктів різних регіонів (за часом та простором) для визначення впливу антропогенного навантаження на водні екосистеми та оцінки змін в стані водних ресурсів.

На досягнення основних цілей зазначених Директив направлено дослідження гідрохімічного режиму озера Катлабух, річок, що в нього впадають та р. Дунай, як основного джерела надходження прісних вод до водойми, а також сольового балансу озера.

4.2 Природні умови формування гідрохімічного режиму водойм

За своїм положенням у рельєфі суші та в системі материкового стоку озера стають акумуляторами мінеральних і органічних речовин, що циркулюють у межах водозбору. Будь-які змінення на водозборах впливають на процеси накопичення речовин в озері [5].

Мінералізація та гідрохімічний режим озер та водоймищ залежать від впливу природних і антропогенних чинників [6-11]. Роль антропогенних чинників зростає в міру розвитку господарського освоєння території та використання водоймищ [9,10,12].

Природні чинники визначають географічну зональність в хімічному складі вод. Вплив місцевих азональних чинників, до яких можна віднести геологічну будову, генезис, морфологію (розміри водойми, її площа, глибина, конфігурація, рельєф котловини), температурний режим визначають сольовий склад та гідрохімічний режим даної водойми [5,7-9,13].

Одним з основних чинників, що зумовлюють мінералізацію і хімічний склад води озера є проточність озера [6-11]. Так, для безстічних водойм, до яких відноситься озеро Катлабух (за відсутності скидів води в р. Дунай), характерним є лише приплив води, при цьому відтоку майже немає або ж він незначний у водному балансі озера. Під час тривалого перебування води в озері та при значному випаровуванні, мінералізація підвищується та відбувається ціла низка процесів, які змінюють склад води [5,13].

Від розміру і глибини озера, умов живлення, рослинності, місцевих кліматичних умов залежить і ступінь прогрівання води, яка своєю чергою визначає інтенсивність біологічних процесів, що відбуваються в озері. Зі збільшенням розміру озера, а також при підвищенні мінералізації води роль біологічного фактора зменшується і зростає значення фізичних і фізико-хімічних процесів [7,9,10]. Температура води в мілководних водоймах, зайнятих рослинністю протягом року вища, ніж у водоймах із відкритою поверхнею [10].

Глибини озера, а також уповільнений водообмін створюють неоднорідність складу води по вертикалі. У цьому полягає одна з характерних особливостей гідрохімічного режиму озер, що відрізняє їх від режиму річок і, до деякої міри, зближує з режимом морів [5,9]. Значно потужнішим чинником впливу на хімічний склад води водойм є турбулентне перемішування, викликане вітро-хвильовими процесами [9].

Гідрологічний і гідрохімічний режими заплачних озер генетично пов'язані з річками, що їх живлять [5,7,9,10] та особливо помітний для невеликих озер. Рівень води таких озер протягом року має по два максимуми (весняний та осінній) і мінімуми (літній та зимовий) [10].

Під час біологічного колообігу утворюються різні форми вуглецю та сірки, внаслідок чого сульфатна та карбонатна рівновага змінюються [5,7,9].

За мінералізацією води О.О. Алекін [5] виділяє озера прісні (до 1‰), солонуваті (до 25‰), соляні (понад 25‰). Для прісних озер, яким

вважається й озеро Катлабух [14-16], характерні хімічні особливості, кожна з яких має індивідуальний хімічний склад. В літературі [6,10] відмічається, що мінералізація озера Катлабух, під час надходження Дунайської води, складає 225-390 мг/дм³, склад води - гідрокарбонатно-кальцієвий. А у зимовий період мінералізація озера становить 0,5 - 1,5 мг/дм³, а склад води – сульфатно-натрієвий. За визначенням в [6,10] придунайські озера належать до групи прісноводно-солонуватоводних озер-лиманів.

4.3 Дослідження гідрохімічного режиму та оцінка якості води в озері Катлабух і р. Дунай, малих річок басейну озера

Якість води в озері Катлабух і р. Дунай, малих річок басейну озера формується під впливом природних умов та антропогенного втручання. Спочатку свого існування система Дунайських озер-лиманів, до яких входило й озеро Катлабух, представляла «екосистему з чистою водою» [14]. Озера з'єднувалися через численні протоки з Кілійським рукавом Дунаю. В результаті спорудження шлюзів-регуляторів в 1956 році був порушений природний водообмін озер з р. Дунай, що спричинило підвищення мінералізації води в них. Проектна мінералізація води озер становила 1,0-1,5 г/дм³ [15]. Порушення процесів природного водообміну водойм, сольового режиму і накопичення забруднень, які надходять в озера зі стоком Дунаю і малих річок, а також з басейнів озер стали причиною зміни якості води в них [14].

Сучасний етап характеризується зростанням антропогенного впливу на якісні характеристики природних вод річок і озера Катлабух, що супроводжується погіршенням їх якості. Забруднення і зниження якості води малих річок відбувається через скидання неочищених стічних вод численних підприємств, змиву ґрунту з усіма органічними речовинами і добривами під час проходження паводків і повені та накопиченням їх в донних відкладеннях озера [14]. А також якість води малих річок погіршується в весняно-літній період через тривалу посуху і відсутність опадів, що може привести до пересихання малих річок і відповідно погіршення якості води в озері. Визначний вплив на об'єм озера та мінералізацію вод мають сучасні зміни режиму опадів і температур повітря.

4.3.1 Гідрохімічний режим і оцінка якості води в озері Катлабух

Гідрохімічний режим придунайських озер-лиманів в основному визначається двома факторами – це водообмін з Дунаєм та місцевий стік річок, що впадають в озеро з частковою їх участю в живленні ґрунтових вод. При наявності зв'язку озер з Дунаєм, що визначається в основному сезонними коливаннями рівнів води річки і озера, вміст солей у воді озер зменшується. Навпаки, зі зменшенням водообміну з Дунаєм у гідрохімічному режимі озер зростає роль місцевого стоку і ґрунтового живлення [16-18].

Режим нормальної експлуатації озера Катлабух передбачає досягнення мінімально можливої величини мінералізації (при існуючих в цей час гідротехнічних спорудах). У розроблених диспетчерських правилах враховані вимоги всіх зацікавлених галузей (водопостачання, зрошення, риборозведення) та екології [15].

В період весняно-літніх паводків і, якщо дозволяють рівні р. Дунай, до травня-червня проводиться наповнення водойми слабомінералізованою дунайською водою. Після чого шлюзи закриваються, і водойма вступає у фазу простою. Мінералізація в озері змінюється таким чином, що до початку вегетаційного періоду внаслідок припливу дунайської води вона зменшується. Потім, враховуючи невелику кількість опадів, відсутність водообміну з Дунаєм, надходження мінералізованих вод зі стоком малих річок і бічним припливом, а також великого випаровування, мінералізація поступово зростає, досягаючи найвищих значень у році [14-16].

У просторовому розподілі мінералізації води по акваторії озера відмічається її збільшення – від південної придунайської частини акваторії до північної материкової частини, яка приймає високомінералізований стік води малих річок Єніка, Великий Катлабух та Ташбунар [14,16].

Таким чином, загальна мінералізація води озера визначається умовами щорічного сезонного водообміну водойми та зазнає значних змін у часі й по акваторії.

4.3.1.1 Багаторічний режим мінералізації та головних іонів озера

За даними гідрохімічних багаторічних спостережень і спостережень за якістю води, що проводилися Дунайським Басейновим управлінням водних ресурсів та узагальненням матеріалів виявлено такі закономірності.

В акваторії озера Катлабух якість води зазнала значних змін за весь період спостережень та по акваторії озера. Відмічається зростання показників концентрацій основних складових. Так, перевищення концентрації солей у воді озера (мінералізація) над господарсько-побутовим ГДК (1,0 г/дм³) на НС-2 Суворівської ЗС (північна частина озера) у період з 1995 по 2020 рік відмічалось від 1,55 до 3,05-4,24 рази відповідно, тобто мінералізація вод змінювалася від 1547,0 мг/дм³ (у 1995 р.) та 1662,70 мг/дм³ (у 2010 р.) до 3054,88 мг/ дм³ (у 2018 році) і 4240,0 мг/ дм³ (у 2020 році).

Перевищення концентрації солей над ГДК в південній частині озера, в Кислиці (НС Кірова) відмічалось в 1983 та в період з 1996 і подальші роки – в 1,10 до 2,45-3,0 разів. При цьому мінералізація коливалася від 1097,97 мг/дм³ (у 1983 р.), 973,23 мг/дм³ (у 1991 р.) до 2260,00 мг/дм³ (у 2011 р.) та 2446,03 мг/дм³ (у 2018 році) і 3000,0 (у лютому 2020 р.).

Про часову і просторову мінливість мінералізації води в озері Катлабух дає уявлення графік багаторічних коливань цієї величини по місяцях (за пробами води в поточному місяці), що виміряні в північній (НС-2 Суворівської ЗС) та південній – у с. Кислиці (ГНС Кірова) частинах акваторії озера (рис. 4.1) за період наявних даних (1980-2020 рр.). Так, величини мінералізації вод озера Катлабух в його південній частині, де більш суттєво виражений водообмін озера з р. Дунай, дещо нижчі ніж на півночі акваторії водойми.

Аналіз часового ходу мінералізації вод озера також показав (рис. 4.1), що значні підвищення її значень спостерігалися в період з 1997 р., тобто при суттєвому скороченні заборів води озера на зрошування сільськогосподарських земель (розд. 3, рис. 3.22). В цей же період був зменшений об'єм скидів вод озера до р. Дунай (розд. 3, рис. 3.24). Найвищі значення мінералізації вод в північній частині озера в той період спостерігалися у 1999-2003 рр. і становили 3,08-3,16 г/дм³. В подальший період величини мінералізації дещо знизилися при підвищенні рівнів води озера, а далі знов почали зростати.

Сплески в підвищенні величин мінералізації води озера Катлабух відповідають тривалим маловодним періодам озера (рис. 4.1). Це такі періоди, як 2006-2007, 2011-2012, 2017-2020 рр. Слід також зазначити, що в період з 2007 року в окремі роки чи декілька років поспіль майже припинилися як надходження прісної води з р. Дунай, так і скиди води з озера в річку, що погіршило умови водообміну у водоймі.

В період 2016-2020 рр., окрім зазначених причин, спостерігалось сезонне зниження рівнів води в озері майже до відміток РМО (рис. 4.1), підвищення об'ємів випаровування з водної поверхні (розд. 3, рис. 3.21), що призвело до критичного підвищення мінералізації води в північній частині озера до 3,1-3,35 г/дм³ і навіть 4,11 г/дм³ (17.02.2020 р.) (рис. 4.1).

Примусовим поповненням водосховища Катлабух у 2020 р. в об'ємі 75 млн м³ вдалося підвищити рівень води в ньому (до відмітки 1,09 м БС), а мінералізація води мінералізація води у липні знизилася до 2,56 г/дм³ (НС-2 Суворове) (рис. 4.1).

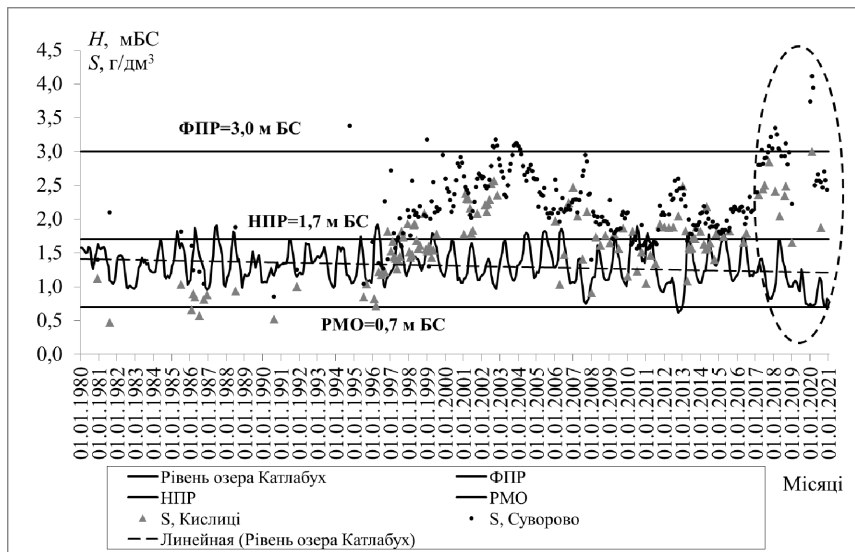


Рисунок 4.1 – Багаторічний сумісний хід середньомісячних рівнів води (мБС) та місячних значень мінералізації води (г/дм³, за гідрохімічними пробами в поточному місяці) в озері Катлабух (1980-2020 рр.)

За складом вода озера належить до сульфатного класу групи натрію (в межений період) [9]. Перевищення вмісту сульфатів в озері над ГДК (500 мг/дм³) в північній частині озера на НС-2 Суворівської ЗС відмічається у період 1991, 1995 від 1,01 по 2018 і 2020 рр. до 2,32 і 2,13 раза, а їх концентрація змінюється від 504,0 мг/дм³ (у 1991 р.) і 496,49 мг/дм³ (у 2010 р.) (єдине значення, що не перевищує ГДК за останнє

20-ти річчя, може бути викликано значним надходженням прісної води до озера внаслідок зливових чи талих вод) до 1159,35 мг/дм³ - у 2018 році і 1066,09 мг/дм³ - у 2020 році.

Перевищення концентрації сульфатів над ГДК на півдні, в Кислиці (НС Кірова) відмічається в 1991 та в період з 1997 і подальші роки – від 1,20 до 1,92 раза, а їх концентрація змінюється від 600,0 мг/дм³ у 1991 р., до 1002,00 мг/дм³ (у 2011 р.) та 959,6 мг/дм³ (у 2017 р.).

Як видно відбувається зростаюча тенденція до збільшення вмісту сульфатів в озері Катлабух, яка більш виражена в північній його частині.

Перевищення вмісту хлоридів в озері над ГДК (300 мг/дм³) на НС-2 Суворівської ЗС (північ акваторії озера) відмічається у 1991 р. та з 1998 р. в 1,07 по 2018 і 2020 рр. – 1,83 і 2,13 раза, а їх концентрація змінюється від 320,0 мг/дм³ (у 1991 р.), до 329,90 (у 2010 р.) та 549,75 і 639,44 мг/дм³ - у 2018 і 2020 рр.

Перевищення концентрації хлоридів над ГДК в південній частині у с. Кислиці (НС Кірова) відмічається в 1991 р. та в деякі роки періоду 2001-2017 – в 1,05 та 1,55 раза: від 315,0 мг/дм³ (у 1991 р.), до 378,96 мг/дм³ (у 2011 р.) та 464,65 мг/дм³ (у 2017 р.).

Таким чином, на фоні зростання мінералізації води озера Катлабух, в цілому спостерігається й зростання як сульфатів, так і хлоридів, при цьому показники мінералізації води відносять озеро Катлабух до солонуватих водойм [5].

За змістом органічних речовин у воді і мулі озеро Катлабух належить до групи озер, в яких окислюваність води коливається в широких межах – від 3,0 до 9,33 мг О₂/дм³ [6,10,16]. Озеро містить значну кількість органічних речовин у воді, що пояснюється його розташуванням у заболоченій заплаві, а також температурним режимом, який визначається незначною глибиною озера. За гідробіологічними особливостями озеро Катлабух належить до групи водойм, що характеризуються наявністю ряду реліктових форм, значним розвитком бентичних організмів і порівняно малим вмістом зоо- і фітопланктону [16].

4.3.1.2 Оцінка відповідності якості води озера агрономічним критеріям

Озеро Катлабух, яке по суті є накопичувачем та змішувачем води річки Дунай та материкового припливу малих річок, є джерелом природної

води, яка може бути використана у багатьох сферах господарської діяльності – сільськогосподарській (зрошення, риборозведення, напування худоби), господарській (джерело питного та промислового водопостачання) та культурно-побутовій (місце відпочинку населення, спортивний лов риби і т.п.). Найбільш активно воду озера Катлабух використовують у сільськогосподарській діяльності, а саме – зрошення земель [15].

Усереднені показники якості води у північній та південній частинах озера Катлабух, а саме НС-2 Суворівської ЗС (для періодів використання меліоративних систем, зазначених у розд. 3, пп. 3.4.1.3) представлені в (табл. 4.1 та табл. 4.2). Відмічається ріст показників концентрацій основних складових, окрім Ca^{2+} , який по своїй сутності є «будівельним матеріалом для росту рослин» - його концентрація в середньому знижується на $0,8 \text{ мг/дм}^3/\text{рік}$ (для північної частини озера) і майже не змінюється – в південній. Найбільше зростання відмічається у мінералізації – 23 і $27,3 \text{ мг/дм}^3/\text{рік}$ сульфатів – $3,2$ і $10,3 \text{ мг/дм}^3/\text{рік}$ та хлоридів – $3,3$ і $6,2 \text{ мг/дм}^3/\text{рік}$ (у північних і південних частинах озера відповідно).

Якість води за багаторічний період втратила свої природні властивості та за останні десятиліття стала непридатною для зрошення [14]. Так, відповідно періодам використання меліоративних систем якість води озера Катлабух за агрономічними критеріями [19] у північній і південній частинах озера, наприклад, належить до її якості «за межами II класу» – є непридатною для зрошення без попереднього покращення її якості та відбувається загроза осолонцювання ґрунтів. Значення по мінералізації та іонному складу (хлориди, сульфати) перевищують порогові значення придатності як для зрошення, так і для водопостачання [14].

4.3.1.3 Характер розподілу мінералізації та головних іонів по акваторії озера Катлабух

Зростання мінералізації в озері Катлабух спостерігається з півдня на північ – в міру віддалення від Дунаю і наближення до гирла малих річок, а зростання концентрацій забруднюючих речовин і біогенів навпаки – від витоків річок, що впадають в озеро до придунайської частини.

Таблиця 4.1 – Усереднені показники якості води у північній частині озера Катлабух за періоди з 1991 по 2018 роки

№	Показник	1991-2000		2001-2010		2011-2018		+/- мг/ дм ³ /рік
		мг/дм ³	мг-екв	мг/ дм ³	мг- екв	мг/ дм ³	мг- екв	
1	Мінералізація	1626,8	-	2206,5	-	2234,4	-	23,0
2	CO ₃	-	-	-	-	-	-	-
3	HCO ₃	266,0	5,80	321,4	5,27	304,9	5,00	1,4
4	SO ₄ ²⁻	726,0	10,49	777,8	16,19	813,4	16,94	3,2
5	Cl ⁻	328,5	9,02	413,4	11,66	417,2	11,77	3,3
6	Ca ²⁺	98,2	4,30	65,7	3,28	76,4	3,81	-0,8
7	Mg ²⁺	135,8	13,17	149,9	12,34	150,9	12,42	0,6
8	Na+K ⁺	314,3	13,67	434,0	18,88	437,2	19,02	16
9	Сума катіонів	432,7	17,46	644,6	34,50	655,7	35,25	8,3
10	Сума аніонів	1261,2	25,32	1495,0	33,12	1515,3	33,70	9,4
11	Загальна жорсткість	-	24,64	15,6	24,64	16,1	24,64	0,6
12	Водневий показник рН	8,3	7,5	8,4	7,5	8,4	7,5	0
13	Сума токсичних солей по Cl		13,44		17,00		17,15	0

Таблиця 4.2 – Усереднені показники якості води у південній частині озера за періоди з 1980 по 2017 роки

№	Показник	1980-1990		1991-2000		2001-2010		2011-2017		+/- мг/ дм ³ /рік
		мг/ дм ³	мг- екв	мг/ дм ³	мг- екв	мг/ дм ³	мг- екв	мг/ дм ³	мг- екв	
1	Мінералізація	882,1		1393,2		2220,2		1864,7		27,29
2	CO ₃			9,6						0,00
3	HCO ₃	191,3	3,1	250,6	4,1	263,8	4,3	282,8	4,6	2,54
4	SO ₄ ²⁻	303,0	6,3	519,4	10,8	822,9	17,1	675,0	14,1	10,33
5	Cl ⁻	123,2	3,5	244,9	6,9	401,5	11,3	346,8	9,8	6,21
6	Ca ²⁺	53,9	2,7	85,6	4,3	81,5	4,1	66,2	3,3	0,34

Кінець таблиці 4.2

№	Показник	1980-1990		1991-2000		2001-2010		2011-2017		±/- мг/ дм ³ /рік
		мг/ дм ³	мг- екв	мг/ дм ³	мг- екв	мг/ дм ³	мг- екв	мг/ дм ³	мг- екв	
7	Mg ²⁺	44,0	3,6	93,0	7,7	143,4	11,8	123,0	10,1	2,19
8	Na+K ⁺	164,7	7,2	261,2	11,4	423,6	18,4	376,1	16,4	5,87
9	Сума катіонів	262,7	13,5	597,7	11,9	648,5	34,3	565,3	29,8	8,41
10	Сума аніонів	617,5	12,9	1510,4	21,8	1086,6	32,8	957,7	28,5	9,45
11	Загальна жорсткість		24,6		24,6		24,6	12,6	24,6	0,35
12	Водневий показник рН		7,5		7,5		7,5	8,4	7,5	
13	Сума токсичних солей по Cl		6,0		10,7		16,5		14,4	27,29

В цей час мінералізація північної частини озера та в затоках, в які впадають рр. Єніка, Ташбунар і Великий Катлабух перевищує 2,8 – 3,3 г/дм³, а у лютому 2020 р. на НС-2 Суворове становила 4,11 г/дм³ (див. рис. 4.1) при дуже низьких рівнях води – 0,73 м БС (при РМО 0,7 м БС).

Вагомим фактором, який впливає на солемісткість та мінералізацію води озера є забір води на зрошення, його об'єми та місця водозабору. Основний водозабір здійснюється через НС-1 та НС-2 Суворовську зрошувальну систему, яка розташована в північній частині. Але різке зниження об'ємів водозабору з 62,6 млн м³ (за період 1980 по 1996 рр.) до 9,1 млн м³ (за період 1997 по 2018 рр.), тобто майже в 7 разів, не дає сподівань на швидке відновлення якості води по певних показниках до нормативної якості води. Слід зазначити, що у 2019 році забори води з озера взагалі не здійснювались, а у 2020 р. завдяки примусовій підкачці річкових вод Дунаю різко зросли і становили 122 млн м³ (з березня по серпень та листопад і грудень).

Значення мінералізації вод по акваторії озера Катлабух в різні періоди спостережень ДБУВР представлені в табл. 4.3. Перехідний коефіцієнт (в грубому розрахунку за даними моніторингу ДБУВР у 1980-1998 рр.) від середньої мінералізації по всьому озеру (1,24 г/дм³) до мінералізації північній частині становить 1,25, до середньої – 1,07, до південної - 0,67. На сьогодні, визначити розрахунковим методом такі

перехідні коефіцієнти не представляється можливим, оскільки лінійний ряд в середній частині озера є недостатньо повним.

Таблиця 4.3 - Значення мінералізації вод по акваторії озера Катлабух (за даними ДБУВР)

Мінералізація, г/дм ³	Північна частина акваторії (НС-2 Суворово)*	Середня частина акваторії	Південна частина акваторії (с. Кислиця) *
Максимальне	3,38/3,38**	1,88/-	1,12/2,84
Мінімальне	0,85/0,85	0,80/-	0,52/0,52
Середнє	1,55/2,22	1,33/-	0,83/1,65

* - за даними моніторингових (1980-1998 рр.) / регулярних (1980-2018 рр.) спостережень ДБУВР;

** - не достовірні дані.

Що стосується співвідношення мінералізації води озера в його південній (с.Кислиця) і північній (НС-2 Суворово) акваторіях, то за даними моніторингових досліджень (1980-1998 рр.) воно становило 1,3 [14]. Для більш тривалого періоду (станом на 2018 р. – період сумісних спостережень в різних частинах озера) цей коефіцієнт понизився до 1,18, про що свідчить рис. 4.2.

Причиною цього стало зменшення об'ємів надходження прісних дунайських вод у північній частині озера. Таким чином, у сучасний період водності озера Катлабух відбувається процес вирівнювання показника співвідношення мінералізації вод у його північній та південній частинах.

Аналіз вмісту металів у воді Придунайських водосховищ показує їх зростання в напрямку вверх за течією річки Дунай. Це дозволяє зробити висновок, що Дунай є основним джерелом важких металів, що потрапляють у водойми. У значних концентраціях виявлені тільки мідь і цинк, оскільки з'єднання міді широко застосовуються в виноградарстві [14].

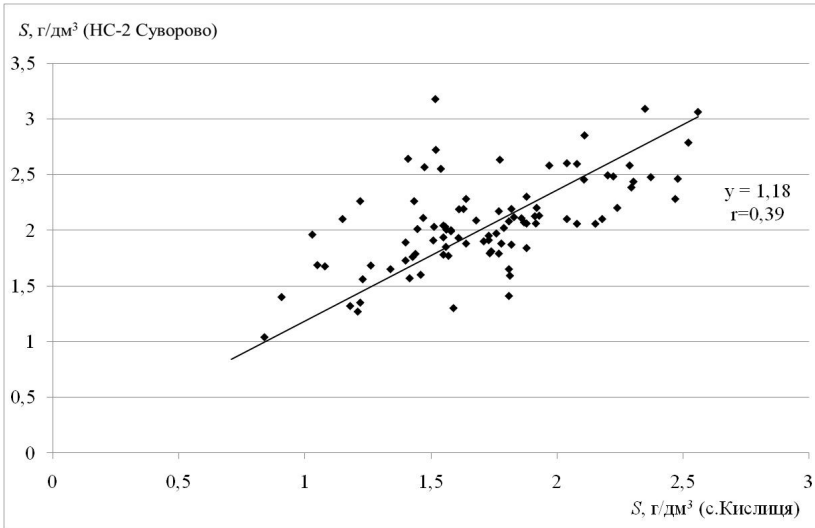


Рисунок 4.2 – Зв'язок величин мінералізації вод озера Катлабух в північній (НС-2 Суворово) і південній (с. Кислиця) частинах водойми

4.3.2 Гідрохімічний режим річок, що впадають в озеро Катлабух

Якість води у водосховищі Катлабух залежить від водообміну малих річок, що впадають в нього – Великий Катлабух, Ташбунар, Єніка.

Розвиток сільського господарства в регіоні в 60-х роках минулого сторіччя та зростання антропогенного навантаження (оранка і вирубка лісів, розчищення річок, зарегулювання стоку ставками та водосховищами) призвели до зниження водності і, відповідно, до погіршення якості води річок [14]. Поверхневі води річок, де формується частина місцевого стоку озера мають природну підвищену мінералізацію, яка обумовлена солонцюватістю ґрунтів і підвищеним вмістом солей у підземних водах їх басейнів (розд. 1, п. 1.3) [6,16,20].

Протягом року після інтенсивних і тривалих паводків збільшується водообмін між водосховищем Катлабух і малими річками. Водні ресурси в меженний період характеризуються високою мінералізацією внаслідок високої мінералізації базисного ґрунтового припливу.

Крім того, у весняно-літній період через відсутність опадів та інтенсивне випаровування відбувається погіршення якості води річок, що при зменшенні водообміну призводить до зростання мінералізації в озері. Але часто через тривалі посухи, характерні для даного регіону відбувається пересихання малих річок [16,20].

Багаторічна мінливість мінералізації річок, що впадають в озеро Катлабух протягом року за наявний багаторічний період (1999-2018 рр.) представлений на рис. 4.3. Слід зазначити, що за період 1999-2003 рр. були наявні тільки середньорічні величини мінералізації води річок (вони віднесені на графіку до середини року), які коливалися в межах 3,5-5,2 г/дм³. В подальший період до аналізу були залучені дані вимірів мінералізації води в річках (в дати гідрохімічного відбору проб, зазвичай один раз на місяць), які віднесені на графіку до цього місяця. Як можна бачити з графіку (рис. 4.3) води річок мають підвищену мінералізацію, яка може досягати значення 7,5 г/дм³ і вище. Відбувається слабка тенденція до підвищення мінералізації вод (для р. Великий Катлабух коефіцієнт кореляції $r=0,15$ є незначущим).

Води річок Великий Катлабух, Ташбунар та Єніка належать до сульфатного класу групи натрію [16,20-23]. Відповідно досліджень якості води цих річок, що виконані в проєкті «Видение дельты Дуная. Украина» [14], відносно показників якості води в них щодо гранично допустимих концентрацій (ГДК) шкідливих речовин у воді водних об'єктів господарсько-питного водопостачання та рибогосподарського призначення, встановлено:

- якість води річок характеризується значною мінливістю від сезону до сезону внаслідок високої мінливості стоку та під дією значного впливу змивів забруднюючих речовин при проходженні весняного водопілля та дощових паводків з території населених пунктів і орних земель;
- в меженний період води річок мають високу загальну мінералізацію, зокрема концентрацію сульфат-іонів і хлорид-іонів;
- вода річок характеризується постійним стійким перевищенням над ГДК концентрацій біогенних речовин, у тому числі забруднюючих, а саме БПК, фенолів;
- для води річок характерно коливання на рівні ГДК концентрацій азоту амонійного, азоту нітритного, заліза, хрому, марганцю, нафтопродуктів.

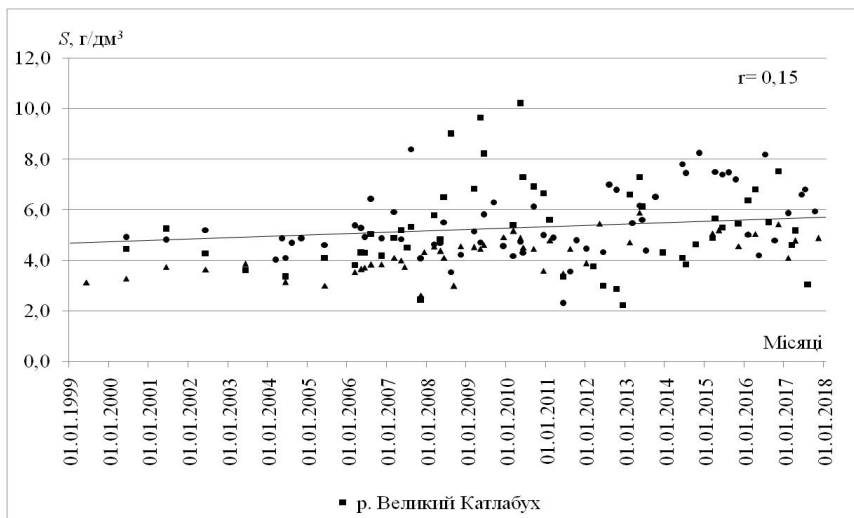


Рисунок 4.3 – Багаторічна мінливість мінералізації річок, що впадають в озеро Катлабух (1999-2018 рр.)

4.3.3 Хімічний режим води на нижній ділянці р. Дунай

Мінералізація придунайського заплавного озера Катлабух значною мірою обумовлена його водообміном з р. Дунай, тому доцільним при вирішенні дослідницьких завдань, пов'язаних з моделюванням водно-сольового режиму озера провести аналіз хімічного складу нижньої ділянки р. Дунай.

Основним фактором, який обумовлює сольовий режим нижньої ділянки р. Дунай є гідрологічний режим річки. Збільшення річкового стоку річки, яке відбувається в теплу пору року, обумовлюється припливом з верхніх ділянок мало мінералізованої талої та дощової води. У холодну пору року приплив цієї води значно зменшується, що призводить до підвищення мінералізації води [6,10,16,20,24].

В роботі виконаний аналіз багаторічного ряду (1981-2015 рр., тобто періодом 35 років) середньої річної мінералізації води р. Дунай в створах м. Рені та м.Ізмаїл. Побудований для виділених періодів водності р. Дунай (розд. 2, п. 2.7), суміщений хронологічний графік ходу середніх річних величин мінералізації (S , г/дм³) та витрат води (у вигляді трирічних ковзних їх модульних коефіцієнтів) показав наявність до зменшення

мінералізації на фоні підвищення середніх річних витрат води (за період сумісних спостережень). Для посту м. Ізмаїл хронологічний графік показаний на рис. 4.4. Природно, що й циклічність в ході мінералізації має протилежний характер періодам водності річки. В період після 1980-х років спостерігається збільшення мінералізації води, а у 2000-2015 рр. – її зменшення (рис. 4.5).

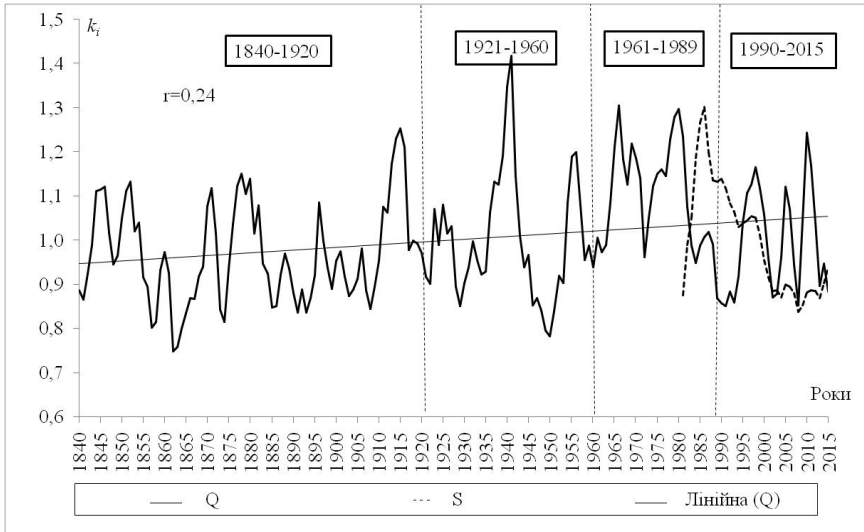


Рисунок 4.4 – Хронологічні графіки ходу середньорічних величин мінералізації (1981-2015 рр.) та витрат води (1840-2015 рр.) (трирічні ковзні модульних коефіцієнтів) р. Дунай - м. Ізмаїл

Статистичні характеристики рядів мінералізації вод. Статистичні параметри часового ряду середньої річної мінералізації води в м. Рені та м. Ізмаїл за сумісний період спостережень наведені у табл. 4.4.

Середня багаторічна мінералізація вод за даний період 1981-2015 рр. становила $0,377 \text{ г/дм}^3$ (м. Ізмаїл) і $0,373 \text{ г/дм}^3$ (м. Рені), найбільше її значення – $0,525 \text{ г/дм}^3$ було у 1985 р., найменше - спостерігалось у 2009 р. і становило $0,310 \text{ г/дм}^3$.

