Ю.С. МЕДВЕДЄВА
Є. Д. ГОПЧЕНКО
Ж.Р. ШАКІРЗАНОВА

ВОДНИЙ І СОЛЬОВИЙ РЕЖИМИ ОЗЕРА КИТАЙ

Монографія

Одеса
ТЕС
2018

МІНІСТЕРСТВО ОСВІТИ І НАУКИ УКРАЇНИ
ОДЕСЬКИЙ ДЕРЖАВНИЙ ЕКОЛОГІЧНИЙ УНІВЕРСИТЕТ

Ю.С. МЕДВЕДЄВА, Є. Д. ГОПЧЕНКО, Ж.Р. ШАКІРЗАНОВА

ВОДНИЙ І СОЛЬОВИЙ РЕЖИМИ ОЗЕРА КИТАЙ

Монографія

Рекомендовано до друку рішенням вченої ради Одеського державного
екологічного університету Міністерства освіти і науки України
(протокол № 9 від 26.10.2017 р.)

2018

М42
УДК 556.552 + 556.114.5

Друкується за рішенням Вченої Ради Одеського державного екологічного університету (протокол № 9 від 26.10.2017)

Рецензенти:
Доктор географічних наук, професор Хільчевський В.К.
Доктор географічних наук, старший науковий співробітник Тімченко В.М.

М42 Медведєва Юлія Сергіївна
Водний і сольовий режими озера Китай: монографія
Гопченко Є. Д., Шакірзанова Ж.Р. ; ОДЕКУ. Одеса, «ТЕС», 2018. 136 с.
ISBN 978-617-7337-90-3

Озеро Китай є одним з найбільших придунайських заплавних озер, які розташовані на півдні Одеської області. Для задоволення потреб сільського господарства у середині 60-х років минулого століття вони були зарегульовані, а акумульована вода використовувалась на зрошування земель. Для підтримки експлуатаційних рівнів води відбувались підкачки слабомінералізованої води з р. Дунай. Зі зменшенням площ зрошування (починаючи з 90-х років минулого століття) зменшились забори води з оз. Китай, а головне, припинились підкачки води до нього. Це призвело до збільшення мінералізації води у водоймі, значення якої в останні роки перевищують у рази встановлені вимоги до якості питної та зрошувальної води.

В роботі обґрунтовані рівняння водних і сольових балансів оз. Китай, визначені складові, які входять до них. Виконано просторове моделювання мінливості мінералізації вод по акваторії водойми. Для здійснення можливих заходів щодо покращення якості води в оз. Китай було виконано сценарне моделювання функціонування водойми.

Ключові слова: водний і сольовий баланси, річковий стік, мінералізація, сценарне математичне моделювання.

Medvedeva Y.S., Gopchenko E.D., Shakirzanova Zh. R.Water and Saline Regimes of Chitai Lake: Monograph, 2018. 136 p.

Chitai lake is one of the largest Danubian lakes located in the Odessa Province. In the mid-1960s these lakes were regulated for the agricultural purposes, and the accumulated water was used for land irrigation. Operational water levels were maintained by pumping of low-mineralized water from the Danube. Thereby it was managed to support more or less satisfactory water quality in the water body. With the decrease in the irrigated areas (since 1990s), the drawoff from Chitai Lake has declined, and, most importantly, the pumping of water into it has been stopped. Such situation contributed to increase of the lake water mineralization, values of which within the latest years exceed the specified requirements.

In this paper equations of water and saline balances for Chitai Lake are validated, their components are defined. The spatial modelling of water mineralization variability in the water area is carried out. To implement possible measures for improving water quality in Chitai Lake scenarial modelling for functioning of the water body is carried out.

Keywords: water and saline balances, river flow, mineralization, scenarial mathematical modeling.

ISBN 978-617-7337-90-3

© Одеський державний
екологічний університет, 2018

ЗМІСТ

Вступ..... 5
1 Стисла фізико - географічна характеристика Придунайського регіону…. 7
1.1 Геологія і геоморфологія…….. 7
1.2 Ґрунти…… 8
1.3 Рослинність…….. 10
1.4 Кліматична характеристика.....…… 13
2 Загальна характеристика озера Китай……..... 22
2.1 Загальна характеристика водойм України…….. 22
2.2 Морфометричні характеристики оз. Китай……. 29
2.3 Господарське використання вод оз. Китай…….. 35
2.4 Вища водна рослинність……... 37
2.5 Фітопланктон. Зоопланктон. Макрозообентос……. 38
3 Водний баланс озера Китай…….. . 42
3.1 Загальна структура рівняння водного балансу озера Китай…….. 42
3.2 Приходна частина водних балансів і методичні підходи до визначення їх складових ……... 43
3.2.1 Основні складові приходної частини водних балансів……. 43
3.2.2 Атмосферні опади……. 44
3.2.3 Річний стік і його визначення для окремих років за відсутності гідрологічних спостережень…… 50
3.2.4 Бічний приплив поверхневих вод …….. 57
3.2.5 Приплив ґрунтових вод……. 59
3.2.6 Зворотні дренажні і комунально-побутові води…….. 61
3.2.7 Надходження води до озера зі стоком р. Дунай…… 61
3.3 Витратна частина водних балансів і методичні підходи до визначення їх складових…… 64
3.3.1 Основні складові витратної частини водних балансів……. 64
3.3.2. Випаровування з водної поверхні озера……... 65
3.3.3 Забір води на комунально-побутове використання і зрошування… 73
3.3.4 Фільтрація води в береги…… 74
3.3.5 Скиди води з озера в р. Дунай…… 76
3.4 Аналіз складових водного балансу оз. Китай…….. 77
3.4.1 Визначення об’ємів води в озері……... 77
3.4.2 Загальна оцінка складових приходної та витратної частин водних балансів оз. Китай……. 80
3.4.3 Нев’язки водних балансів……. 84
4 Сольовий баланс озера Китай……. 88
4.1 Поточні сольові баланси озера…… 88
4.2 Мінералізація складових у сольовому балансі…… 89

4.3 Аналіз складових сольових балансів…… 95
4.4 Оцінка якості зрошувальних вод…….. 102
4.5 Моделювання просторової мінливості мінералізації вод озера Китай…… 105
4.5.1 Постановка задачі і опис вихідної інформації……. 105
4.5.2 Особливості циркуляції вод по акваторії озера…… 106
4.5.3 Результати моделювання просторової мінливості мінералізації вод оз. Китай…….. 111
4.6 Сценарне моделювання сольових балансів оз. Китай…… 116
4.6.1 Моделювання сольових балансів за різних умов функціонування водойми…….. 117
4.6.2 Порівняльний аналіз результатів моделювання сольового балансу…… 124
Висновки…….. 127
Список використаних джерел…… 131

ВСТУП

Озеро Китай є одним з найбільших придунайських заплавних озер, які розташовані в Одеській області. Головним джерелом водообміну і водооновлення цих озер є р. Дунай. До 60-х років минулого сторіччя водообмін відбувався через природні протоки, які з'єднували озера з річкою, шляхом вільного надходження і спрацювання води в залежності від рівнів води в Дунаї. Таким чином, динаміка рівнів води у водоймах відповідала їхній динаміці в р. Дунай.

Для задоволення потреб сільського господарства у середині 60-х років минулого століття придунайські водойми були зарегульовані, а акумульована в них вода використовувалась на зрошування земель. Для підтримки експлуатаційних рівнів води здійснювались підкачки слабомінералізованої (у середньому 380-410 мг/дм^3) води з р. Дунай. У 90-х роках минулого століття почалось зменшення площ зрошування, відповідно і заборів води з оз. Китай, а головне – підкачок води до нього. Це призвело до збільшення мінералізації води у водоймі, значення якої в останні роки (2000-2015 рр.) коливаються від 2921 до 5140 мг/дм^3, що перевищує у рази встановлені вимоги до якості питної та зрошувальної води (до 1000 мг/дм^3).

На цей час режим водообміну полягає в тому, що навесні відкриваються шлюзи на каналах, які з'єднують річку й озеро, і відбувається наповнення водойми, наприклад, до відмітки нормального підпертого рівня (НПР). На період вегетації, тобто у меженний період, на р. Дунай шлюзи закриваються, а вода з озера йде на випаровування і різні види її використання у комунально-побутовій сфері та на зрошування.

Восени, якщо рівні води в р. Дунай нижчі за рівні води в озері, за диспетчерським графіком відбуваються скиди мінералізованих вод у р. Дунай (як правило, до рівня мертвого об'єму (РМО). Після цього шлюзи знову закриваються на зимовий період. Такий цикл функціонування озера відбувається щорічно.

Оскільки стан озера Китай незадовільний за показниками мінералізації та співвідношення головних іонів води, актуальною є розробка пропозицій, спрямованих на забезпечення експлуатаційних вимог, перш за все, щодо якості зрошувальних вод.

Головна мета роботи полягає у визначенні складових водних і сольових балансів озера Китай і розробці пропозицій щодо оптимізації необхідних управлінських рішень щодо подальшого господарського використання водойми. При цьому необхідно було вирішити такі задачі:

– розробити математичну модель водних і сольових балансів озера-водойми;

– виконати аналіз багаторічної мінливості річкового стоку і гідрохімічного режиму р. Дунай, яка є джерелом водообміну та водооновлення озера Китай;

– обґрунтувати науково-методичні підходи щодо визначення складових водних балансів, спостереження за якими відбуваються епізодично чи не відбуваються взагалі;

– здійснити моделювання часових і просторових мінливостей мінералізації води за наявності (або проектуванні) тих чи інших гідротехнічних споруд у багаторічному розрізі;

– на основі сучасних водно-сольових балансів провести моделювання на перспективу за різних умов функціонування водойми;

– розробити можливі управлінські варіанти подальшої експлуатації водойми.

Об'єкт дослідження – озеро Китай і його басейн, малі річки, які безпосередньо впадають у нього, річка Дунай, що є головним джерелом водообміну та водооновлення водойми. *Предмет дослідження* – водний і сольовий баланси озера Китай.