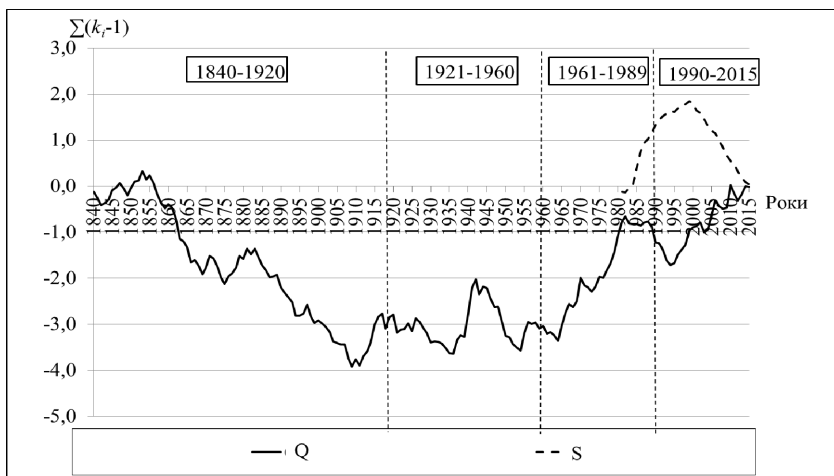


Рисунок 4.5 - Різницево-інтегральні криві середніх річних витрат води (1840-2015 рр.) та мінералізації (1981-2015 рр.) р. Дунай - м. Ізмаїл

Таблиця 4.4 - Статистичні характеристики часових рядів мінералізації р. Дунай по м. Рені та м. Ізмаїл (1981-2015 рр.)

№ з/п	Річка-пост	S , г/дм ³	$r(1)$	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
				C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
1	р. Дунай-м. Рені	0,373	0,71	0,15	1,04	7,0	0,16	1,23	7,6
2	р. Дунай-м. Ізмаїл	0,377	0,78	0,14	0,95	6,9	0,15	1,05	7,1

Коефіцієнти варіації за методами моментів та найбільшої правдоподібності майже збігаються та становлять 0,15 у м. Рені, 0,14 у м. Ізмаїл. Співвідношення C_s/C_v коливається в межах 6,9-7,4 (табл. 4.4).

Статистичні характеристики часових рядів середньомісячної мінералізації води р. Дунай м. Рені та м. Ізмаїл для періоду 1981-2015 рр. наведені в табл. 4.5 та табл. 4.6 відповідно. Внутрішньорічна зміна коефіцієнтів варіації середньомісячної мінералізації та середньомісячних витрат води р. Дунай по м. Рені та м. Ізмаїл (1981-2015 рр.) показана на рис. 4.6.

Таблиця 4.5 – Статистичні характеристики часових рядів середньомісячної мінералізації р. Дунай - м. Рені для періоду 1981-2015 рр.

№ з/п	Місяці	S, мг/дм ³	r(1)	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
				C _v	C _s	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
м. Рені									
1	Січень	423	0,39	0,14	-0,07	-0,5	0,15	0,20	1,4
2	Лютий	441	0,48	0,19	0,29	1,5	0,19	0,41	2,1
3	Березень	425	0,27	0,17	0,75	4,3	0,19	0,98	5,2
4	Квітень	404	-0,29	0,13	0,45	3,5	0,15	0,57	3,8
5	Травень	378	-0,03	0,11	0,29	2,6	0,13	0,40	3,0
6	Червень	421	0,30	0,17	0,76	4,5	0,18	0,98	5,3
7	Липень	392	0,02	0,18	2,32	12,7	0,20	5,41	27,8
8	Серпень	392	0,39	0,16	-0,19	-1,1	0,17	0,13	0,8
9	Вересень	406	0,43	0,17	0,33	1,9	0,18	0,44	2,5
10	Жовтень	417	0,29	0,17	0,64	3,7	0,19	0,80	4,2
11	Листопад	437	0,09	0,19	0,39	2,0	0,20	0,50	2,5
12	Грудень	437	0,69	0,17	-0,25	-1,4	0,18	0,12	0,6
13	Рік	373	0,71	0,15	1,04	7,0	0,16	1,23	7,6
	середнє					3,13			5,1

Таблиця 4.6 – Статистичні характеристики часових рядів середньомісячної мінералізації р. Дунай - м. Ізмаїл для періоду 1981-2015 рр.

№ з/п	Місяці	S, мг/дм ³	r(1)	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
				C _v	C _s	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
м. Ізмаїл									
1	Січень	406	0,38	0,12	0,31	2,6	0,13	0,36	2,8
2	Лютий	421	0,58	0,14	0,54	3,7	0,16	0,59	3,8
3	Березень	416	0,51	0,15	0,81	5,4	0,16	0,90	5,6
4	Квітень	395	0,3	0,09	0,57	6,1	0,11	0,62	5,5
5	Травень	380	-0,01	0,12	1,83	14,8	0,14	2,43	17,6
6	Червень	388	0,42	0,14	1,16	8,0	0,16	1,36	8,7

Кінець таблиці 4.6

№ з/п	Місяці	S, мг/дм ³	r(1)	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
				C _v	C _s	C _s /C _v	C _v	C _s	C _s /C _v
м. Ізмаїл									
7	Липень	396	0,28	0,20	2,68	13,8	0,20	4,22	21,2
8	Серпень	377	0,47	0,12	0,21	1,7	0,12	0,26	2,1
9	Вересень	385	0,47	0,13	0,88	6,6	0,14	0,98	6,7
10	Жовтень	392	0,44	0,14	1,02	7,2	0,15	1,17	7,6
11	Листопад	404	0,29	0,14	1,74	12,9	0,15	2,28	15,5
12	Грудень	403	0,52	0,12	0,86	7,0	0,14	0,96	7,0
13	Рік	377	0,78	0,14	0,95	6,9	0,15	1,05	7,1
	середнє					7,44			8,55

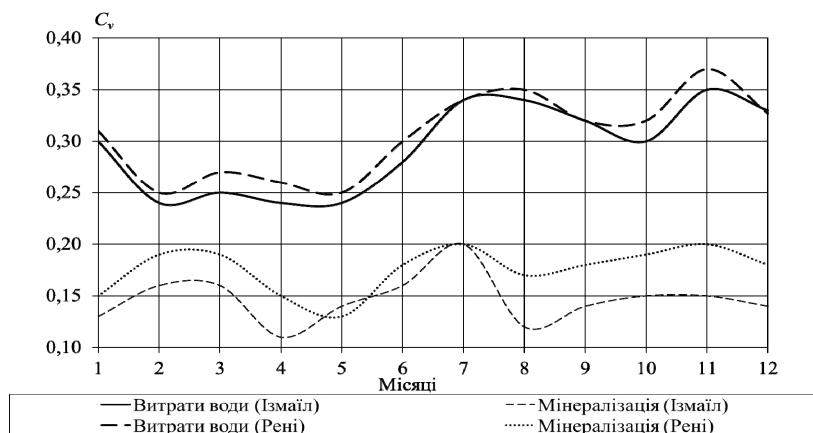


Рисунок 4.6 – Внутрішньорічна зміна коефіцієнтів варіації середньомісячної мінералізації води та середньомісячних витрат води р. Дунай по м. Рені та м. Ізмаїл (1981-2015 рр.)

Так, коефіцієнти варіації мінералізації по місяцях року, значно нижчі за коефіцієнти варіації витрат води і мають сезонний характер – від найменших величин (0,11-0,13 в м. Рені, 0,09-0,12 в м. Ізмаїл) в основному в квітні та травні (іноді в серпні) до найбільших (0,19 для м. Рені та 0,20 до м. Ізмаїл) - в лютому, листопаді та липні. Співвідношення C_s/C_v в

середньому для місяців року становлять від 3,13-7,44 за методом моментів і 5,1-8,55 за методом найбільшої правдоподібності.

Внутрішньорічний розподіл величин мінералізації води р. Дунай по створах Рені (г/с 54 міля) і Ізмаїл (г/с 115 км) було досліджено у зв'язку з розподілом років за їх водністю (за період 1981-2015 рр.). З цією метою для багато- (1), середньо- (2) та маловодних (3) років встановлені усереднені значення мінералізації Дунайської води по місяцях року (табл. 4.7, табл. 4.8).

Таблиця 4.7 – Внутрішньорічний розподіл мінералізації води р. Дунай – м. Рені, S , мг/дм³ (1981-2015 рр.)

Водність року	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	340	330	341	378	351	363	339	352	348	352	361	366
2	448	446	446	404	374	441	413	387	420	418	438	462
3	435	505	439	424	407	414	386	429	413	459	485	427

Таблиця 4.8 – Внутрішньорічний розподіл мінералізації води р. Дунай – м. Ізмаїл, S , мг/дм³ (1981-2015 рр.)

Водність року	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
1	403	411	399	390	375	368	380	368	381	380	397	397
2	409	425	425	402	377	410	403	383	401	398	413	412
3	405	422	414	390	384	377	395	375	372	391	398	397

Побудовані графіки внутрішньорічного ходу середньомісячної мінералізації р. Дунай в м. Ізмаїл в роки різної водності (рис. 4.7). В цілому внутрішньорічний розподіл значень мінералізації води р. Дунай в м. Ізмаїл за даний період мало залежить від його водності. Але ж для всіх груп років виділяються періоди, які пов'язані з фазами водного режиму річки протягом року та господарського використання вод, у тому числі водообміну з озерами.

Зазвичай на початку року у період зимової межени спостерігаються підвищені значення мінералізації дунайської води (в маловодні роки мінералізація може підвищуватись до 422 мг/дм³).

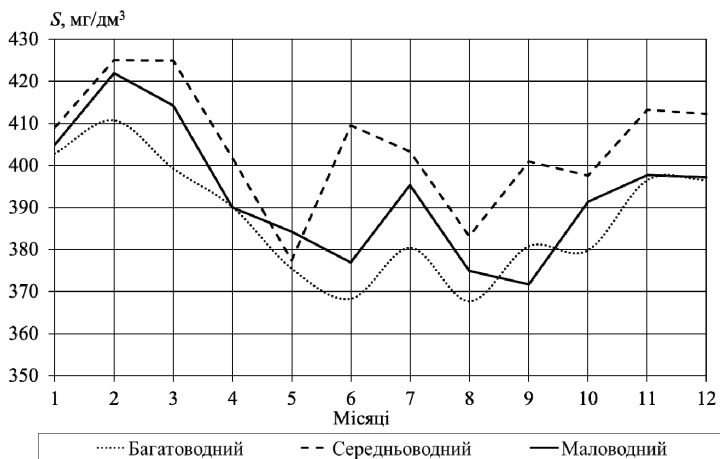


Рисунок 4.7 - Внутрішньорічний розподіл мінералізації води р. Дунай - м. Ізмаїл за період 1981-2015 рр.

Зниження мінералізації у травні-червні (до 384-377 мг/дм³ в маловодні роки) пов'язане з проходженням весняного водопілля р. Дунай, яке починається в березні, триває до червня і проходить двома хвилями: перша формується внаслідок танення снігу в рівнинній частині басейну, друга - внаслідок танення снігу в горах і літніх паводків. У дельті р. Дунай (у м. Рені і нижче за течією) обидві ці хвилі зливаються, утворюючи одну довготривалу за часом хвилю водопілля. У червні-серпні в період літньої межени при підвищенні випаровування і опадів спостерігається підвищення мінералізації.

Восени в дельті встановлюється недовгочасна осіння межень з найменшими рівнями води в році, що призводить до підвищення мінералізації (до 400 мг/дм³ у маловодні роки). Осінні паводки дещо знижують мінералізацію Дунаю. В цей період значення коефіцієнтів варіації мінералізації вод найбільші (див. рис. 4.6).

Проте у внутрішньорічному розподілі мінералізації річних вод Дунаю відчувається вплив водогосподарських заходів. Так, у періоди

літньо-осінньої межені підвищення мінералізації пов'язане також й з тим, що на фоні низьких рівнів води відбувається надходження об'ємів зі скидами промислових стічних і зворотних вод зі зрошуваних земель. При цьому в маловодні роки мінералізація може підвищуватись. Фон підвищеної мінералізації води в річці в осінні місяці посилюється й об'ємами скидів високомінералізованих вод Придунайських озер.

У середньоводні роки значення мінералізації у м. Ізмаїл коливаються в межах від 377 мг/дм^3 до 425 мг/дм^3 , а в багатоводні – від 368 мг/дм^3 до 411 мг/дм^3 , тобто мають близькі значення. Аналіз внутрішньорічного ходу максимальних, мінімальних і середніх величин мінералізації вод р. Дунай у м. Ізмаїл (за період 1981-2015 рр.) показав, що максимальні їх значення дещо залежать від стоку води, а середні та мінімальні – майже не змінюються протягом всього року (рис. 4.8).

Отже, враховуючи в цілому незначні коливання величин мінералізації дунайської води як по роках водності, так і протягом року в подальших розрахунках сольових балансів озера Катлабух для складової надходження вод р. Дунай прийнята постійна величина мінералізації на рівні $0,39 \text{ г/дм}^3$ (для поста м. Ізмаїл).

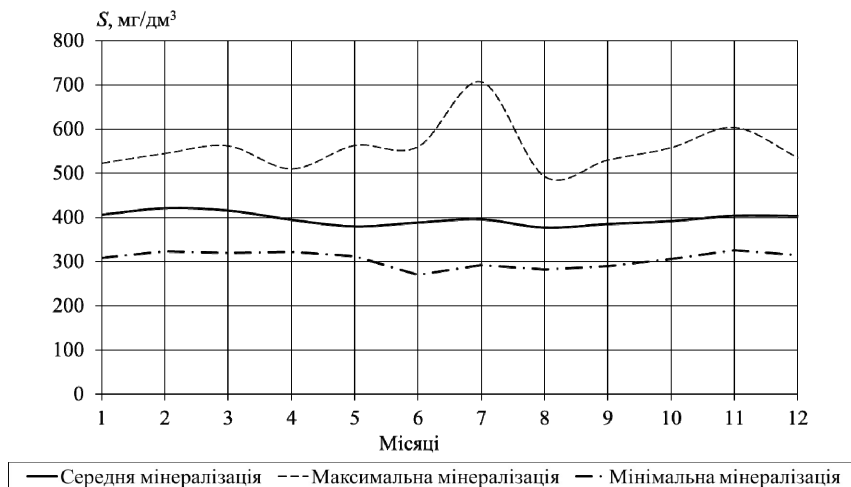


Рисунок 4.8 – Внутрішньорічний розподіл максимальних, мінімальних і середніх значень мінералізації води р. Дунай у м. Ізмаїл (1981-2015 рр.)

Оцінка якості води. При використанні водних ресурсів гирлової області Дунаю водоспоживачі пред'являють підвищені вимоги до якості води. У зв'язку з цим представляє практичний інтерес має аналіз основних компонент іонного складу дунайської води для рибного господарства, водопостачання, зрошування та інших цілей.

За класифікацією О.О. Алекіна [5], хімічний склад води р. Дунай у будь-який час року належить до гідрокарбонатного класу групи кальцію першого типу. Концентрація окремих іонів дунайської води за багаторічний період коливається в таких межах, г/дм³: Ca²⁺ - від 0,35 до 0,60 (взимку до 0,75); - Mg²⁺ від 0,05 до 0,25; Na⁺+K⁺ - від 0,25 до 0,80; Cl⁻ - від 0,20 до 0,55; SO₄²⁻ - від 0,30 до 1,00 і HCO³⁻ - від 1,40 до 2,00 (взимку до 2,45) [25,26].

Для аналізу якості іригаційних вод річки Дунай в роботі [27] були розраховані такі показники, як хлорний і іригаційний коефіцієнти.

Динаміка середнього багаторічного значення хлорного коефіцієнта (як відношення загальної мінералізації до вмісту іонів Cl) носить відносно стійкий характер із найбільшими значеннями у березні та червні (11,4 та 12,7, відповідно). Наприкінці року, в межену фазу водного режиму Дунаю, значення хлорного коефіцієнта знижується до 9. Автором [27] також встановлено, що багатводні роки характеризуються підвищеним значенням даного коефіцієнта (до 17 в другій половині 1981 року), а в маловодні – навпаки зниженням (6,3-8,5 у 1990 рік).

Іригаційний коефіцієнт становить собою відношення іонів Na⁺+K⁺ до Ca²⁺ і повинен бути меншим за одиницю. Рівняння для розрахунку іригаційного коефіцієнта K_{IR} (г-екв/дм³) матиме вигляд

$$K_{IR} = 0.8 \frac{Na^+ + K^+}{Ca^{2+}} < 1.0, \quad (4.1)$$

де коефіцієнт 0,8 – коефіцієнт розмірності одержаний, при переході від г/дм³ до г-екв/дм³ (сума Na⁺+K⁺ (у г/дм³) поділено на 25,0, а Ca²⁺ (у г/дм³) – на 20,0).

При значенні K_{IR} меншим за одиницю якість води, задовольняє вимогам, які пред'являються до якості зрошувальних вод, джерелом яких є Дунай.

Автором [27] встановлено такі закономірності зміни іригаційного коефіцієнта: середнє багаторічне його значення дорівнює 0,9, внутрішньорічна динаміка показує, що на початку року він знаходиться на рівні 0,8, і лише в червні досягає 1,2 (іноді до 3,0 у маловодному 1989 році). У багатоводні роки, навпаки, спостерігаються достатньо низькі значення іригаційних коефіцієнтів (наприклад, у 1981 році вони не перевищували позначки 0,7).

В роботі [27] зроблено висновок, що в середньому до початку літньо-осінньої межени якість дунайської води найкраща для зрошування (як за іригаційним критерієм, так і за значенням хлорного коефіцієнта).

Для оцінки якості поверхневих вод дельтової частини р. Дунай в роботі було використано рекомендований Держкомгідрометом гідрохімічний індекс забруднення ІЗВ [28]. Цей індекс є середньою часткою перевищення ГДК по суворо лімітованій кількості інгредієнтів рівному шести.

Розрахунок індексу забруднення виконується за формулою [28]

$$ІЗВ = \sum \frac{C}{ГДК} / n, \quad (4.2)$$

де *ГДК* - гранично допустима концентрація хімічного компонента;
C – фактична концентрація хімічного компонента;
n – кількість інгредієнтів.

Для поверхневих вод кількість показників, які беруться для розрахунку ІЗВ, має бути не менше шести незалежно від того перевищують вони ГДК чи ні, але необхідно обов'язково включати розчинений кисень та БСК₅. Причому, для розчиненого кисню береться співвідношення норматив / концентрація.

В якості основної вхідної інформації використовувалися виміряні концентрації розчиненого кисню (*O*₂), біохімічне споживання кисню (БСК₅), азоту амонійного (*NH*⁴⁺), азоту нітритного (*NO*²⁻), нафтопродуктів та фенолів. В залежності від обчисленого значення ІЗВ виділено сім класів забрудненості вод. Методика обчислення ІЗВ дозволяє оцінити якість води з господарсько-питних позицій та бере за основу хімічні речовини – показники антропогенного забруднення води. Ця оцінка дозволяє прослідкувати динаміку зміни якості води в часі та рівень антропогенного навантаження.

Для оцінки якості води за вихідні матеріали прийняті дані спостережень лабораторії Дунайського РОВР за наявний період 2001-2018 роки. Розраховані величини показника ІЗВ та клас якості води представлені в табл. 4.9.

Таблиця 4.9 – Показники якості води за гідрохімічним індексом забруднення ІЗВ р. Дунай в м. Рені та м. Ізмаїл

Рік	м. Рені		м. Ізмаїл	
	ІЗВ	клас якості води	ІЗВ	клас якості води
2001	4,48	V	3,33	IV
2002	3,71	V	3,77	IV
2003	6,24	VI	5,26	V
2004	3,31	IV	3,09	IV
2005	3,80	IV	3,07	IV
2006	2,54	III	2,24	III
2007	3,24	IV	3,24	IV
2008	3,34	IV	3,34	IV
2009	3,25	IV	3,30	IV
2010	3,22	IV	3,00	IV
2011	3,16	IV	3,08	IV
2012	3,27	IV	3,12	IV
2013	2,18	III	3,03	IV
2014	2,81	IV	2,47	IV
2015	2,47	IV	3,08	IV
2016	2,96	IV	3,17	IV
2017	2,67	IV	2,80	IV
2018	2,52	IV	3,02	IV

Розглянувши динаміку величини ІЗВ на р. Дунай (табл. 4.9) можна побачити, що найбільше забруднення 5 класу (брудна) та 6 класу (дуже брудна) було відзначено для багатоводного 2003 року, причому найвищі показники відповідали м. Рені. Це пов'язано з одночасно великими концентраціями фенолів та нафтопродуктів у воді, а також високим показником БСК₅. Найкращі показники якості води можна відзначити у 2006 році, де якість води відповідає 3-му класу.

За досліджуваний період тенденції до покращення якості води не відзначається ні на одному із досліджуваних пунктів (рис. 4.9). Якщо порівнювати показники ІЗВ за пунктами, то можна відзначити, що в пункті м. Рені відзначається 72 % показників 4-го класу (забруднена), 11 % - 5-го класу (брудна) і навіть є випадок 6-го класу (дуже брудна); в пункті Ізмаїл - 89% показників 4-го класу (забруднена), 5% 5-го класу (брудна) та 5% 3-го класу (помірно забруднена).

Таким чином, переважання 4 та 3 класів забрудненості води є свідченням значного рівня антропогенного навантаження, особливо це відчувається в пункті Рені та Ізмаїл, де значний вплив має антропогенне навантаження порту Рені та м. Ізмаїл. Дещо кращі показники якості води спостерігаються нижче за течією – у с. Вилкове та м. Кілія, де води характеризуються як «помірно забруднені» [11].

Середнє багаторічне ІЗВ становить 1,47, що говорить про помірне забруднення, тобто дунайська вода відноситься до III класу якості [11].

Для оцінки рівня забрудненості української частини річки Дунай та порівняння його з минулими роками були розраховані також значення коефіцієнта забрудненості (КЗ) згідно з КНД 211.1.1.106-2003 [29].

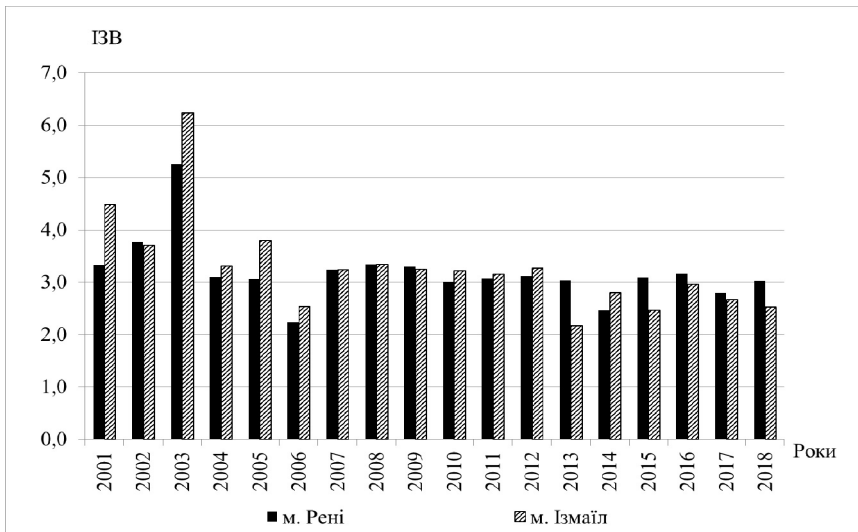


Рисунок 4.9 – Якість води р. Дунай в м. Рені та м. Ізмаїл за гідрохімічним індексом забруднення ІЗВ в період 2001-2018 рр.

При розрахунку коефіцієнта забрудненості (КЗ) використовувалися нормативи якості води для об'єктів господарсько-побутового водокористування (СанПіН 4630-88). Так, величина КЗ характеризує кратність перевищення нормативів якості води у долях ГДК. Значення КЗ, що перевищують одиницю, свідчать про порушення чинних норм (табл. 4.10).

Оцінка якості води за величиною КЗ виконувалася за наступними показниками: азот амонійний, азот нітритний, азот нітратний, БСК₅, феноли, нафтопродукти, фосфати, залізо, мідь, хром, цинк.

Таблиця 4.10 - Загальна оцінка рівня забрудненості української ділянки ріки Дунай у 2013 - 2017 роках у пунктах спостережень м. Рені та м. Ізмаїл

Значення коефіцієнта забрудненості	Роки спостережень	В пунктах спостережень	
		м. Рені	м. Ізмаїл
	2013	1,087	1,084
	2014	1,079	1,085
	2015	1,09	1,08
	2016	1,067	1,054
	2017	1,038	1,06
Рівень забрудненості	Слабко забруднені		

В цілому за досліджуваний період за показником КЗ води відносяться до слабо забруднених. Можна відмітити дещо вищі значення показника КЗ для пунктів Рені та Ізмаїл, в порівнянні з нижче розташованими пунктами. В цих пунктах спостерігається перевищення граничнодопустимих концентрацій (ГДК) по біохімічному споживанню кисню, фенолів. Це пов'язано зі скидом стічних вод комунальних та промислових підприємств. Значною проблемою цих пунктів є надмірне забруднення води органічними та біогенними речовинами (сполуками азоту та фосфору). Головною причиною забруднення поверхневих вод сполуками азоту та фосфору є недостатній рівень очищення стічних вод, що надходять від комунальних, промислових і сільськогосподарських точкових джерел та з поверхневим стоком.

Підсумовуючи одержані результати про якість води за допомогою

ІЗВ та КЗ на р. Дунай – м. Рені та м. Ізмаїл можна зробити висновок про переважання 3 та 4 класів забрудненості води, що є свідченням збільшення рівня антропогенного навантаження на екосистему річки та надалі ситуація може погіршитися без прийняття запобіжних заходів. Тобто на теперішній час вода придатна для її використання для господарсько-питного споживання за умови попереднього очищення [11].

4.4 Загальна структура рівняння сольового балансу

Дослідженням сольового балансу озер присвячені роботи таких вчених, як, О.О. Алекіна [5], В.Н. Михайлова та А.Д. Добровольського [30], Є.Д. Гопченка та О.В. Гушлі [31], Н.С. Лободи, Ю.С. Тучковенка та ін. [32-34], М.Ш. Розенгурта [35], Ю.С.Медведевої [36], С.Д. Кузніченко [24] та ін.

У роботі авторів [30] для дослідження сольового балансу записується рівняння вигляду (у кг)

$$R_{реч}^+ + R_{подз}^+ + R_x = R_{реч}^- + R_{подз}^- + R_{ветр} + R_{ос} \pm \Delta R, \quad (4.3)$$

де $R_{реч}^+$ та $R_{реч}^-$ - прихід та витрата солей з поверхневим (річним) стоком;

$R_{подз}^+$ та $R_{подз}^-$ - прихід та витрата солей з підземним стоком;

R_x - надходження солей з атмосферними опадами;

$R_{ветр}$ - винос солей вітром з поверхні озера;

$R_{ос}$ - кількість солей, що осідає на дно;

ΔR - зміна кількості солей у воді озера за інтервал часу Δt .

Так, $\Delta R = R_{кон} - R_{нач}$, де $R_{нач}$ та $R_{кон}$ - початкова та кінцева кількість солей в озері за інтервал часу Δt .

Будь-який член рівняння може бути представлений, як добуток об'єму води, що надходить (скидається) на відповідну мінералізацію: $R = 0,001 * MV$, де об'єм води виражається як витрата води $V = Q\Delta t$; мінералізація M виражається у мг/л або г/дм³; множник 0,001 необхідний для переходу від грамів до кілограмів [30].

О.О. Алекін [5] виражає сольовий баланс такими елементами (в тис.т)

$$S_{np} + S_{on} + S_{zp} = S_{cm} + S_{eol} + S_{\phi} + S_{oc}, \quad (4.4)$$

де S_{np} - солі, привнесені притоками;

S_{on} - солі, привнесені атмосферними опадами і пилом;

S_{zp} - солі, привнесені ґрунтовими водами;

S_{cm} - солі, винесені стоком;

S_{eol} - солі, винесені з водними бризками вітру;

S_{ϕ} - солі, винесені при фільтрації з озера;

S_{oc} - солі, які випали в осад (для прісних і солонуватих це CaCO_3 , MgCO_3 , сполуки силіцію та заліза).

Якщо виразити рівняння сольового балансу виду (4.4) відносно кількості солей у водоймищі на початок і кінець розрахункового i -того періоду [31], то отримаємо вираз (у тис.т)

$$S_{\kappa_i} = S_{n_i} + S_{np_i} + S_{zp_i} + S_{a_i} - S_{cm_i} - S_{\phi_i} - S_{B_i} - S_{oc_i}, \quad (4.5)$$

де S_{κ_i} та S_{n_i} - кількість солей у водоймищі на початок та кінець розрахункового періоду;

S_{np_i} - прихід солей з поверхневим припливом;

S_{zp_i} - прихід солей з підземним припливом;

S_{a_i} - прихід солей з атмосферними опадами та вітром;

S_{cm_i} та S_{ϕ_i} - витрата солей з поверхневим та підземним стоком;

S_{B_i} - витрата солей з вітровим виносом;

S_{oc_i} - витрата солей, що осідають на дно.

Сольовий баланс досить тісно пов'язаний з водним балансом [18,30,31]. Основну роль у сольовому балансі мають приплив солей та їх винос зі стоком води [31]. Для водосховищ характерні значні зміни прозорості та колірності по акваторії та коливання по сезонах.

Для лиманів Північно-Західного Причорномор'я, а саме Дофінівського [32], Тилігульського [33] та Куяльницького [34], рівняння сольового балансу записане авторами цих робіт у вигляді

$$C_j = C_{j-1} + (W_{P,j}S_{P,j} + W_{R,j}S_{R,j} \pm W_{кан,j}S_{кан,j})\Delta t, \quad (4.6)$$

де Δt - розрахунковий крок моделі у часі, який приймається рівним 1 місяцю;

$C_{j-1} = W_{j-1}S_{j-1}$ - маса солей в лимані наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця ($j-1$), тис. т;

$C_j = W_jS_j$ - маса солей в лимані наприкінці місяця (j), за який виконується розрахунок тис. т;

S_{j-1} - мінералізація води в лимані наприкінці попереднього (відносно розрахункового) місяця ($j-1$), г/дм³;

S_j - мінералізація води в лимані наприкінці місяця (j), який розраховується, г/дм³;

$S_{P,j}$ - середня мінералізація атмосферних опадів, що випали на водну поверхню за розрахунковий період (місяць (j), г/дм³;

$S_{R,j}$ - середня мінералізація припливних вод (поверхневих, схилових, підземних), що надійшли до лиману з його водозбірного 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 у розрахунковий місяць (j) немає відтоку води із лиману в море, то приймається, що $S_{кан,j} = S_{j-1}$.

В закордонній літературі дослідженням сольових балансів озер, зазвичай при аналізі складових водних балансів, присвячені роботи авторів [37-42].

Так, наприклад в роботі авторів [38] розглядаються критерії та методологія розробки аналізу сольового балансу. Рівняння сольового балансу у роботі [38] представлено у вигляді (у мг/ дм³)

$$S_p + S_i + S_r + S_d + S_f = S_c + S_{ppt} + S_{dw}, \quad (4.7)$$

де S_p - сіль у природних опадах, що випали на площу озера;

S_i - сіль у поливній воді;

S_r - залишкові солі у ґрунті;

S_d - сіль, розчинена від мінералів ґрунту;

S_f - сіль, що вноситься разом із добривами;

S_c - сіль, що потрапляє з рослинами;

S_{ppt} - хімічна сіль, яка осідає у ґрунті;

S_{dw} - сіль у дренажній воді.

Для Мексиканського озера Пацкуаро характерна постійна солоність протягом останніх століть. При цьому авторами [39] досліджувалися джерела потрапляння хімічних елементів, які, головним чином, надходять до водойми з ґрунтовими водами. Вони вважають, що зменшення опадів пропорційно впливає на хімічний склад водоймищ.

Майже всі великі солоні озера в посушливих і напівпосушливих районах в цей час відчують сильний техногенний вплив. Приплив прісної води в солоні озера значно скоротився, в деяких випадках практично зник через забір поверхневих і підземних вод, в основному, для зрошення [40]. Озеро Большое Яшалтинське відоме своїми бальнеологічними здібностями, але наразі воно високо мінералізоване, а солі до озера, в основному, потрапляють через промивку від відкладень морської солі дощовими, талими та ґрунтовими водами.

Для придунайських озер [24,36] свого часу були досліджені їх гідрохімічні та гідрологічні режими. На основі розробленої структури рівняння водно-сольового балансу озера була проведена генерація часового ходу мінералізації і встановлено, що гідрохімічний режим водойми після закінчення деякого тимчасового інтервалу набуває квазістаціонарного характеру і визначається головним чином місцевими факторами (з урахуванням обсягів наповнення водойми і його спрацювання при водообміні з р. Дунай), до яких відносяться насамперед опади і випаровування з водної поверхні.

4.5 Рівняння сольового балансу озера Катлабух

Структура рівняння сольового балансу для озера Катлабух подібна тій, що використана в роботах [24,36,43].

Рівняння сольового балансу для озера Катлабух може бути записане, базуючись на рівнянні водного балансу озера Катлабух [43-46] у вигляді кількості солей в озері (тис.т)

$$\begin{aligned} W_1 S_1 + V_P S_P + V_r S_r + V_b S_b + V_g S_g + V_{dr} S_{dr} + V_D S_D = \\ = W_2 S_2 + V_f S_f + V_z S_z + V_{D'} S_{D'} + V_{oz} S_{oz}, \end{aligned} \quad (4.8)$$

де S_1 і S_2 – середні по озеру мінералізація на початку та в кінці розрахункових місяців, кг/м³;

W_1 і W_2 – об'єми води в озері на початку та у кінці розрахункових місяців, 10⁶м³;

S_P – мінералізація води в опадах, кг/м³;

S_r – мінералізація води в річках, які впадають в озеро, кг/м³;

S_b – мінералізація вод бічного припливу, кг/м³;

S_g – мінералізація ґрунтових вод, кг/м³;

S_{dr} – мінералізація дренажних вод, кг/м³;

S_D – мінералізація води р. Дунай, кг/м³;

S_f – мінералізація води, що витрачається на фільтрацію, кг/м³;

S_z – мінералізація води, що витрачається на зрошення, кг/м³;

$S_{D'}$ – мінералізація води, що скидається до р. Дунай, кг/м³;

S_{oz} – мінералізація води, що витрачається на підтримку рівнів води в системі Лунг-Саф'ян, кг/м³.

Рівняння сольового балансу для озера Катлабух може бути представлена у вигляді блок-схеми (рис. 4.10).

4.6 Визначення мінералізації складових сольового балансу

Найбільш детальний аналіз мінералізації та складу головних іонів, забруднюючих речовин в природних водах виконано вченими Київського національного університету імені Тараса Шевченка (В.І. Пелешенком, В.К.Хільчевським, Л.Н. Горєвим, [6], Пелешенком В.І., В.К. Хільчевським [7], В.К. Хільчевським, С.М. Курило, Н.П. Шерстюк [25], В.К. Хільчевським, В.І.Осадчим, С.М. Курило [8,10], Українського

гідрометеорологічного інституту ДСНС України та НАН України (В.І. Осадчим [12,47], В.І. Осадчим, Н.М. Осадчою, Б.Й. Набиванцем, Ю.Б. Набиванцем [48]), Одеського державного екологічного університету (С.М. Юрасовим, Т.А. Сафрановим, А.В. Чугай [49], Ж.Р. Шакірзановою, Н.С.Кічук та ін. [11,50]).