Методи дослідження. При аналізі наявних матеріалів спостережень використані відомі статистичні методи; при визначенні невідомих складових водних балансів – методи гідрологічної аналогії та діючі нормативні документи. Водно-сольовий режим вивчався за допомогою балансового методу. Широко використані в дослідженні методи імітаційного моделювання із застосуванням пакету програм Microsoft Office. В дослідженні використані матеріали галузевого моніторингу Дунайської гідрометеорологічної обсерваторії й Одеського обласного управління водних ресурсів.

Найбільш суттєві результати виконаного дослідження:

– вперше обґрунтовані складові водних і сольових балансів озера Китай за період 1979-2015 рр.;

– автором запропонована математична модель водних і сольових балансів з урахуванням просторової неоднорідності мінералізації води по акваторії озера;

– здійснено сценарне моделювання просторової і часової мінливості мінералізації води в озері Китай;

– з метою зниження мінералізації у водоймі запропоновані можливі варіанти її функціонування на перспективу.

Практичне значення одержаних результатів полягає у розробці, обґрунтуванні науково-методичної бази і визначенні складових водних і сольових балансів озера Китай. Результати сценарного моделювання водно-сольового режиму водойми дали змогу здійснити оцінку показників мінералізації у часовому та просторовому відношеннях за існуючих та альтернативних варіантів функціонування.

Автори висловлюють щиру вдячність фахівцям Одеського обласного управління водних ресурсів, Дунайського басейнового управління водних ресурсів і Дунайської гідрометеорологічної обсерваторії за надані вихідні матеріали і практичні консультації. Виражаємо вдячність редактору тексту О.Д.Соколенко й І.Є.Будкіній за підготовку рукопису до друку.

1 СТИСЛА ФІЗИКО-ГЕОГРАФІЧНА ХАРАКТЕРИСТИКА ПРИДУНАЙСЬКОГО РЕГІОНУ

1.1 Геологія і геоморфологія

Історія виникнення лиманів тісно пов'язана з геологічним становленням усього Чорноморського узбережжя наприкінці пліоцену – початку четвертинної системи. Існують три головні гіпотези виникнення лиманів [1].

Згідно з першою, під час морських трансгресій четвертинної системи море затопило низини річкових долин і балок і утворило вузькі, які глибоко вдаються в материк, затоки – «лимани». За другою гіпотезою причина затоплення низин річок та їх долин – це тектонічне опускання суші, яке сприяло надходженню морських вод в глиб материка. Однак, зовнішня схожість лиманів з долинами річок та їх географічна нерозривність з річками, що впадають у них, зумовили третю гіпотезу, згідно з якою процес виникнення лиманів пов'язаний як з тектонічними явищами, так і з трансгресіями Чорноморського басейну в цілому.

Геоморфологічні умови регіону визначаються його положенням у межах сполучення Східно-Європейської тектонічної платформи і Скіфської тектонічної плити. В породах фундаменту це виявляється в системі палеозойських грабенів і зони виступів верхньо-протерозойсько-палеозойського фундаменту. Система грабенів розглядається як зона стику двох плит. Описуваний район знаходиться в межах структури, яка називається Переддобробужським прогином.

У геологічній будові досліджуваної території брали участь докембрійські, палеозойські, мезозойські і кайнозойські відклади. Найбільший інтерес становляють відклади верхнього кайнозою (палеогену і неогену) і четвертинна система. Відклади палеогенової системи представлені двома відділами (палеоценом і еоценом) і широко розповсюджені на території, неузгоджено залягаючи на розмитій поверхні верхньої крейди.

У розрізі залягають дрібно- і середньозернисті вапнові піски, в яких зустрічаються лінзи і прошарки слабозцементованих пісчаників, мергелі зеленуватого і світло-сірого кольору щільні і тріщинуваті, глини та алевріти. Загальна потужність їх до 700 м.

Неогенова система розповсюджена повсюдно і представлена міоценовими (сарматський і меотичний яруси), нерозчленованими міоценовими та пліоценовими (понтійський, кімерійський, куяльницький яруси) відкладами. Загальна потужність до 617 м.

Понтійські вапняки перекриті комплексом глиняних порід зеленуватого, сіро-зеленого і найчастіше червоно-бурого кольорів. Вони важкого

гранулометричного складу, карбонатні, гіпсовані, засолені легкорозчинними солями, потужністю 4 - 10 м. Виконуючи функцію водоупору, ці глини відіграють важливу роль в процесі формування ландшафту і ґрунтів.

Верхньопліоценові алювіальні відклади терас розвинуті у південній частині території та представлені різними за складом пісками з прошарками глини й вкрапленнями гравію та гальки. Залягають вони на глибинах від 1 до 30 м. Потужність алювію коливається від 1 до 25 м.

Верхньопліоценові озерно-алювіальні відклади розвинуті у південній частині району, представлені глиною, пісками, алевритами, інколи суглинками і мають подібну потужність і глибину залягання.

У цілому міоцен-пліоценові відкладі мають численні виходи на денну поверхню в бортах річкових долин, озер, лиманів, балок і ярів, а на вододільних плато вони перекриті четвертинними утвореннями. Четвертинні відклади розвинуті повсюдно, покриваючи нерозривним шаром більш пізні породи, складені вони різними генетичними комплексами, які сформувалися в субаеральних і субаквальних умовах. В долинах невеликих річок терасові відкладення мають обмежений розвиток і простежуються у вигляді окремих вузьких смуг. Озерно-алювіальні відклади пристосовані до гирлових ділянок річок і залягають, звичайно, на алювії. Представлені вони породами більш глинистого та алевритистого складу, зустрічаються прошарки торфу. Загальна потужність алювію від декількох метрів до 15 - 35м.

Делювіальні утворення майже повсюдно розповсюджені на схилах долин річок, озер, балок і ярів. Представлені вони піщано-глиняними породами, досить неоднорідними за механічним складом – суглинки, супіски, піски, глини, серед яких зустрічаються уламки вапняків. Потужність коливається від 0.5 - 3.0 до 10 - 15 м, зростаючи до підніжжя схилів [2].

1.2 Ґрунти

Територія, що вивчається, відноситься до степової і південної частин правобережної лісостепової зон [3]. За складом ґрунтоутворювальних порід ця частина території досить неоднорідна. Головними ґрунтоутворювальних породами є леси і лесоподібні ґрунти. Потужність лесових ґрунтів складає 15 - 25 м. Підстилаються вони червоно-бурими глинами, які мають важкоглинистий механічний склад, високу щільність складання і локальну засоленість водорозчинними солями. Вони являють собою водотривкий шар для ґрунтових вод, які формуються в основі лесів і також ізолюють пластові води, що залягають нижче від контакту з ґрунтовими водами.

Порчистість верхніх ярусів лесів становить 40 – 45 %, глибше вона поступово зменшується, а відповідно збільшується щільність. За механіч-

ним складом верхні леси, які беруть безпосередню участь у ґрунтоутворенні, важкосуглинисті або легкоглинисті.

Карбонати, як й інші солі, по профілю лесової товщі розподілені за закономірністю, що відбиває теперішні, а також минулі етапи формування лесів. Породи в основному не засолені (сума солі звичайно менша за 0,1%), мають лужну реакцію (pH =7,6-8,1). Однак, на масивах зрошування, особливо водою з верхів′їв і середньої частини придунайських озер, засоленість ґрунтоутворювального лесу і лесоподібних суглинків підвищується до 0,12 – 0,20 %, тобто в 2 - 3 рази, порівняно з незрошуваними аналогами, і наближається до граничного рівня (0,3 – 0,4 %), коли ґрунти класифікують як засолені [3].

Головними ґрунтами Придунайської терасової рівнини є чорноземи південні малогумусні міцелярно-карбонатні, які утворились на середньосуглинистих лесових породах. Для низьких терас характерні чорноземи лугові і лугово-чорноземні глибокосолонцюваті. Всі вони високородючі, однак, через часті засухи врожаї нестійкі [2].

Чорноземи сформувались за умов типчаково-ковильової і полинно-типчаково-ковилоьвої рослинності у сполученні з деякими одно- і дворічними травами. Розрізняються вони високою біологічною активністю, що сприяє мінералізації органічної речовини, добрій вираженості і міцкій “копрогенній” структурі, високій пористості (до 50 - 53 %) і добрій водопроникності (коефіцієнти фільтрації – 1,5 – 3,5 мм/хв).

З півночі на південь поступово зменшується потужність гумусового горизонту $H + H_p$ і вмісту гумусу у верхньому горизонті. На південь потужні різновиди чорноземів звичайних змінюються середньопотужними ($H + H_p$ = 65 - 85 см) і малопотужними ($H + H_p$ < 65 см) малогумусними. В останньому випадку вміст гумусу близько 3 %, тобто на рівні вже переходу до слабкогумусованих різновидів. Чорноземи південні практично на всій території регіону малопотужні слабкогумусовані, оскільки вміст гумусу у верхньому горизонті H тут менший ніж 3 % [3].

Порівнюючи результати визначення гумусності у чорноземах регіону 30-40-річної давнини, відзначається досить суттєве її зниження (до 20 – 30 %). Ємність катіонного обміну (ЄКО) у чорноземах звичайних становить 30 - 32 мг·екв/100 г ґрунту. Серед обмінних катіонів домінує кальцій (70 – 80 % ЄКО), на частку натрію припадає 0,5 – 0,8 ЄКО. У чорноземах південних ЄКО зменшується порівняно з чорноземами звичайними у середньому на 5 мг·екв., що пов′язано, мабуть, з їх меншою гумусованістю. Частка обмінного кальцію тут також помітно нижча, а вміст натрію на рівні 1 % ЄКО. При зрошуванні чорноземів у регіоні, особливо водою придунайських озер, зменшується вміст обмінного кальцію і зростає частка магнію і натрію, що дозволяє відносити такі чорноземи до вторинно- або ж іригаційно-осолонцьованих.

Чорноземи району досліджень характеризуються загалом незадовільним режимом живлення. Вміст мінеральних форм доступних рослинам азоту, фосфору і калію знаходиться на рівні низького-середнього ступеня забезпеченості. Невисокий ступінь забезпеченості ґрунтів елементами живлення пояснюється, з одного боку, незадовільним рівнем використання органічних і мінеральних добрив в останні роки, а з іншого – специфічністю чорноземів цього регіону України (їх гранулометричного і мінерального складу, високої карбонатності, низької гумусованості). Карта-схема ґрунтів Придунайського регіону наведена на рис.1.1 [3].

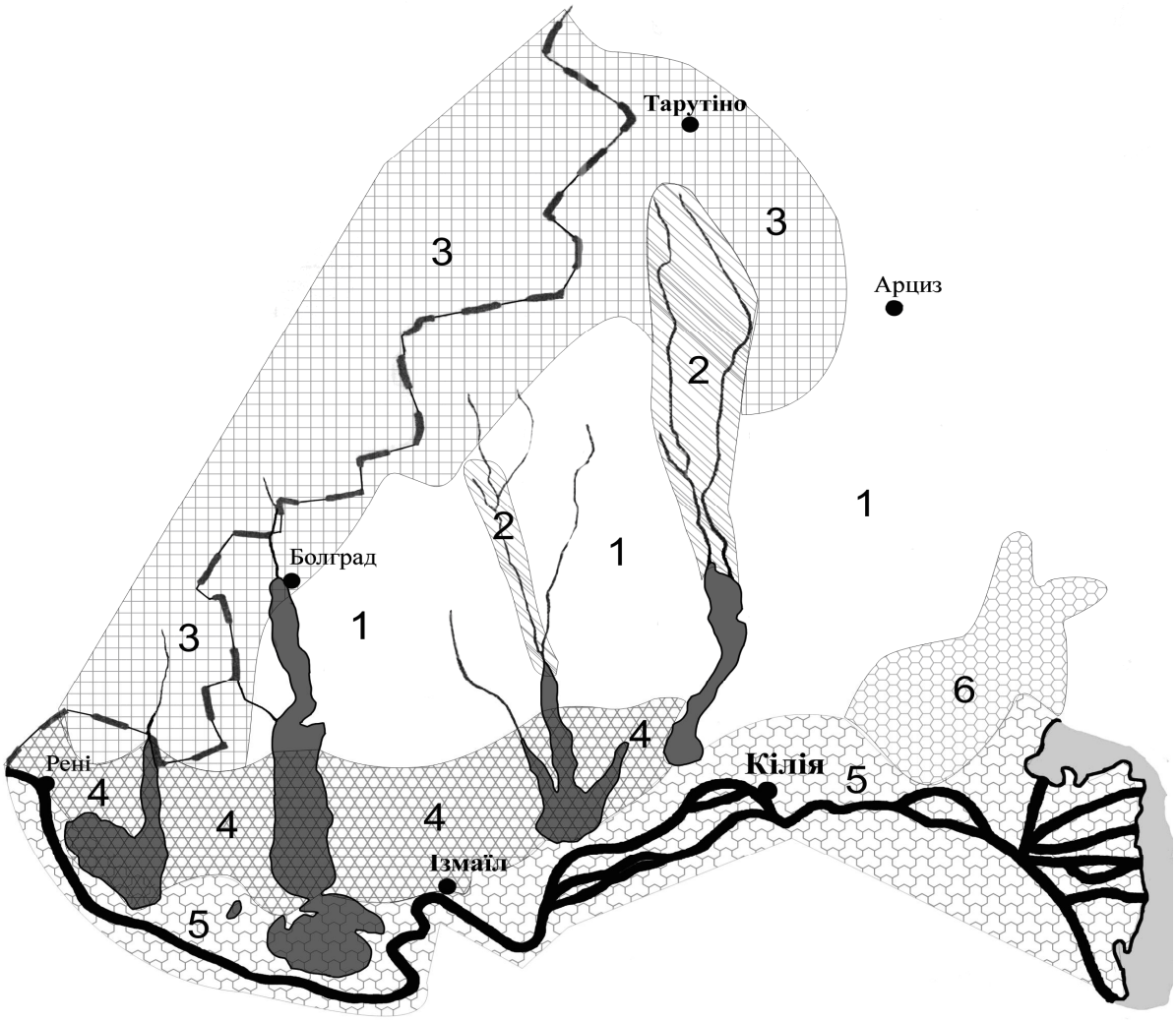
1.3 Рослинність

Одним з головних факторів, від яких залежить гідрологічний режим території, поряд з кліматичними, ґрунто-геологічними і геоморфологічними є рослинний покрив. Рослинність кількісно і якісно змінює розподіл опадів, які надходять до землі та змінює гідрологічний режим території. Вона переводить поверхневий стік в ґрунтовий, затримує частину опадів на своїй поверхні, витрачає вологу на транспірацію. Карта-схема рослинності наведена на рис.1.2 [3].

Природні райони мають історичні межі, які найчастіше являють собою смуги, де одні природні умови змінюються іншими. На основі ландшафтово-генетичного принципу фізико-географічного районування території Одеської області оз. Китай відноситься до південної степової підзони, а його басейн розташований головним чином у межах північної степової підзони [2].

Поверхня північної степової підзони знаходиться на висотах від 130 до 200 м, долини і балки заглиблені на 75 - 100 м. В різнотравно-типчаково-ковильовому степу, який існував і в доаграрний період, на кращих різностях грунтів зростали щільнодернинні злаки, переважно ковиль (український, Лесинга, тирса), а на змитих щебнистих грунтах випуклих схилів – мілкодернинні злаки (типчак) і різнотрав′я (чебрець, астра степова, ромашка, астрагал шиловидний, молочай степовий, лапчатка та ін.). Місцями по балках існував байрачний ліс. Від нього залишились тільки групи кущів (з терну, степового мигдалю, жовтої акації, таволги, степової вишні, глоду).

У підзоні здійснювалися роботи зі штучного лісорозведення (наскрізне засадження схилів ярів, полезахисних лісосмуг). На широких заплавних терасах невеликих річок на лукових ґрунтах розвинені короткозаплавні луки, які покриваються навесні водою на строк до 20 днів.



Умовні позначення:
1 - чорноземи південні важкосуглинисті та глинисті;
2 - лугові хлоридно – сульфатні солончакові ґрунти і солончаки;
3 - чорноземи звичайні малогумусні важкосуглинисті в комплексі із середньо- та сильнозмитими;
4 – темнокаштанові несолонцюваті середньосуглинисті ґрунти;
5 – торф’яно – болотні ґрунти і торф’яники;
6 – чорноземи південні солонцюваті важкосуглинисті.

Рис. 1.1 – Карта – схема ґрунтів Придунайського регіону

Умовні позначення:

1 – сільськогосподарські угіддя на місці типчаково-ковильових степів;
2 - короткозаплавні солонцьово-солончакуваті та солончакові луки;
3 – сільськогосподарські угіддя на місці лісостепу;
4 – трав'яні болота і тривалозаплавні луки низин Дунаю;
5 - полинно-типчаково-ковильові степи (з полинню солончаковою) в комплексі з солонцями та сільськогосподарськими угіддями.

Рис. 1.2 – Карта - схема рослинності Придунайського регіону

Травостій цих луків складається з тонконога лукового, лисохвосту лукового, пирію повзучого, польовиці, стоколосу безостого, вівсяниці червоної і конюшини. Луки використовуються під сінокоси і випас худоби, городи.

Південна степова підзона займає приморську смугу Причорноморської низовини і характеризується плоскою, відносно слабкорозчленованою

поверхнею. Від північної вона відрізняється більш високими температурами повітря, більшою випаровуваністю, меншою річною кількістю опадів.

Південний степ за переважаючими у минулому рослинами носить назву типчаково-ковильового. У їхньому складі було досить багато ефемерів (крупка, огіркова трава, вероніка) і ефемероїдів (гусяча цибуля, тюльпан, рястка, гіацинт степовий). По балках, схилах долин річок і лиманів були зарості степових чагарників (шипшина, дереза, терен, карагач). Зараз в досить бідному видовому складі степова рослинність трапляється на нерозораних крутосхилах. З травостою майже зникла ковила, на зміну якій прийшов типчак і костриця.

У різнотрав'ї господарює полин австрійський, молочай Сегюера, ромашник, деревій, куряча сліпота, цикорій, дельфініця, люцерна жовта, австрагал, донник. Більшість з них неїстівні і малоїстівні. Де-не-де зустрічаються кущі шипшини, дерези, дикого мигдалю. Значно поменшала кількість ефемерів і ефемероїдів. Такі рослини, як леситиця одеська, горицвіт весняний, підсніжник звичайний, дикі тюльпани, шафран сітчастий, пізноцвіт анкарський, а також усі види ковили занесені до "Червоної книги" Одеської області.

З метою захисту ґрунту від суховіїв і ерозії, очистки повітря, захисту доріг від снігових заметів і для рекреаційних потреб практикуються деревопосадки у вигляді смуг, лісових масивів і парків. Початок цьому було покладено в 1803 р. в Одесі. Велику роль в інтродукції деревних порід в степу відіграв заснований у 1819 р. Ботанічний сад, на місці якого у подальшому знаходився Зелентрест. У заплавах невеликих річок розвиті короткозаплавні луки галофільного типу. Для них характерними є: лисохвіст луковий, пирій повзучий, морковник солончаковий, ситник Жерарда, полин морський, кермськ Мейера, айстра солонцьова, петросімонія, подорожники солончакові і солонцюваті. Під ними розвиваються луко-чорноземні солонцюваті ґрунти, які мають добре виражений ілювіальний горизонт. У смузі переходу заплав в солоні лимани розвинуті мокрі солончакові луки, які складаються з типових сукулентних галофітів (солонець, содник простертий), які восени забарвлюються в яскраво-червоні кольори. Під ними за умови близького залягання мінералізованих ґрунтових вод формуються солонці і солончаки. Верхня частина профілю солончака вміщує більше 1% легкорозчинної солі, що робить ці ґрунти непридатними для сільськогосподарського використання без попередньої їх промивки.