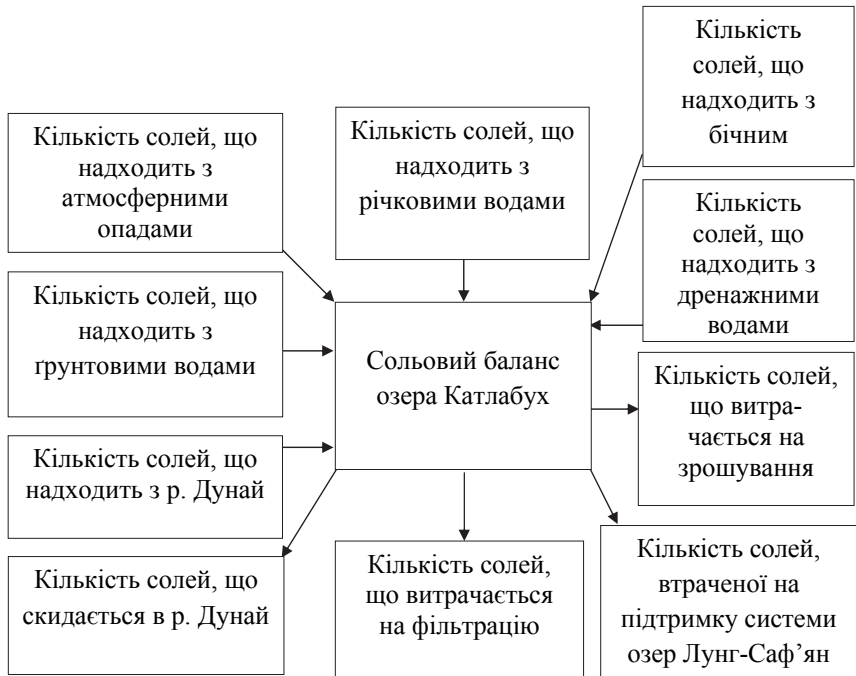


Рисунок 4.10 – Блок-схема сольового балансу озера Катлабух

4.6.1 Мінералізація води в опадах

Характерні риси місцевості відбиваються у хімічному складі атмосферних опадів. В основному мінералізація атмосферних опадів є нижчою за мінералізацію поверхневих або підземних вод і може коливатися від 20-100 мг/дм³ зростаючи з півночі на південь [7,10,25,51].

Аналіз даних, зібраних за допомогою Держкомгідромету України дав змогу оцінити хімічний склад атмосферних опадів на різних територіях. За

дослідженням [6,7,10] в атмосферних опадах переважно знаходяться сульфатний іон та магнієвий катіон.

Найнижчі значення концентрації сульфатних іонів зустрічаються у зоні змішаних лісів і становлять 9,2-9,5 мг/дм³, а найвищі значення спостерігаються у лісостепових та степових зонах – 12,0-12,9 мг/дм³ [7,10].

Концентрація магнієвого катіону в атмосферних опадах зони мішаних лісів становить 1,55 мг/дм³, у степовій зоні концентрації коливаються від 1,95 до 2,5 мг/дм³ [6,7,10].

Через високу концентрацію сульфатного іону в атмосферних опадах води степової зони мають високу окисну здатність ($E_h=500$ мВ) та сильну кислотну агресивність. Таку значну окисну здатність можна пояснити високою активністю іонів водню, насиченням вод газами, співвідношенням окисних і відновних форм хімічних елементів та сполук, а також зливовим характером опадів.

За даними багаторічних спостережень на метеорологічних станціях України, що розташовані в різних фізико-географічних зонах і районах авторами [6,7,10] на основі статистичного аналізу і закономірностей розподілу в опадах концентрацій головних іонів здійснено узагальнення у табличному та картографічному вигляді вмісту хімічних компонентів, річні надходження з опадами розчинених мінеральних речовин та середньорічної мінералізації атмосферних опадів на території України. Середньорічна мінералізація атмосферних опадів для досліджуваної території становить в північній частині 32,5-35 мг/дм³, а в південній – 35-40 мг/дм³ [7,10]. Для розрахунку сольового балансу озера Катлабух мінералізація в атмосферних опадах була осереднена і прийнята на рівні 35 мг/дм³.

4.6.2 Мінералізація води в річках, які впадають в озеро

В підручниках [7,10] розглядаються мінералізація річок для природного та сучасного періодів. За результатами оцінки середньорічних концентрацій головних іонів з 1961-1990 рр. авторами [7,10] визначено гідрохімічні поля та їх групи. Річкові води зони мішаних лісів мають середню мінералізацію на рівні 164-354 мг/дм³, лісостепова зона характеризується середньою мінералізацією на 30% більшою за зону мішаних лісів, а мінералізація річкових вод степової зони зросла у 2-5 разів за рахунок іонів натрію хлору та сульфатів [7,10]. Так, річкові води

басейну озера Катлабух в середньому належать до поля з мінералізацією 1119 мг/дм³ [6].

Але за нашими дослідженнями за період 1999-2018 рр. середня мінералізація річок озера Катлабух – р. Великий Катлабух становить 3,3-7,2 г/дм³, р. Ташбунар – 3,1-5,3 г/дм³, а р. Єніка – 3,8-7,8 г/дм³. За класифікацією О.О. Алекіна [5] це води з високою мінералізацією, тобто більш ніж 1000 мг/дм³.

Мінералізація води в річках, які впадають у озеро (S_r), визначена за матеріалами епізодичних вимірів та узагальнена, в залежності від об'єму річкового стоку у вигляді залежності від об'ємів річкового стоку як $S_r = f(V_r)$. За рівнянням, отриманим з графіку зв'язку було розраховано мінералізацію річних вод, що живлять озеро Катлабух як

$$S_r = 5,12 \cdot \exp(-0,021 \cdot V_r) \quad (4.9)$$

Зміни мінералізації води рр. Великий Катлабух, Ташбунар та Єніка при різних об'ємах надходження річкових вод представлені в табл. 4.11.

За даними табл. 4.11, чим менша водність річок, тим вище їхня мінералізація. Так, при об'ємі стоку 5,35 млн м³ мінералізація дорівнює 4,58 г/дм³, а при об'ємі – 0,01 млн м³, вона становить 5,12 г/дм³.

Мінералізація води в річках Великий Катлабух, Ташбунар і Єніка змінюється в залежності від водності і пори року.

Таблиця 4.11 – Зміна мінералізації води річок Великий Катлабух, Ташбунар і Єніка в залежності від об'єму їх стоку

V_r 10 ⁶ м ³	0,05	0,1	0,5	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0
S_r г/дм ³	5,11	5,11	5,07	5,01	4,91	4,81	4,71	4,61	4,51

4.6.3 Мінералізація вод бічного припливу

Мінералізація вод бічного припливу S_b встановлена за співвідношенням

$$S_b = 0,57S_r, \quad (4.10)$$

де S_r – мінералізація води в річках, які впадають у озеро Катлабух.

Коефіцієнт співвідношення (4.10) визначений за матеріалами інтегрованого моніторингу проекту Tasis 2001 р. для басейну озер Ялпуг-Кугурлуй [52].

4.6.4 Мінералізація вод ґрунтового припливу

Для підземних вод Причорноморського артезіанського басейну, до якого відносить озеро Катлабух, характерна мінливість мінералізації вод і широке розповсюдження солонуватих та солоних вод. У хімічному складі вод четвертинних відкладів південної частини басейну переважають сульфати та хлориди змішаного катіонного складу. За мінералізацією ці води солонуваті (1234,0 - 2565,0 мг/дм³), а іноді солоні (3128,0 - 3317,0 мг/дм³), зустрічаються й азональні прісні води – з мінералізацією 650 мг/дм³ [10].

Через те, що даний регіон належить до зони крайньої Південної частини України мінералізація ґрунтових вод, як і річкових, дещо вища за фонові показники, то її значення прийняті за даними моніторингу ґрунтових вод, який здійснюється Відокремленим підрозділом «Причорноморський центр водних ресурсів та ґрунтів» БУВР річок Причорномор'я і нижнього Дунаю. Для розрахунку сольових балансів прийнято середнє значення для території $S_{gr}=2,60$ г/дм³.

4.6.5 Мінералізація дренажних вод

Оцінка мінералізації дренажних вод S_{dr} виконувалась за результатами гідрохімічних аналізів, які відбирались зі свердловин, що розташовані по периметру озера Ялпуг-Кугурлуй і в середньому встановлена на рівні 2,6 г/дм³ [52]. Але за даними Басейнового управління водних ресурсів річок Причорномор'я та нижнього Дунаю мінералізація дренажних вод для озера Катлабух прийнята на рівні 2,00 г/дм³.

4.6.6 Мінералізація води, що надходить до озера з р. Дунай

Гідрохімічний режим р. Дунай на ділянці м. Рені - м. Ізмаїл описаний у п. 4.5 цього розділу.

Для визначення мінералізації річкових вод р. Дунай були використані дані середньорічних показників якості води в пунктах Рені та Ізмаїл за період з 1981-2015 рр. Такі дані, як було зазначено в пункті 4.5, є епізодичними, але можуть бути прийнятими як фонові для окремих розрахункових місяців. Іншим варіантом оцінки мінералізації річкових вод Дунаю можуть бути прийняті їх розрахункові величини, які встановлюються для різних за водністю років (п. 4.5).

При дослідженнях сольового балансу озера Катлабух як розрахункові варіанти були прийняті фактичні значення мінералізації та осереднені їх величини в межах різних за водністю років величин. Але за не значної змінності як розрахункова прийнята мінералізація води річки Дунай на рівні $0,39 \text{ г/дм}^3$. Слід зазначити, що в роботах авторів [24,36] прийнята осереднена мінералізація дунайської води $0,39\text{-}0,40 \text{ г/дм}^3$.

4.6.7 Мінералізація води, що витрачається на фільтрацію, зрошування та інші види користування

Мінералізація води, що витрачається на фільтрацію S_f , на зрошування та інші види користування S_z (враховуючи мінералізацію води, що витрачається на підтримку рівнів води в системі Лунг-Саф'ян S_{Oz}) приймалися як середні по озеру для розрахункових місяців.

4.6.8 Мінералізація води озера, що скидається до р. Дунай

Води річок Великий Катлабух, Ташбунар і Єніка надходять до озера Катлабух з півночі. Вони більш мінералізовані у порівнянні з водою р. Дунай, водообмін з якою відбувається на півдні. Таким чином, в південній частині озера мінералізація менша, ніж у середній та північній у 0,82 раза (розд. 4, пп. 4.3.1.3, рис. 4.2). Ураховуючи це, за допомогою рівняння (4.8) були розраховані сольові баланси озера Катлабух за період 1980-2020 рр. за умови скидів до р. Дунай переважно з південної частини озера.

Мінералізація води, що скидається до р. Дунай $S_{D'}$ розраховувалась за співвідношенням

$$S_{D'} = 0,82 \cdot S, \quad (4.11)$$

де $S_{D'}$ – мінералізація води озера в його південній частині;

S – середня розрахункова мінералізація у межах водойми на початок поточного місяця.

4.7 Результати розрахунків сольових балансів озера Катлабух

4.7.1 Оцінки окремих складових балансів

Дослідження сольових балансів озера Катлабух виконувалось за період 1980-2020 рр., базуючись на рівнянні (4.8) при урахуванні мінералізації окремих складових балансів і їх об'єму води, одержаних у водному балансі озера. Розрахункова одиниця часу становить один місяць.

Етапи розрахунків сольових балансів наступні:

1. Початкова мінералізація для першого місяця 1980 року за відсутності даних спостережень була прийнята на рівні $1,50 \text{ г/дм}^3 - S_1$.

2. На основі рівняння (4.8) розраховується кінцева мінералізація для першого місяця, яка стає початковою для другого розрахункового місяця. Слід зазначити, що мінералізація озера, визначена на кінець розрахункового року стає початковою для першого місяця наступного року.

За такою схемою здійснювалися розрахунки сольових балансів для місяців і років всього багаторічного періоду – 1980-2020 рр. Узагальнені дані річних сольових балансів (y % кількості солей) приходних і витратних частин наведені в табл. 4.12. Графічно їх часова мінливість представлена на рис. 4.11 і рис. 4.12, відповідно.

Також, за даними табл. 4.11 вклад кількості солей (y %), що надходять зі складовими прибуткової або витрачаються із витратними частинами водних балансів озера Катлабух в середньому за період 1980-2020 рр. представлений у вигляді кругових діаграм на рис. 4.13 і рис. 4.14, відповідно.

Таблиця 4.12 – Складові приходних та витратних частин сольових балансів озера Катлабух (у %) за період 1980-2020 рр.

Рік	Приходна частина						Витратна частина		
	C_p	C_r	C_b	C_{gr}	C_{dr}	C_D	C_f	C_z	$C_{D'}$
1980	0,7	78,1	10,2	1,1	0,5	9,4	5,1	59,9	35,0
1981	1,3	77,9	10,2	2,7	1,2	6,7	5,3	64,2	30,5
1982	2,5	0,1	0,0	8,4	3,8	85,1	5,7	61,8	32,5
1983	2,3	3,5	0,5	6,9	3,1	83,7	4,7	66,8	28,5
1984	1,3	76,6	10,0	2,7	1,2	8,2	6,1	56,1	37,8
1985	0,8	76,8	10,1	1,5	0,7	10,1	4,6	54,2	41,2
1986	3,0	19,5	2,6	7,3	3,3	64,4	5,3	54,4	40,3
1987	1,6	25,5	3,3	4,4	2,0	63,1	6,0	45,8	48,1
1988	2,3	59,9	7,9	4,3	1,9	23,8	6,0	49,6	44,3
1989	4,1	5,0	0,7	9,9	4,4	75,9	5,1	56,1	38,7
1990	3,0	1,2	0,2	10,4	4,6	80,6	4,5	56,7	38,8
1991	1,6	58,9	7,7	3,8	1,7	26,3	6,2	76,4	17,4
1992	3,9	25,2	3,3	8,4	3,7	55,6	5,3	53,5	41,2
1993	1,8	76,6	10,0	3,7	1,7	6,2	7,9	64,0	28,1
1994	1,7	1,4	0,2	6,8	3,0	86,9	6,5	72,7	20,9
1995	2,3	33,4	4,4	6,4	2,8	50,6	10,0	62,9	27,1
1996	1,1	70,3	9,2	2,2	1,0	16,1	3,6	68,6	27,8
1997	0,6	82,5	10,8	1,0	0,4	4,7	10,2	29,2	60,6
1998	1,7	70,8	9,3	3,1	1,4	13,6	23,3	59,1	17,6
1999	1,7	74,4	9,8	3,4	1,5	9,2	17,4	31,3	51,4
2000	3,9	14,9	1,9	11,3	5,0	63,0	35,0	39,5	25,5
2001	2,7	38,5	5,0	7,4	3,3	43,1	44,0	34,6	21,4
2002	2,8	37,8	5,0	5,6	2,5	46,4	37,8	62,2	0,0
2003	1,2	44,4	5,8	3,7	1,6	43,1	33,7	46,0	20,3
2004	1,2	75,2	9,9	2,4	1,0	10,3	21,7	28,4	49,9
2005	1,7	68,8	9,0	3,1	1,4	16,0	20,4	29,7	49,9
2006	3,7	13,8	1,8	11,1	4,9	64,8	25,7	19,2	55,1
2007	1,4	34,3	4,5	16,2	12,3	31,2	22,8	68,9	8,4
2008	2,5	10,8	1,4	28,4	16,4	40,4	11,4	24,5	64,0
2009	2,2	5,7	0,7	26,2	11,8	53,3	22,9	38,6	38,4
2010	0,5	70,4	9,2	4,0	1,1	14,8	15,4	17,5	67,1

Кінець таблиці 4.12

Рік	Приходна частина						Витратна частина		
	C_p	C_r	C_b	C_{gr}	C_{dr}	C_D	C_f	C_z	$C_{D'}$
2011	5,0	2,9	0,4	77,3	14,5	0,0	56,1	43,9	0,0
2012	74,3	74,3	9,7	7,2	1,5	6,4	18,6	16,8	64,5
2013	1,1	51,4	6,7	10,9	4,3	25,6	23,8	36,8	39,4
2014	1,9	49,3	6,6	13,3	2,4	26,5	58,6	41,4	0,0
2015	1,7	61,2	8,0	15,9	4,2	9,0	48,8	51,2	0,0
2016	1,3	65,6	8,6	10,0	1,7	12,8	23,7	16,5	59,8
2017	1,9	64,2	8,4	16,9	2,6	5,9	31,3	18,9	49,8
2018	2,0	16,2	2,1	24,1	1,9	53,7	37,5	10,7	51,8
2019	1,8	2,8	0,4	35,9	0,0	59,2	29,9	0,0	70,1
2020	0,5	33,6	4,4	6,4	29,1	26,0	4,9	82,7	12,4
Середнє	3,8	42,8	5,6	10,6	4,1	34,9	18,9	45,6	35,5

В цілому можна сказати, що найбільший відсоток у приходних частинах сольових балансів у 1980-2020 рр. (табл. 4.12, рис. 4.11) складає надходження солей разом з поверхневим стоком річок Великий Катлабух, Ташбунар і Єніка (від 0,1% – у 1982 р. до 82,5% – у 1997 р.) та надходження солей разом з дунайською водою - від 0% (2011 р.) до 86,9% (1994 р.). Приплив солей разом з іншими складовими значно нижчий. В середньому ж за багаторічний період у приходній частині надходження солей з поверхневим стоком річок становить 42,8%, води з р. Дунай – 34,9%, з опадами у середньому надходить близько 3,8%. З ґрунтовими водами, бічним припливом та дренажними водами надходить відповідно 10,6%, 5,6% та 4,1% солей (рис. 4.13).

Витратна частина (табл. 4.12, рис. 4.12) у найбільшій мірі обумовлена скидами води (а разом і солей) у р. Дунай, за виключенням 2001, 2007, 2011, 2014 та 2015 рр., коли майже не було скидів і у середньому становить 35,5% (рис.4.14). Витрати солей при заборі води на зрошення, рибне господарство та інші види користування складають від 0 і 10,7% (у 2019 і 2018 рр.) до 76,4% (у 1991 р.) і 82,7% (у 2020 р.), при середніх значеннях 45,6%. Витрата солей з фільтрацією становила від 4,5-4,9% (у 1985,1990,2020 рр.) до 58,6% (у 2014 р.), а в середньому – 18,9%.

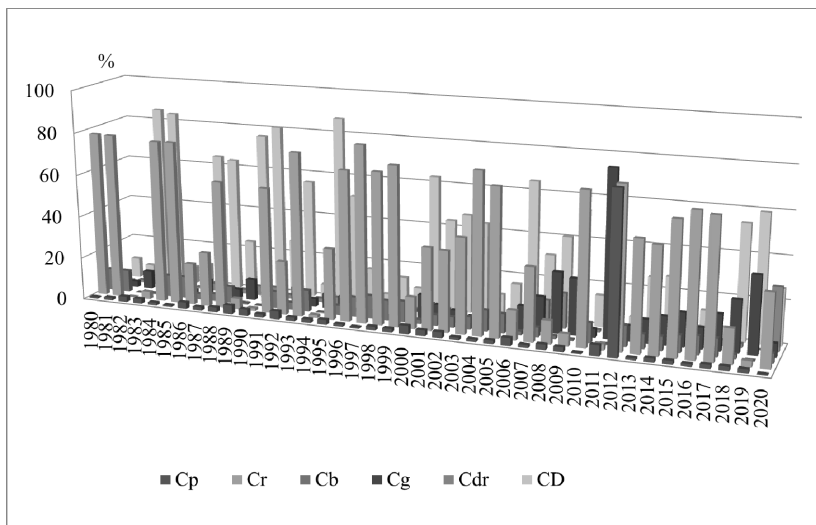


Рисунок 4.11 – Багаторічна мінливість приходних складових сольових балансів озера Катлабух (1980-2020 рр.)

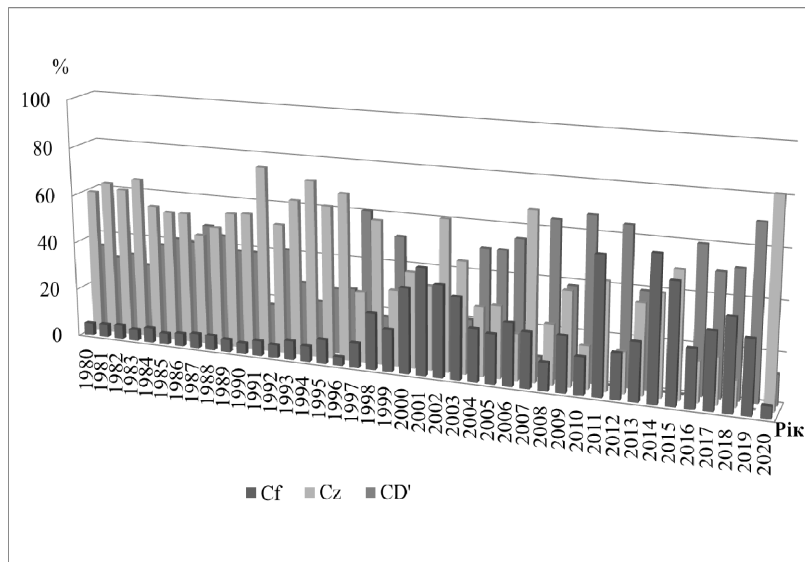


Рисунок 4.12 – Багаторічна мінливість витратних складових сольових балансів озера Катлабух (1980-2020 рр.)

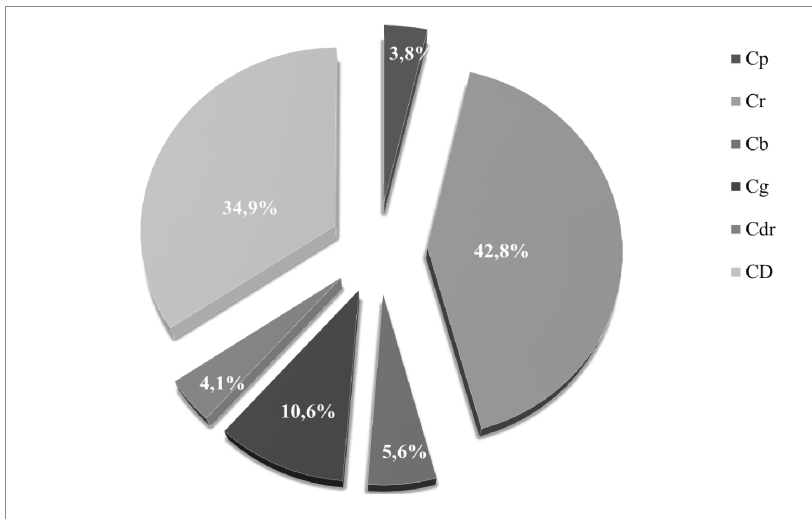


Рисунок 4.13 – Відносний внесок (у %) складових приходних частин сольових балансів озера Катлабух в середньому за 1980-2020 рр.

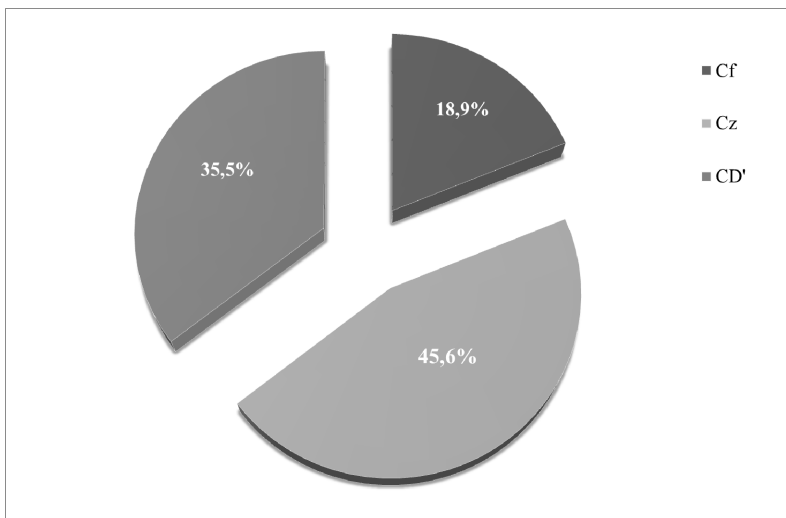


Рисунок 4.14 – Відносний внесок (у %) складових приходних частин сольових балансів озера Катлабух в середньому за 1980-2020 рр.

4.7.2 Оцінка точності та аналіз результатів розрахунків рівнянь сольових балансів

За результатами розрахунків сольових балансів озера Катлабух (при початковій мінералізації води в озері $1,5 \text{ г/дм}^3$) побудовано графік часової мінливості мінералізації води, представлений на рис. 4.15. У період 1980-1996 рр. розрахункова мінералізація вод була на рівні проєктної ($1,0 - 1,5 \text{ г/дм}^3$), а з 1997 р., при погіршенні умов водообміну у водоймі (розд. 1, п. 1.2, розд. 2, п. 2.5), вона почала різко зростати – до величин $5,4 \text{ г/дм}^3$, потім дещо знижувалася і знов почала зростати – до $4,5 \text{ г/дм}^3$ і вище. Слід зазначити, якщо прийняти за початкову мінералізацію води в озері на рівні $1,0 \text{ г/дм}^3$ графік її часового ходу протягом багаторічного періоду майже такий самий як у попередньому розрахунку.

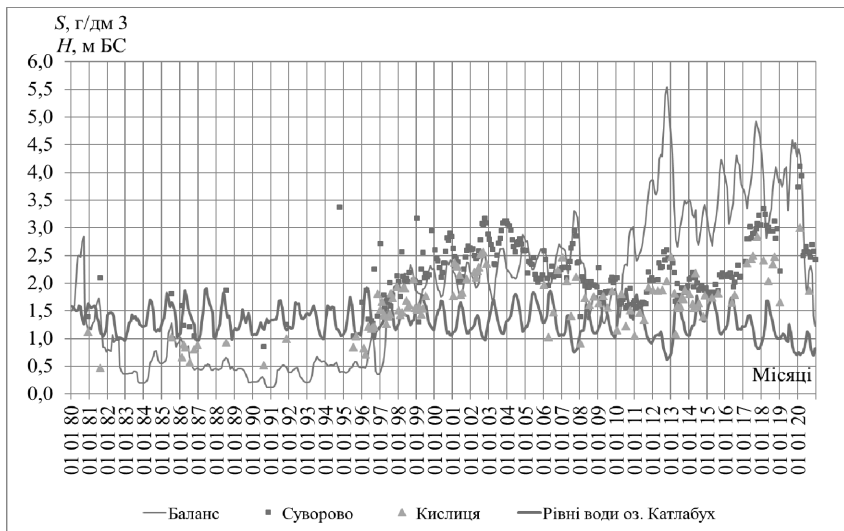


Рисунок 4.15 – Багаторічна мінливість мінералізації та рівнів води в озері Катлабух за 1980-2020 рр.

4.7.3 Аналіз нев'язок сольового балансу

Визначити безпосередньо нев'язки чи похибки сольового балансу не можливо. Це пов'язано з тим, що немає даних по вимірних величинах кількість солей наприкінці розрахункових періодів (наприкінці кожного місяця). Тому, достовірність результатів розрахунків кількості солей у воді озера Катлабух, одержаних за сольовим балансом перевірено в порівнянні розрахованих і вимірних значень мінералізації води (по даних періоду 1980-2020 рр.). При цьому, слід зазначити, що розраховані величини мінералізації є середніми для акваторії озера, а вимірні їх величини показані на графіку (рис. 4.15) для північної (НС-2 Суворово) і південної (с. Кислиця) частин озера. Крім того, розраховані й фактичні значення мінералізації відносяться до різних розрахункових періодів (розраховані – середньомісячні величини, фактичні – окремі вимірні, тобто точкові значення). Причому в період 1980-1995 р. дані по мінералізації вод є лише в окремі дати.

Аналізуючи графік часової мінливості мінералізації вод озера Катлабух можна відмітити, що у період з 1980 по 2010 рр. має місце задовільний збіг розрахункових і спостережених величин мінералізації (рис. 4.15) при середній похибці мінус 7,42% (у період регулярних спостережень 1995-2010 рр.). Але в період з 1980-1995 рр. розраховані величини мінералізації близькі до їх значень у с. Кислиці (південна частина озера). Слід окремо зазначити, що у період з 2011 р. розрахункові величини мінералізації води озера значно перевищували спостережені. Основними причинами похибок в розрахунках мінералізації води озера Катлабух в ці роки є такі.

По перше, слід відзначити, що в цей період у придунайському регіоні спостерігався маловодний період протягом чотирьох років поспіль – з 2006 по 2009 рр. (розд. 3, рис. 3.13) з кількістю річних опадів, що не перевищували 400 мм (розд. 3, табл. 3.14). За причин зниження рівнів води у р. Дунай (розд. 1, рис. 1.3) в ці роки був не обмежений водообмін річкової води і озера Катлабух.

В період спрацювання після маловодного періоду (2006-2009 рр.) рівні води в озері почали знижуватися і з 2011 р. сезонне їх падіння досягало відміток РМО (0,7 мБС), на що вказує суміщений графік ходу рівнів води озера і мінералізації води в ньому (рис. 4.15). Крім того, слід

значити, що з 2011 року майже припинилися скиди води з озера в р. Дунай (розд. 3, рис. 3.24). Це погіршило умови водообміну у водоймі і стало ще однією причиною підвищення величин мінералізації води озера Катлабух.

Крім зазначених причин, в подальший період, починаючи з 2014 р., спостерігалось підвищення об'ємів випаровування з водної поверхні (розд. 3, рис. 3.21), що призвело до критичного сезонного зниження рівнів води та підвищення мінералізації води в озері (до 3,1-3,35 г/дм³ і, навіть, до 4,1 г/дм³ 2020 р. – в північній його частині) (рис. 4.15). При цьому розрахункові величини мінералізації досягали значень 4,5 г/дм³ і вище.

4.7.4 Уточнення розрахунків сольових балансів

Слід зазначити, що при визначенні мінералізації води в озері Катлабух на основі вирішення сольових балансів, в якості однієї з приходних складових водного балансу був прийнятий природний річковий стік, визначений, в умовах відсутності даних стокових спостережень на річках, за моделлю «клімат-стік», який становив 8,4 мм, що в об'ємах дорівнює 9,15 млн м³ (розд. 3, п. 3.2.2).

Мінералізація води річок, що живлять озеро Катлабух мають підвищені значення, які досягає 6,0-7,5 г/дм³ (розд. 4, п. 4.3.2). При цьому результати розрахунків водних балансів показали, що об'єм надходження річних вод (з урахуванням природного річного стоку) становить 8,8% приходної частини балансу, з яким в озеро надходить 42,8% солей (за результатами сольових балансів).

Однак, враховуючи посилення в 60-х роках минулого сторіччя антропогенного навантаження на водозбори річок регіону (у вигляді оранки та вирубки лісів, заборів води на зрошення сільськогосподарських земель, збільшення випаровування з водної поверхні створених ставків та водосховищ та ін.) відбувалося зниження їх водності і відповідно погіршення якості води річок [15, 20-22].

Враховуючи широке водогосподарське використання вод річок басейну озера Катлабух (розд. 2, п. 2.4), в розд. 3, п. 3.3.2 було здійснено визначення побутового річкового стоку в моделі «клімат-стік», а саме при врахуванні заборів води на зрошення і додаткового випаровування з поверхні ставків та водосховищ в басейнах річок озера Катлабух, що одержаний на рівні 3,7 мм чи в об'ємах 1,15 млн м³.

В такому разі, в роботі було здійснено перевірні розрахунки водних і сольових балансів озера, враховуючи об'єми надходження річкових вод у вигляді побутового стоку. Ступінь відповідності розрахункових величин мінералізації вод їх спостереженим значенням представлено на рис. 4.16. При цьому можна відмітити, що розрахункова мінералізація вод озера різко знизилася (відносно природного стоку річок), що призвело до значних похибок в розрахунках, особливо в період 1990-2010 рр.

В період 2011-2016 рр. розраховані в такому варіанті величини мінералізації дещо знизилася, що дало змогу скоротити похибки розрахунків сольових балансів в ці роки, відносно попереднього варіанту розрахунків, які описані в цьому розділі (рис. 4.16). В останні ж роки похибки мали протилежний знак, на відміну від отриманих раніше.

Відомо, також, що окрім господарського використання водних об'єктів, в сучасний період на зниження водності річок і водойм впливають й кліматичні зміни, які пов'язані з підвищенням температур повітря і випаровуванням при сезонному перерозподілі опадів (розд. 1, пп. 1.4.2).

Так, в роботах В.В. Гребеня [53] переламним у зміні водності річок під впливом змін клімату вважається 1989 р., коли спостерігався сезонний перерозподіл і загальне зниження стоку річок.

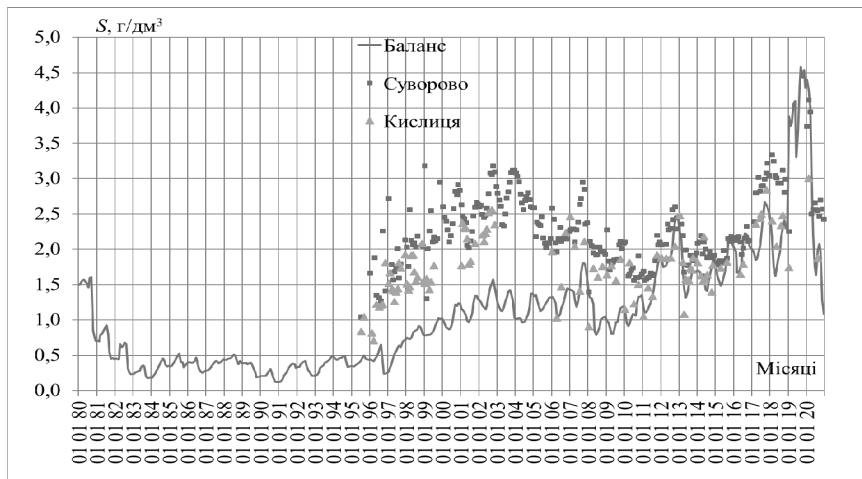


Рисунок 4.16 – Багаторічна мінливість мінералізації води в озері Катлабух за 1980-2020 рр. (за умов побутового стоку річок в озеро)

В дослідженнях Н.С. Лободи [33,34] на базі імітаційного математичного моделювання за моделлю «клімат-стік» встановлено, що в південному регіоні країни, в межах Одеської області також відбувається зниження водності річок у зв'язку зі змінами клімату. Так, для р. Великий Куяльник за період з 1989 по 2014 р. зменшення річкового стоку становило 21,5 % відносно періоду до 1989 р. [34].

В період 2021-2050 рр. за осередненими по низки моделей метеорологічними даними кліматичного сценарію RCP4.5, авторами [54] встановлено, що при майже не змінних опадах, зростаючому випаровуванні (на 12,3 %) річковий стік р. Великий Куяльник знизиться на 25,5 % (розд. 1, п. 1.4.2).

Але ж в роботах [55,56] зроблено висновок відносно зменшення водних ресурсів в межах Одеської області внаслідок змін клімату на величину 50 % (у 2011-2030 рр.) відносно попереднього періоду за даними оцінок кліматичного сценарію A1B.

Враховуючи результати досліджень авторів [55,56] в розрахунках сольових балансів в останньому десятиріччі як розрахунковий варіант було змодельовано сольовий режим озера Катлабух при зниженні надходження до озера високо мінералізованих вод річок в басейні озера на 50% від природного (у період з 2011 р.). Це дозволило одержати кращу збіжність розрахункових і спостережених величин мінералізації води озера Катлабух в період 2011-2020 рр. (рис. 4.17).