1.4 Кліматична характеристика

Україна розташована у центральній частині Європейського континенту, що зумовлює своєрідність впливу основних кліматоутворювальних

факторів на формування клімату – надходження сонячної радіації, циркуляції атмосфери, а також антропогенної діяльності. Особливості їх прояву залежать від широти місцевості, висоти над рівнем моря, орографії тощо і є індикаторами кліматичних умов місцевості [4].

За кліматичним районуванням [5], територія України розподіляється на чотири області. Полісся знаходиться у межах північної кліматичної області. Тут найбільше виражений вплив континентальних вологих повітряних мас, західних і північно-західних циклонів. Південна кліматична область охоплює центральну та південну Україну, в тому числі й Причорномор'я. Тут переважає антициклонічний тип погоди. На схід континентальність клімату зростає.

Клімат території Придунайського регіону можна охарактеризувати як сукупність помірно континентального із середземноморським з недостатнім зволоженням, короткою м'якою зимою і тривалим жарким літом.

Атмосферна циркуляція відіграє головну роль у зволоженні території. Вона ж значною мірою визначає температурний режим холодного півріччя. Аналіз циркуляції атмосфери за останні роки дозволив виділити деякі її характерні особливості для виучуваної території [4]:

– послаблення активності синоптичних процесів за рахунок міжширотного тепло- та вологообміну;

– різноманітність і складність сезонних змін циркуляції атмосфери; – послаблення циклонічної діяльності та посилення антициклонічної.

У зимовий сезон, окрім впливу Європейської улоговини, відмічається вплив теплого Північно-Атлантичного і холодного Сибірського максимумів. Північно-Атлантичний максимум формує теплу і малосніжну зиму, Сибірський – сувору і морозну, Європейська улоговина – м'яку, сніжну зиму і сприяє переміщенню південних циклонів. Влітку Україна знаходиться під впливом також трьох центрів дії атмосфери: Азорського максимуму, Європейської улоговини (розміщується східніше, ніж зимою) і східного термічного гребеня високого тиску. Розвинуті області високого тиску формують посушливі погодні умови. Зміна інтенсивності або положення центрів дії атмосфери відносно середнього або кліматичного географічного положення спричинює зміну погодних умов у прилеглих регіонах.

На території України області низького тиску становлять близько 42% усіх баричних утворень. Щорічно спостерігається в середньому 43 циклони та 60 улоговин. Місцевий циклогенез формує в середньому 17 циклонів. Найінтенсивнішими і найтривалішими є південні циклони. Місцеві циклони бувають рідше та й тривалість їх значно менша. Південно-східні циклони – це зазвичай місцеві утворення з центром над східною частиною акваторії Чорного моря.

Антициклонічний тип погоди за тривалістю протягом року переважає над циклонічним. Це пов'язано із загальною циркуляцією атмосфери. Антициклони, які рухаються на південь, переносять холод з вищих широт

у нижчі, тому вони стабільніші у часі і тривалість їх перебування в Україні більша. Влітку часто розвиваються антициклони у вигляді виступу або окремого ядра, які є продовженням Азорського максимуму. Взимку іноді на територію України розповсюджується гребінь Сибірського антициклону.

Вітер. Переміщення повітряних мас зумовлюється циркуляцією атмосфери і визначається наявністю стаціонарних баричних центрів, а також характером підстильної поверхні та формою рельєфу. На півдні України розподіл напряму і швидкості вітру значно змінюється під впливом моря. Більшу частину року переважають вітри північної чверті. Взимку це пов'язане з тим, що над Чорним морем утворюється область зниженого тиску.

У табл.1.1 наведено середню повторюваність напрямів вітру для станцій Болград й Ізмаїл (у відсотках від загального числа спостережень за кожен місяць і рік без врахування штилю). Повторюваність штилю обчислено у відсотках від загального числа спостережень. Для складання таблиці використано ряди строкових спостережень за період 1966-1990 рр.

Як видно з табл.1.1, взимку переважає вітер північних напрямків: в січні повторюваність північного, північно-східного та північно-західного вітрів становить 51,6 та 52,7 % на станціях Болград й Ізмаїл відповідно, а південно-західного, південного і південно-східного – 30,3 та 25,5 %.

Влітку посилюється Азорський субтропічний максимум і його відріг заходить далеко на схід, розповсюджуючись на Середземне і Чорне моря, тому переважає вітер північно-західної чверті. Влітку можна відмітити збільшення південного вітру і різке зменшення східного, на який припадає лише 7 – 9 % (див. табл.1.1).

Весною та восени вітрові умови мають деякі відмінності. Весною (від січня до квітня) збільшується повторюваність південного вітру. Досить значну повторюваність має вітер з північною складовою. Восени переважають північні та північно-західні вітри.

Протягом року в Придунайському регіоні найбільш часто можна відмітити вітер швидкістю 3 - 4 м/с, табл.1.2. Найбільші середні швидкості (3,6 – 4,4 м/с) припадають на зимові місяці, а найменші – на літні (близько 2,9 м/с). Штилі у всі пори року спостерігаються дуже рідкі, що пояснюється впливом моря, яке постійно підтримує контрастність температур і градієнтів тиску.

Середнє число днів з різною швидкістю вітру (10, 15, 25 м/с і більше) наведено у табл.1.3. Днем з такою швидкістю вважається той, коли хоча б в один із строків спостережень відмічалась така швидкість вітру. Винятком є день із швидкістю 15 м/с і більше, який визначається як за даними швидкості вітру в строк спостереження, так і між строками.

Як видно з табл.1.3, найбільша кількість днів зі швидкістю вітру більшою за 10 – 15 м/с спостерігається у зимово-весняний період.

Таблиця 1.1 - Повторюваність напрямку вітру і штилів (%)

Місяць	Станція	Пн	ПнСх	Сх	ПдСх	Пд	ПдЗах	Зах	ПнЗах	Штиль
I	Болград	24,4	10,3	9,1	9,8	10,8	9,7	9,0	16,9	3,8
	Ізмаїл	22,1	14,4	5,5	5,8	12,2	7,5	16,3	16,2	16,6
II	Болград	24,6	11,7	13,5	10,9	9,9	7,6	6,6	15,2	3,2
	Ізмаїл	23,0	17,2	10,9	8,0	10,5	6,0	11,7	12,7	14,8
III	Болград	24,4	14,3	15,7	12,8	10,9	5,6	5,8	10,5	3,2
	Ізмаїл	19,6	18,3	13,0	11,0	15,0	5,4	8,5	9,2	12,8
IV	Болград	20,9	10,6	12,5	17,6	12,9	7,2	5,5	12,8	2,5
	Ізмаїл	16,9	10,3	12,2	15,9	18,0	7,0	9,3	10,4	12,1
V	Болград	21,9	10,2	13,2	15,2	14,2	7,1	5,1	13,1	3,3
	Ізмаїл	15,6	10,2	12,4	16,9	19,9	6,0	8,7	10,3	16,2
VI	Болград	23,2	7,3	8,0	13,1	14,0	8,1	9,5	16,8	4,4
	Ізмаїл	13,9	8,1	7,5	13,4	19,5	8,0	14,1	15,5	18,5
VII	Болград	27,5	7,3	6,3	9,0	11,2	7,0	9,0	22,7	3,4
	Ізмаїл	17,1	7,0	7,7	8,4	17,0	7,5	14,8	20,5	22,3
VIII	Болград	30,9	7,7	7,4	10,8	12,2	5,4	6,5	19,1	4,4
	Ізмаїл	21,9	10,0	9,4	10,9	14,9	5,8	10,9	16,2	24,4
IX	Болград	26,6	7,8	10,1	11,5	12,6	7,4	7,2	16,8	5,3
	Ізмаїл	18,2	9,1	10,4	10,2	15,5	7,9	13,0	15,7	24,6
X	Болград	24,3	9,7	10,9	13,5	13,7	7,0	5,7	15,2	4,7
	Ізмаїл	20,9	13,0	9,0	10,5	16,9	7,2	10,2	12,3	25,9
XI	Болград	19,0	10,7	11,6	11,7	11,4	10,6	9,0	16,0	4,8
	Ізмаїл	18,6	13,5	9,5	7,5	13,4	8,2	16,5	12,8	22,9
XII	Болград	22,5	9,9	8,4	8,8	11,1	11,9	11,6	15,8	3,8
	Ізмаїл	19,6	12,6	5,6	5,8	11,1	9,2	20,2	15,9	17,9
Рік	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

Таблиця 1.2 - Середня місячна швидкість вітру (м/с)

Станція	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
Болград	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
Ізмаїл	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

Таблиця 1.3 - Число днів з різною швидкістю вітру

Місяць	Станція	Середнє число днів із швидкістю		
		≥10 м/с	≥15 м/с	≥25 м/с
I	Болград	11,4	1,8	0,03
	Ізмаїл	12,4	2,4	0,1
II	Болград	10,7	2,0	-
	Ізмаїл	12,7	2,9	-
III	Болград	11,4	1,7	-
	Ізмаїл	15,3	2,6	-
IV	Болград	13,6	2,4	-
	Ізмаїл	16,9	2,4	-
V	Болград	11,4	1,7	-
	Ізмаїл	14,6	1,2	-
VI	Болград	10,7	1,5	0,03
	Ізмаїл	12,6	1,7	0,03
VII	Болград	10,0	1,5	-
	Ізмаїл	10,6	1,0	0,03
VIII	Болград	8,9	0,9	-
	Ізмаїл	9,2	0,5	-
IX	Болград	8,0	1,0	-
	Ізмаїл	9,2	0,8	0,03
X	Болград	8,8	1,3	0,03
	Ізмаїл	9,6	0,7	-
XI	Болград	8,6	1,6	-
	Ізмаїл	9,4	1,6	-
XII	Болград	9,8	1,3	-
	Ізмаїл	10,9	1,9	0,1
Рік	Болград	123,3	18,7	0,1
	Ізмаїл	143,4	19,7	0,3

Температура повітря характеризується декількома показниками, які відображають кліматичні особливості місцевості. Одним з основних є середня місячна температура повітря, що характеризує загальний фон території [4]. Влітку велика тривалість сонячного сяйва зумовлює високі температури ґрунту і повітря. Найбільш теплі місяці – липень і серпень.