Таким чином, результати розрахунків місячної мінералізації води озера Катлабух за даними водних і сольових балансів показали, що основною причиною її сезонного підвищення в останньому десятиріччі є зниження рівнів води озера, зменшення водообміну з прісними водами р. Дунай, зміни клімату, що викликали збільшення випаровування, зменшення водності і підвищення мінералізації вод річок, які впадають в озеро.

4.8 Автоматизований програмний комплекс для розрахунку складових водного і сольового режимів озера Катлабух

Автором розроблений алгоритм та запропонований автоматизований програмний комплекс для багаторічного і щорічного розрахунку складових водного і сольового режимів озера Катлабух (з часовим кроком один місяць), табличного і графічного представлення результатів розрахунків за

різних умов водообміну у водоймі, що дозволить здійснювати оптимізацію режимів експлуатації водойми [57].

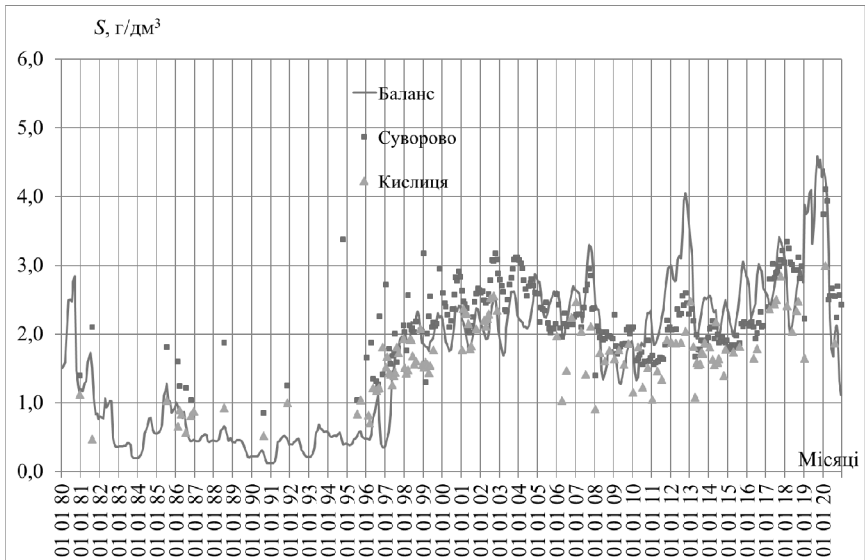


Рисунок 4.17 – Багаторічна мінливість мінералізації води в озері Катлабух за 1980-2020 рр. (за умов зниження стоку річок в озеро на 50 % з 2011 р.)

Головне вікно програми представлено на рис. 4.18. Програмний продукт під назвою «*CatlabuhApp*» призначений для автоматизації процесу проведення розрахунків водного і сольового балансів озера Катлабух, який викладений у розд. 3 і розд. 4 роботи. Можливості «*CatlabuhApp*» полягають у проведенні розрахунків; збереженні розрахункових даних; побудові діаграм на основі даних розрахунків. Основні етапи розрахунків за моделлю водно-сольового балансу озера Катлабух у програмному комплексі представлені блок-схемою (рис. 4.19).

За запропонованим програмним комплексом «*CatlabuhApp*» створено посібник користувача. Програмний комплекс «*CatlabuhApp*» був впроваджений в виробничу діяльність Басейного управління водних ресурсів річок Причорномор'я і нижнього Дунаю для автоматизації розрахунків (з часовим шагом один місяць) водного та сольового режимів

озера Катлабух за наявності різного набору вхідних даних, графічного інтерфейсу представлення результатів розрахунків та їх похибок.

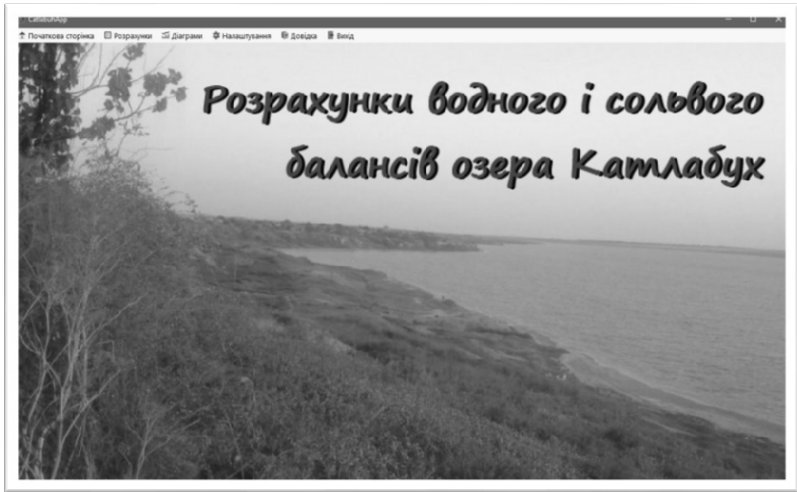


Рисунок 4.18 – Головне вікно програмного комплексу «CatlabuhApp»

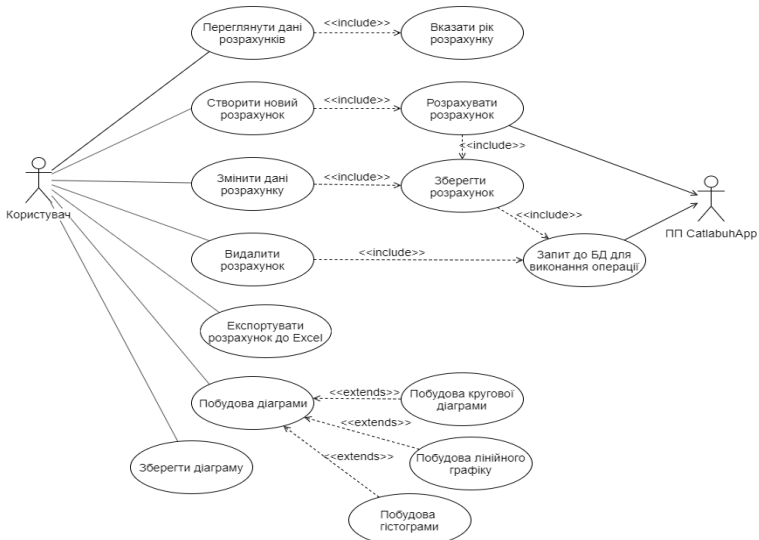


Рисунок 4.19 – Блок-схема етапів розрахунків у програмному комплексі «CatlabuhApp» за моделлю водно-сольового балансу озера Катлабух

5 МОДЕЛЮВАННЯ ВОДНО-СОЛЬОВОГО РЕЖИМУ ОЗЕРА КАТЛАБУХ

Прісноводне озеро Катлабух є важливим водогосподарським об'єктом посушливого регіону Придунав'я в межах України, джерелом постачання води на зрошення сільськогосподарських земель і питного забезпечення, об'єктом риборозведення (розд. 2, пп. 2.2). У зв'язку зі змінами умов водогосподарської експлуатації водойми від її природного стану до регульованого водного об'єкту відбувалася й зміна гідрологічного та гідрохімічного режимів при погіршенні умов водообміну у водоймі, зниженні рівнів води озера і підвищенні їх солоності, внаслідок чого гідроекологічний стан озера в сучасний період є незадовільним (розд. 1, п. 1.2, розд. 2 п. 2.7).

Вода річок, що живлять озеро, характеризується високою мінералізацією, тому не може слугувати джерелом надходження прісних вод водойми. Розбавлення води в озері можливе тільки за рахунок Дунайської води, але водообмін з р. Дунай відбувається тільки в південній частині озера, при цьому північні райони за слабого водообміну мають підвищену мінералізацію і стають непридатними для водопостачання, риборозведення, зрошування тощо.

При цьому для раціонального використання водних ресурсів озера Катлабух та визначення оптимального гідрологічного режиму озера, необхідних для поліпшення якості води в ньому доцільним є моделювання часових мінливостей рівнів та мінералізації води в озері за різних умов водогосподарського функціонування водойми та можливого регулювання води в неї.

В сучасних умовах, які характеризуються нестабільним кліматом, пов'язаним з підвищенням температури повітря, із збільшенням випаровування, при менш змінній ролі опадів (розд. 1, п. 1.4) необхідним є й оцінка стану озера у майбутньому при моделюванні його водно-сольового режиму для визначення найбільш ефективних заходів водорегулювання і використання вод озера щодо збереження його природних ресурсів.

5.1 Моделювання водно-сольового режиму озера за різних сценаріїв господарського управління озером Катлабух

Моделювання водного і сольового режимів водойм за різного стану їх існування і використання розглянуте в роботах авторів [1-3] для Причорноморських лиманів, а також [4,5] – для Придунайських озер.

Так, у роботі [3] виконувалось імітаційне математичне моделювання рівнів і мінералізації води (кількості солей) в Куяльницькому лимані на основі моделі водно-сольового балансу водойми за різних варіантів подачі чи припинення надходження до водойми морської води впродовж року (за умови порівняння початкових і граничних значень середньомісячної мінералізації та рівнів води в лимані, граничних середньодобових температур повітря). При цьому встановлено, що найліпшими гідроекологічними умовами існування Куяльницького лиману є режим періодичної у році подачі морської води до лиману через канал «лиман-море» за граничних гідрометеорологічних умов та солоності вод лиману.

Моделювання сценаріїв формування водно-сольового балансу Тилігульського лиману [2] при періодичному чи безперервному його водообміні з морем через з'єднувальний канал показало, що в обох варіантах відбувається поступове збільшення кількості солей у лимані та зростання мінералізації води, але у випадку безперервного надходження морської води рівні води в лимані більш стабільні та дещо вищі, ніж при періодичному водообміні.

При цьому, для стабілізації та покращення гідроекологічного стану Тилігульського і Куяльницького лиманів на основі гідротермодинамічної моделі Delft3D-FLOW в роботі [6,7] обґрунтовані заходи щодо визначення найбільш ефективних шляхів стабілізації гідрологічного режиму досліджуваних лиманів в кліматичних умовах XXI сторіччя. Так, за регульованого водообміну з морем, водогосподарської діяльності та кліматичних змін – для Тилігульського лиману [6] змодельовано реконструкцію та сприятливий режим з'єднувального каналу для водообміну з морем протягом усього року, відведення з лиману частки накопичених солей, що дозволить зменшити темпи багаторічного зростання солоності вод в лимані; для Куяльницького лиману – ці заходи пов'язані з поповненням лиману морською водою, збільшення стоку річки Великий Куяльник та інших водотоків, які впадають в лиман, що

дозволить стабілізувати його гідрологічний режим і гідроекологічні умови.

Моделювання водного балансу Тузловських лиманів [1] виконувалось для сценаріїв водності року (багатоводного, середньоводного та маловодного років) при різному сполученні опадів, випаровування, бічного припливу і поверхневого стоку в ці роки, а також за різною у різні сезони року початковою солоністю води. При цьому модельні розрахунки показали, що для того, щоб уникнути обміління та осолонення Тузловських лиманів у літній період, особливо у маловодні роки, та стабілізації їх гідрологічного і гідрохімічного режимів оптимальним є будівництво двох каналів у піщаній пересипі, що забезпечить достатній водообмін з морем.

Сценарне моделювання водного і сольового режимів здійснено й для деяких придунайських озер [4,5] при регулювальному впливі на їх водний і гідрохімічний режим водообміну з р. Дунай. Для системи придунайських озер Ялпуг-Кугурлуй в роботі [4] в рамках сценарного моделювання водного і сольового режимів розраховані варіанти функціонування водойм для трьох років різної водності (при забезпеченості 50%, 5%, 75%) при різних значеннях початкової середньої мінералізації по водоймі (для першого місяця першого розрахункового року багаторічного періоду) та регулювального режиму водообміну з р. Дунай. За результатами моделювання за даними сценаріями встановлено, що гідрохімічний режим системи Ялпуг-Кугурлуй значною мірою залежить від обсягів наповнення і спрацювання озер протягом року, які обмежені їх корисним об'ємом й динамікою рівнів р. Дунай в різні за водністю роки. Надані пропозиції щодо оптимізації величини середньої по водоймі мінералізації протягом вегетаційного періоду (травень-вересень) на рівні 1,0 г/дм³ завдяки регулюванню об'ємів наповнення озер дунайською водою і скидами вод до можливих проектних відміток рівнів води системи озер.

У роботі авторів [5] для обґрунтування плану раціонального використання водних ресурсів озера Китай, ефективного управління водообміну водойми для покращення його гідроекологічного стану було розглянуто декілька варіантів можливих умов функціонування водойми. При цьому під час моделювання сольових балансів озера Китай ряди вихідних даних були умовно подовжені до 24 років шляхом повторювання восьмирічного періоду.

В результаті змодельованих водно-солевих режимів при можливих варіантах водокористування авторами [5] встановлено, що найбільш сприятливі умови для функціонування озера Китай відбуваються при заборах води на зрошення на рівні 50 млн м³, підкачки в тих самих об'ємах дунайської води у літні місяці та скидів води восени з північної частини водойми. За даних умов мінералізація вже з перших років встановлюється рівною 1,0 г/дм³, що створює сприятливі умови для зрошення протягом всього змодельованого періоду.

Імітаційне моделювання за різних сценаріїв функціонування водоймищ досліджувалось і у закордонних роботах [8-10]. Так, у роботі [8] при дослідженні озера Бостен, що знаходиться в Китаї, була розроблена модель водно-солевого балансу з використанням системно-динамічного підходу потенціального внеску природних та соціально-економічних факторів у зміні рівня та солоності озера. Дана системна динаміка продемонструвала гідрологічну поведінку та емуляцію ключових гідрологічних факторів, що впливають на кількість води та солоність озера.

У роботі [10] представлена модель SOBEK-1D2D, при використанні якої моделюються можливі варіанти відводу солоні води та усунення надлишку води з озера Карун-енд-Фаом у Єгипті, проектування ставків-випаровувачів для зниження рівнів води і солоності озера, що дасть змогу відтворити нові сільськогосподарські угіддя.

При оцінці моделювання водних балансів східно-африканського озера Вікторія, об'єм води в якому і стік визначають водність р. Ніл – найбільшої артерії континенту, досліджено роль різних стратегій управління на греблях стоку з озера, заснованих на трьох політичних цілях – виробництво електроенергії, надійність навігації і збереження навколишнього середовища [9]. При цьому історичне моделювання водних балансів здійснюється на основі встановлення «Узгодженої кривої», тобто зв'язку рівнів води в озері та стоку води греблі в природних умовах, встановленою за даними спостережень багаторічного періоду (1990-2006 рр.). Дослідження майбутньої еволюції рівня води озера Вікторія (до 2100 р.) здійснені за можливості їх оцінки за водно-балансовою моделлю (при різних сценаріях змін клімату), а криві покладені в основу регулювання стоку води з озера згідно зі стратегіями управління його водним режимом.

В даній роботі авторами оцінено внесок певних складових водного балансу та виконане моделювання водного і сольового режимів озера, в основу якого покладено розроблені автором водно-сольові баланси озера Катлабух, за різних сценаріїв господарського управління водосховищем за даними ретроспективного багаторічного періоду (з 1980 по 2018 рр.) [11]. При цьому використані такі варіанти гідротехнічного управління, які б могли сприяти покращенню водообміну в озері та досягненню проєктних значень мінералізації його вод, а саме:

- за умов скорочення надходження мінералізованих вод річок Великий Катлабух, Ташбунар і Єніка, які впадають в озеро в його північній частині та підкачок води з р. Дунай – в південній частині водойми;
- за умов компенсування об'ємів випаровування з водної поверхні озера в літні місяці водами р. Дунай;
- за умов заборів різних об'ємів води (в три літні місяці року) на зрошення сільськогосподарських земель й інші потреби та компенсуючих підкачок води з р. Дунай;
- за умови суміжних маловодних років та неможливості підкачок води з р. Дунай.

Слід зазначити, що як і у розрахунковому варіанті початкова мінералізація води в озері приймалася рівною $1,5 \text{ г/дм}^3$ (на 1 січня 1980 р.).

Моделювання водного балансу озера Катлабух та на його основі мінливості сольового режиму за різних умов експлуатації водойми, дозволить позначити шляхи до визначення оптимального гідрологічного режиму озера, з метою зниження мінералізації води і поліпшення якості води в ньому та задоволення потреб води, що відповідає нормативу для різних господарських проблем (згідно [12]).

5.1.1 Моделювання сольових балансів за умови відведення стоку річок та компенсуючих підкачок води з р. Дунай

За розрахунками сольових балансів озера Катлабух найбільше надходження солей (понад 50% в середні за водністю роки) відбувається разом з припливом води невеликих річок, які впадають у водосховище (табл. 4.11). Тому був змодельований варіант функціонування водойми за проєктні умови відведення стоку річок, але при цьому приймалися наступні умови. Ураховувалось, що об'єми води, які відводились зі стоком річок Великий Катлабух, Ташбунар і Єніка, компенсувалися примусовою

підкачкою води з р. Дунай (в об'ємах порядку 10 млн м³ щорічно), мінералізація якої в середньому становить 0,39 г/дм³. За результатами розрахунків побудовано графік багаторічної мінливості мінералізації води в озері за умови відведення стоку річок (рис. 5.1).

Як видно з рис. 5.1, протягом майже 20-ти річного періоду (1981-2000 рр.) мінералізація води у водоймі була нижчою за 0,5 г/дм³, у наступний період дещо збільшувалася, а в теперішніх умовах експлуатації водойми становила до 1,0 г/дм³ і тільки в окремі роки сягала 1,5 г/дм³ [11].

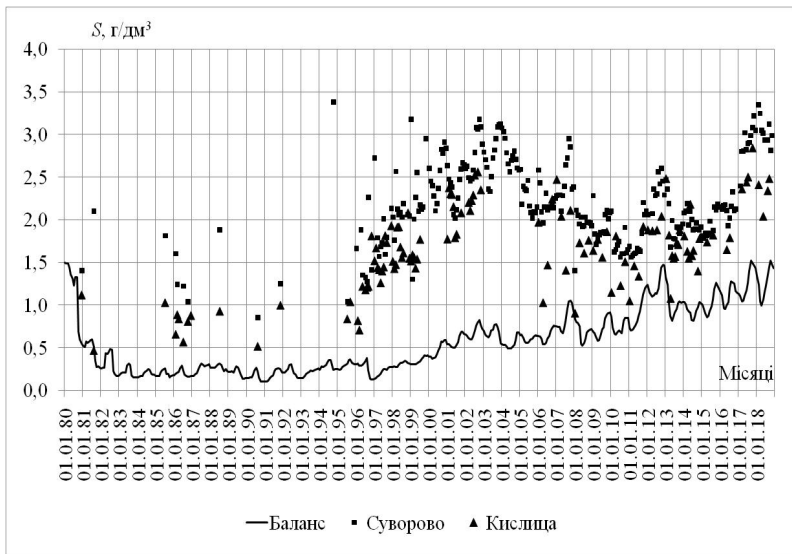


Рисунок 5.1 – Багаторічна мінливість мінералізації води в озері Катлабух за умови скорочення надходження мінералізованих вод малих річок та підкачок води з р. Дунай за період 1980-2018 рр.

5.1.2 Моделювання сольових балансів за умови компенсування випаровування з водної поверхні (за умови здійснення підкачки)

В такому варіанті моделювання водно-сольового режиму озера Катлабух приймалось, що витрати води на випаровування з водної поверхні у літні місяці (червень-серпень) можливо компенсувати шляхом примусових підкачок води з р. Дунай. Мінералізація води в р. Дунай

значно нижча за мінералізацію води водосховища, тому передбачалося зменшення загальної мінералізації води в озері.

За результатами розрахунків побудовано графік багаторічної мінливості мінералізації озера Катлабух (рис. 5.2).

В такому разі змодельована мінералізація води в озері в період з 1996 р. була в основному нижча за $1,0 \text{ г/дм}^3$ при її коливаннях в залежності від пори та водності року, а з 1997 р. (період суттєвого скорочення заборів води з озера на зрошення, розд. 3, пп. 3.3.6) почала дещо зростати та була близькою $1,5 \text{ г/дм}^3$ протягом останніх двох десятиріч [11].

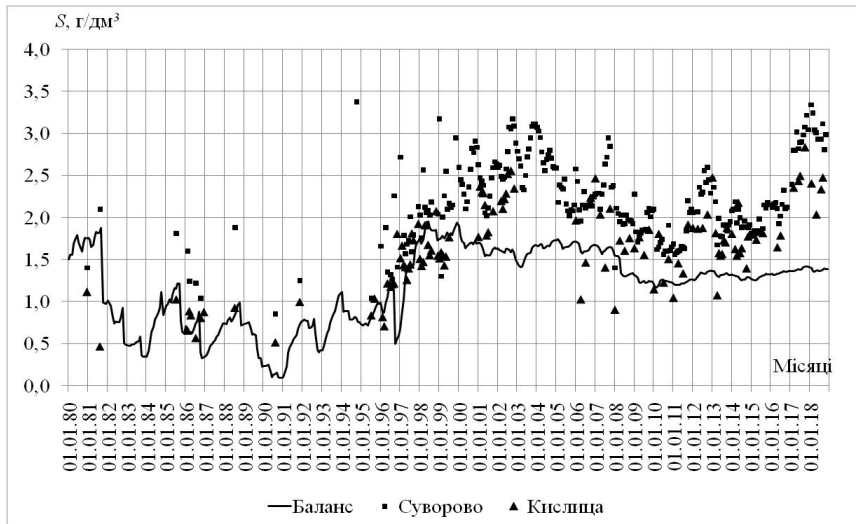


Рисунок 5.2 – Багаторічна мінливість мінералізації води озера Катлабух шляхом компенсації випаровування з водної поверхні підкачкою води з р. Дунай за період 1980-2018 рр.

Об'єми води у літні місяці, які передбачалось підкачувати, наведені у табл. 5.1, а їх багаторічна мінливість – на рис. 5.3. Як видно з табл. 5.1 та рис. 5.3, об'єми підкачки дунайської води до озера Катлабух для компенсації випаровування складатимуть від 19,6 млн м^3 (у 1980 р.) до 38,6-41,2 млн м^3 (у 2016-2018 рр.), що становить від 31,4 до 66% від об'єму води у водоймі при РМО (62,5 млн м^3) або від 14,5 до 18% при НІП (131 млн м^3), відповідно. В середньому щорічний об'єм підкачок води р. Дунай становить 30,7 млн м^3 .

Таблиця 5.1 – Рівень підкачки до озера Катлабух (у літні місяці) для компенсації випаровування з водної поверхні

Роки	мм	10 ⁶ м ³	мм	10 ⁶ м ³	мм	10 ⁶ м ³	мм	10 ⁶ м ³
1980	110	9,37	131	5,12	128	5,14	369	19,6
1981	129	9,26	148	10,60	142	10,13	419	30,0
1982	125	8,95	136	9,74	117	8,41	378	27,1
1983	122	17,85	135	9,79	118	8,58	375	36,2
1984	133	3,49	138	9,98	129	9,28	400	22,8
1985	120	8,74	131	9,57	145	10,49	396	28,8
1986	157	11,33	147	10,73	167	12,03	471	34,1
1987	135	9,77	164	11,83	133	9,65	432	31,3
1988	111	8,08	146	10,54	133	10,25	390	28,9
1989	102	7,40	155	11,09	140	10,00	397	28,5
1990	115	8,34	124	9,04	160	11,42	399	28,8
1991	106	7,69	131	9,50	117	8,49	354	25,7
1992	102	7,48	153	11,05	134	9,68	389	28,2
1993	134	9,63	142	10,23	153	10,90	429	30,8
1994	139	10,07	167	12,05	143	10,33	449	32,5
1995	140	10,13	169	12,15	165	11,78	474	34,1
1996	169	12,11	189	13,50	124	8,97	482	34,6
1997	114	8,30	140	10,15	97	7,17	351	25,6
1998	101	7,37	134	9,70	152	10,87	387	27,9
1999	132	9,53	153	11,00	133	9,58	418	31,0
2000	155	11,10	152	11,00	156	11,20	463	33,3
2001	106	7,68	140	10,15	158	11,30	404	29,1
2002	129	9,33	181	12,89	133	9,58	443	31,8
2003	167	11,89	140	10,12	130	9,36	437	31,4
2004	112	7,84	131	8,95	142	9,75	385	26,5
2005	115	8,32	116	8,45	111	8,11	342	24,9
2006	119	8,64	170	12,23	143	10,27	432	31,1
2007	158	10,7	205	13,83	145	9,52	508	34,1
2008	112	7,64	140	9,51	179	12,16	431	29,3
2009	148	10,11	182	12,34	170	11,54	500	34,0
2010	121	8,26	119	8,15	145	9,90	385	26,3
2011	144	9,81	123	8,35	164	11,12	431	29,3

Кінець таблиці 5.1

Роки	мм	10 ⁶ м ³	мм	10 ⁶ м ³	мм	10 ⁶ м ³	мм	10 ⁶ м ³
2012	153	10,34	186	12,56	164	10,82	503	33,7
2013	132	9,03	146	9,96	168	11,44	446	30,4
2014	127	8,70	149	10,18	194	13,23	470	32,1
2015	152	10,40	185	12,65	113	10,80	450	33,9
2016	132	9,08	236	16,07	236	16,05	604	41,2
2017	162	11,02	165	11,19	227	15,35	554	38,6
2018	172	11,78	183	12,46	231	15,71	586	40,0

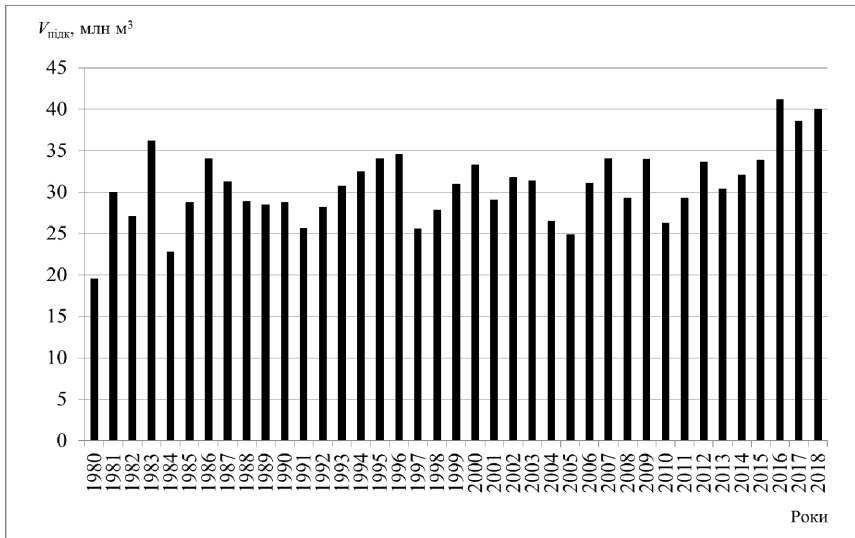


Рисунок 5.3 – Багаторічна мінливість об’ємів підкачки води р. Дунай до озера Катлабух для компенсації випаровування у літні місяці за період 1980-2018 рр.

5.1.3 Моделювання сольових балансів за умови заборів води на зрошення й інші потреби та компенсуючих підкачок води з р. Дунай

За таким варіантом моделювання враховувалось, що з водойми, при існуючих умовах функціонування і рівнів водокористування, забиратимуть воду на зрошення та інші потреби, у тому числі й для підтримки рівнів води в системі Лунг-Саф’ян, в об’ємах 10,0; 20,0; 30,0; 60,0 млн м³ та

підкачують такі ж самі об'єми води з р. Дунай (з мінералізацією 0,39 г/дм³) для підтримки експлуатаційних рівнів води у водоймі. Об'єми забору і підкачки води розподілені порівну на три літні місяці (червень, липень і серпень). Отриманий хід мінералізації в такому варіанті моделювання водно-сольового режиму озера Катлабух представлений на рис. 5.4.

Як видно з рис. 5.4, починаючи з 1997 р. коли забори води значно скоротилися (з 40-70 млн м³ до 7-10 млн м³), а примусові підкачки води з р. Дунай з 90-х років минулого сторіччя стали неможливі через економічні проблеми (розд. 2, п. 2.8, розд. 3, п. 3.3 та п. 3.4), мінералізація води в озері почала стрімко підвищуватися (розд. 4, п. 4.6).

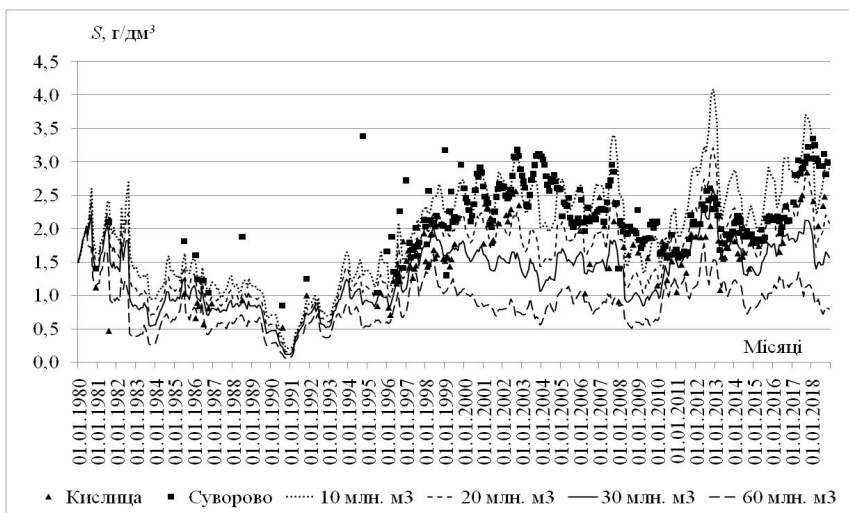


Рисунок 5.4 – Багаторічна мінливість мінералізації води озера Катлабух за умови забору води на зрошування і підкачки води у розмірах 10,0; 20,0; 30,0; 60,0 млн м³.

При цьому, по змодельованій за різних умов водокористування мінливості мінералізації води озера можна бачити (рис. 5.4), що
 - в період до 1996 р. мінералізація води не значно відрізнялася, якби об'єми заборів води були 10,0; 20,0; 30,0; 60,0 млн м³, що пов'язано зі здійсненням і ці роки примусової підкачки води р. Дунай;

- в період з 1997 р. при заборах і підкачках води об'ємом 10,0 млн м³ мінералізація води збільшується і коливається від 2,0 до 3,5 г/дм³ (реальні умови експлуатації і ходу мінералізації, яка майже близька до вимірних величин), дещо нижча мінералізація була б при заборах і підкачки води в об'ємі 20,0 і 30,0 млн м³ – в межах 1,5-2,5 г/дм³ в залежності від водності і пори року. За умови ж забору води на рівні 60 млн м³ і підкачок маломінералізованої води р. Дунай протягом багаторічного періоду 1997-2018 рр. можна було б досягти проектних значень мінералізації води в озері – на рівні 1,0-1,5 г/дм³ [11].

5.1.4 Моделювання сольових балансів за умови суміжних маловодних років

При розрахунку за цим варіантом передбачалось, що можливі маловодні роки поспіль (наприклад, 2000-2001, 2006-2009 рр.), коли рівні води в озері низькі і не має можливості наповнити водоймище до проектного рівня через низькі рівні води й в р. Дунай весною. За таких умов важливо простежити зміну рівня та мінералізації води в озері. Водно-сольові баланси моделювались на прикладі 2000 та 2001 рр. та приймалось, що не відбувається наповнення з р. Дунай весною. В такому разі хід рівнів води в озері Катлабух у маловодних 2000 і 2001 рр. за умови відсутності стоку р. Дунай показано на рис. 5.5.

Як видно з рис. 5.5, скиди з озера Катлабух восени також не можливі, тому що цього не дозволяє рівень води у водоймі, який наприкінці літа 2000 р. складає 0,66 мБС (при проектному РМО=0,7 мБС). У 2001 р., за умови відсутності гідравлічного зв'язку між водоймою та р. Дунай, рівні води влітку можуть знижуватись до 0,45 м БС. Зміна мінералізації води в озері Катлабух за умови відсутності наповнення озера водою з р. Дунай та скидів води з озера до річки восени у 2000 та 2001 рр. представлена на рис. 5.6.

Як видно з рис. 5.6, мінералізація води підвищується і восени 2001 р. у середньому дорівнює майже 4 г/дм³. Таким чином, маловодність року і неможливість наповнити водосховище дунайською водою призводять до значного погіршення якості води (за показниками мінералізації).



Рисунок 5.5 – Хід рівнів води в озері Катлабух за умови відсутності стоку р. Дунай

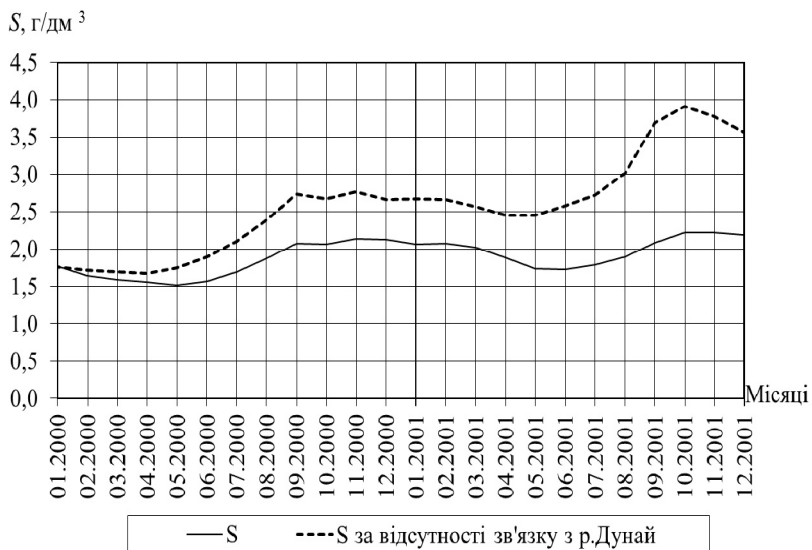


Рисунок 5.6 – Зміна мінералізації води в озері Катлабух за умови відсутності наповнення з р. Дунай та скидів води з озера до річки восени (на прикладі 2000 та 2001 рр.)

5.2 Обґрунтування найбільш сприятливих для існування озера режимів експлуатації водойми з метою зниження мінералізації води у водоймі

Висновки, зроблені в даній роботі дають можливість запропонувати деякі заходи з відновлення водообміну у водосховищі Катлабух.

В результаті моделювання водно-сольового режиму озера Катлабух (протягом ретроспективного періоду 1980-2018 рр.) за різних сценаріїв господарського управління водосховищем можна відзначити, що для поліпшення якісних показників води у водоймі (зниження рівня мінералізації вод) необхідно проводити такі проектні заходи:

- компенсування, за рахунок примусових підкачок води з р. Дунай, витрат води на випаровування у літні місяці року (в середньому в об'ємах до 30,7 млн м³ щорічно). В такому разі змодельована мінералізація води в озері в середньому становила 1,5 г/дм³ протягом всього розглядуваного періоду;

- відведення стоку річок Великий Катлабух, Ташбунар і Єніка, що впадають в озеро Катлабух; при компенсуванні їх стоку примусовою підкачкою слабо мінералізованої води з р. Дунай (в середньому в об'ємах порядку 10 млн м³) мінералізація води у водоймі протягом всього розглядуваного періоду не перевищувала її проектні значення і знаходилася в основному на рівні 0,5-1,0 г/дм³ і лише в окремі роки досягала 1,5 г/дм³;

- здійснення заборів води з озера на зрошення та інші потреби в об'ємі 60 млн м³ та компенсування цих об'ємів води підкачкою з р. Дунай протягом трьох літніх місяців, що дасть змогу досягти проектних значень мінералізації води в озері на рівні 1,0 г/дм³.

Таким чином, моделювання водно-сольового режиму озера Катлабух за різних умов його господарської експлуатації показало, що корегуючими управлінськими заходами щодо подальшої експлуатації водойми можна досягти зниження мінералізації води в озері до проектних значень та поліпшення її якості. Але слід зауважити, що у технічному й економічному відношенні реалізація таких водогосподарських проектів експлуатації Придунайського озера Катлабух потребує додаткового техніко-економічного обґрунтування. Здійснювати підкачку води в об'ємах, необхідних для наповнення озера в осінньо-літній період, є економічно затратним заходом.

В такому разі були проаналізовані, як альтернативні сценарії господарського управління водосховищем, гідротехнічні заходи з регулювання водного і сольового режиму озера Катлабух.

Водний і сольовий режим озера Катлабух значною мірою визначається водообміном з р. Дунай (розд. 1, п. 1.2, розд. 2, п. 2.5, розд. 3, п. 3.5, розд. 4, пп. 4.6.6). Крім того, враховуючи те, що розрахунки водно-сольових балансів озера Катлабух в умовах маловодних років поспіль та за неможливості в такі роки наповнювати водосховище прісними дунайськими водами показали, що відбувається значне підвищення розрахункової мінералізації вод, можна також підтвердити, що водно-сольовий режим озера багато в чому визначається рівневим режимом р. Дунай. Для поліпшення якості води в озері (відносно її мінералізації) необхідним заходом є збільшення об'ємів наповнення озера дунайською водою. При цьому важливим питанням є забезпечення технічними умовами водообміну озера з р. Дунай.

Так, аналіз водообміну озера Катлабух з р. Дунай, що виконаний у розд. 2, п. 2.9 показав, що в умовах після будівництва у 60-ті роки минулого сторіччя шлюзів і гребель обвалування відбулося його зменшення. Це в першу чергу, пояснюється зменшенням фронту водообміну в порівнянні з природним. На сьогодні наявні підвідні канали, які з'єднують озеро з Дунай (Кілійське гирло) – Желявський і Громадський, як показала їх експлуатація, не забезпечують достатнього водообміну у зв'язку з замуленням (розд. 2, п. 2.9). При цьому вони пропускають самопливом в середньому не більш 30% необхідної витрати під час паводків на Дунаї.

Крім того, наповнити водосховище самопливом до проектних відміток у весняний період року перешкоджає підпір, викликаний наявністю потужної барової мілини (з відмітками на її гребені в озері до 1,0 м БС і більш) (розд. 2, п. 2.9). Здійснювати примусову підкачку води з р. Дунай в об'ємах, необхідних для наповнення озера (до НПП=1,7 м БС) в осінньо-літній період обмежує економічний ресурс.

При сучасній пропускній здатності підвідного каналу Желявський на рівні 25-30 м³/с для наповнення водоймища дунайською водою від відмітки 1,0 м БС (відмітка бару) до 1,7 м БС (НПП), тобто навіть при корисному об'ємі $W_{\text{кор}} = 48$ млн м³, потрібно до 22-18,5 діб.

Якщо ж врахувати, що проектні експлуатаційні РМО складають 0,70 мБС, що при відповідному їм корисному об'ємі водоймища $W_{\text{кор}} =$

68,5 млн м³ на наповнення водоймища потрібно 31,7-26,4 доби. Така тривалість наповнення озера Катлабух від РМО до НІР не завжди може бути можливою при самоплинному його наповненні водами весняного паводка на річці Дунай. Слід відзначити, що сучасний корисний об'єм, рівний 48,0 млн м³, не компенсує навіть втрат води на випаровування, об'єми якого в останні роки досягли 75-80 млн м³ на рік. При цьому, мінералізація води в озері Катлабух з року в рік зростатиме (розд. 4, п. 4.3.1), оскільки щорічний приплив солей більше, ніж їх відтік (розд. 4, п. 4.7).

Так, при РМО = 0,7 м БС і НІР = 1,7 м БС для пропуску води через канали в об'ємах 50-60 млн м³, необхідно забезпечити витрати води в підвідних каналах на рівні 65-80 м³/с тривалістю 10-9 діб, що поліпшить водообмінні процеси та якість води в озері.

Щоб досягти таких витрат води по каналу Желявський, необхідна його капітальна реконструкція. Крім того, слід провести днопоглиблювальні роботи в самому озері й на барі, що утворився. При цьому, збільшення корисного об'єму озера дозволить збільшити скидання мінералізованої води восени в р. Дунай і тим самим створить передумови для водооновлення озера у весняний період наступного року.

Альтернативним технічним варіантом є будівництво додаткового каналу на місці старого русла в районі с. Кислиця пропускною здатністю 50-60 м³/с (проект такого каналу вже був створений). У такому варіанті можна передбачити, що наповнення водоймища в основному, забезпечуватиметься новим каналом (до відміток води в озері порядку 1,0-1,10 м БС) і, частково Желявським (при відмітці води в р. Дунай більш ніж 1,0 м БС) в об'ємах 50-60 млн м³. Скидання води в р. Дунай при високих горизонтах можна здійснювати через шлюз Желявський і новий шлюз на додатковому каналі, а при відмітках менш як 1,1-1,2 м БС і до РМО (тобто 0,7 м БС) – тільки по додатковому каналу.

Таким чином, при обґрунтуванні вище зазначених гідротехнічних заходів з регулювання об'ємів водообміну озера Катлабух з р. Дунай для досягнення оптимального гідрологічного його режиму є можливість зниження і подальшої підтримки середньої мінералізації води у водоймі на рівні проектних значень – 1,0-1,5 г/дм³ протягом тривалого періоду її експлуатації. При вільному рівневому режимі озера Катлабух в діапазоні горизонтів води в річці Дунай вище за відмітки $H=1,70$ м БС (при визначених позитивних багаторічних трендах рівнів та стоку води р. Дунай

у вище розташованих створах м. Рені та м. Ізмаїл (розд. 2, пп. 2.7.3.) є можливість додаткового водооновлення озера Катлабух, що поліпшить якість води в ньому.

Висновки та наукові розробки в даній роботі дають можливість обґрунтувати необхідність розробки робочого проекту по будівництву нового прорану в греблі, яка відділяє водосховище Катлабух від р. Дунай (Кілійського її рукава).

5.3 Моделювання рівневого та сольового режиму озера Катлабух з урахуванням змін майбутнього клімату

5.3.1 Сучасні дослідження щодо впливу змін клімату на водні ресурси України

Зміни майбутнього клімату – одна з найважливіших проблем на сьогодні. Антропогенна діяльність неупинно змінює Земну поверхню та її атмосферу. Інформація про кліматичні зміни необхідна задля оцінки впливу на людину й інші об'єкти у майбутньому, прийнятті відповідних рішень стосовно адаптації до змін клімату та розробки стратегії зменшення негативного впливу цих змін [13-15].

Для таких заходів існують глобальні кліматичні моделі, які є основним джерелом для проєктування та моделювання інтенсивності майбутніх кліматичних змін. В даних моделях розраховуються кліматичні характеристики, зміни кліматичних режимів, базуючись на сценаріях зміни антропогенних чинників [13]. На даний час прогнозів, які б давали точну інформацію не існує, тому для кількісної оцінки наслідків можливих змін клімату використовують кліматичні сценарії [15].

На Спеціальній доповіді зі сценаріїв викидів (СДСВ) у 2000 р. [13-16] розраховувався клімат ХХ сторіччя для різних сценаріїв. Сценарії по своїй суті є альтернативними прогнозами можливих майбутніх змін. Робоча група Міжнародної групи експертів зі змін клімату (МГЕЗК) розробила основні сюжетні лінії, які могли б враховувати економічні, демографічні, технологічні, соціальні та екологічні події.

Сценарії СДСВ були згруповані у чотири сюжетні лінії (А1, А2, В1 і В2). Сюжетна лінія А1 характеризує собою світ з дуже швидким економічним розвитком та кількістю світового населення, яке у середині ХХІ століття сягає свого максимуму. Дана лінія ділиться ще на три групи

(A1F1, A1T, A1B), які описують можливі альтернативні напрямки технологічного прогресу. Сюжетна лінія A2 характеризується неоднорідністю росту населення, повільним зростанням технологічної сфери, але швидкою економікою. Сюжетна лінія B1 описує таку ж кількість населення, як в сюжетній лінії A1, але з більш швидким ростом економічної та інформаційної сфер. Сюжетна лінія B2 описує проміжне народонаселення та економічний зріст та потребує розв'язання проблем в сферах економіки, екології та соціальній сфері. Серед них найуживанішими є сценарії A2, A1B та B1 [13-15].

Згодом в рамках проекту Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5) Всесвітньої програми досліджень клімату (World Climate Research Programme) для нових кліматичних розрахунків використовувався новий набір сценаріїв шляхів репрезентативних концентрацій, які називаються – Репрезентативні траєкторії концентрації (Representative Concentration Pathways - RCP). Сценарії концентрацій парникових газів RCP характеризуються середнім вмістом парникових газів в атмосфері на відміну від сценарної родини A1, A2, B1 та B2, в яких містились емісії парникових газів. Числа сценаріїв RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0, RCP8.5 позначають осереднений радіаційний вплив у Вт/м². Сценарій RCP8.5 є більш екстремальним з безперервним зростанням радіації, а RCP4.5 – помірним сценарієм, за яким вважається зменшення викидів парникових газів після 2040 року [14,15].

У роботі [14] під час моделювання прогностичних змін температури та опадів приймалися дані експерименту CORDEX, який був створений для формування прогностичних регіональних кліматичних моделей (для сценаріїв викиду RCP4.5 та RCP8.5). За аналізом отриманих результатів можна говорити про те, що у період 2021-2050 рр. найінтенсивніше збільшення температури повітря відбудеться на півдні та сході України. За даними RCP4.5 середньорічна температура повітря збільшиться на 0,5-0,7 °С, а за даними RCP8.5 – на 0,9-1,2 °С. При цьому опади, на відміну температур повітря, не будуть зазнавати суттєвих змін.

В роботах [13,14,16,17,18] було досліджено вплив змін клімату на водні ресурси України при встановлених змінах режиму температури й опадів. Враховуючи висновок автора [18] про найбільш суттєві зміни водних ресурсів під впливом змін клімату у 1989 р., встановлено, що в межах степової зони зменшення річного стоку вже стало відчутним у

період 1989-2008 рр. і становило в середньому 8%, а на окремих річках північно-західного Причорномор'я і до 30-40%.

При дослідженнях оцінки водних ресурсів України в умовах змін клімату авторами [13,14,16,17] моделювання водних ресурсів виконувалось за моделлю «клімат-стік», розробленою Є.Д. Гопченком та Н.С. Лободою [19,20], в якій використано «теплоенергетичний еквівалент», запропонований В.С. Мезенцевим [21].

Так, в роботах [13,16] у межах сценарію А1В за періоди 2011-2030 рр. та 2031-2050 рр. обґрунтовано висновок, що область зменшення водних ресурсів буде поступово розширюватися у напрямку з півдня на північ України, а в межах Одеської області зменшення водних ресурсів внаслідок змін клімату становитиме 50% (у 2011-2030 рр.) та досягне 70% (у 2031-2050 рр.), що призведе до руйнації водних ресурсів зони степу вже у середині ХХІ сторіччя.

При використанні даних сценаріїв концентрацій парникових газів RCP4.5 та RCP8.5 авторами [14] отримані аналогічні результати, коли на фоні зменшення опадів і незначної зміни максимально можливого випаровування у період 2020-2050 рр. очікується зменшення водних ресурсів в Україні (більш ніж на 50%), а у маловодні роки взагалі спостерігатиметься їх зменшення – до 90%.

Автором роботи [17] зроблено висновок, що при зміні ресурсів тепла та вологи в степовій і лісостеповій зонах вже у 2012 р. (за метеорологічними даними низки кліматичних моделей сценарію А1В) наявність штучних водойм (при додатковому випаровуванні з їх водної поверхні в умовах змін клімату на 10-15%, навіть при площі водної поверхні 1%), призведе до зниження водних ресурсів в їх басейнах у період 2030-2040 рр. в степовій зоні від 40 до 54%, а в період 2070-2080 - від 68% до 77%. При цьому прогнозоване зниження середньобогаторічного стоку на 20-30% призведе до практично повного його зникнення в маловодні роки.

Вченими ОДЕКУ досліджувався вплив змін клімату і на водні ресурси Куяльницького [3,22,23] та Тилігульського [2,24] лиманів.

При оцінці можливих змін водних ресурсів в басейні Куяльницького лиману під впливом характеристик клімату за даними сценаріїв глобального потепління А1В (в період до кінця ХХІ сторіччя) при майже не змінних опадах, але поступовому збільшенні максимально можливого випаровування, на основі моделі «клімат-стік» встановлено, що очікується

зменшення водних ресурсів майже на 50% [3,22]. Згідно з сценарієм А2 в роботі [22] вказується, що до середини сторіччя при майже при незмінних теплоенергетичних ресурсах клімату буде очікуватися в нижній частині водозбору Куяльницького лиману зменшення ресурсів вологи (до 30%), а у середній та верхній частинах – збільшення (до 60% у верхній частині). При цьому, сумарний приплив прісних вод від водотоків до Куяльницького лиману у не порушених водогосподарською діяльністю умовах зменшиться (у порівнянні із даними до 1989 р.) на 39,2% [3], що потребує продовження заходів, спрямованих на збереження природних ресурсів Куяльницького лиману [22].

В роботі [24] за даними сценарію М10, що належить родині А1В і використовуючи при цьому модель «клімат-стік» отримано, що приплив прісних вод зі стоком річок, режим яких не порушений водогосподарською діяльністю, буде зменшуватися в різні розрахункові періоди до кінця ХХІ сторіччя (у порівнянні із періодом до 1989 р.). У період 2001-2040 рр. очікується зменшення середньої багаторічної величини річного стоку на 48%, а у 2041-2070 рр. вона буде дещо зростати при збільшенні опадів, а надалі – знов зменшуватися.

При цьому застосування авторами [2,24] моделі водно-сольового балансу Тилігульського лиману для прогнозу мінливості рівня і мінералізації води у ХХІ сторіччі показало, що найбільш прийнятним для водообміну в лимані є варіант безперервного водообміну з морем через з'єднувальний канал ніж періодичного, оскільки зменшує темпи накопичення солей.

Уточнений авторами роботи [23] прогноз стану водних ресурсів (на прикладі водозбору Куяльницького лиману), з використанням метеорологічних даних середньої статистичної (за 14 моделями кліматичного сценарію RCP4.5) моделі показав, що у період 2021-2050 рр. на фоні зростання середнього багаторічного максимально можливого випаровування (у середньому 12,5 %) та при незначному зменшенні ресурсів зволоження (на величину 1,80 %) зменшення водних ресурсів території становитиме 25,5 % (у порівнянні із їх станом до 1989 р.). Крім того, температури повітря холодного періоду практично не будуть опускатися нижче нуля градусів, що створить несприятливі умови для зимового снігонакопичення і формування весняного стоку на річках регіону.

Таким чином, сценарні кліматичні прогнози щодо зменшення водних ресурсів південного регіону України можуть негативно вплинути на ступінь наповнення річковою водою не тільки Причорноморських лиманів, а й Придунайських озер, зменшення їх водообміну і підвищення мінералізації в майбутньому. Що стосується водних ресурсів р. Дунай, як основного джерела живлення прісними водами озера Катлабух, то за дослідженнями авторів [25] у зв'язку з сучасними змінами клімату (згідно з моделлю REMO сценарію A1B) зменшення стоку річки в період 1990 - 2030 рр. складатиме 6,1 % (тобто буде не істотним), а у періоди 2031 - 2070 рр. досягне 17,9 % та 2071-2100 рр. – 22% [25].

5.3.2 Аналіз вихідних даних кліматичних моделей

Для моделювання рівневого та сольового режиму озера Катлабух з урахуванням змін майбутнього клімату були використані метеорологічні дані регіональної кліматичної моделі RCA4, розробленої в Центрі Росбі, який базується у Шведському метеорологічному та гідрологічному інституті SMHI (Swedish Meteorological and Hydrological Institute) для сценарію викидів парникових газів RCP4.5. Дана модель була розподілена на п'ять варіантів, кожному з яких відповідала певна глобальна кліматична модель. Варіанту SMHI1 відповідала глобальна кліматична модель CNRM-CM5, SMHI2 – ICHEC-EC-EARTH, SMHI3 – IPSL-CM5A-MR, SMHI4 – MONS-HadGEM2-ES, SMHI5 – MPI-ESM-LR.

Вибір цієї моделі був обумовлений наявністю необхідної для розрахунків водних балансів озера Катлабух інформації про температуру повітря, опади та потенційне випаровування (випаровуваність) з поверхні води.

З сайту даних кліматичних моделей (<https://climate4impact.eu/impactportal/data/>) були одержані щоденні дані кліматичних характеристик, перераховані від їх значень в вузлах географічної сітки до м/ст Ізмаїл з часовим кроком в одну добу за наявний період (по п'ятирічках) з 2006 по 2050 рр. Надалі такі дані були сформовані у таблиці середньомісячних та середньорічних їх величин.

В роботі була проаналізована відповідність даних кліматичних моделей спостереженим метеорологічними даним (у період 2006-2018 рр.) по температурах повітря, опадам та потенційному випаровуванню (рис. 5.7 - рис. 5.9) для ансамблю кліматичних моделей SMHI-RCA4 (для річного

інтервалу часу). На графіках спостерігаються розбіжності модельних та спостережених їх значень річних величин.

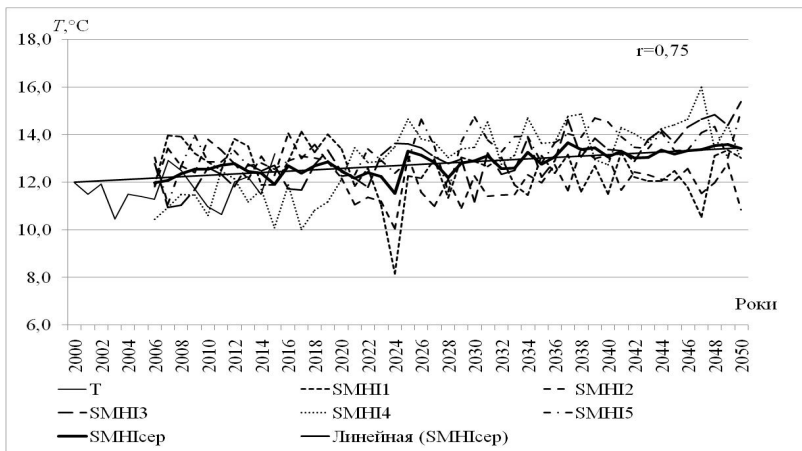


Рисунок 5.7 – Багаторічна мінливість середньої річної температури повітря за період 2000-2050 рр.

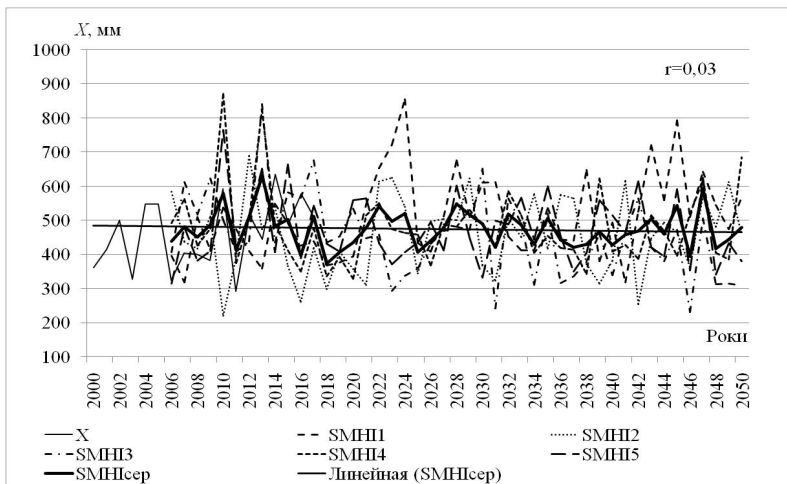


Рисунок 5.8 - Багаторічна мінливість річних сум опадів за період 2000-2050 рр.

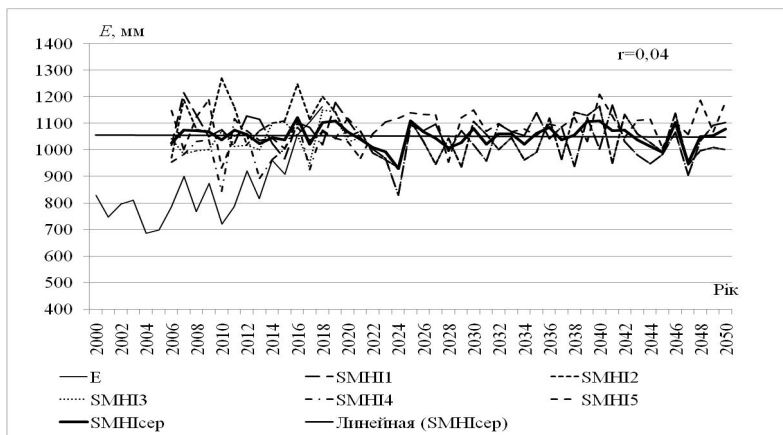


Рисунок 5.9 – Багаторічна мінливість річних величин потенційного випаровування за період 2000-2050 рр.

Для уникнення значних відхилень метеорологічних характеристик в окремі роки майбутнього періоду в роботі була прийнята середньостатистична модель, тобто осереднені дані по ансамблю п'яти кліматичних моделей SMHI-RCA4. При цьому спостерігається лише виражений тренд до підвищення річних температур повітря (при значущому коефіцієнті кореляції $r=0,75$). Враховуючи, що потенційне випаровування (з водної поверхні) розраховувалось в моделях при залученні даних температур повітря та опадів, воно має схожі з ними коливання. Але як показує графік (рис. 5.9) у період з 2006 – 2015 рр. виміряне випаровування з водної поверхні за даними м/ст Болград було значно нижчим за змодельоване. При цьому слід зазначити, що в період з 2016 р. виміряні величини випаровування близькі за значеннями до середньостатистичного за кліматичними моделями SMHI-RCA4.

5.3.3 Моделювання рівневого та сольового режиму озера Катлабух за методом водно-сольового балансу при використанні даних кліматичних моделей

Для моделювання рівневого та сольового режиму озера Катлабух була прийнята модель водно-сольового балансу, яка обґрунтована в розд. 3

для водного балансу та розд. 4 - для сольового балансу та практично реалізована в автоматизованому програмному комплексі («*CatlabuhApp*»).

Моделювання рівневого режиму озера у період з 2006 по 2050 рр. здійснювалося при оцінках внеску певних складових і розрахунках водних балансів, де за вихідні дані були прийняті місячні суми опадів та потенційного випаровування, отримані за середньостатистичними даними за ансамблем моделей SMHI-RCA4.

Визначення річного стоку в моделях водних балансів здійснювалося за моделлю Н.С. Лободи «клімат - стік» [20], в основу якої покладено модель водно-теплогового балансу, тобто метеорологічних даних опадів та випаровування, які можуть бути визначені за даними кліматичних сценаріїв.

В редакції автора моделі «клімат-стік» [2,3,23] норма річного кліматичного стоку може бути розрахована за рівнянням

$$\overline{Y}_k' = \overline{X}' - \overline{E}_m' \left[1 + \left(\frac{\overline{X}'}{\overline{E}_m'} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (5.1)$$

де \overline{Y}_k' - середня багаторічна величина кліматичного річного стоку в умовах змін клімату, мм;

\overline{E}_m' - середня багаторічна величина максимально можливого випаровування в умовах змін клімату, яка визначається за сценарними температурами повітря, мм;

\overline{X}' - середня багаторічна величина річних сум опадів в умовах змін клімату, мм.

Авторами роботи, використовуючи дані середньостатистичної моделі SMHI-RCA4 розраховано середньобагаторічну величину кліматичного \overline{Y}_k' та природного \overline{Y}_{np}' річного стоку річок, які впадають в озеро Катлабух (рр. Великий Катлабух, Ташбунар та Єніка з загальною площею водозборів 1060 км²). Результати розрахунків \overline{Y}_k' та \overline{Y}_{np}' наведені в табл. 5.1.

Таблиця 5.1 – Розрахунок середньобаторічної величини кліматичного \overline{Y}_k' та природного \overline{Y}_{np}' річного стоку річок, які впадають в озеро Катлабух

\overline{X}' , мм	\overline{E}_m' , мм	\overline{Y}_k' , мм	$K_{ПЕР}$	\overline{Y}_{np}' , мм	\overline{q}' , л/с км ²	\overline{Q}' , м ³ /с	\overline{W}' , млн м ³
474	1051	9,8	0,42	4,13	0,13	0,14	4,16

За отриманими в табл. 5.1 даними по витратах води та об'ємах річного природного стоку можна зробити висновок, що їх величини в середньому на 50% менші за багаторічний ретроспективний період (1980-2018 рр.) – $\overline{Y}_k = 20$ мм, $\overline{Y}_{np} = 8,4$ мм (розд. 3, пп. 3.3.3). Такі результати підтверджують висновки Н.С. Лободи щодо зменшення водних ресурсів південного регіону країни до 50% за період 2021-2050 рр., що відповідає руйнації водогосподарської системи [13,14].

В основу моделювання рівнів води в період до 2050 року покладено, що інші складові водного балансу, такі як забори води на зрошування та інші господарські потреби та водообмін з річкою Дунай, прийняті за сучасних умов функціонування озера Катлабух, тобто ряди умовно подовжені до 2050 року шляхом повторення 13-річного періоду (2006-2018 рр.).

Модель водного балансу озера Катлабух вимагає наявності початкового рівня води. Оцінка моделювання (у період 2006-2050 рр.) починалася зі спостереженого рівня води озера наприкінці 2005 р. (1,29 м БС в дату 31 грудня 2005 р.), який стає початковим рівнем води на 1 січня 2006 р. Змодельовані місячні рівні води на кінець розрахункового місяця, отримані зворотним шляхом з рівняння водного балансу (розд. 3, рівняння (3.49) через об'єми води приходної й витратної його частин та зміну об'ємів води озера (при використанні кривої об'ємів води (розд. 2, рис. 2.2)). При цьому кінцеве значення рівня води попереднього місяця стає початковим для наступного розрахункового місяця або року. Змодельований хід рівнів води в озері Катлабух за період 2006-2050 рр. показаний на рис. 5.10.

Аналіз відповідності змодельованих та спостережених рівнів води озера Катлабух виконано за період 2006-2018 рр., який в цілому показав

збіжність фаз водності озера, а в окремі періоди й досить добру збіжність рівнів води.

Що стосується багаторічної мінливості рівнів води озера, то вони мають як сезонні коливання, так і багаторічні при тенденції рівнів води озера до їх зменшення (але при не значущому коефіцієнті кореляції $r=0,091$). Той факт, що річний стік зменшиться у майбутньому майже на 50% позначився на змодельованому рівневому ході озера Катлабух, хоча у приходній частині водних балансів він становить порядку 10% (розд. 3, пп. 3.3.2).

Різницево-інтегральна крива змодельованих рівнів води озера Катлабух (рис. 5.11) показала зміну циклів водності водойми.

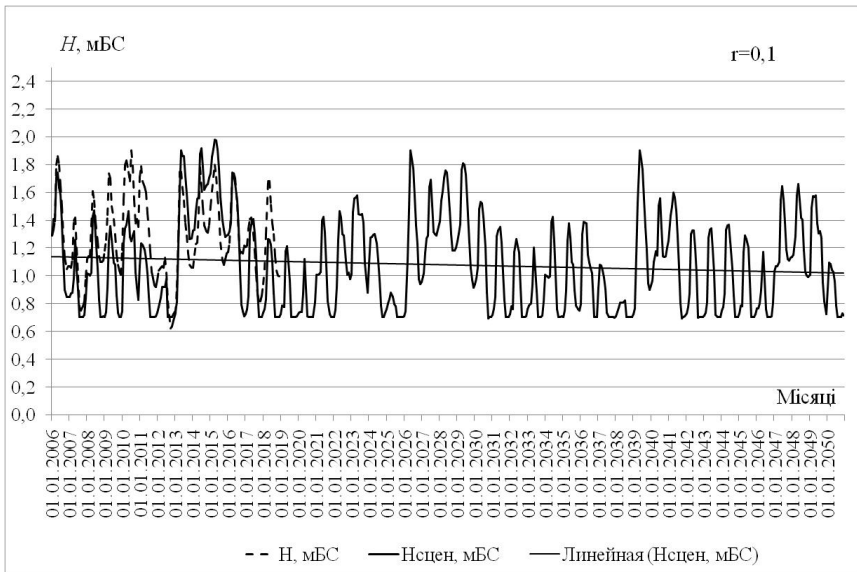


Рисунок 5.10 – Багаторічна мінливість спостережених і змодельованих рівнів води в озері Катлабух за період 2006-2050 рр.

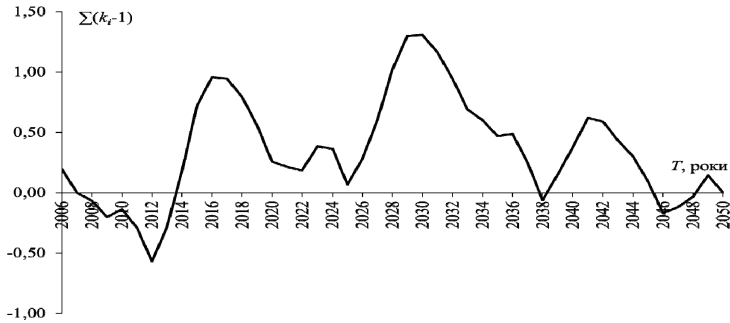


Рисунок 5.11 – Різницево-інтегральна крива змодельованих рівнів води озера Катлабух за період 2006-2050 рр.

На основі змодельованих за середньостатистичними даними кліматичних моделей SMHI-RCA4 водних балансів були розраховані й сольові баланси озера Катлабух (за рівнянням сольового балансу – розд. 4, рівняння (4.8) у період 2006-2050 рр.) і отримано багаторічну мінливість мінералізації води в озері за даний період (рис. 5.12).

За початкову мінералізацію прийнята середня з виміряних наприкінці 2005 р. (1,97 г/дм³ – с. Кислиця та 2,15 г/дм³ НС-2 Суворово) їх величин (2,06 г/дм³). При цьому спостерігається природна закономірність – при підвищенні рівня води мінералізація зменшується, а при його зниженні – вона збільшується, про що свідчить графік мінливості рівнів води озера.

Змодельовані при розрахунку сольових балансів і виміряні величини мінералізації мають розбіжності з їх спостереженими значеннями у період 2006-2018 рр. (рис. 5.12), що пояснюється значними розбіжностями у спостережених і сценарних величинах випаровування з водної поверхні (п. 5.3.2, рис. 5.8).

Слід зазначити, що з графіку багаторічної мінливості змодельованих рівнів, а відповідно і мінералізації води в озері Катлабух стає також очевидним, що рівневий режим водойми значною мірою визначається гідротехнічним режимом водообміну з р. Дунай (рис. 5.12), водність якої може значно змінитися в найближчі десятиліття через зміни клімату [25]. Тому результати еволюції рівнів та мінералізації води в озері служать ілюстрацією їх чутливості до сценаріїв зміни клімату (тенденцій викидів парникових газів), а не як фактичний прогноз рівня і мінералізації води озера.

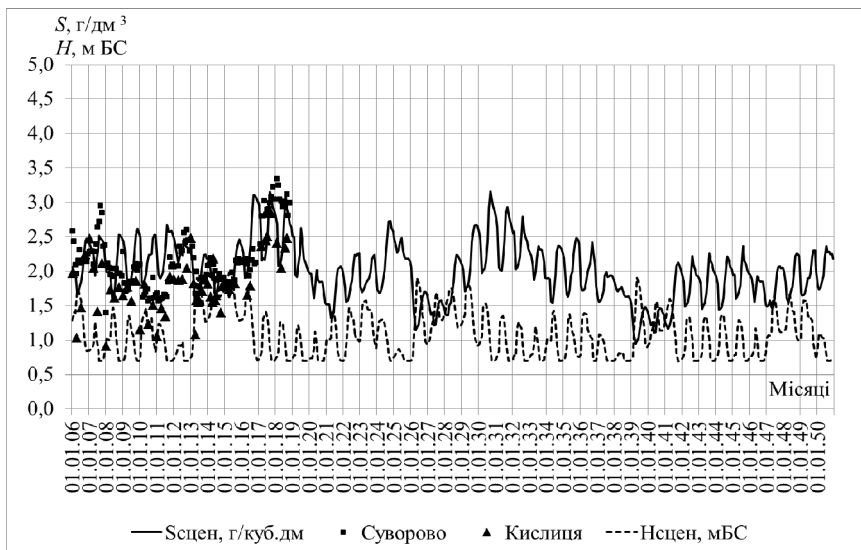


Рисунок 5.12 – Багаторічна мінливість мінералізації в озері Катлабух за період 2006-2050 рр.

Таким чином, здійснене моделювання водно-сольового режиму озера за різних сценаріїв господарського управління озером Катлабух протягом декількох десятиріч ретроспективного періоду та оцінка внеску певних складових водного балансу до початку кліматичних змін і після них дають підставу щодо обґрунтування найбільш сприятливих для існування озера режимів експлуатації водойми з метою зниження мінералізації води в ньому. Враховуючи, що основним внеском у режимі озера є надходження слабо мінералізованих вод р. Дунай необхідним заходом є збільшення об'ємів наповнення озера дунайською водою.

При сучасному гідротехнічному режимі водообміну озера з р. Дунай основними рекомендаціями управлінських рішень стають капітальна реконструкція наявного каналу Желявський, що з'єднує водойму з річкою та будівництво нового додаткового прорану в греблі, яка відділяє водосховище Катлабух від р. Дунай (Кілійського її рукава), а також проведення днопоглиблювальних робіт в самому озері і на барі, який утворився при вході каналу до озера.

ВИСНОВКИ

В результаті виконаного дослідження на основі використання моделі водно-сольового балансу води озера Катлабух, комплексної оцінки та встановлення взаємозв'язків складових його гідрологічного і гідрохімічного режимів при різних гідротехнічних заходах та в умовах майбутнього клімату вирішена водогосподарська задача щодо раціонального функціонування озера, гідрологічний режим якого відповідає режиму водосховища і є регульованим.

До основних висновків проведеного дослідження можна віднести наступні:

1. В результаті дослідження гідрологічного та гідрохімічного режимів придунайського озера Катлабух вставлено, що основними причинами катастрофічного зниження рівнів та підвищення мінералізації води в ньому є взаємопов'язані природні та антропогенні чинники, у тому числі кліматичні зміни досліджуваного регіону та економічні проблеми функціонування озера.