Величини середньої місячної та річної температури повітря обчислені з ряду спостережень за період 1961-1990 рр., наведені у табл.1.4.

Таблиця 1.4 - Середня місячна та річна температури повітря (^{0}C)

Місяць	Станція	
	Болград	Ізмаїл
I	-2,2	-0,7
II	-0,7	0,6
III	3,7	4,1
IV	10,4	10,5
V	16,3	16,4
VI	20,0	20,4
VII	21,6	22,2
VIII	21,1	21,7
IX	16,9	17,6
X	10,9	11,9
XI	5,3	6,7
XII	0,4	2,0
Рік	10,3	11,1

Найнижчі температури повітря спостерігаються у січні-лютому (див. табл.1.4). Перехід середньої добової температури повітря через нуль взимку відбувається у січні, і весною – наприкінці лютого. Середньорічна температура повітря дорівнює 10,3 – 11,1 ^{0}C. Влітку середньомісячна температура складає 20,0 – 22,2 ^{0}C. Нерідко у зимовий період спостерігаються температури повітря вищі від нуля. Абсолютні максимуми у зимові місяці в Придунайському регіоні сягали 17 - 23 ^{0}C. У той же час, абсолютні мінімуми у літній період становили 5 - 7 ^{0}C.

Середня *відносна вологість* Придунайського регіону змінюється від 64 до 85 %, а середньорічна – становить 73 – 78 %. Добовий хід відносної вологості у зимові місяці недостатньо виражений. Навесні коливання від-

носної вологості вже більше виражені. Найбільші середньомісячні її значення відмічаються з листопада по грудень-травень і становлять більше ніж 80%. Найменші – у літні місяці (60 – 70 %). В літній період окремих років, коли на довгий час на виучувану територію розповсюджується гребінь високого тиску Азорського максимуму, можливе зменшення відносної вологості.

Режим *хмарності* формується під впливом синоптичних процесів, які визначають вміст вологи у повітряних масах і напрям їх переміщення. Хмари створюють умови для забезпечення життєдіяльності на Землі. Крім того, наявність хмар визначає кількість та об'єм опадів, які є важливою частиною водного балансу водних об'єктів. За десятибальною шкалою у Придунайському регіоні середньорічна загальна хмарність становить 5,6 – 6,1. Найбільші її значення спостерігаються у зимовий період (6,7 – 7,5), найменші – з липня по вересень і становлять 3,8 – 4,7 балів.

Опади. Основною закономірністю просторового розподілу опадів є загальні циркуляційні фактори. Кількість опадів на території України зменшується з півночі на південь. Придунайський регіон відноситься до зони недостатнього зволоження. Зменшення кількості опадів на узбережжі зубумовлено впливом моря, невеликими висотами Причорноморської низовини, високими температурами теплого півріччя і бризовою циркуляцією.

Основна кількість опадів випадає з фронтальних хмар. Внаслідок літнього прогріву суші збільшується висота рівня конденсації і зменшується вертикальна потужність фронтальних хмарових систем. Виникненню хмарності перешкоджають бризові інверсії. Близько 95 % опадів мають адвективне походження. В середньому за рік випадає 82 % - 84 % рідких, 8 % – 11 % - змішаних і 6 % - 8 % – твердих опадів. Опади холодного періоду розповсюджуються досить рівномірно по території. Вони зубумовлені переважно хмарністю теплих фронтів, які охоплюють великі території. Випадіння рясних опадів пов′язане з виходом або вторгненням холодних повітряних мас. У південних районах стійкий сніговий покрив буває дуже рідко, а в особливо теплі зими – взагалі не встановлюється.

Середньомісячні та середньорічні величини опадів по м/ст Болград та Ізмаїл наведені у табл.1.5. Результати одержані за місячними даними сум опадів з 1945 (1947) по 2015 рр.

Як видно з табл.1.5, у січні, лютому і березні випадає найменша кількість опадів. Переважання літніх опадів зубумовлене підвищеним вологовмістом повітря у теплий період і проходженням холодних фронтів з потужною конвективною хмарністю. Літні опади відзначаються локальним розповсюдженням. Найбільша повторюваність злив інтенсивністю 0,51 – 1,0 мм/хв. Місячні максимуми опадів відмічені в Болграді в 1985 р. – 203мм і у 2011 р. – 196,8 мм.

Випаровування і випаровуваність визначаються радіаційним балансом. Для Придунайського регіону річна величина максимально можливого

випаровування становить близько 900 - 1000 мм. Фактичне випаровування в дельті Дунаю залежить від характеру підстильної поверхні.

Таблиця 1.5 - Середня місячна та річна кількість опадів (мм)

Місяць	Станція	
	Болград	Ізмаїл
I	30,8	32,1
II	29,1	30,7
III	29,2	28,6
IV	34,3	33,5
V	48,3	45,1
VI	70,5	58,4
VII	50,0	49,9
VIII	45,3	35,8
IX	39,4	37,6
X	31,4	30,5
XI	37,7	37,8
XII	38,4	39,0
Рік	485,3	459,6

З відкритої водної поверхні випаровується в середньому за рік 810мм води, з очеретових заростей – 1200 - 1300 мм, з сільськогосподарських угідь – 970 мм, з площ, не зайнятих рослинністю, – 640 мм. Середній річний шар випаровування з поверхні всієї дельти становить 1050 мм, тобто приблизно дорівнює випаровуваності [6].

Середньомісячні та середньорічні величини випаровування, наведені у табл. 1.6, були розраховані за багаторічними даними м/ст Болград за 1960-2010 рр. (за винятком березня, коли були дані лише про поодинокі виміри випаровування, і грудня – при не повному ряді спостережень).

Таблиця 1.6 - Середні місячні та річні величини випаровування (мм)

III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Рік
(42,8)	66,2	104,7	130,9	151,0	141,0	96,7	57,4	25,0	(9,6)	772,9

Як видно з табл.1.6, найбільші середні величини випаровування відмічаються у літні місяці, а саме у червні – 130,9 мм, у липні – 151,0 мм та у серпні – 141,0 мм. Середньорічна величина випаровування за даними м/ст Болград за період 1960 - 2010 рр. становить 775,5 мм. Найбільше річне випаровування спостерігалось у 1972 р. і становило 1151 мм, найменше – 624 мм у 2004 році.

У зв'язку з поломкою приладу для вимірювання випаровування з 2011 р. дані про ці величини по м/ст Болград відсутні.

2 ЗАГАЛЬНА ХАРАКТЕРИСТИКА ОЗЕРА КИТАЙ

2.1 Загальна характеристика водойм України

Виходячи із співвідношень елементів гідрологічного режиму, які зумовлюють характерні межі конкретних водних екосистем, і враховуючи їхню роль у формуванні водних і біологічних ресурсів, виділяють декілька певною мірою самостійних груп водних об'єктів [7]. До однієї з таких груп можна віднести каскад з 6 рівнинних дніпровських водосховищ на території України. Це ланцюг крупних водойм, в яких підпір від нижче розташованих гребель поширюється до нижніх б'єфів верхніх ГЕС. Об'єм акумульованої у всіх водосховищах води складає 43,7 км^3, що близько до сучасного стоку Дніпра за рік в його гирлі. Майже 43 % цього об'єму (18,7 км^3) відноситься до так званої корисної ємності, яка потенційно може використовуватися для перерозподілу стоку річки протягом років і сезонів, а також протягом доби та тижнів. До основних показників водного балансу дніпровських водосховищ відносяться: поверхневий приплив (по головних і малих річках і через гідровузли, розташовані вище від водосховищ) і поверхневий стік (загалом через споруди ГЕС). Водні ресурси Дніпра інтенсивно використовуються, тому на водний баланс водосховищ відчутно впливають такі складові, як використання (у тому числі й незворотне) і надходження води внаслідок промислових і сільськогосподарських скидів. Останні складові водного балансу мають зазвичай невелику частку прихідної та витратної частин. Дніпровські водосховища мають великий внесок до енергетичного забезпечення країни, промислового і побутового водопостачання, розвитку зрошування, створення потужної воднотранспортної магістралі, боротьби з повенями, розвитку рибного господарства і рекреації.

До самостійної групи водних об'єктів відносяться закриті, тобто відділені від моря, і відкриті лимани Північно-Західного Причорномор'я. Унікальність їх екосистем (дуже висока або, навпаки, дуже низька біопродуктивність, контраст мінералізації вод, міра забрудненості водних мас і донних відкладів та ін.) практично повністю визначається особливостями гідрологічного режиму.

Характерні представники групи закритих лиманів – Хаджибейський, Тилігульський і Куяльницький – найбільш давні на північно-західному узбережжі Чорного моря. Всі вони відділені від моря піщаними пересипами [8]. Їхні сучасні розміри сформувалися приблизно 7 тис років тому. Ці лимани схожі за багатьма ознаками, у тому числі за морфометричними. Перш за все, це виявляється у тому, що дно їх улоговин розташоване на 15 - 25 м нижче за рівень моря, а самі улоговини заповнені багатометровою товщею

відкладів мулу, об'єм яких часто перевищує об'єм водної маси лиманів. Долини лиманів витягнуті в меридіональному напрямі на великі відстані – до 300 км [7]. До групи відкритих лиманів відносяться Дніпровсько-Бузький, Дністровський і Березанський. Усі вони відрізняються від безлічі інших водойм складністю гідрологічного режиму, яка зубумовлена впливом моря, що, у свою чергу, відображається у їхніх екосистемах.