На теперішній час рівень води озера Катлабух сягає критичних відміток (РМО і нижче) та має підвищену мінералізацію (до 3 г/дм^3 і вище), а також незадовільні показники якості води. Зниження рівня води озера Катлабух пояснюється інтенсифікацією сільського господарства, зарегулюванням стоку, а також сучасними кліматичними умовами.

Досліджуючи природні причини підвищеної мінералізації води в озері було встановлено, що стік річок, що впадають в озеро Катлабух формується в умовах хлоридно-сульфатних солончакових ґрунтів і солончаків та підвищеної мінералізації ґрунтових вод (до $8,4 \text{ г/дм}^3$), що при їх розвантаженні в річкових долинах призводить до зростання мінералізації води як у річках (до $6,0-7,5 \text{ г/дм}^3$), так й у самому озері.

Встановлено, що роль метеорологічного режиму основних чинників у водному балансі досліджуваного озера Катлабух проявляється у сучасному (1991- 2020 рр.) підвищенні річних температур повітря (на $1,0 \text{ }^\circ\text{C}$ відносно періоду стандартної кліматичної норми) та незначних коливаннях величин опадів, часові тренди яких є незначущими. Це призводить до зростання випаровування з водної поверхні як основної складової витратної частини водних балансів, особливо в період з 2012 р.

2. Дослідження водного режиму озера Катлабух, його річок і р. Дунай, як основного джерела надходження прісних вод до озера,

показали, що вони мають багаторічні тенденції та сезонні коливання, а для озера Катлабух – й регулюючий вплив гідротехнічних споруд. У хронологічному ході середньомісячних і середньорічних рівнів озера Катлабух виявлено тенденцію до не значного зниження рівнів води в озері, але характерними рисами водного режиму озера в останні роки (2012 - 2020 рр.) стали тривалі періоди їх сезонного зниження, з мінімальними відмітками іноді нижче рівня мертвого об'єму ($PMO=0,7$ мБС), що впливає на гідрохімічний режим озера.

Встановлено, що в гідрологічному режимі річок Великий Катлабух, Єніка та Ташбунар, які впадають в озеро Катлабух, виділяється весняне водопілля, а після його проходження річки часто пересихають. Розвиток антропогенного використання річок, а також сучасні кліматичні умови призвели до зниження водності річок і погіршення якості води в них.

За результатами статистичної обробки часових рядів стокових спостережень р. Дунай на українській ділянці від м. Рені до м. Ізмаїл виявлено новий період сучасної водності при впливі кліматичних змін (1990-2015 рр.), при раніше встановлених в літературі, таких як період умовно природного режиму стоку води (1840-1920 рр.), слабо зміненого режиму (1921-1960 рр.), період зміненого під антропогенним впливом режиму стоку річок (1961-1989 рр.). Аналіз багаторічних і сучасних тенденцій в змінах гідрологічного режиму (річних, максимальних, мінімальних витрат води) р. Дунай на ділянці від гідроствору м. Рені до м.Ізмаїл при позитивних тенденціях водності річки, зокрема максимального стоку, показав, що мають місце сприятливі умови для ефективного регулювання режиму наповнення придунайського озера Катлабух.

3. У роботі виявлено, що причиною зменшення сучасного водообміну озера Катлабух з р. Дунай у порівнянні з 1980-1990 рр. стало замулення водопідвідних каналів та утворення потужної барової мілини у місці з'єднання озера з каналом Желявським (з відмітками на її гребені в озері до 1,0 м БС і більше) і як наслідок зниження водопропускної спроможності каналів відносно проектних умов.

Розглянутий режим стоку наносів в озері, р. Дунай і річках, що впадають в водойму показав, що для озера Катлабух джерелами надходження наносів є дунайські води у південних і центральних частинах озера, річковий стік малих річок, що живлять озеро з півночі, а також

біогенна седиментація й абразія берегів озера, взмучування донних відкладень, продукування органічної речовини.

Встановлені багаторічні тенденції до зменшення стоку зважених наносів на частині р. Дунай - м. Ізмаїл у сучасний період водності річки (1990-2015 рр.) дають підставу до висновку, що замулення підвідних каналів, які з'єднують озеро з р. Дунай буде стримуватися, а їх штучна розчистка забезпечить покращення водообміну озера з прісними водами р. Дунай.

4. Для автоматизації та оперативного дослідження водного і сольового режимів озера Катлабух розроблено алгоритм програмного комплексу, який дає можливість за різного складу вхідних даних здійснювати щорічний і багаторічний розрахунок складових водного і сольового режимів озера, нев'язок балансів (з часовим шагом один місяць), табульованого і графічного представлення результатів розрахунків за різних умов водогосподарської експлуатації водойми.

Вирішення рівняння водного балансу озера Катлабух дало змогу зробити висновок про те, що основний об'єм прихідної частини балансів (за 1980-2020 рр.) становлять атмосферні опади (35,0%) та надходження води з р. Дунай (42,5%), об'єм річкового припливу дорівнює 8,8%, об'єми вод бічного припливу, ґрунтових та дренажних вод становлять 2,1%, 4,9%, 6,4% відповідно. У витратній частині балансів основний об'єм припадає на випаровування разом з транспірацією (53,0%), об'єми заборів води на зрошування, на скиди води з озера до р. Дунай та фільтрацію в береги становлять 21,2%, 19,4% та 5,8% відповідно.

Аналізуючи точність розрахунків водних балансів можна впевнено сказати, що у період закритих шлюзів оцінки нев'язок місячних водних балансів озера Катлабух за розглядуваний період, виражені у відсотках від прихідної частини балансів не перевищують допустиму нев'язку $\pm 5\%$.

В роботі запропонована балансова схема розрахунку наповнення тало-дощовими водами озера Катлабух у весняний період року на основі довгострокового прогнозу шарів весняного стоку з басейну озера, що дало змогу уточнити деякі похибки розрахунків водних балансів; довгостроковий прогноз припливу поверхневих вод до озера дає змогу завчасного більш ефективного корегування диспетчерського графіка шлюзів при щорічному наповненні озера дунайською водою у весняний період року.

5. Дослідження гідрохімічного режиму та розрахунків сольового балансу озера Катлабух виявило, що загальна мінералізація води озера визначається умовами щорічного сезонного водообміну і зазнає значних часових і просторових змін. Протягом року мінералізація води в озері до початку вегетаційного періоду зменшується внаслідок припливу дунайської води (у південній частині озера), а потім, зі зменшенням кількості опадів і підвищенням випаровування, відсутності водообміну з Дунаєм, надходженням мінералізованих вод зі стоком малих річок мінералізація зростає досягаючи найвищих у році значень.

Аналіз хімічного складу води на нижній ділянці р. Дунай показав схильність до зменшення мінералізації на фоні підвищення середніх річних витрат води (за період сумісних спостережень). На посту м. Ізмаїл була виявлена циклічність в ході мінералізації, яка має протилежний характер періодам водності річки. В період після 1980-х років спостерігається збільшення мінералізації води, а у 2000-2015 рр. – її зменшення.

6. Розрахунки сольового балансу озера Катлабух показали, що у приходній частині надходження солей з поверхневим стоком річок становить 42,8%, з водами р. Дунай – 34,9%. З ґрунтовими водами, бічним припливом, дренажними та з водами атмосферних опадів надходить відповідно 10,6%, 5,6%, 4,1% та 3,8% солей. У витратній частині втрати солей відбуваються з об'ємами води на зрошування та дорівнюють 45,6%, а також витрачаються на скиди води до р. Дунай – 35,5%, а втрати солей на фільтрацію становлять 18,9%.

Розрахунки водно-сольових балансів озера показали, що основними причинами підвищення як спостережених, так і розрахункових величин мінералізації води озера Катлабух стали сезонне зниження рівнів води в озері (до відміток рівня мертвого об'єму $PMO=0,7$ м БС) внаслідок підвищення об'ємів випаровування з водної поверхні та зменшення водообміну з р. Дунай, погіршенням умов водообміну у водоймі із-за різкого скорочення заборів води на зрошування, що призвело до критичних значень мінералізації води у північній частині водойми (до 3,1-3,35 г/дм³ і більше). При цьому у сучасний період водності озера Катлабух відбувається процес вирівнювання показника співвідношення мінералізації вод у його північній та південній частинах, що становить 1,18 для північної частини озера.

Вважаючи ці причини, одержані в водно-сольових балансах розрахункові величини мінералізації в період 2011-2020 рр. були дещо вищими за спостережені. Крім того, у сучасний період кліматичних змін відбувається скорочення стоку річок, які впадають озеро (на величину порядку 50%), що призводить до зменшення кількості солей, які надходять до озера з річковими водами.

7. Виконане моделювання водно-сольового режиму та часових мінливостей мінералізації води озера Катлабух за різних сценаріїв господарського управління ним протягом декількох десятиріч ретроспективного періоду 1990-2018 рр. дало змогу встановити найбільш сприятливі умови для функціонування озера. При цьому, було визначено такі необхідні проєктні заходи з метою зниження мінералізації води в ньому (до проєктних значень 1,0-1,5 г/дм³) як:

- здійснення примусових підкачок води з р. Дунай, для компенсування витрат води на випаровування у літні місяці року (в середньому в об'ємах до 30,7 млн м³ щорічно);

- зниження припливу води річок Великий Катлабух, Ташбунар і Єніка, зі стоком яких до озера Катлабух приноситься понад 50% солей, та компенсації його примусовою підкачкою слабо мінералізованої води з р. Дунай (в середньому в об'ємах порядку 10 млн м³);

- здійснення заборів води з озера на зрошення та інші потреби в об'ємах не менше 60 млн м³ при існуючих об'ємах подачі води з р. Дунай протягом трьох літніх місяців, а також гідротехнічні заходи:

- збільшення існуючого зараз корисного об'єму озера з 48,0 млн м³ до проєктної величини, рівної 68,0 млн м³ (при РМО = 0,70 м БС) шляхом проведення днопоглиблювальних робіт в озері і на барі, що дозволить збільшити скидання мінералізованої води восени в р. Дунай і створить умови для водооновлення озера у весняний період наступного року;

- розчищення або капітальна реконструкція підвідного каналу Желявський (чи будівництво додаткового каналу в греблі) для забезпечення самопливної подачі води р. Дунай в озеро до відміток НІР=1,7 м БС, тобто в проєктних об'ємах 50-60 млн м³.

8. На основі водно-сольового балансу озера Катлабух виконано часове моделювання мінливостей рівнів води та сольового режиму озера в умовах сучасних (2006-2018 рр.) і майбутніх кліматичних змін (до 2050 р.) за метеорологічними даними кліматичних моделей RCA4 (сценарію 4.5) та встановлено, що:

- на фоні підвищення річних температур повітря буде спостерігатися зменшення річного стоку річок, що впадають в озеро (приблизно на 50% у порівнянні з багаторічним ретроспективним періодом);

- змодельовані за даними кліматичних моделей рівневий і, відповідно сольовий режим озера Катлабух значною мірою визначаються водністю р. Дунай, яка буде змінюватися в найближчі десятиліття через зміни клімату, тому результати еволюції рівнів та мінералізації води в озері служать ілюстрацією їх чутливості до сценаріїв зміни клімату (тенденцій викидів парникових газів), а не як фактичний прогноз рівня і мінералізації води озера. В цілому будуть спостерігатися сезонні коливання цих характеристик без значимих трендів до їх змін.

Висновки і наукові розробки в даній роботі щодо моделювання водно-сольового режиму озера Катлабух за різних сценаріїв господарського управління озером протягом ретроспективного періоду та оцінки внеску певних складових водного балансу до початку кліматичних змін і після них дозволили розробити науково-обґрунтовані рекомендації можливих управлінських рішень подальшого водогосподарського використання водойми, спрямованих на підтримку і відновлення природних ресурсів озера, а саме для покращення умов водообміну озера з р. Дунай необхідним є здійснення капітальної реконструкції існуючого каналу Желявський, що з'єднує водойму з річкою та будівництво нового додаткового каналу в греблі, яка відділяє водосховище Катлабух від р. Дунай (Кілійський рукав), а також проводити днопоглиблювальні роботи в самому озері й на барі, що утворився при вході каналу до озера.

Список використаних джерел

До розділу 1

1. Гидрологический справочник реки Дунай 1921-2010 / Дунайская комиссия. Будапешт, 2018. URL: http://www.danubecommission.org/uploads/doc/publication/2018/spravocnik_1921_2010.pdf (д а т а о б р а щ е н и я : 21.02.2019).
2. Паламарчук М.М., Закорчевна Н.Б. Водний фонд України: Довідковий посібник / за ред. В.М. Хорєва, К.А. Алієва. Київ: Ніка-Центр, 2001. 392 с.
3. Общие сведения о реке Дунай / Дунайская комиссия. URL: <http://www.danubecommission.org/dc/ru/дунайское-судоходство/общие-сведения-о-реке-дунай/> (д а т а о б р а щ е н и я : 15.03.2019).
4. Ресурсы поверхностных вод СССР. Описание рек и озер и расчеты основных характеристик их режима. Т. 6. Украина и Молдавия. Вып. 1. Западная Украина и Молдавия (без бассейна р. Днестр) / под ред. М.С. Каганера. Ленинград: Гидрометеиздат, 1978. 491 с.
5. Гидрология дельты Дуная / под. ред. В.Н. Михайлова. Москва: ГЕОС, 2004. 448 с.
6. Гидрология устьевой области Дуная / под ред. Я.Д. Никифорова и К. Дьякону. Москва: Гидрометеиздат, 1963. 383 с.
7. Дунай и его бассейн. Гидрологическая монография / под. ред. Чепелкина Л.А. Ленинград: Гидрометеиздат, 1989. Ч. 1. 398 с.
8. Методики гідрографічного та водогосподарського районування території України відповідно до вимог Водної Рамкової Директиви Європейського Союзу / В.В. Гребінь, В.Б. Мокін, В.А. Сташук, та ін. Київ: Інтерпрес ЛТД, 2013. 55 с.
9. Директива 2000/60/ЄС Європейського Парламенту і Ради "Про встановлення рамок діяльності Співтовариства в галузі водної політики" від 23 жовтня 2000 року/ URL: http://zakon.rada.gov.ua/laws/show/994_962 (д а т а з в е р н е н н я : 28.02.2019).
10. Наказ від 03.03.2017 №103 «Про затвердження Меж районів річкових басейнів, суббасейнів та водогосподарських ділянок». URL: <http://zakon2.rada.gov.ua/laws/show/z0421-17> (д а т а з в е р н е н н я : 25.03.2019).

11. Дунай и Придунайские водоемы в пределах СССР. Киев: Издательство академии наук Украинской ССР, 1961. 203 с.
12. Алекин О.А. Основы гидрохимии. Ленинград: Гидрометеиздат, 1970. 281с.
13. Тимченко В.М. Экологическая гидрология водоемов Украины. Київ: Наукова думка, 2006. 383 с.
14. Швєбс Г.І., Ігошин М.І. Каталог річок і водойм України. Навчально – довідковий посібник. Одеса: Видавництво Астропринт, 2003. 392 с.
15. Правила експлуатації озера Катлабух / Південний науковий центр академії АН України; Регіональний науковий центр з водних проблем «Фобіус». Одеса, 2000. 74 с.
16. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 6. Украина и Молдавия. Вып. 1. Западная Украина и Молдавия / под ред. М.С. Каганера. Ленинград: Гидрометеиздат, 1969. 884 с.
17. Природа Одесской области. Ресурсы, их рациональное использование и охрана / под ред. проф. Г.И. Швєбса, доц. Ю.А. Амброз. Киев-Одесса: Вища школа. Головное изд-во, 1979. 144 с.
18. Заставний Ф.Д. Фізична географія України. Львів: Обласний інститут освіти, 1996. 231 с.
19. Вишневський В.І. Річки і водойми України. Стан і використання. Київ: Віпол, 2000. 376 с.
20. Розенгурт М. Ш. Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов одесских лиманов. Київ : Наукова думка, 1974. 46 с.
21. Физико-географическое районирование Украинской ССР/ под ред. В.П. Попова, А.М. Маринича, А.И. Ланько. Киев: Университет, 1968. 683 с.
22. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Водные ресурсы Северо-Западного Причерноморья (в естественных и нарушенных антропогенной деятельностью условиях): монография. Київ: КНТ, 2005. 192 с.
23. Вишневський В.І., Косовець О.О. Гідрологічні характеристики річок України. Київ : Ніка Центр, 2003. 324 с.
24. Видение дельты Дуная, Украина. Отчет по Программе WWF по восстановлению водно-болотных угодий / Офис Дунай-Карпатской программы WWF в Вене; Одесский проектный офис WWF в Украине в сотрудничестве с WWF Нидерландов; Лаборатория менеджмента ветландов;

Мелитопольський державний педагогічний університет. 2001-2002 гг. 70 с.

25. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ланшафтно-гідрологічний аналіз): монографія. Київ: Ніка-Центр, 2010. 316 с.

26. Національна доповідь про стан навколишнього природного середовища у 2000 р. Київ: Видавництво Раєвського, 2001. 184 с.

27. Великанов М.А. Гідрологія суші. Ленінград: Гидрометеоздат, 1948. 530 с.

28. Нежиховський Р.А. Гідрологічні розрахунки та прогнози при експлуатації водохранилищ. Ленінград: Гидрометеоздат, 1976. 191 с.

29. Природа Української ССР. Клімат / В.Н. Бабіченко, М. Б. Барабаш, К. Т. Логвинов та др. Київ: Наук. думка, 1984. 232 с.

30. Клімат України / за ред. В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. Київ: Видавництво Раєвського, 2003. 234 с.

31. Справочник по клімату СРСР. Випуск 10. Температура повітря та ґрунту. Ленінград: Гидрометеоздат, 1967. 608 с.

32. Справочник по клімату СРСР. Випуск 10. Вологість повітря, атмосферні опади, сніжний покрив. Ленінград: Гидрометеоздат, 1969. 696 с.

33. Кліматичний кадастр України (6 ч.). Державна гідрометеорологічна служба. Київ, 2006, електронний ресурс.: climate_cgo@inbox.ru (дата звернення: 25.05.2019).

34. Агрокліматичний довідник по Одеській області (1986-2005 рр.) / за ред. В.М. Ситова, Т.І. Адаменко. Одеса, 2011. 190 с.

35. Барабаш М. Б., Гребенюк Н. П., Татарчук О. Г. Особливості зміни ресурсів тепла та вологи в Україні при сучасному потеплінні клімату. *Наук. праці УкрНДГМІ*. 2007. Вип. 256. С. 174-186.

36. Осадчий В. І., Бабіченко В. М. Температура повітря на території України в сучасних умовах клімату. *Український географічний журнал*. 2013. № 4. С. 32-39.

37. Зміни режиму опадів в Україні / С. М. Степаненко та ін. *Агроекологічний журнал*. 2014. № 2. С. 10-17.

38. Вплив зміни клімату на сільське господарство півдня України / А.М. Польовий та ін. *Метеорологія, кліматологія та гідрологія*. 2008. Вип. 49. С. 252-261.

39. Гончарова Л. Д., Косолапова Н. І. Вплив основних телеконекцій Північної півкулі на режим опадів по території України. *Вісник Одеського Національного університету*. Сер: Географічні та геологічні науки. 2017. Т. 22. Вип. 1 (30). С. 11-27.

40. Зміна погодних умов на території України в умовах змін клімату / В.М. Хохлов та ін. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2016. № 17. С. 31-37. <https://doi.org/10.31481/uhmj.17.2016.04>

41. Врублевська А.А., Катеруша Г.П. Клімат України та прикладні аспекти його використання : навч. пос. Одеса : Вид. ТЕС, 2012. 180 с.

42. Мартазінова В.Ф., Щеглов А.А. Характер екстремальних осадков начала XXI столетия на территории Украины. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2018. Вип. 22. С. 36-45. <https://doi.org/10.31481/uhmj.22.2018.04>

43. Добова асиметрія кліматичних змін температури повітря в Україні / В. І. Осадчий та ін. *Український географічний журнал*. 2018. 3 (103). С. 23-30. doi.org/10.15407/ugz2018.03.021

44. Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation / Alexander L., Zhang X., Peterson T. et al. *Journal of Geophysical Research*. 2006. p. 111.

45. Łupikasza E., Hansel S., Matschullat J. Regional and seasonal variability of extreme precipitation trends in southern Poland and central-eastern Germany 1951-2006. *International Journal of Climatology*. 31. Pp. 2249-2271.

46. Van den Besselaar E.J.M., Klein Tank A.M.G, Buishand T.A. Trends in European precipitation extremes over 1951-2010. *International Journal of Climatology*. 2013. 33(12). Pp. 2682-2689.

47. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2005 pp.) / за ред. В. М. Ліпінського, В. І. Осадчого, В.М. Бабіченко. Київ, 2006. 311 с.

48. Осадчий В. І., Бабіченко В. М. Динаміка стихійних метеорологічних явищ в Україні. *Український географічний журнал*. 2012. № 4. С. 8-14.

49. Мартазінова В. Ф., Іванова О. К. Зміни великомасштабної циркуляції атмосфери та їх вплив на регіональну циркуляцію і погодні умови. Стихійні метеорологічні явища на території України за останнє двадцятиріччя (1986-2005 pp.) / за ред. В. М. Ліпінського, В. І. Осадчого, В. М. Бабіченко. Київ : Вид-во “Ніка-Центр”, 2006. 312 с.

50. Клімат України: у минулому...і майбутньому? / Кульбіда М.І., Барабаш М.Б., Єлістратов Л.О. та ін. ; за ред. М.І. Кульбіди, М.Б. Барабаш: монографія. Київ: Сталь, 2009. 234 с.
51. Кліматичні ресурси Одеської області для сталого розвитку: науково-практичний довідник / за ред. Ж. В. Волошиної. Одеса: Державна гідрометслужба України, 2010. 180 с.
52. Drought News August 2015. European Drought Observatory(EDO). URL: <http://edo.jrc.ec.europa.eu> (accessed: 20.02.2018).
53. Ефимов В. А., Івус Г. П., Нажмудинова Е. Н. К вопросу о формировании весенних засух на территории Украины. *Метеорологія, кліматологія та гідрологія*. 2008. Вип. 50, С. 64-70.
54. Барабаш М. Б., Корж Т. В., Татарчук О. Г. Дослідження змін та коливань опадів на рубежі ХХ і ХХІ ст. в умовах потепління глобального клімату. *Наук. праці УкрНДГМІ*. 2004. Вип. 253. С. 92-102.
55. Changes in the precipitation and runoff regimes over the Eastern Europe / Matygin A., Ivanov S., Ivus G. et al. *EGU General Assembly Conference Abstracts*. Vienna, Austria. 2010. Vol. 12. Pp. EGU2010-8087.
56. Maraun D., Osborn T., Rust H. The influence of synoptic airflow on UK daily precipitation extremes. Part I: Observed spatio-temporal relationships. *Climate Dynamics*. 2011. 36. Pp. 261-275.
57. Кількісна оцінка інтенсивності літніх атмосферних фронтів над Україною / Івус Г. П., Хоменко Г. В., Міщенко Н. М. та ін. *Scientific Journal (Science Rise)*. 2016. Вип. 7/1 (24). С. 16-21.
58. Гончарова Л. Д. Особливості зміни місячної кількості атмосферних опадів на території Одеської області протягом ХХ століття. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2009. Вип. 5. С. 77-83.
59. Івус Г.П., Гончарова Л.Д., Косолапова Л.І. Просторово-часовий розподіл атмосферних опадів на території Одеської області на початку ХХІ століття. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2018. Вип. 22. С. 16-27. <https://doi.org/10.31481/uhmj.22.2018.02>
60. Modern seasonal features of the risk mode on the territory of Odesa region / Ivus G.P., Honcharova L.D, Kosolapova N.I. et al. *Scientific Journal (Science Review)*. 2018. 01/3(10). Pp. 27-33.
61. Светличный А. А., Ибрагимова М. С. К вопросу о современных изменениях климата Северо-Западного Причерноморья. *Вісник Одеського Національного Університету*. Сер.: Географічні та геологічні науки. 2016. Т. 21 (1). С. 22-41.

62. Indices for Monitoring Changes in Extremes Based on Daily Temperature and Precipitation Data / X. Zhang, L. Alexander, G. C. Hegerl et al. // *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*. 2011. 2(6). Pp. 851–870. doi:10.1002/wcc.147.

63. Klein Tank A. M.G., Zwiers F. W., Zhang X. Guidelines on Analysis of extremes in a changing climate in support of informed decisions for adaptation . WMO TD1500, 2009. 54 p.

64. Report of the Activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs / T. C. Peterson, C. Folland, G. Gruza et al. WMO/TD No. 1071. WMO. Geneva, 2001. 143 p.

65. Краковська С. В. Розробка методики, алгоритмів та програмних заходів щодо отримання кількісного сценарію можливих кліматичних змін у Луганській області до 2050 року на основі даних регіональних чисельних моделей клімату: звіт про науково-дослідну роботу. Луганськ : МБО «Інститут розвитку територіальних громад», 2012. 41 с.

66. Using non-decimated wavelet decomposition to analyse time variations of North Atlantic Oscillation, eddy kinetic energy, and Ukrainian precipitation / Loboda N.S., Glushkov A.V., Khokhlov V.N. et al. *Journal of Hydrology*. 2006. vol. 322. Pp. 14–24.

67. Проект European Climate Assessment & Dataset. URL: <http://eca.knmi.nl/indicesextremes/index.php> (дата обращения: 16.03.2020)

68. 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.116-127.

69. Даус М.Є., Лобода Н.С. Основні тенденції змін кліматичних чинників у межах водозбору Куяльницького лиману. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2015. № 16. С.149-155. <https://doi.org/10.31481/uhmj.16.2015.19>

70. Методические рекомендации по оценке однородности гидрологических характеристик и определению их расчетных значений по неоднородным данным. Санкт-Петербург, 2010. 162 с.

71. Савчук С.В., Ювченко Н.М., Тимофеев В.Є. Районування України по впливу екстремальних значень максимальної температури повітря у теплий та холодний періоди року. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2018. Вип. 22. С. 46-56.

72. Настання весняного сезону в Україні (перехід середньої добової температури повітря через 0^0 C) в умовах сучасного клімату / Бабіченко В.М., Ніколаєва Н.В., Рудішина С.Ф. та ін. *Український географічний журнал*. 2009. № 1. С. 25-35.

73. Степаненко С.М. Динаміка і моделювання клімату: Підручник для студентів вищих навчальних закладів. Одеса: Екологія, 2013. 204 с.

74. Державний водний кадастр. Багаторічні дані про режим та ресурси поверхневих вод суші (за 2011-2015 рр. та весь період спостережень). Частина 1. Річки. Випуск 1. Басейни Західного Бугу, Дунаю, Дністра, Південного Бугу. Довідкове видання. Київ, 2017. 465 с.

75. Ресурсы поверхностных вод СССР. Гидрологическая изученность. Т. 6. Украина и Молдавия. Випуск 1. Западная Украина и Молдавия / под ред. Б.М. Штейнгольца. Ленинград: Гидрометеиздат, 1964. 251 с.

76. Коригування правил експлуатації Придунайського водосховища Саф'ян / Регіональний науковий центр з водних проблем «Фобіус». Одеса, 2000.

77. Паспорт р. Большой Катлабух / Украинский южный государственный проектно-изыскательный институт «Укрюжгипроводхоз». 1994. 98 с.

78. Паспорт р. Ташбунар / Украинский южный государственный проектно-изыскательный институт «Укрюжгипроводхоз». 1994. 91 с.

79. Паспорт р. Еника / Украинский южный государственный проектно-изыскательный институт «Укрюжгипроводхоз». 1994. 90 с.

До розділу 2

1. Правила експлуатації озера Катлабух /Південний науковий центр академії АН України; Регіональний науковий центр з водних проблем «Фобіус». Одеса, 2000. 74 с.

2. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 6. Украина и Молдавия. Вып. 1. Западная Украина и Молдавия / под ред. М.С. Каганера. Ленинград: Гидрометеиздат, 1969. 884 с.

3. Кулібабін О.Г., Шакірзанова Ж.Р., Романова Є.О. Еколого – економічні проблеми раціонального використання природних ресурсів

Придунайських озер (на прикладі озера Катлабух). *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2017. Т.2. С. 61-67.

4. Великанов М.А. Гидрология суши. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1948. 530 с.

5. Нежиховский Р.А. Гидрологические расчеты и прогнозы при эксплуатации водохранилищ. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1976. 191 с.

6. Ресурсы поверхностных вод СССР. Описание рек и озер и расчеты основных характеристик их режима. Том 6. «Украина и Молдавия». Вып. 1. Западная Украина и Молдавия (без бассейна р.Днестр) / под ред. М.С. Каганера. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1978. 491 с.

7. Видение дельты Дуная, Украина. Отчет по Программе WWF по восстановлению водно-болотных угодий // Офис Дунай-Карпатской программы WWF в Вене; Одесский проектный офис WWF в Украине в сотрудничестве с WWF Нидерландов; Лаборатория менеджмента ветландов (Мелитопольский государственный педагогический университет), 2001-2002 гг. 70 с.

8. Паспорт р. Большой Катлабух / Украинский южный государственный проектно-изыскательный институт «Укрюжгипроводхоз». 1994. 98 с.

9. Паспорт р. Еника / Украинский южный государственный проектно-изыскательный институт «Укрюжгипроводхоз». 1994. 90 с.

10. Паспорт р. Ташбунар / Украинский южный государственный проектно-изыскательный институт «Укрюжгипроводхоз». 1994. 91 с.

11. Temporal variation of water discharges in the lower course of the Danube River across the area from Reni to Izmail under the influence of natural and anthropogenic factors / Yelyzaveta Romanova, Zhannetta Shakirzanova, Valeriya Ovcharuk et al. *Energetika*. 2019. Т. 65. №. 2-3. Pp. 144-160. doi.org/10.6001/energetika.v65i2-3.4108.

12. Державний водний кадастр. Багаторічні дані про режим та ресурси поверхневих вод суші (за 2011-2015 рр. та весь період спостережень). Частина 1. Річки. Випуск 1. Басейни Західного Бугу, Дунаю, Дністра, Південного Бугу. Довідкове видання. Київ, 2017. 465 с.

13. Гидрология дельты Дуная / под. ред. В.Н. Михайлова. Москва: ГЕОС, 2004. 448 с.

14. Гидрологический справочник реки Дунай 1921-2010 / Дунайская комиссия. Будапешт. 2018. URL:

http://www.danubecommission.org/uploads/doc/publication/2018/spravocnik_1_921_2010.pdf (дата обращения: 06.11.2019)

15. Паламарчук М.М., Загорчевна Н.Б. Водний фонд України: Довідковий посібник / за ред. В.М. Хорева, К.А. Алієва. Київ: Ніка-Центр, 2001. 392 с.

16. Гидрология устьевой области Дуная / Алмазов А.М., К. Бондар., Н.Ф. Вагин и др.; под ред. Я.Д. Никифорова и К. Дьякону, Москва: Гидрометеиздат, 1963. 384 с.

17. Дунай и Придунайские водоемы в пределах СССР. Издательство академии наук Украинской ССР. Киев, 1961. 203 с.

18. Дунай и его бассейн. Гидрологическая монография / под ред. Чепелкина Л.А. Ленинград :Гидрометеиздат, 1989. Ч. 1 Текст. 1989. 398 с.

19. Тимченко В.М. Экологическая гидрология водоемов Украины. Київ: Наукова думка, 2006. 383 с.

20. Вишневський В.І., Косовець О.О. Гідрологічні характеристики річок України. Київ : Ніка Центр, 2003. 324 с.

21. Швебс Г.І., Ігошин М.І. Каталог річок і водойм України: навчально – довідковий посібник. Одеса: Видавництво Астропринт, 2003. 392 с.

22. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз): монографія. Київ: Ніка-Центр, 2010. 316 с.

23. Бондар К. Тенденция и цикличность годового стока воды на Дунае у входа в дельту. *XVI Конференция придунайских стран по гидрологическим основам водного хозяйства*. Кельхейм 18-22 мая 1992. Сборник докладов. Национальный комитет ФРГ по МГП ЮНЕСКО. Кобленц. 1992. Том I. С. 321-325.

24. Общие сведения о реке Дунай / Дунайская комиссия. URL: http://www.danubecommission.org/index.php/ru_RU/danube (дата обращения: 17.10.2019)

25. Gorbachova L., Khrystyuk B. The dynamics and probabilistic characteristics of the ice phenomena of the Danube River and its Kiliysky channel. *Conference proceeding «Water resource and wetlands»*: 14-16 September 2012, Tulcea, Romania / Edited by Casretescu P., Lewis W., Bretcan P. 2012. Pp. 319-324.

26. Щербак А.В. Осенне-зимний ледовый режим советского участка р. Дуная. *Труды УкрНИГМИ*. 1970. Вып. 97. С. 70-83.

27. Changes in long-term properties of the Danube river level and flow induced by damming / Stratimirović D., Batas-Bjelic I., Djurdjevic V. et al. *Water Resources Research*. 2019. Pp. 1-25.
28. Miliman J.D., Rutkowski Ch., Meybeck M. River discharge to the sea. A Global River Index. *LOICZ Reports and studies*. 1995. 125 p.
29. Естественные и антропогенные изменения стока воды и наносов в устье Дуная / Левашова Е.А., Михайлов В.Н., Михайлова М.В. и др. *Водные ресурсы*. 2004. Том 31. № 3. С. 261-272.
30. Левашова Е.А. Естественные и антропогенные изменения стока воды и наносов в устье Дуная за 160 лет. *Вест. Моск. ун-та*. Серия. 5, География. 2001. № 5. С. 46-50.
31. Михайлов В.Н., Вагин Н.Ф., Морозов В.Н. Основные закономерности гидрологического режима дельты Дуная и его антропогенных изменений. *Водные ресурсы*. 1981. № 6. с. 22-44.
32. Вишневський В.І. Вплив антропогенного фактора на стік найбільших річок України. *Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія*. 2001. Т.2. С. 230-238.
33. Христюк Б.Ф. Краткосрочное прогнозирование уровней воды в Килийском рукаве Дуная. *Energetika*. 2014. Т. 60. Nr. 1. С. 69-75.
34. Корнилов М.В. Многолетнее перераспределение стока воды по рукавам дельты Дуная. *Труды V Конф. «Динамика и термика рек, водохранилищ и прибрежных морей»*. Москва: Ин-т водных проблем, 1999. С. 424-425.
35. Шуйский Ю.Д. Динамика морского края Килийской дельты Дуная. *Труды ГОИН*. 1984. Вып. 172. С. 50-58.
36. Гопченко Е.Д., Черой А.И. Многолетние изменения морфометрических характеристик рукавов Килийской дельты Дуная. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2006. Т. 11. С. 76-80.
37. Черой О.І. Перерозподіл стоку по рукавах дельти Дунаю в умовах існування судноплавних каналів. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2013. №13. С. 176-182.
38. Best J. Anthropogenic stresses on the world's big rivers. *Nature Geoscience*. 2019. Volume 12. Pp. 7–21. <https://doi.org/10.1038/s41561-018-0262-x>
39. Shared Waters – Joint Responsibilities ICPDR Annual Report 2015. International Commission for the Protection of the Danube River, 2015.

40. Стратегия за Дунавския регион: история на успеха, 2016, [In Bulgarian: Strategy for the Danube Region: A History of Success].

http://ec.europa.eu/regional_policy/sources/cooperate/danube/documents/eusdr_success_stories_bg.pdf (Accessed: 19 March 2020).

41. Stagl Judith C., Hattermann Fred F. Impacts of Climate Change on the Hydrological Regime of the Danube River and Its Tributaries Using an Ensemble of Climate Scenarios. *Water*. 2015. 7. Pp. 6139-6172. [doi:10.3390/w7116139](https://doi.org/10.3390/w7116139)

42. Impact of a changing climate, land use, and water usage on water resources in the Danube river basin/ Bisselink B., Bernhard J., Gelati E. et al. EUR 29228 EN, Publications Office of the European Union, Luxembourg, 2018. ISBN 978-92-7985889-5, JRC111817. Pp.3-70. [doi:10.2760/89828](https://doi.org/10.2760/89828)

43. Лобода Н. С., Божок Ю. В. Оцінка змін водних ресурсів річки Дунай у XXI сторіччі за сценарієм А1В з використанням моделі “клімат-стік”. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2016. № 18. С.112-122. <https://doi.org/10.31481/uhmj.18.2016.13>

44. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакірзанова Ж.Р. Дослідження впливу сучасних змін клімату на характеристики максимального стоку весняного водопілля на річках Полісся. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2010. Т.3 (20). С. 50-59.

45. Čanjevac I. Novije promjene protočni hrežimauhrvatskomdijeluporiječja Dunava. *Hrvatski geografski glasnik*. 2012. 74/1. Pp. 61 – 74.

46. Changing climate shifts timing of European foods / Blöschl G. et al. 2017. *Science* 357. Pp. 588–590.

47. Hans von Storch, Dennis Bray. Models, manifestation and attribution of climate change, *Meteorology Hydrology and Water Management*, 2017. Vol. 5, Issue 1. Pp. 47-53.

48. Bormann H. Runoff regime changes in German rivers due to climate change. *Erdkunde*. 2010. 64 (3). Pp. 257-279.

49. Streamflow trends in Switzerland. / Birsan M.-V., Molnar P., Burlando P. et al. *Journal of Hydrology*. 2005. 314. Pp. 312-329.

50. Trends in hydrologischen Variablen und in der Wasserbilanz / Österreichs Fürst J., Kling H., Nachtnebel H. P. et al. U: Auswirkungen des Klimawandels auf die österreichische Wasserwirtschaft (ur. Nachtnebel, H. P.), Bundesministerium für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft, Beč, Austrija. 2008. Pp. 105-115.

51. Flood regime of rivers in the Danube River basin / Pavla Pekárová, Pavol Miklánek, Milan Onderka et al. Regional cooperation of Danube Countries within the framework of UNESCO International Hydrological Program. 2008. PROJECT 9. 51 p.

52. Tetiana Zabolotnia, Liudmyla Gorbachova, Borys Khrystiuk. Estimation of the long-term cyclical fluctuations of snow-rain floods in the Danube basin within Ukraine. *Meteorology Hydrology and Water Management*. 2019. Vol.7, Issue 2. Pp.1-12.

53. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 447 с.

54. Gorbachova L., Khrystiuk B. Hydro-genetic methods of the analysis of the average annual runoff in the Danube basin. *Proceeding XXVI conference of the Danubian countries on hydrological forecasting and hydrological bases of water management*. Bridging the sciences – crossing borders: 22-24 September 2014, Deggendorf, Germany. / Edited by Dorner W, Marquardt A., Schroder U. 2014. P. 71-74.

55. Горбачова Л.О. Методичні підходи щодо оцінки однорідності та стаціонарності гідрологічних рядів спостережень. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2014. Т. 1(32). С. 22-31.

56. Христюк Б.Ф. Методика класифікації гідрографів річок за критеріями аналогічності. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2013. Т. 3 (30). С.15-20.

57. Кулібабін О.Г. Екологічні основи меліоративного проектування: навчальний посібник. Одеса: Екологія, 2007. 104 с.

58. Чоу В.Т. Гидравлика открытых русел. Госэнергоиздат, 1976. 398 с.

59. Бернадский Н.М. Теория турбулентного потока и ее применение к построению течений в открытых водоймах. Специальные вопросы. Госэнергоиздат, 1966. 48 с.

60. Математичне моделювання процесів замулення підводних каналів-ковшів до шлюзів-регуляторів на Придунайських озерах: звіт про НДР (остаточний) / Одеськ. держ. екологічний ун-т; наук. кер. Кулібабін О.Г. № держреєстрації 0113U005799. Одеса, 2017. 152 с.

61. Тимченко В.М. Экологическая гидрология водоемов Украины. Київ: Наукова думка, 2006. 383 с.

62. Fedoronchuk N.A., Suchkov I.A., Medinets V.I. Sedimentation in lakes within lower reaches of the river Danube (lithological and geocological

characteristics), *Collection of sScientific works of the iGs nAs of Ukraine*. 2010. Vol. 3. Pp.219-228.

63. Assessment of water and sediment characteristics of thenorthern Danube delta lakes - matița, babina and merhei / Irina Catianis, Dan Secieru, Albert Scriciu et al. *Romania International Symposium “The Environment and the Industry”*, Simi 2017. Proceedings Book, DOI: <http://doi.org/10.21698/simi.2017.0017> (17). Pp.134-143.

64. Кузниченко С.Д. Водный и солевой режимы системы озер Кугурлуй-Ялпуг в условиях их зарегулирования: диссертация на соискание ученой степени кандидата географических наук. Одесса, 2005. 294 с.

65. Maria Mikhailova, Evgenia Levashova/ New data on the sediment balance at the mouth of the Danube River. *XX Conference of the Danubian Countries on Hydrological Forecasting and Hydrological Bases of Water Management*. At Bratislava, Slovakia, September 4–8, 2000.

66. Шуйський Ю.Д. Про антропогенні та природні перетворення в дельті Дунаю. *Збірник наукових праць VI Міжнародної конференції Фальцфейнівські читання*, 21-23 травня 2009 р., Херсон: ПП Вишемирський, 2009. С.455-450.

67. Черой А.И., Картелян В.Ф. Перераспределение стока воды и наносов в Килийской дельте Дуная в условиях существования ГСХ «Дунай – Черное море». *Тезисы VII Международной научно-практической конференции Pontus Euxinus 2011 по проблемам водных экосистем, посвященная 140-летию Института биологии южных морей Национальной академии наук Украины (24-27 мая 2011 г.)*. Севастополь: ЭКОСИ. Гидрофизика, 2011. С.254-255.

68. Bondar C., Buță C., Harabagiu E. Variation and trend of the water, sediment and salt runoff for the Danube River, at the inlet in our country, during the period 1840-1992. *Proc. XVIIth Conference of the Danube countries on hydrological forecasting and hydrological bases of water management*. Budapest, 1994. Vol. II. Pp. 671-676.

69. Bondar Constantin, ioRDaCHe GaBRiel. Sediment transport on the Romanian section of the Danube River. *Geo-Eco-Marina* 22/2016. Pp.83-108.

70. Miliman J.D., Rutkowski Ch., Meybeck M. River discharge to the sea. *A Global River Index. LOICZ Reports and studies*. 1995. 125 p.

71. Panin N., Jipa D. Danube river sediment input and its interaction with the north-western Black Sea: results of EROS-2000 and EROS-21 projects,

National Institute of Marine Geology and Geo-ecology GeoEcoMar, Dimitrie Onciul Street, No.23-25, Pp.1-14.

72. Sándor Baranya, János Józsa, Estimation of suspended sediment concentrations with ADCP in River Danube. Journal of Hydrology and Hydromechanics 61, 2013. 3. Pp. 232–240.

73. Enikő Anna Tamás, Johanna Ficsor. Questions in the quantitative analysis of sedimentload - example of three major rivers in Hungary. *E3S Web of Conferences* 40, 04023 2018. Pp.1-10
<https://doi.org/10.1051/e3sconf/20184004023> River Flow 2018.

74. Nicolae Panin, Gabriel ION, Elena ION. The Danube Delta - Chronology of Lobes and Rates of Sediment Deposition, *GEO-ECO-MARINA* 9-10/2003-2004, Proceedings of Euro-EcoGeoCentre-Romania, Pp.2-8.

75. The research of correlation of water surface spectral and sediment parameters / Li Jing, Gong Mingjie, Fang Weida et al. *The International Archives of the Photogrammetry. Remote Sensing and Spatial Information Sciences*. Volume XLII-3, 2018 ISPRS TC III Mid-term Symposium “Developments, Technologies and Applications in Remote Sensing”, 7–10 May, Beijing, China, 2018. Pp.829-834.

76. Tiquia-Arashiro, Applicability of API ZYM to Capture Seasonal and Spatial Variabilities in Lake and River Sediments / Drashti Patel, Renee Gismondi, Ali Alsaffar et al. *Environmental Technology*, April 2018, Pp. 1-14.
<https://doi.org/10.1080/09593330.2018.1468492>

До розділу 3

1. Великанов М.А. Гидрология суши. Ленинград: Гидрометеиздат, 1948. 530 с.

2. Нежиховский Р.А. Гидрологические расчеты и прогнозы при эксплуатации водохранилищ. Ленинград: Гидрометеиздат, 1976. 191 с.

3. Гушля А.В., Мезенцев В.С. Воднобалансовые исследования. Киев: Вища школа. Головное изд-во, 1982. 229 с.

4. Вуглинский В.С. Водные ресурсы и водный баланс крупных водохранилищ СССР. Ленинград: Гидрометеиздат, 1991. 224 с.

5. Михайлов В.Н., Добровольский А.Д. Общая Гидрология: учеб. для геогр. спец. Вузов. Москва: Высш. шк., 1991. 368 с.

6. Гопченко Є.Д, Гушля О.В. Гідрологія суші з основами водних меліорацій: навч. посібник. Київ: ІСЛЮ, 1994. 296 с.

7. Литовченко О.Ф. Інженерна гідрологія та регулювання стоку: підручник. Київ: Вища школа, 1999. 360 с.
8. Актуальні проблеми лиманів північно-західного Причорномор'я: колективна монографія/ Од. держ. еколог. ун-т; за ред. Ю.С. Тучковенка, Є.Д. Гопченка. Одеса: ТЕС, 2011. 223 с.
9. Водні ресурси та гідроекологічний стан Тилігульського лиману: монографія/ Од. держ. еколог. ун-т; за ред. Ю.С. Тучковенка, Н.С.Лободи. Одеса: ТЕС, 2014. 277 с.
10. Водний режим та гідроекологічні характеристики Куяльницького лиману: монографія/ Од. держ. еколог. ун-т; за ред. Н.С.Лободи, Є.Д. Гопченка. Одеса: ТЕС, 2016. 332 с.
11. Кузниченко С.Д. Водный и солевой режим системы озер Кугурлуй – Ялпуг в условиях их зарегулирования: дис. канд. геогр. наук: 11.00.07 / Одесса, 2005. 294 с.
12. Медведєва Ю.С. Водний та сольовий режими озера Китай: дис. канд. геогр. наук: 11.00.07/ Одеса, 2010.223 с.
13. Медведєва Ю.С., Гопченко Є.Д., Шакірманова Ж.Р.Водний і сольовий режими озера Китай: монографія/ ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2018. 136 с.
14. Обухов Є. В. Водне господарство України: підручник. Одеса: «Поліграф», 2009. 198с.
15. Тимченко В.М. Экологическая гидрология водоемов. Проект «Наукова книга», Киев: Наукова думка, 2006. 382 с.
16. Загальна гідрологія: підручник / В.К. Хільчевський, О.Г. Ободовський, В.В. Гребінь та ін. Київ: Видавничо-поліграфічний центр «Київський університет», 2008. 399 с.
17. Ющенко Ю.С. Загальна гідрологія: підручник. Чернівці: Чернівецький нац. ун-т, 2017. 591 с.
18. Руководство по гидрологическим прогнозам. Выпуск 1. Долгосрочные прогнозы элементов водного режима рек и водохранилищ. Ленинград: Гидрометеиздат, 1989. 356 с.
19. Шакірманова Ж.Р., Медведєва Ю.С., Янева М.Д. Розрахунок складових водного балансу озера Китай (за період 2008-2014 рр.). *Український гідрометеорологічний журнал*. 2015. №16. С.196-201.
<https://doi.org/10.31481/uhmj.16.2015.26>

20. Гопченко Є.Д., Медведєва Ю.С., Македонська Ю.А. Водний баланс системи оз. Ялпуг-Кугурлуй (в період 2006-2014 рр.). *Український гідрометеорологічний журнал*. 2015. №16. С.176-183.

<https://doi.org/10.31481/uhmj.16.2015.23>

21. Визначення складових водних балансів озера Катлабух / Гопченко Є.Д., Шакірзанова Ж.Р. Медведєва Ю.С. та ін. *Вісник ОДЕКУ*. 2016. Вип. 20. С.52-61.

22. Водний та сольовий баланси озера Катлабух за різних умов експлуатації водойми / Романова Є.О., Шакірзанова Ж.Р., Гопченко Є.Д. та ін. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2019. № 4(55). С. 23-40.

23. Frolov A. V., Vyruchalkina T. Yu., Sarkisyan S. G. Modeling Water and Salt Balance of Bol'shoe Yashaltinskoe Lake. *Water Resources*. 2018. Vol. 45, no. 3. Pp. 318–325.

24. Dynamics model to simulate water and salt balance of Bosten Lake in Xinjiang /Yusufujiang Rusuli, Lanhai Li, Sajjad Ahmad et al. China, *Environmental Earth Sciences*. 2015. Pp.2499–2510.

25. Nossent J., De Brabanter W., Bauwens W. Analysis of the water balance of Lake Victoria. Vrije Universiteit Brussel. *Hydrology and Hydraulic Engineering*. Brussels, Belgium, Geophysical Research Abstracts, Vol. 11. EGU EGU General Assembly 2009. Pp. 2009-9905,

26. Aldo I. Ramírez, Javier Aparicio Alfredo Ocón, Roberto Mejía-Zermeño Álvaro A. Aldama. Water balance of Chapala lake. Mexico. *Ingeniería hidráulica en México*, vol. XXI, núm. 1. enero-marzo de 2006. Pp. 5-16.

27. Water balance of Lake Victoria / Okongu J. R., Sewagudde S. M., Mngodo R. J. et al. Lake Victoria Environmental Management Project, 2018. Pp.25-41.

28. Restoring Water and Salt Balance of Qarun Lake / Mahmoud M. A. Elgamal, Kassem S. El-Alfy, Mohamed G. M. et al. Elhamrawy. *Fayoum. Mansoura University Faculty of Engineering Mansoura Engineering Journal*, Egypt. 2017. Vol.42. Pp.1-13.

29. Lichter J. Lake Michigan Beach-Ridge and Dune Development, Lake Level, and Variability in Regional Water Balance, *Quat.* 1995. Res. 44(2). Pp. 181–189.

30. Руководство по гидрологической практике. Сбор и обработка данных, анализ, прогнозирование и другие применения. Всемирная Метеорологическая Организация (ВМО - №168). Пятое изд., 1994. 844 с.

The springs of Lake Pátzcuaro: Chemistry, salt-balance, and implications for the water balance of the lake / James L. Bischoff, Isabel Israde-Alcantara, Victor H. Garduno-Monroy et al. *Applied Geochemistry*. 2004. 19. Pp. 1827–1835.

31. Izabela Chlost. Water balance of Lake Gardno. Department of Hydrology, Institute of Geography, University of Gdańsk, Bażyńskiego 4, 80-309 Gdańsk, *Limnol. Rev.*, Poland, 19, 1. 2019. Pp.15–23.

32. Elena Shevnina, Ekaterina Kourzeneva, Mohammad Nuruzzama. Water Balance and Thermal Regime of Lakes in Antarctic Oases. *Antarctica - A Key to Global Change*, 2018. Pp.1-15.

33. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Применение методов статистического моделирования при оценке изменений годового стока рек под влиянием орошения. *Метеорология и гидрология*. 1986. № 9. С. 79 - 84.

34. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 448 с.

35. Бабкин В.И., Вуглинский В.С. Водный баланс речных бассейнов. Ленинград: Гидрометеиздат, 1982. 191 с.

36. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С., Овчарук В.А. Гідрологічні розрахунки: підручник. Одеськ. держ. еколог. ун-т, Одеса: ТЕС, 2014. 484 с.

37. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Водные ресурсы Северо-Западного Причерноморья (в естественных и нарушенных антропогенной деятельностью условиях): монография. Київ: КНТ, 2005. 192 с.

38. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: монография. Одеса: Экология, 2005. 208 с.

39. 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.116-127.

40. Лобода Н.С., Сербова З.Ф., Божок Ю.В. Вплив змін клімату на водні ресурси України у сучасних та майбутніх умовах (за сценарієм глобального потепління А1В). *Український гідрометеорологічний журнал*. 2014. № 15, С.149-159.

41. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Вплив змін клімату на водні ресурси водозбору Куяльницького лиману у сценарних кліматичних умовах. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2015. № 16. С.189-195.

<https://doi.org/10.31481/uhmj.16.2015.25>

42. Лобода Н.С., Куза А.М., Козлов О.М. Оцінка можливих змін водних ресурсів річок водозбору Куяльницького лиману на початку XXI сторіччя (2021-2050 pp.) за моделями кліматичного сценарію RCP4.5. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2019. № 23. С.42-53.

<https://doi.org/10.31481/uhmj.23.2019.05>

43. Мезенцев В.С. Расчеты водного баланса. Омск, 1976. 86 с.

44. Determinarea caracteristicilor hidrologice pentru conditiile Republicii Moldova CP D.01.05-2012. Ministerul Dezvoltarii si constructiilor al Republicii Moldova, Chisinau, 2012.

45. Judith C. Stagl, Fred F. Hattermann. Impacts of Climate Change on the Hydrological Regime of the Danube River and Its Tributaries Using an Ensemble of Climate Scenarios. *Water*. 2015. 7. 6139-6172. doi:10.3390/w7116139.

46. Krysanova V., Wechsung F., Hattermann F.F. Development of the ecohydrological model SWIM for regional impact studies and vulnerability assessment. *Hydrol. Process*. 2005. 19. Pp. 763–783.

47. Assessment of climate change impacts on water resources in three representative Ukrainian catchments using eco-hydrological modeling / Didovets I., Lobanova A., Bronstert A. et al. *Water* (Switzerland). 2017. № 9(3), 204 p. DOI:10.3390/w9030204.

48. Model-Supported impact assessment for the water sector in Central Germany under climate change - A case study / Hattermann F.F., Weiland M., Huang et al. *Water Resour. Manag*. 2011, 25. Pp. 3113–3134.

49. Андреянов В.Г. Внутригодовое распределение речного стока (Основные закономерности и их использование в гидрологических и водохозяйственных расчетах) / под редакцией д-ра техн. наук, проф. Д.Л. Соколовского. Ленинград: Гидрометеиздат, 1960. 328 с.

50. Ресурсы поверхностных вод СССР. Описание рек и озера и расчеты основных характеристик их режима. Т. 6. Украина и Молдавия. Вып. 1. Западная Украина и Молдавия / под ред. М.С. Каганера. Ленинград: Гидрометеиздат, 1978. 491 с.

51. Морозов П.Н. Подземный сток и методы его определения: конспект лекций. Ленинград: Гидрометеиздат, 1975. 60 с.

52. United States Geological Survey (USGS). Groundwater depletion. 2013. USGS. January 4, 2014.
53. Water Quality Monitoring and Management. Daoliang Li Shuangyin Liu 12th October 2018. 368 p.
54. Groundwater and Surface Water Interaction at the Regional-scale – A Review with Focus on Regional Integrated Models. Roland Barthel, Stefan Banzhaf. Published: 4 November 2015.
55. Understanding Climate Change Impacts on Crop Productivity and Water Balance. S. Jalota B. B. Vashisht Sandeep Sharma Samanpreet Kaur. 21st February 2018. Pp.234.
56. Evaluation of the influence of meteorological factors on the aeration zone and the groundwater regime using Gis and Mike Sheimitating models. Research Institute of Irrigation and Water Problems. Muradov Navruz, 2016. p.191-193.
57. Foster S., Lawrence A., Morris B. Groundwater in urban development – assessing management needs and formulating policy strategies. *World Bank Technical Paper* 390. 55 p. (Washington DC-USA).
58. Lerner D. N., Issar A., Simmers I. Groundwater recharge : a guide to understanding and estimating natural recharge. *IAH International Contributions to Hydrogeology*. 2010. 8 (Heise, Hannover, FR Germany) Pp.254-268.
59. A modified Thornthwaite-Mather Soil-Water-Balance code for estimating groundwater recharge/ Westenbroek S.M., Kelson V.A., Dripps et al. SWB. U.S. *Geological Survey Techniques and Methods* 6-A31. Reston, Virginia: USGS. 2010.
60. Бѣгани А.Н. Пути генетического определения нормы стока. *Научный ежегодник ОГУ*. Одесса, 1957. 125 с.
61. Вопросы изучения подземного стока в реки / под ред. Чеботарева А. И. *Труды ГГИ*. 1964. вып. 114. 180 с.
62. Куделин Б.И. Принципы региональной оценки природных ресурсов подземных вод. Москва: вид. МДУ, 1960. 344 с.
63. Сорокин В.Г. Средний многолетний сток орошаемых районов юга Европейской территории Советского Союза. *Метеорология, климатология и гидрология*. 1974. С. 121-129.
64. Исследования подземного стока / под ред. Попова О. В. *Труды ГГИ*. 1972. вып. 188. 319 с.

65. Рождественский А. В., Лобанова А. Г. Приведение рядов речного стока к длительному периоду методом множественной корреляции. *Труды ГГИ*. 1968. вып. 163. С. 9–18.
66. Лобода Н.С., Шаменкова О.И. Обоснование методики расчета подземного стока рек Молдовы и юго-западной Украины на базе метода главных компонент. *Метеорологія, кліматологія та гідрологія*. 2001. Вып. 44. С. 187-191.
67. Школьний Є.П., Лосєва І.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: навчальний підручник. Київ: Міносвіти України, 1999. 600 с.
68. Лобода Н.С. Методи статистичного аналізу у гідрологічних розрахунках і прогнозах: навчальний посібник. Одеса: Екологія, 2010. 184с.
69. Лобода Н.С. Восстановление рядов естественного годового стока на основе разложения его полей по естественным ортогональным функциям (на примере юго-западной части Украины и Молдовы). *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*: Науковий збірник. Київ: Ніка-Центр, 2001. т.2. С.246-253.
70. Зайков Б.Д. Очерки по озероведению. Ч. 2. Ленинград: Гидрометеиздат, 1960. 240 с.
71. Константинов А.Р. Испарение в природе. Ленинград: Гидрометеиздат, 1968. 532 с.
72. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 6. Украина и Молдавия. Вып. 1. Западная Украина и Молдавия / под ред. М.С. Каганера. Ленинград: Гидрометеиздат, 1969. 884 с.
73. Каганер М.С., Дюкель Н.Г. Испарение с водной поверхности на территории Украины и Молдавии *Труды. УКРНИИГМИ*. 1966. Вып. 64. С. 155-180.
74. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. Ленинград: Гидрометиздат, 1969. 83 с.
75. Материалы Межведомственного совещания по проблемам изучения и обоснования методов расчета испарения с водной поверхности и суши (3 – 7 августа 1965 г.). Валдай, 1966. 376 с.
76. Материалы Межведомственного совещания по проблемам изучения испарения с водной поверхности (6 – 8 августа 1968 г.). Ленинград, 1969. 311с.

77. Лалыкин Н.В., Ревера О.З. Гидрологические и водохозяйственные расчеты. Издательское объединение «Вища школа», 1973. 200 с.
78. Розенгурт М.Ш. Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов. Київ: Наук. думка, 1974. 225 с.
79. Одрова Т.В. Гидрофизика водоемов суши. Ленинград: Гидрометеиздат, 1979. 312 с.
80. Данута Данеляка. Определение испарения с поверхности суши в условиях антропогенного воздействия: дис. кандидата геогр. наук: 11.00.07/ Одесса, 1989. 253 с.
81. World Meteorological Organization. Problems of Evaporation Assessment in the Water Balance (C. E. Hounam). WMO/IHD Report No. 13, 1971. WMO–No. 285, Geneva.
82. World Meteorological Organization. Casebook on Operational Assessment of Areal Evaporation. *Operational Hydrology Report*. 1985. No. 22, WMO–No. 635, Geneva.
83. Методические указания «Расчет суммарного испарения с речного водосбора». Одесса: ОГМИ, 1990. 35с.
84. Шерешевський А.І., Синицька Л.К. Оцінка змін випаровування з водної поверхні на території України. *Наук праці УкрНДГМІ*. Київ, 2000. Вип. 248. С. 67-75.
85. Шерешевський А.І., Синицька Л.К. Розрахункове випаровування з водної поверхні на території України. *Наук. праці УкрНДГМІ*. 2003, Вип.252. С. 11-25.
86. Обухов Є.В., Корягіна О.С., Корецький Є.П. Узагальнена оцінка випаровування з Каховського Водосховища. Одеса, 2012. 130 с.
87. Гриб О.М. Оцінка випаровування з водної поверхні в районі Тилігульського лиману. *Вісник Одеського державного екологічного університету*. 2014. Вип.17. С.173-184.
88. Константинов А.Р., Кисленко А.А. Экспериментальные исследования точности измерения жидких осадков различными приборами. *ТрудыГГО*. 1965. вып.75.
89. Черенкова Е.А., Шумова Н.А. Испаряемость в количественных показателях климата. *Аридные экосистемы*. 2007. № 13. С. 55-65.
90. Иванов Н.Н. Ландшафтно-климатические зоны земного шара. Зап. Всесоюз. географ. общ-ва: нов. сер. 1948. Т. 1. 223 с.

91. Erik Karlsson, Lionel Pomade. Methods of estimating potential and actual evaporation. Department of Water Resources Engineering, Pp.2-11.

92. Степаненко С.Н., Волошин В.Г., Курьшина В.Ю. Энергобалансовая модель приземного слоя атмосферы. *Украинский гидрометеорологический журнал*. 2011. № 9. С. 38-59.

93. Волошин В.Г., Степаненко С.М., Шакирзанова Ж.Р., Куришина В.Ю. Застосування енергобалансової моделі приземного шару для розрахунку випаровування з водних об'єктів. Вісник Харківського національного університету імені В.Н.Каразіна, серія «Геологія. Географія. Екологія». 2020. Вип.53. С. 104-113.

94. Кулібабін О.Г., Шакирзанова Ж.Р., Романова Є.О. Еколого – економічні проблеми раціонального використання природних ресурсів Придунайських озер (на прикладі озера Катлабух). *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2017.Т.2. С. 61-67.

95. Романова Є.О., Шакирзанова Ж.Р. Гидролого-экологические проблемы использования природных ресурсов Придунайских озер Украины. *Международная конференция «Современные проблемы географии и геологии» (посвящена 100-летию Ереванского государственного университета)* 27-29 сентября 2018 г., Ереван, Армения. С. 313-318.

96. Кулібабін О.Г., Шакирзанова Ж.Р., Романова Є.О. Еколого – економічні проблеми раціонального використання природних ресурсів Придунайських озер (на прикладі озера Катлабух). *Тези доповідей Першого Всеукраїнського гідрометеорологічного з'їзду з міжнародною участю*. Одеса: ОДЕКУ, 2017. С. 144-145.

97. Романова Є.О., Шакирзанова Ж.Р. Методичні основи визначення складових водних балансів озера Катлабух. *III Міжнародна наукова конференція молодих вчених «Сучасна гідрометеорологія: Актуальні проблеми та шляхи їх вирішення»* 21-23 березня 2018 р., ОДЕКУ, Одеса 2018. С.131 – 132.

98. Романова Є.О., Шакирзанова Ж.Р. Методи визначення складових водного та сольового балансів озера Катлабух. *VII Всеукраїнська наукова конференція “Проблеми гідрології,гідрохімії, гідроекології”, присвячена 100-річчю від дня заснування Національної академії наук України* (13-14 листопада 2018 р., м. Київ). Тези доповідей. Київ: Ніка-Центр, 2018. С. 70-71.

99. Романова С.О. Науково-методичні підходи до визначення складових водних балансів (на прикладі озера Катлабух). *Матеріали конференції молодих вчених ОДЕКУ*. Одеса, 6-10 травня, 2019. С.152-153.
100. Бочков А.П. Составление водних балансов речных бассейнов за конкретные интервалы времени. *Труды ГГИ*. 1974. вып. 217, С. 3-44.
101. Швер Ц.А. Атмосферные осадки на территории СССР. Ленинград: Гидрометеиздат, 1978. 302 с.
102. Крицкий С.Н., Менкель М.Ф. О некоторых приемах статистического анализа гидрологических рядов. *Труды ГГИ*. 1968. Вып.143. С. 110 – 133.
103. Сикан А.В. Методы статистической обработки гидрометеорологической информации. Санкт -Петербург, 2007. 278 с.
104. Рождественский А.В., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии. Ленинград: Гидрометеиздат, 1974. 423 с.
105. Божок Ю.В., Лобода Н.С. Роль кліматичних чинників у формуванні стоку річок Північно-Західного Причорномор'я в умовах глобального потепління. *Матеріали Всеукраїнської конференції молодих вчених «Метеорологія, гідрологія, моніторинг довкілля в контексті екологічних викликів сьогодення»* 16-17 листопада 2016 р. Ніка-Центр, 2016. С. 10-12.
106. Божок Ю.В., Лобода Н.С. Оцінка впливу посух на характеристики меженного стоку річки Савранка. *Вісник Одеського державного екологічного університету*. Одеса: Екологія, 2014. Вип. 18. С. 119-126.
107. Моделювання зміни гідроекологічних умов в лиманах північно-західного Причорномор'я в контексті змін клімату у ХХІ столітті на прикладі Тилігульського лиману: звіт з НДР проміжний. Од. держ. еколог. ун-т. Одеса, 2015. 232 с.
108. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ланшафтно-гідрологічний аналіз): монографія. Київ: Ніка-Центр, 2010. 316 с.
109. Ботьбот Г.В., Гребінь В.В. Аналіз сучасних тенденцій у коливаннях мінімального стоку річок басейну Сіверського Дінця. «Перспективи гідроекологічних досліджень в контексті проблем довкілля та соціальних викликів». *Збірник матеріалів VIII з'їзду Гідроекологічного товариства України, присвяченого 110-річчю заснування Дніпровської біологічної станції*, 6-8 листопада, Київ, 2019. С. 239-241.

110. Ботьбот Г.В., Гребінь В.В. Багаторічна динаміка та сучасні тенденції коливань характеристик стоку річок басейну Сіверського Дінця. *XIII International Scientific Conference "Monitoring of Geological Processes and Ecological Condition of the Environment"* 12–15 November 2019, Kyiv, Ukraine. С.85-89.
111. Ботьбот Г. В. Оцінка багаторічних коливань мінімальних витрат води річок басейну Сіверського Дінця. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2019. № 3 (54). С. 31-33.
112. Горбачова Л.О. Сучасний внутрішньорічний розподіл водного стоку річок України. *Український географічний журнал*. 2015. №3. С. 16-23.
113. Справочник по водным ресурсам / под. ред. С74 Б.И. Стрельца. Киев: Урожай, 1987. 304 с.
114. Правила експлуатації озера Катлабух / Південний науковий центр академії АН України. Регіональний науковий центр з водних проблем «Фобіус», 2000 р.
115. Модель водно-солевого режиму і якості води в озері Ялпуг-Кугурлуй (в рамках науково-технічного проекту «Tasic»), Одеса, 2002.
116. Бефани А.Н. Основные положения теории речного стока. *Труды ОГМИ*. 1958. вып. 12. С. 99-164.
117. Шаменкова О.И. Оценка нормы грунтового питания рек бассейна Придунайских озер по генетическому методу. *Метеорология, климатология и гидрология*. 2001. В.2. С. 257-262.
118. Орошение земель в Болградском районе на площади 5000 га с забором воды из озера Катлабух, ш.90275. 1990.
119. Лобода Н.С. Применение методов многомерного статистического анализа при оценке водных ресурсов Дунай-Днестровского междуречья по материалам наблюдений. *Метеорология, климатология и гидрология*. 1998. № 35. С. 293-307.
120. Проект предельно-допустимых сбросов дренажно-сбросных вод. ш.93050. Часть 3. Суворовское управление оросительных систем.
121. Клибашев К.П., Горошков И.Ф. Гидрологические расчеты. 2-ое издание, переработанное и дополненное. Ленинград: Гидрометеиздат, 1970. 460 с.
122. Кулібабін О. Г. Екологічні основи меліоративного проектування : підручник. Одеса, 2006. 103 с.

123. Викулина З.А. Водный баланс озер и водохранилищ Советского Союза / под ред. В.В. Куприянова. Ленинград: Гидрометеиздат, 1979. 176 с.

124. Шакірзанова Ж.Р. Довгострокове прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок та естуаріїв території України: монографія. Одеса: ФОП Бондаренко М.О., 2015. 252 с.

125. Шакірзанова Ж.Р., Медведева Ю.С. Методика щорічного прогнозування наповнення озер українського Придунав'я в період весняного водопілля. *Вісник ХНУ імені В.Н.Каразіна*. 2015. № 1147, Серія Екологія, вип. 12. С. 9-13.

126. Розрахункові характеристики максимального стоку весняного водопілля річок півдня України / Шакірзанова Ж.Р., Докус А.О., Романова Е.О. та ін. *Науковий вісник Херсонського державного університету*. Серія «Географічні науки». 2018. № 9. С. 182-193.

127. Шакірзанова Ж.Р. Обґрунтування методики довгострокових прогнозів максимального стоку весняного водопілля при недостатній кількості або відсутності гідрометеорологічних спостережень. *Науковий вісник Чернівецького університету: збірник наукових праць*. Чернівці: Чернівецький нац. ун-т, 2014. Вип.724-725 : Географія. С.106-111.

До розділу 4

1. Directive 2006/118/EC of the European Parliament and of the Council of 12 December 2006 on the protection of groundwater against pollution and deterioration. URL: <http://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/?uri=celex:32006L0118> (Accessed: 31 March 2020).

2. Directive 2008/105/EC of the European Parliament and of the Council of 16 December 2008 on environmental quality standards in the field of water policy, amending and subsequently repealing Council Directives 82/176/EEC, 83/513/EEC, 84/156/EEC, 84/491/EEC, 86/280/EEC and amending Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council. URL: <http://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/?uri=celex:32008L0105> (Accessed: 31 March 2020).

3. Mykola Yatsiuk, Yurii Nabyvanets, Nataliia Osadcha. Adaptation of Ukrainian water resource assessment to European legislation. *Meteorology Hydrology and Water Management*. 2017. Pp. 37-45.

4. Dynamics of changes in surface water quality indicators of the Western Bug River basin within Ukraine using GIS technologies / Igor Gopchak, Tetiana Basiuk, Ihor Bialyk et al. *Journal of Water and Land Development*. 2019. No. 42 (VII-IX). Pp.67-75. DOI: 10.2478/jwld-2019-0046

5. Алекин О. А. Основы гидрохимии. Ленинград: Гидрометеорологическое издательство, 1970. 444 с.