Найбільша кількість природних озер України знаходиться в Поліссі. Тут численні пониження в долинах річок, які виникли внаслідок вимивання розчинних гірських порід, а також осідання земної поверхні при винесенні дрібних фракцій з пористих нерозчинних порід. Ці пониження зайняті невеликими, інколи глибокими озерами, які заповнені чистою водою. У Поліссі розташовані найбільш глибокі озера країни – Світязь (58,4 м) і Соміно (56,9 м). Характерними представниками озер Полісся, які виділені в окрему групу, є водойми Шацького природного національного парку. Двадцять два озера, загальною площею 65 км^2, являють собою єдину водну систему. Багато з них не зазнають антропогенного впливу та за показниками можуть розглядатися (з певною умовністю) як еталонні.

Особливу багаточисельну групу водойм України складають заплавні озера [7]. До створення водосховищ на Дніпрі велика частина їх знаходилася в заплаві цієї річки. В наш час вони зберігаються в басейнах верхніх приток Дніпра і в заплаві його гирлової ділянки (нижнього Дніпра). У пониззі та дельті Дніпра більше 150 водойм (озер, лиманів) загальною площею 72,3 км^2. Всі вони разом з русловою мережею складають єдину, гідравлічно пов'язану водну систему, яка у зв'язку з регулюванням стоку Дніпра корінним чином змінила багато характеристик гідрологічного режиму. Це, у свою чергу, відбилося на умовах функціонування унікальної екосистеми гирлової області, зумовило погіршення трофічного стану багатьох заплавних озер.

До групи річкових заплавних озер відносяться й придунайські водойми. Розташовані вони ліворуч від Кілійського рукава Дунаю на ділянці від гирла Прута до узбережжя Чорного моря (рис. 2.1). Найбільшими з них є Кагул, Ялпуг з Кугурлуєм, Саф'ян, Катлабух і Китай. Загальна площа водної поверхні озер становить 50 тис га. Всі вони з'єднані з р. Дунай природними протоками чи штучними каналами, на яких побудовані гідротехнічні споруди для регулювання водообміну і пропуску риби. Невеликі степові річки, які в них впадають, маловодні.

Всі озера витягнуті з півночі на південь і примикають до дунайської заплави. Західні й східні береги їх круті, глинисті, північні та південні – низькі і за винятком оз. Ялпуг представлені безпосередньо алювіальними наносами дунайської заплави.

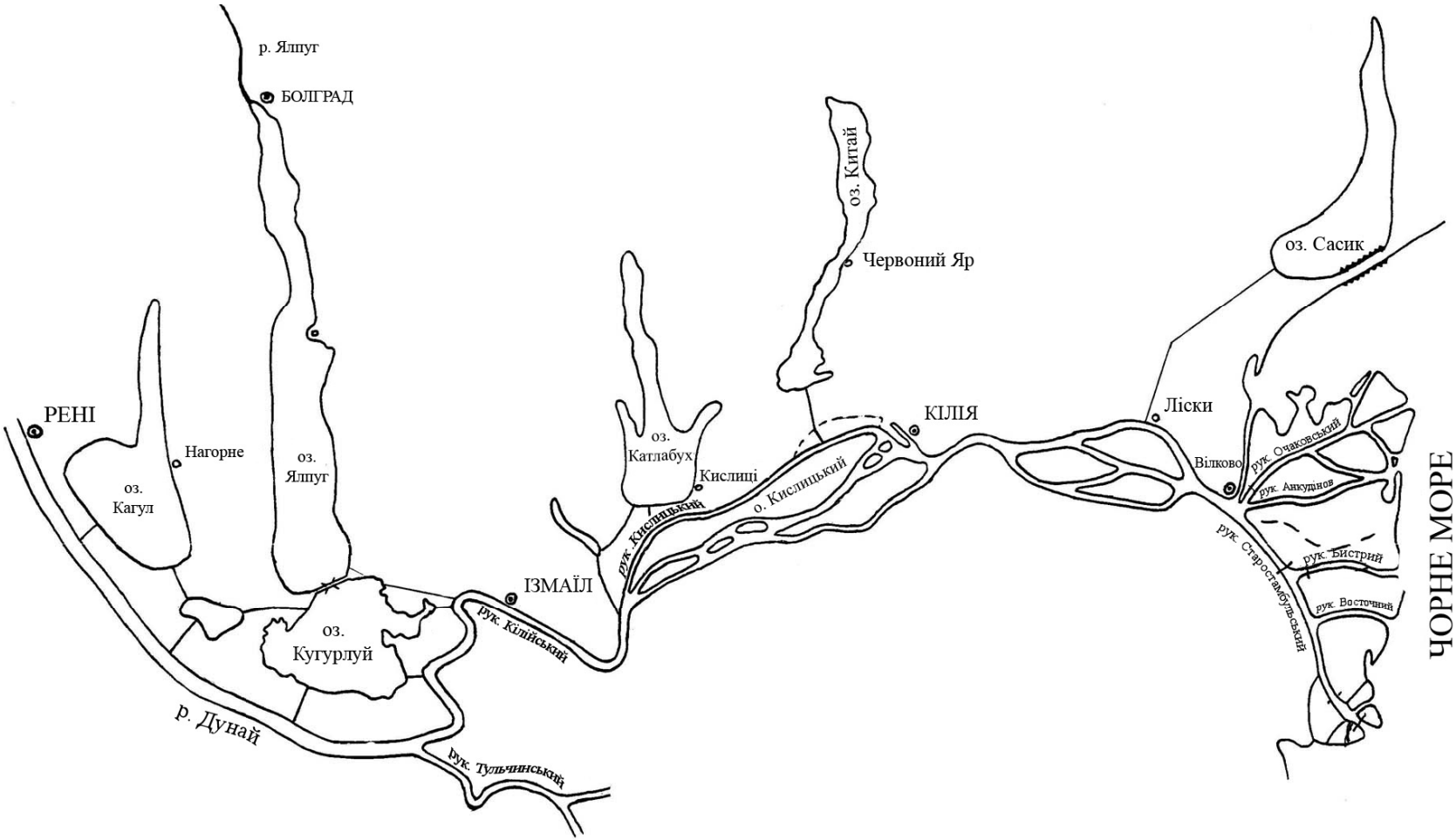


Рис.2.1 – Схема розташування придунайських водойм

В середині 60-х років минулого століття придунайські водойми були зарегульовані, головним чином, для використання акумульованої води на зрошування земель. До цього озера мали вільний водообмін з р. Дунай через природні протоки, що являли собою звивисті русла, які періодично розчищалися рибаками. Потім природні протоки були перетворені на канали і обладнані шлюзами-регуляторами.

Режим роботи водосховищ такий. У період весняного водопілля, коли рівні води в р. Дунай значно вищі за рівні води в озерах, до водойм надходить дунайська вода (до нормального підпертого рівня води (НПР). На період літньої межені шлюзи закриваються. Осінню, коли рівні в р. Дунай низькі, шлюзи відкриваються і відбуваються скиди води з водосховищ (до рівня мертвого об'єму (РМО). Раніше значні об'єми акумульованої води в літній період використовувались на зрошування земель. Для підтримки запроектованих в озерах рівнів і мінералізації в цей період відбувалась підкачка слабомінералізованої води з р. Дунай. Але у 90-х роках минулого століття, у зв'язку зі значним зменшенням площ зрошуваних земель, відпала потреба у водовідведенні, а отже – і підкачці. Це призвело до підвищення мінералізації води. Крім того, кількість солей збільшується і з надходженням високомінералізованих вод малих річок, бічним припливом та через значне випаровування з поверхні озер. Таким чином, р. Дунай є основним джерелом водообміну й водооновлення придунайських водойм.

Характеристики найбільших придунайських озер такі [3, 9, 10, 11].

Озеро Кагул складається з двох морфологічно різних частин: вузької вершини і широкої основної водної маси озера, яка з півдня з'єднується з Дунаєм протокою Векета (пропускна здатність - 75 $м^3/с$). Західний і східний береги верхньої частини озера високі та круті. Від верхів'я озера на північ простяглась низька засолена долина р. Кагул. На крутих берегах верхньої частини розташовано декілька населених пунктів. Крутий високий берег зі сходу тягнеться до південної околиці широкої частини озера. Із західного боку високий берег тільки до широкої частини озера, звідки він круто повертає до північного заходу і відходить від озера. Північно-західною, західною і південною сторонами широка частина оз. Кагул примикає до низької дельто-заплавної частини р. Дунай. Заплава частково, особливо на західному березі, використовується під сільськогосподарські угіддя. Широка частина Кагулу має еліптичну форму і є річковою лагуною з максимальною довжиною 12,8 км; у північній частині лагуна переходить у вузьку, але довгу (до 17 км) вершину. Розмір площі озера і його довжина, зважаючи на велике коливання рівня води, непостійні.

В період нормального рівня води загальна довжина Кагулу дорівнює 23 - 24 км, ширина - 11 км. Загальна площа озера змінюється в межах 103,14 – 105,54 $км^2$. Під час високої повені максимальна глибина сягає близько 7 м, тоді як в меженний період вона становить тільки 1,5 м і лише в районі с. Лиманського – 2 м.

Озеро Ялпуг є найбільшим з групи придунайських прісноводих водойм. На півдні воно з'єднується широкою протокою із заплавним водоймищем - оз. Кугурлуй. Східний і західний береги оз. Ялпуг круто обриваються до його долини і лише місцями корінний берег більш полого знижується. На пологих схилах часто розташовані сади та виноградники. Круті береги у більшості випадків не задерновані, тягнуться уздовж всього озера і лише у південному кінці його круто повертають до заходу і сходу, відкриваючи вихід долини лиману в дунайську заплаву. Південний берег озера утворений низьким піщаним пересипом, який розділяє озера Ялпуг і Кугурлуй, його прорізає широка протока, що сполучає ці водоймища.