6. Горев Л.М., Пелешенко В.І., Хільчевський В.К. Гідрохімія України : підручник. Київ : Вища школа, 1995. 307 с.

7. Пелешенко В.І., Хільчевський В.К. Загальна гідрохімія. Київ : Либідь, 1997. 382 с.

8. Хільчевський В.К., Осадчий В.І., Курило С.М. Основы гідрохімії : підручник. Київ : Ніка-Центр, 2012. 312 с.

9. Процеси формування хімічного складу поверхневих вод / Осадчий В.І. та ін. Київ: Ніка-Центр, 2013. 240 с.

10. Хільчевський В.К., Осадчий В.І., Курило С.М. Регіональна гідрохімія України: підручник. ВПЦ "Київський університет", 2019. 343 с.

11. Шакірзанова Ж.Р., Кічук Н.С. Гідрохімія річок і водойм України: навчальний посібник. Одеса, 2019. 124 с.

12. Осадчий В.І. Ресурси та якість поверхневих вод України в умовах антропогенного навантаження та кліматичних змін. За матеріалами наукової доповіді на засіданні Президії НАН України 31 травня 2017 року. ISSN 1027-3239. Вісник НАН України, № 8. 2017. С.29 – 45.

13. Гопченко Є.Д, Гушля О.В. Гідрологія суші з основами водних меліорацій: навч. посібник. Київ: ІСЛЮ, 1994. 296 с.

14. Видение дельты Дуная, Украина. Отчет по Программе WWF по восстановлению водно-болотных угодий// Офіс Дунай-Карпатской программы WWF в Вене; Одесский проектный офис WWF в Украине в сотрудничестве с WWF Нидерландов; Лаборатория менеджмента ветландов (Мелитопольский государственный педагогический университет). 2001-2002 гг. 70 с.

15. Правила експлуатації озера Катлабух /Південний науковий центр академії АН України; Регіональний науковий центр з водних проблем «Фобіус». Одеса, 2000. 74 с.

16. Ресурсы поверхностных вод СССР. Описание рек и озер и расчеты основных характеристик их режима. Т. 6. «Украина и Молдавия», вып. 1, Западная Украина и Молдавия (без бассейна р.Днестр) / под ред. М.С. Каганера. Ленинград: Гидрометеоздат, 1978. 491 с.

17. Гидрология дельты Дуная / под ред. В.Н. Михайлова. Москва: ГЕОС, 2004. 448 с.
18. Тимченко В.М. Экологическая гидрология водоемов Украины. Київ: Наукова думка, 2006. 383 с.
19. Требования к качеству воды для орошения. Москва, 1990. 75 с.
20. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 6. Украина и Молдавия. Вып. 1. Западная Украина и Молдавия / под ред. М.С. Каганера. Ленинград: Гидрометеиздат, 1969. 884 с.
21. Паспорт р. Большой Катлабух / Украинский южный государственный проектно-изыскательный институт «Укрюжгипроводхоз». 1994. 98 с.
22. Паспорт р. Еника / Украинский южный государственный проектно-изыскательный институт «Укрюжгипроводхоз». 1994. 90 с.
23. Паспорт р. Ташбунар / Украинский южный государственный проектно-изыскательный институт «Укрюжгипроводхоз». 1994. 91 с.
24. Кузниченко С.Д. Водный и солевой режим системы озер Кугурлуй – Ялпуг в условиях их зарегулирования: дис. канд. геогр. наук: 11.00.07. Одесса, 2005. 294 с.
25. Khilchevskiy I V.K., Kurylo I S.M., Sherstyuk N.P. Chemical composition of different types of natural waters in Ukraine. *Journ. Geol. Geograph. Geoecology*. 2018, 27(1). Pp. 68-80.
26. Осадчий В.І Гідрохімічний довідник: Поверхневі води України. Гідрохімічні розрахунки. Методи аналізу. Київ : Ніка-Центр, 2008. 656 с.
27. Гопченко Е.Д., Кузниченко С.Д. Изменчивость характеристик водного и гидрохимического режимов р. Дунай у г. Рени. *Метеорологія, кліматологія та гідрологія*. 2004. Вип.48. с.376-386.
28. Хільчевский В.К. Водопостачання і водовідведення. Гідрологічні аспекти. ВЦ: Київський університет, 1999. 319 с.
29. КНД 211.1.1.106-2003.
30. Михайлов В.Н., Добровольский А.Д. Общая Гидрология: учеб. для геогр. спец. Вузов. Москва: Высш. шк., 1991. 368 с.
31. Гопченко Є.Д, Гушля О.В. Гідрологія суші з основами водних меліорацій: навч. посібник. Київ: ІСЛЮ, 1994. 296 с.
32. Актуальні проблеми лиманів північно-західного Причорномор'я: Колективна монографія/ Од. держ. еколог. ун-т; за ред. Ю.С. Тучковенка, Є.Д. Гопченка. Одеса: ТЕС, 2011. 223 с.

33. Водні ресурси та гідроекологічний стан Тилігульського лиману: монографія/ Од. держ. еколог. ун-т; за ред. Ю.С. Тучковенка, Н.С. Лободи. Одеса: ТЕС, 2014. 277 с.
34. Водний режим та гідроекологічні характеристики Куяльницького лиману: монографія/ Од. держ. еколог. ун-т; за ред. Н.С.Лободи, Є.Д. Гопченка. Одеса: ТЕС, 2016. 332 с.
35. Розенгурт М.Ш. Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов. Київ: Наук. думка, 1974. 225 с.
36. Медведева Ю.С. Водний та сольовий режими озера Китай: дис. канд. геогр. наук: 11.00.07. Одеса, 2010.223 с.
37. Restoring Water and Salt Balance of Qarun Lake / Mahmoud M. A. Elgamal, Kassem S. El-Alfy et al. *Mansoura University Faculty of Engineering Mansoura Engineering Journal*. Egypt. 2017, vol.42, Pp.1-13.
38. Hibbs BJ. Factors in developing salt balances in groundwater basins. *Int J Hydro*. 2018;2(2):Pp.231–238.
39. The springs of Lake Pátzcuaro: Chemistry, salt-balance, and implications for the water balance of the lake / James L. Bischoff, Isabel Israde-Alcantara, Victor H. Garduno-Monroy et al. *Applied Geochemistry*. 2004.19. Pp. 1827–1835.
40. Frolov A. V., Vyruchalkina T. Yu, Sarkisyan S. G. Modeling Water and Salt Balance of Bol'shoe Yashaltinskoe Lake. *Water Resources*. 2018, Vol. 45, No. 3, Pp. 318–325.
41. Dynamics model to simulate water and salt balance of Bosten Lake in Xinjiang / Yusufjiang Rusuli, Lanhai Li, Sajjad Ahmad et al. China, *Environmental Earth Sciences*. 2015. Pp.2499–2510.
42. On the salt balance of Tampa Bay / Jun Zhu, Robert H. Weisberg, Lianyuan Zheng et al. *Continental Shelf Research*, 2015. Pp. 115-131.
43. Медведева Ю.С., Гопченко Є. Д., Шакірзанова Ж.Р. Водний і сольовий режими озера Китай: ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2018. 136 с.
44. Водний та сольовий баланси озера Катлабух за різних умов експлуатації водойми / Романова Є.О., Шакірзанова Ж.Р., Гопченко Є.Д. та ін. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2019. № 4(55). С. 23-40.
45. Yelyzaveta Romanova, Zhannetta Shakirzanova, Yuliya Medvedeva. The possible ways of rational use the Katlabuh lake's water resources on the base of water-salt balance. *XXVIII conference of the Danubian countries on hydrological forecasting and hydrological bases of water management*. Kyiv, Ukraine, November 6-8, 2019. Pp.12.

46. Романова Є.О., Шакірзанова Ж.Р. Методи визначення складових водного та сольового балансів озера Катлабух. *VII Всеукраїнська наукова конференція "Проблеми гідрології, гідрохімії, гідроекології"*, присвячена 100-річчю від дня заснування Національної академії наук України (13-14 листопада 2018 р., м. Київ). Тези доповідей. Київ: Ніка-Центр, 2018. С. 70-71.

47. Осадчий В.І. Гідрохімічний довідник: Поверхневі води України. Гідрохімічні розрахунки. Методи аналізу. Київ : Ніка-Центр, 2008. 656 с.

48. Процеси формування хімічного складу поверхневих вод / Осадчий В.І., Набиванець Б.Й., Осадча Н.М. та ін. Київ: Ніка-Центр, 2013. 240 с.

49. Юрасов С.М., Сафранов Т.А., Чугай А.В. Оцінка якості природних вод : навч. посіб. Одеса : Екологія, 2012. 168 с.

50. Формування гідрохімічного режиму та оцінка якості води у Придунайських озерах / Кічук Н.С., Шакірзанова Ж.Р., Медведєва Ю.С. та ін. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2016. Т. 3(42). С. 56-63.

51. Справочник по гидрохимии. Под редакцией д-ра геол.-минер. наук. А.М. Никанорова. Ленинград: Гидрометеиздат, 1989. 392 с.

52. Модель водно-солевого режима и качества воды в озере Ялпуг-Кугурлуй (в рамках научно-технического проекта «Tasıc»), Одесса, 2002.

53. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ланшафтно-гідрологічний аналіз): монографія. Київ: Ніка-Центр, 2010. 316 с.

54. Лобода Н.С., Куза А.М., Козлов О.М. Оцінка можливих змін водних ресурсів річок водозбору Куяльницького лиману на початку ХХІ сторіччя (2021-2050 рр.) за моделями кліматичного сценарію RCP4.5. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2019. № 23. С.42-53.
<https://doi.org/10.31481/uhmj.23.2019.05>

55. Кліматичні зміни та їх вплив на сфери економіки України: монографія / колектив авт.: С.М. Степаненко, А.М. Польовий, Н.С. Лобода та ін.; за ред. С.М. Степаненка, А.М. Польового. Одеса: Вид «ГЕС», 2015. 520 с.

56. Лобода Н.С., Сербова З.Ф., Божок Ю.В. Вплив змін клімату на водні ресурси України у сучасних та майбутніх умовах (за сценарієм глобального потепління А1В). *Український гідрометеорологічний журнал*. 2014. № 15. С.149-159.

57. Ліхачов К.Д., Романова Є.О., Шакірманова Ж.Р. Розробка програмного комплексу для розрахунку водного і сольового балансів озера Катлабух. *Матеріали доповідей VI Міжнародної науково-практичної конференції «Інформаційні технології та взаємодії»*, 20 грудня 2019 р. м.Київ. С. 145-150.

До розділу 5

1. Актуальні проблеми лиманів північно-західного Причорномор'я: колективна монографія/ Од. держ. еколог. ун-т; за ред. Ю.С. Тучковенка, Є.Д. Гопченка. Одеса: ТЕС, 2011. 223 с.

2. Водні ресурси та гідроекологічний стан Тилігульського лиману: монографія/ Од. держ. еколог. ун-т; за ред. Ю.С. Тучковенка, Н.С. Лободи. Одеса: ТЕС, 2014. 277 с.

3. Водний режим та гідроекологічні характеристики Куяльницького лиману: монографія/ Од. держ. еколог. ун-т; за ред. Н.С. Лободи, Є.Д. Гопченка. Одеса: ТЕС, 2016. 332 с.

4. Кузниченко С.Д. Водный и солевой режим системы озер Кугурлуй – Ялпуг в условиях их зарегулирования: дис. канд. геогр. наук: 11.00.07. Одесса, 2005. 294 с.

5. Медведєва Ю.С., Гопченко Є.Д., Шакірманова Ж.Р. Водний і сольовий режими озера Китай : монографія; ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2018. 136 с.

6. Кушнір Д.В., Тучковенко Ю.С. Моделювання впливу водообміну з морем на мінливість гідрологічних характеристик Тилігульського лиману. *Наукові записки Тернопільського національного педагогічного університету ім. Володимира Гнатюка. Серія: Біологія. Спеціальний випуск. Гідроекологія*. 2015. № 3-4 (64). С. 384-388.

7. Тучковенко Ю.С., Кушнір Д.В. Результати чисельного моделювання внутрішньорічної мінливості характеристик гідрологічного режиму Куяльницького лиману. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2016. №17. С. 137-149.

8. Dynamics model to simulate water and salt balance of Bosten Lake in Xinjiang / Yusufujiang Rusuli, Lanhai Li, Sajjad Ahmad et al. China, *Environmental Earth Sciences*. 2015. Pp.2499–2510.

9. Modelling the water balance of Lake Victoria (East Africa). / InneVanderkelen, Nicole P. M. van Lipzig et al. Part 2: *Future projections*, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 2018. 22. Pp.5527–5549.

10. Restoring Water and Salt Balance of Qarun Lake / Mahmoud M. A. Elgamal, Kassem S. El-Alfy, Mohamed G. M. Abdallah et al. Fayoum, Mansoura University Faculty of Engineering. *Mansoura Engineering Journal*, Egypt, 2017. vol.42. Pp.1-13.

11. Водний та сольовий баланси озера Катлабух за різних умов експлуатації водойми / Романова С.О., Шакірзанова Ж.Р., Гопченко С.Д. та ін. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2019. № 4(55). С. 23-40.

12. Правила експлуатації озера Катлабух / Південний науковий центр академії АН України. Регіональний науковий центр з водних проблем «Фобіус». Одеса, 2000. 74 с.

13. Кліматичні зміни та їх вплив на сфери економіки України: монографія / колектив авт.: С.М. Степаненко, А.М. Польовий, Н.С. Лобода та ін.; за ред. С.М. Степаненка, А.М. Польового. Одеса: Вид «ТЕС», 2015. 520 с.

14. Кліматичні ризики функціонування галузей економіки України в умовах змін клімату: монографія / за ред. С.М. Степаненка, А.М. Польового; Одеський державний екологічний університет. Одеса: ТЕС, 2018. 548 с.

15. Регіональні зміни клімату України: Методичні вказівки до навчального курсу для студентів географічного факультету спеціальності «Метеорологія та кліматологія» / укл. Л.В. Паламарчук, С. В. Краковська. Київ: Принт-Сервіс. 2018. 90 с.

16. Лобода Н.С., Сербова З.Ф., Божок Ю.В. Вплив змін клімату на водні ресурси України у сучасних та майбутніх умовах (за сценарієм глобального потепління А1В). *Український гідрометеорологічний журнал*. 2014. № 15. С.149-159.

17. Лобода Н.С. Влияние изменений климата на водные ресурсы Украины (моделирование и прогнозы по данным климатических сценариев). В кн. Глобальные и региональные изменения климата. Киев: Ника-Центр. 2011. С. 340-351.

18. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ланшафтно-гідрологічний аналіз). Київ: Ніка-Центр, 2010. 316 с.

19. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Водные ресурсы северо-Западного Причерноморья (в естественных и нарушенных антропогенной деятельностью условиях): монография. Київ: КНТ, 2005. 192 с.

20. Лобода Н.С. Расчеты и обобщения характеристик годового стока рек Украины в условиях антропогенного влияния: монография. Одеса: Экология, 2005. 208 с.

21. Мезенцев В.С. Расчеты водного баланса. Омск, 1976. 86 с.

22. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Вплив змін клімату на водні ресурси водозбору Куяльницького лиману у сценарних кліматичних умовах. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2015. № 16. С.189-195. <https://doi.org/10.31481/uhmj.16.2015.25>

23. Лобода Н.С., Куза А.М., Козлов О.М. Оцінка можливих змін водних ресурсів річок водозбору Куяльницького лиману на початку XXI сторіччя (2021-2050 рр.) за моделями кліматичного сценарію RCP4.5. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2019. № 23. С.42-53. <https://doi.org/10.31481/uhmj.23.2019.05>

24. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Оцінка водних ресурсів річок басейну Тилігульського лиману в умовах змін глобального клімату. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2014. Т.1 (32). С.32-40.

25. Лобода Н.С., Божок Ю.В. Оцінка змін водних ресурсів річки Дунай у XXI сторіччі за сценарієм А1В з використанням моделі “КЛІМАТ-СТІК”. *Український гідрометеорологічний журнал*. 2016. № 18. С.112-120. <https://doi.org/10.31481/uhmj.18.2016.13>

АНОТАЦІЯ

Актуальність роботи пов'язана із дослідженням водного і сольового режимів придунайського озера Катлабух, яке є одним з джерел водопостачання у південному регіоні України. При цьому гідрологічний режим озера маловивчений, а деякі компоненти водного і сольового балансу не мають систематичних спостережень, що потребує розробки методів їх оцінки та визначення. В останні десятиріччя водообмін води в озері, як штучно регульованої водойми, погіршився, що призвело до критичного зниження рівнів води та підвищення мінералізації води у ньому. Це стало причиною, що обмежує використання вод озера для водогосподарських потреб та питного водопостачання. Тому, важливим завданням є відновлення та раціональне використання природних ресурсів озера Катлабух, покращуючи його гідрологічний та гідрохімічний режими у взаємодії природних і антропогенних чинників та в умовах сучасних і майбутніх коливань клімату, розробка рекомендацій до покращення умов функціонування водойми.

При дослідженні природних умов придунайського регіону України, зокрема, басейну озера Катлабух виявлено, що формування підвищеної мінералізації озера і, особливо, річок, які його живлять (до 6,0-7,5 г/дм³) обумовлено високою мінералізацією ґрунтових вод (від 0,3 до 8,4 г/дм³), розповсюдженням хлоридно-сульфатних солончакових ґрунтів і солончаків.

У кліматичному відношенні досліджувана територія характеризується помірно-континентальним кліматом з недостатнім зволоженням. Річна кількість опадів (за період 1961-2020 рр.) на м/ст Болград і Ізмаїл становить 487 мм і 454 мм (відповідно), а більша їх маса (від 64-66% річної суми) припадає на теплий період (IV-X). Середньорічні

значення температур повітря (1961-2020 рр.) на цих станціях становлять 10,9 °С і 11,1 °С і є вищими на 0,6 і 0,5 °С за стандартну кліматичну норму.

Аналіз даних спостережень за температурою повітря та опадами по метеорологічних станціях Болград і Ізмаїл у цілому підтверджує наявні дані про сучасне потепління клімату - підвищення річних температур повітря за період 1991-2020 рр. в середньому становить 1,0 °С відносно стандартної кліматичної норми. Спостерігається синхронність ходу річних сум опадів, а часові їх тренди є незначущими. Що стосується величин випаровування з водної поверхні (м/ст Болград), які є витратною складовою водних балансів водойм, при середньобаторічній (за період 1960-2020 рр.) величині випаровування за рік 819 мм, вони мають тенденцію до зростання, особливо в період з 2012 р.

Дослідження водного режиму озера Катлабух, його річок і р. Дунай показали, що вони мають багаторічні тенденції і сезонні коливання, а для озера Катлабух – й регулюючий вплив гідротехнічних споруд. На фоні не значного зниження рівнів води в озері (за період 1980-2020 рр.) в останні роки (починаючи з 2012 р.) спостерігаються періоди тривалого сезонного їх зниження, з мінімальними відмітками іноді нижче рівня мертвого об'єму (РМО=0,7 м БС). В гідрологічному режимі річок Великий Катлабух, Єніка та Ташбунар, які впадають в озеро Катлабух, виділяються весняне водопілля, а після його проходження річки часто пересихають. Розвиток антропогенного використання річок, а також сучасні кліматичні умови призвели до зниження водності річок і погіршення якості води в них.

В роботі виконано дослідження багаторічних і сучасних тенденцій в змінах гідрологічного режиму р. Дунай (на ділянці Рені-Ізмаїл), як основного джерела живлення озера прісними водами. Виконане дослідження показало, що позитивні тенденції водності річки (в період 1840-2015 рр.), зокрема максимального стоку (в період 1921-2015 рр.), сприятимуть ефективному регулюванню режиму наповнення придунайського озера Катлабух.

При дослідженнях багаторічних рядів середніх річних витрат зважених наносів встановлено, що має місце виражений тренд (в період 1840-2015 рр.) до зменшення стоку зважених наносів особливо у сучасний період водності р. Дунай (1990-2015 рр.). Це дає позитивний ефект до зменшення замулення штучних каналів, які з'єднують озеро з р. Дунай, а при їх штучній розчистці можливим є покращення водообміну озера з прісними водами р. Дунай.

Результати розрахунків водних балансів показали, що основний об'єм приходної частини за 1980-2020 рр. становлять атмосферні опади (35,0%) та надходження води з р. Дунай (42,5%), об'єм річкового припливу дорівнює 8,8%, об'єми вод бічного припливу, ґрунтових та дренажних вод становлять 2,1%, 4,9%, 6,4% відповідно. У витратній частині основний об'єм припадає на випаровування разом з транспірацією (53,0%), об'єми заборів води на зрошення, на скиди води до р. Дунай та фільтрацію становлять 21,1%, 19,4% та 5,8% відповідно.

При оцінках нев'язок водного балансу озера Катлабух враховувались диспетчерські графіки (відкритий-закритий) роботи шлюзів-регуляторів Желявський і Громадський, що з'єднують озеро з р. Дунай. Аналізуючи отримані нев'язки можна впевнено сказати, що у період закритих шлюзів оцінки нев'язок місячних водних балансів озера Катлабух за розглядуваний період, виражені у відсотках від приходної частини балансів не перевищують допустиму нев'язку $\pm 5\%$.

В роботі була запропонована балансова схема розрахунку наповнення тало-дошовими водами озера Катлабух у весняний період року при залученні даних довгострокового прогнозу шарів весняного стоку з басейну озера. Це дозволить завчасно корегувати диспетчерський графік шлюзів при щорічному наповненні озера дунайською водою у весняний період року.

Для автоматизації та оперативного дослідження водного і сольового режимів озера Катлабух розроблено алгоритм програмного комплексу, який дає можливість за різного складу вхідних даних здійснювати щорічний і багаторічний розрахунок складових водного і сольового режимів озера, нев'язок балансів (з часовим шагом один місяць), табличного і графічного представлення результатів розрахунків за різних умов водогосподарської експлуатації водойми.

Визначення мінералізації окремих складових сольового балансу здійснювалося за даними безпосередніх вимірів або розрахунків за формулами й рекомендаціями. При цьому для розрахункових місяців середні по озеру величини мінералізації розраховані послідовним шляхом, приймаючи, що мінералізація на кінець попереднього місяця дорівнює початковій для наступного. Слід зазначити, що всі розрахунки мінералізації води в озері велися від прийнятого початкового значення $1,5 \text{ г/дм}^3$ (за відсутності даних вимірів на початку 1980 р.).

Розрахунки сольового балансу показали, що у приходній частині надходження солей з поверхневим стоком становить 42,8%, води з р. Дунай – 34,9%. З ґрунтовими водами, бічним припливом, дренажними та водами з атмосферних опадів надходить відповідно 10,6%, 5,6%, 4,1% та 3,8% солей. У витратній частині втрати солей відбуваються з об'ємами води на зрошування та дорівнюють 45,6%, а також витрачаються на скиди води до р. Дунай – 35,5%, а втрати солей на фільтрацію становлять 18,9%.

В роботі встановлено, що основними причинами підвищення мінералізації води озера є сезонне зниження рівнів води в озері (майже до відміток рівня мертвого об'єму 0,7 м БС) внаслідок підвищення об'ємів випаровування з водної поверхні та зменшення водообміну з р. Дунай. Погіршення умов водообміну у водоймі пов'язане й зі зменшенням заборів води на зрошування у північній частині водойми, що призвело до критичних значень мінералізації води в цій акваторії озера (до 3,1-3,35 г/дм³ і більше). При цьому в південній частині озера, де здійснюється водообмін з прісними водами Дунаю, мінералізація вод дещо нижча – в середньому на 18%. Розрахункові величини мінералізації були одержані в водно-сольових балансах дещо вищими за спостережені, причиною чого стало зменшення стоку мінералізованих вод річок, що впадають в озеро у сучасний період їх водності (на величину порядку 50%).

Для надання рекомендацій щодо покращення гідроекологічного стану озера Катлабух та можливого зменшення мінералізації у ньому в роботі було проведено моделювання часових мінливостей рівнів та мінералізації води озера Катлабух за різних умов його господарської експлуатації, а саме за умови відведення стоку річок та компенсації його примусовою підкачкою слабо мінералізованої води з р. Дунай, за умови компенсування випаровування підкачками води з р. Дунай у літні місяці року (в середньому в об'ємах до 55 млн м³ щорічно) та за умови заборів води на зрошування в об'ємах 10,20,30,60 млн м³.

Аналізуючи отримані результати моделювання часових мінливостей рівнів та мінералізації води озера Катлабух за різних умов його господарської експлуатації можна зробити висновок, що за умов щорічних заборів води на зрошування в об'ємі 60 млн м³ при існуючих об'ємах подачі води р. Дунай (в середньому 55 млн м³) протягом тривалого періоду 1990-2018 рр. можна було б досягти проектних значень мінералізації води в озері - не більше 1,0-1,5 г/дм³.

При використанні даних ансамблю кліматичних моделей SMHI-RCA4 (сценарію RCP4.5) змодельовано мінливість рівнів води та сольового режиму озера в умовах сучасних (2006-2018 рр.) і майбутніх кліматичних змін (до 2050 р.). Встановлено, що змодельовані за даними кліматичних моделей рівневі і, відповідно сольовий режим озера Катлабух значною мірою визначаються водністю р. Дунай, яка буде змінюватися в найближчі десятиліття через зміни клімату. Тому результати еволюції змодельованих рівнів та мінералізації води в озері служать ілюстрацією їх чутливості до сценаріїв зміни клімату (тенденцій викидів парникових газів), а не як фактичний прогноз рівня і мінералізації води озера.

Розроблено науково-обґрунтовані рекомендації можливих управлінських рішень подальшого водогосподарського використання водойми, спрямованих на підтримку і відновлення природних ресурсів озера, а саме для покращення умов водообміну озера з р. Дунай здійснити капітальну реконструкцію каналу Желявський, що з'єднує водойму з річкою та будівництво нового каналу в греблі, яка відділяє водосховище Катлабух від р. Дунай.

Ключові слова: водно-сольовий баланс, озеро Катлабух, мінералізація, річка Дунай, водообмін, моделювання часових мінливостей, зміна клімату.

SUMMARY

The relevance of the work is related to the study of water and salt regimes of the Danube Katlabukh Lake, which is one of the sources of water supply in the southern region of Ukraine. In this case, the hydrological regime of the lake is poorly understood, and some components of the water and salt balance do not have systematic observations, which requires the development of methods for their assessment and determination. In recent decades, water exchange in the lake, as an artificially regulated reservoir, has deteriorated, leading to a critical decrease in water levels and an increase in the mineralization of water in it. This has led to restrictions on the use of lake water for water management and drinking water supply. Therefore, one of the important tasks is the restoration and rational use of the natural resources of Katlabukh Lake, improving its hydrological and hydrochemical regimes in the interaction of natural and anthropogenic factors and in the conditions of present and future climate

fluctuations, developing recommendations for improving the conditions of the reservoir's functioning.

Studies of the natural conditions of the Danube region of Ukraine, in particular, the Katlabukh basin, revealed the formation of increased mineralization of the lake and, in particular, of the rivers that feed it (up to 6.0-7.5 g/dm³) is due to the high mineralization of groundwater (from 0.3 to 8.4 g/dm³), by the distribution of chloride-sulphate salt soils and salt marshes.

In terms of climate, the study area is characterized by a temperate continental climate with insufficient humidity. The annual rainfall (for the period 1961-2020) for the Bolgrad and Izmail WGSs are 487 mm and 454 mm (respectively), and their greater mass (from 64-66 % of the annual sum) falls in the warm period (IV-X). The average annual air temperatures at these stations are 10.9 °C and 11.1 °C and are higher by 0.6-0.5 °C than the climate standard.

Analysis of the data on observations of air temperature and precipitation at the meteorological stations Bolgrad and Izmail as a whole confirms the available data on the current warming of the climate - the increase in annual air temperatures over the period 1961-2020 averages 1.0 °C than the climate standard. Synchronization is observed annual rainfall and temporal trends are insignificant. Regarding the evaporation values from the water surface (WGS Bolgrad), which are an expense component of water balances of reservoirs, with the average annual (for the period 1960-2020) the evaporation value for the year 819 mm, they tend to increase, especially since 2012.

The research of the water regime of Katlabukh Lake, its rivers and the Danube have shown that they have long-term trends and seasonal variations, and for Katlabukh Lake they have a regulatory influence on hydraulic structures. Against the backdrop of not significantly decreasing water levels in the lake (1980-2018), in recent years (since 2012), there have been long-term seasonal reductions, with minimal levels sometimes below the dead volume (LDV = 0,7mBS). In the hydrologic regime of the rivers Veliki Katlabukh, Yenika and Tashbunar, which flow into Katlabukh lake, spring waterfalls are released, and after its passage the rivers often dry up. The development of anthropogenic use of rivers, as well as the current climatic conditions, have led to a decrease in the water content of the rivers and a deterioration of water quality in them.

The paper investigates long-term and current trends in changes in the hydrological regime of the Danube River (on the Reni-Izmail area) as the main source of freshwater supply to the lake. The performed research has shown that positive trends in river water content (in the period 1840-2015), in particular

maximum runoff (in the period 1921-2015), will contribute to the effective regulation of the filling regime of the Katlabukh lake.

In the studies of long-term series of average annual costs of suspended sediment it was found that there is a pronounced trend (in the period 1840-2015) to a decrease in the outflow of suspended sediment, especially in the present period of water of the Danube (1990-2015). This has the positive effect of reducing the siltation of the artificial channels that connect the lake to the Danube River and, if artificially cleared, may improve the water exchange of the lake with the freshwater of the Danube River.

The results of the water balance calculations showed that the major part of the revenue part for 1980-2020 was atmospheric precipitation (35.0 %) and water inflow from the Danube River (42.5 %), the volume of river inflow equal to 8.8 %, the volumes of lateral inflow, ground and drainage waters are 2.1 %, 4.9 %, 6.4 % respectively. The major part of the expenditures is evaporation together with transpiration (53.0 %), water intakes for irrigation, water discharges to the Danube River and filtration are 21.1 %, 19.4 % and 5.8 % in accordance.

Estimates of the water balance discrepancies of Katlabukh Lake were based on the (open-closed) control schedules of the Zhelyavsky and Gromadskiy regulators gateways connecting the lake to the Danube River. Analyzing the obtained residuals, it is safe to say that in the period of closed floodgates, the estimates of the residuals of the monthly water balances of Katlabukh Lake for the period considered, expressed as a percentage of the revenue side of the balances, do not exceed the tolerable residual $\pm 5\%$.

The paper proposed a balance scheme for calculating the thaw-rainwater of Katlabukh Lake in spring of the year, when drawing data of long-term forecast of spring runoff layers from the lake basin. This will allow timely correction of the gateway scheduling for the annual filling of the lake with Danube water in the spring.

For the automation and operational research of the water and salt regimes of Katlabukh Lake an algorithm of the software complex was developed, which allows for different annual input and long-term calculation of the components of the water and salt regimes of the lake, residual balances (with a time step of one month), tabular and graphical presentation of the results of calculations under different conditions of water management of the reservoir.

The mineralization of the individual components of the salt balance was determined according to direct measurements or calculations according to

formulas and recommendations. At the same time, for the calculated months the average lake values of mineralization are calculated sequentially, assuming that the mineralization at the end of the previous month is equal to the initial one for the next one. It should be noted that all calculations of water mineralization in the lake were from the accepted initial value of 1.5 g/dm^3 (in the absence of these measurements at the beginning of 1980).

Salt balance calculations showed that in the revenue side of the flow of salts with surface runoff is 42.8%, water from the Danube River - 34.9%. With groundwater, lateral inflow, drainage and precipitation water, 10.6%, 5.6%, 4.1% and 3.8% of salts respectively. Salt loss accounts for 45.6% of the irrigation water volume and 35.5% for water discharges to the Danube River and 18.9% of the salts for filtration.

It is established that the main reasons for increasing the water mineralization of the lake are the seasonal decrease of the water levels in the lake (almost to the mark of the dead volume of 0.7 m BS) due to the increase of evaporation volumes from the water surface and reduction of water exchange from the Danube. The deterioration of water exchange conditions in the reservoir is also associated with a decrease in irrigation water intakes in the northern part of the reservoir, which led to critical values of water mineralization in this water area of the lake (up to $3.1\text{-}3.35 \text{ g/dm}^3$ and more). At the same time, in the southern part of the lake, where water is exchanged with fresh water in the Danube, the water mineralization is somewhat lower - by an average of 18%. The estimated values of mineralization were obtained in water-salt balances slightly higher than observed, which resulted in a decrease in the flow of mineralized waters of rivers flowing into the lake in the current period of their water (by about 50%).

In order to provide recommendations for improving the hydro-ecological status of Katlabukh Lake and possibly reducing its mineralization, the simulation of the temporal variability of the levels and mineralization of the water of Katlabukh Lake under different conditions of its economic operation was carried out in the work from the Danube River, subject to compensation for evaporation of water pumping from the Danube River in the summer months of the year (on average up to 55 million m^3/year) and subject to fences irrigation water in volumes of 10,20,30,60 million m^3 .

Analyzing the obtained results of modeling of temporal variability of levels and mineralization of water of Katlabukh Lake under different conditions of its economic operation, we can conclude that under conditions of annual

water abstractions for irrigation in the volume of 60 million m³ at the existing volumes of water supply of the Danube (on average 55 million m³) during the long period 1990-2018 the projected values of water mineralization in the lake could be reached - no more than 1.0-1.5 g/dm³.

Using data from the SMHI-RCA4 Climate Model Ensemble (RCP4.5 scenario), the variability of water levels and lake salt regime was simulated under current (2006-2018) and future climatic changes (up to 2050). It is established that the modeled and, according to the climate models, the level and, accordingly, the salt regime of the Katlabukh Lake are largely determined by the water content of the Danube, which will change in the coming decades due to climate change. Therefore, the results of the evolution of the simulated levels and the mineralization of the water in the lake serve to illustrate their sensitivity to climate change scenarios (greenhouse gas emission trends) rather than to the actual prediction of the lake water level and mineralization.

Scientifically substantiated recommendations of possible management decisions of further water management use of the reservoir aimed at maintenance and restoration of natural resources of the lake, namely to improve the conditions of water exchange of the lake with the Danube river to carry out capital reconstruction of the Zhelyavsky channel in the dam that separates the Katlabukh Reservoir from the Danube.

Key words: water-salt balance, Katlabukh lake, mineralization, Danube River, water exchange, modeling of temporal variability, climate change.

Наукове електронне видання

ШАКІРЗАНОВА Жаннетта Рашидівна

д-р геогр. наук, проф.

Одеський державний екологічний університет

РОМАНОВА Єлизавета Олександрівна

доктор філософії

Одеський державний екологічний університет

ВОДНИЙ І СОЛЬОВИЙ РЕЖИМИ ОЗЕРА КАТЛАБУХ

Монографія

Видавець і виготовлювач

Одеський державний екологічний університет

вул. Львівська, 15, м. Одеса, 65016

тел./факс: (0482) 32-67-35

E-mail: info@odeku.edu.ua

Свідоцтво суб'єкта видавничої справи

ДК № 5242 від 08.11.2016