Озеро Ялпуг - найглибша водойма у придунайській групі. Багато дослідників вважають це наслідком петрографічної будови берегів і дна оз. Ялпуг, які до 50 % покриті ущільненими ґрунтами. Окрім сірого тонкого мулу (49 %), тут зустрічаються в різних ділянках озера домішки черепашнику (11 %) та пісок замулений (20 %). Як і в решті озер басейну р. Дунай, маси мулу займають центральну частину водоймища і поступово переходять в мулисто - піщані, потім піщані і піщано - галечні ґрунти.

Ухил дна озера значно більший, ніж в оз. Кагул. Береги оз. Ялпуг складаються із значно твердіших порід, ніж береги оз. Кагул. Завдяки цьому і прозорість води його досить велика.

В оз. Ялпуг впадають річки Ялпуг, протяжністю 142 км, площею водозбору 3280 км^2 і Карасулак, протяжністю 52 км, площею водозбору – 221 км^2.

Озеро Кугурлуй є південною частиною оз. Ялпуг, з яким воно сполучене широкою мілководною протокою. У повені, особливо при найвищих рівнях води, межа між ними майже зовсім зникає.

Низька заплава р. Дунай тут безлісна. Рослинність складається з чагарників очерету, рогозу та інших болотно-водних рослин. Вони майже оточують водоймище і лише з північного боку, уздовж коси, що відокремлює Кугурлуй від Ялпуга і далі на схід, їх немає. У цьому місці напівзанурена рослинність представлена чагарниками сусака зонтичного. Мілководність водойми при плоскому дні і невеликих глибинах призводить до того, що площа водоймища протягом вегетаційного періоду різко скорочується, внаслідок чого до кінця літа звільняються від води значні площі дна. У північно-східній частині оз. Кугурлуй з'єднується з р. Дунай вузькою, але глибокою протокою Репіда (пропускна здатність 50 м^3/с).

Озеро Саф'ян - найменше з придунайських водойм. Представляє собою єдиний комплекс з плавневими землями та озером Лунг і гідротехнічними спорудами, які з’єднують їх з р. Дунай. Водосховище в комплексі з плавневими територіями поповнюється за рахунок снігового й дощового живлення. Водообмін цієї території відбувається за рахунок скидів і надходжень через шлюз-регулятор води з р. Дунай у встановлені періоди, че-

рез канал «Общественний» або через каскад-канал Желявський - водосховище Катлабух - гирло Довге – озеро Лунг – водосховище Саф'ян.

Береги водосховища складені лесоподібними суглинками. Південно-західний берег крутий, висотою 10 - 15 м; північно-східний майже повністю пологий, висотою 5 - 7 м, й лише у верхній північній частині місцями крутий, висотою до 10 м. Низький південний берег сильно заболочений і зливається з Старо-Некрасівськими заплавами.

Дно озера одноманітне і плоске з поступовим поглибленням від берега до центральної частини водоймища, покрите товстим шаром чорного мулу з великою домішкою рослинних залишків. Площа мілководдя складає до 50 % водного дзеркала при НПР. Влітку водойма у цій зоні значно прогрівається, температура води сягає 25 – 35 ^{0}С. Південна мілководна частина водойми заростає водною рослинністю.

Прозорість води оз. Саф'ян коливається в межах 0,1 – 0,5 м і залежить в основному від вітрового хвилювання і ступеня розвитку планктону, який досягає в літньо-осінні місяці великої інтенсивності.

Озеро Катлабух складається з основної широкої - південної частини, витягнутої верхньої - північної частини (вершини) і двох заток - Гасан і Ташбунар, розташованих симетрично з боків вершини. Загальна довжина озер 21,5 км, з них на вузьку частину припадає 16 км, довжина затоки Гасан – 5км, а Ташбунар - 4 км. У зв'язку з тим, що рівень води в озері зазнає значних коливань, площа його змінюється у досить широких межах - від 59 до 71км^2.

В озеро Катлабух впадає річка Єника, довжиною 40 км, площею водозбору – 243 км^2. У іншу частину озера впадають річки Великий Катлабух, протяжністю 49 км, площею водозбору – 536 км^2 і Ташбунар, довжиною 40 км, площею водозбору – 281 км^2.

У південній частині озера береги знижені, заросли очеретом, від с. Багате до гирлової частини каналу Желявський озеро відокремлене від р. Дунай захисною дамбою. Занурена рослинність розповсюджена смугою до 150 м від урізів води.

Східна ділянка берега від с. Кислиці до гирла р. Єника підвищена, висота берегового схилу складає від 3 до 6 метрів. Уздовж берегової лінії росте очерет, шириною до 100 м. В районі с. Кислиці абразійні процеси припинилися після проведення у 1982-1983 рр. і 1988-1989 рр. берегоукріплювальних робіт. Балково-яружна мережа практично відсутня. Південніше
с. Першотравневе береги знижені і виположені, на північ – знову підвищуються, а біля смт Суворово висота обриву досягає 20 м. Схили на окремих ділянках схильні до обвалення і утворення обвальних терас.

У північній частині озера (гирло р. Великий Катлабух) є ділянки акумуляції річкових наносів і продуктів переробки берегів.

Західний берег (до гирла р. Ташбунар) в основному виположений, з висотою кліфа до 6 метрів, на задернованих схилах є слабкорозвинена бал-

ково-яружна мережа. У 1982-1983 рр. у селі Багате виконані роботи зі зміцнення берегів, після чого процеси берегозрушення припинилися.

Площа мілководдя озера становить близко 25 км^2. Мілководдя практично повсюдно поросли очеретом. Смуга очеретів шириною 40-100 м починається біля птахоферми с. Кислиці і тягнеться на північ по периметру озера. Південний берег озера уклинюється в Дунайські заплави, які також поросли очеретом.

Основні параметри водосховища Катлабух: довжина 21 км, максимальна ширина – 6,0 км, середня – 3,3 км, максимальна глибина – 2,7 м, середня – 1,92 м, площа дзеркала водної поверхні при НПР – 68,5 км^2, повний об'єм – 131млн м^3, корисний – 68,5 млн м^3, довжина берегової лінії водосховища – 75,4 км. Відмітки рівнів: НПР = 1,70 мБС, РМО = 0,70 мБС, форсованого підпертого рівня води ФПР = 3,00 мБС.

Озеро Китай поділяється на два плеси - північний і південний, які сполучені вузьким гирлом. У цій вузькій частині упоперек озера насипана дамба і споруджений міст; по греблі проходить ґрунтова дорога на с. Червоний Яр. Дамба в значній мірі ізолює північний плес озера від південного.

Береги озера круто обриваються до його долини і складаються в основному з лесоподібних суглинків. Біля північного берега місцями зустрічаються вапняки. Обрив корінного берега досягає висоти близько 10 м. Схили його часто не задерновані, рясніють оголеннями стародавніх морських відкладів. Особливо вони поширені по східному берегу на північ від с. Червоний Яр. З півдня водоймище відокремлене від дунайських заплав широкою низькою перемичкою, через яку проходить штучний канал, що сполучає озеро з Кілійським рукавом дельти Дунаю.

Дно центральної частини водоймища (як північного, так і південного плеса) на 86,8 % покрите сірим тонким мулом, який недалеко від берега переходить в злегка замулений піщаний ґрунт (12,6 %). Крім того, зустрічається третій тип відкладів - мул з домішкою черепашнику, що покриває всього лише 0,6 % поверхні дна водоймища.

Велике вітрове хвилювання й масовий розвиток синьо-зелених водоростей, аж до «цвітіння» води в літньо - осінній період, є причиною надзвичайно малої прозорості води в озері, яка в цей період зменшується до 0,1 – 0,2 м і менше.

В озеро Китай впадають річки Киргиж - Китай і Аліяга, довжиною 64 км і 67,5 км відповідно.

Лиман Сасик розташований поблизу гирла Дунаю. У 1980 р. був відокремлений від моря з метою розсолення. Сасикське водосховище в сучасному вигляді за багатьма еколого - гідрологічними показниками є оригінальною водоймою і може відноситися до самостійної групи перетворених водоймищ. Це водосховище – свого роду природна модель, на якій розробляються методи розрахунку і прогнозу багатьох аспектів гідрологічно-

го, гідрохімічного та гідробіологічного режимів відокремлюваних від моря лиманів, естуаріїв і заток.

Довжина водосховища Сасик близько 30 км, ширина в північній частині 2 - 3 км, в південній – до 12 км. Розподіл глибин по акваторії водосховища рівномірний. Дно плоске та рівне. Берегова лінія малозвивиста, висота берегів 2 - 12 м, підвищення рівня води в цих межах не призводить до значного зростання площі його дзеркала. До відокремлення від моря площа дзеркала складала 210 км^2, об'єм – 0,435 км^3. В наш час ці показники регулюються штучно і визначаються режимом роботи Дунай-Дністровської зрошувальної системи, ланкою якої є Сасикське водосховище [3].

Технічний проект будівництва Дунай-Дністровської зрошувальної системи передбачав опріснення лиману Сасик шляхом відділення його від Чорного моря дамбою довжиною 14 км, відкачування та скидання в море солоної води і самопливної подачі дунайської води в Сасикське водойми-ще по каналу Дунай – Сасик довжиною 13,5 км. Із водойми передбачалось зрошувати землі площею 29,2 тис.га (перша черга будівництва), а потім ще 28 тис.га (друга черга). Економічний результат від зрошування не був досягнутий внаслідок деградації земельних ресурсів, а саме засолення, а також постійно зростаючих витрат на вдосконалення проекту, спрямованих на поліпшення економіко-екологічних показників, якості зрошувальної води по відношенню до базового варіанта розбудови Дунай-Дністровської зрошувальної системи. За даними [12], на сьогодні строк служби Дунай-Дністровської зрошувальної системи є вичерпаним і подальше її існування з Сасиком в якості джерела водопостачання недоцільне. Подальше використання природно-ресурсного потенціалу Сасикського водосховища потребує системних і комплексних дій, пов’язаних з реабілітацією його екосистеми.

2.2 Морфометричні характеристики оз. Китай

Важливими параметрами водойм, у тому числі й озер, є їхні морфометричні характеристики. Від них багато в чому залежить гідрологічний і гідрохімічний режими, прогрівання і охолоджування, гідробіологічний стан. Окрім того, без наявності даних про морфометрію водойм неможливо виконувати будь-яке моделювання тих чи інших показників їх функціонування.

Основні параметри водосховища наведені у табл.2.1 [11].

Залежності площ водного дзеркала і об’ємів води для характерних рівнів води у водосховищі, побудовані за даними зйомок 1982 р., представлені на рис.2.2, 2.3 [11].

Таблиця 2.1 - Морфометричні характеристики і характерні рівні води в оз. Китай

Довжина, км	Ширина макс., середня, км	Глибина макс., середня, м	Площа водного дзеркала при НПР, км^2	Площа мілководдя глибиною до 2 м (при НПР)	Об'єм, млн м^3		Протяж. берегової лінії водосховища, км	Відмітки рівнів, мБС		
					повний	корисний		НПР	РМО	ФПР
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
За зйомкою 1968 р.										
24	3,85 2,46	3,00 1,83	59,00	26,3	108,0	36,5	64,3	1,5	0,6	-
За зйомкою «Укрпівденділпроводгосп», 1979 р										
24	3,85	3,00	60,00	21,6	125,0	52,5	64,9	1,5	0,6	2,40*
За зйомкою ГУГК, 1982 р.										
24	3,85 2,46	3,00 1,90	58,95	23,0	111,9	49,3	64,3	1,5	0,6	2,40*

Примітка. *Максимальний рівень озера при 1 % забезпеченості зливового паводка

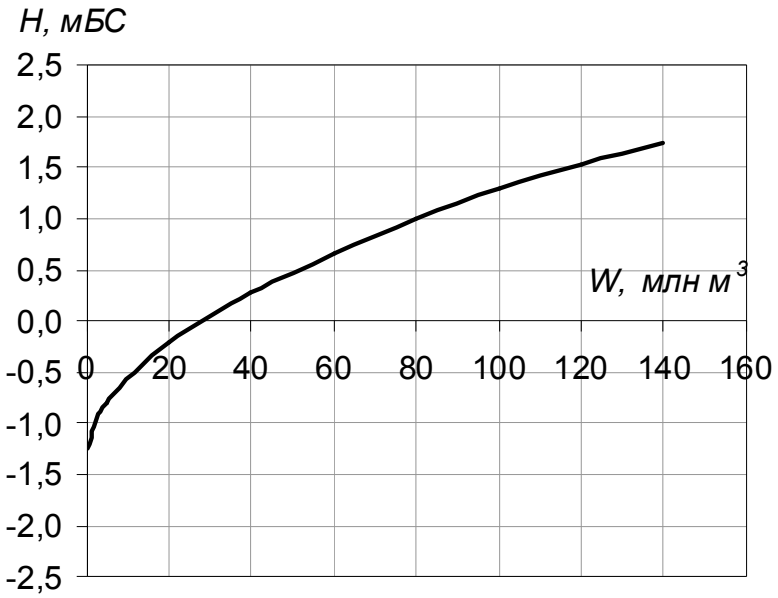


Рис. 2.2 – Крива об’ємів води в оз. Китай

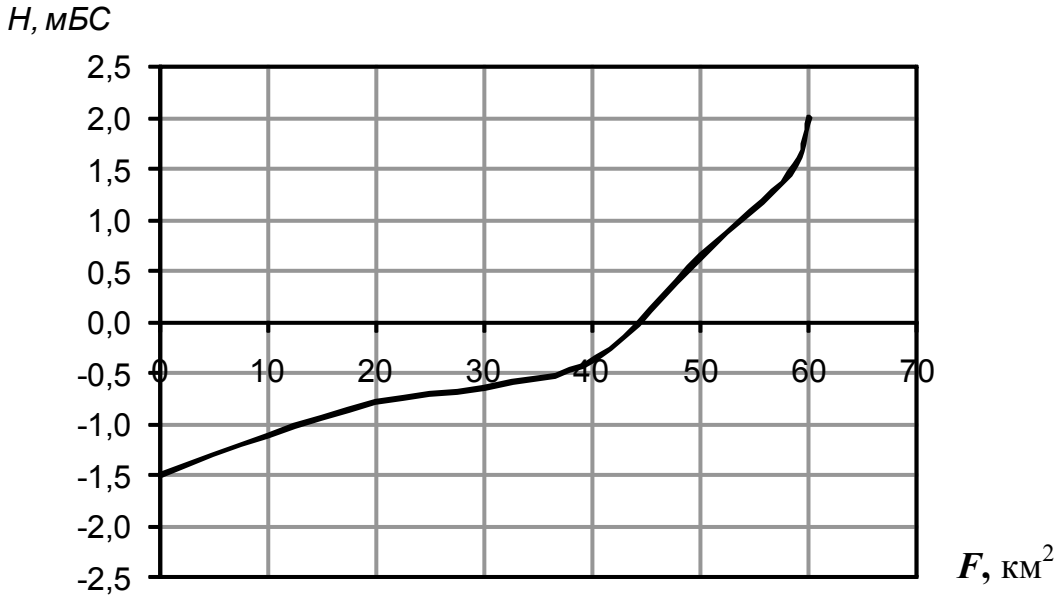


Рис. 2.3 – Крива площі водної поверхні оз. Китай

Рекогносційне обстеження барової частини озера Китай

Рекогносційне обстеження нижньої частини озера Китай відбувалося восени 2005 р. експедиційним загоном Одеського державного екологічного університету. Позиціонування на місцевості здійснювалось з використанням персонального навігатора GPS GARMIN – 72. Для визначення глибин передбачалося використовування малогабаритного ехолота, проте, через малі глибини і м'яке мулисте дно, для вимірювань використовувалась рейка.

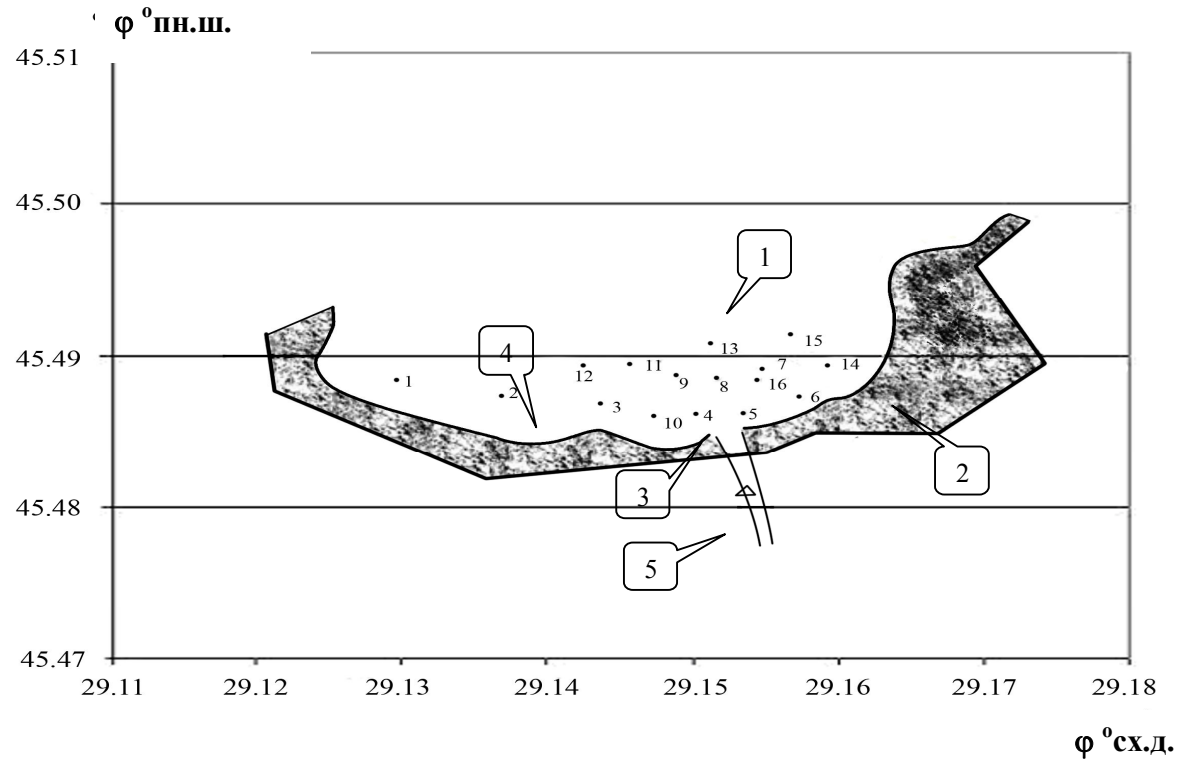
На першому етапі обстеження була здійснена напівінструментальна зйомка досліджуваної ділянки. Її план показаний на рис.2.4. Нижня частина озера Китай оконтурена дамбою із залізобетонним покриттям. В ній розташована гідрометрична споруда – водозлив, регулюючий водообмін між озером і протокою р. Дунай. В період обстеження затвор був відкритий, і в сполучному каналі спостерігалася слабка течія (0,10 – 0,15 м/с) у бік річки Дунай.

Слід зазначити, що сполучний канал був сильно замулений, в нижній його частині розбитий мулистими островами на окремі протоки, які заросли очеретом. Замулювання і заростання каналу перешкоджає водообміну між річкою і озером.

Перед дамбою, з боку озера є смуга очерету шириною 150 – 400 м. Дно в межах обстеженої площі рівне, чисте, складене тонкодисперсними мулистими ґрунтами. Через малі глибини, навіть при невеликому вітрі, відбувається скаламучення верхнього горизонту донних відкладів і їх перевідкладення, яке призводить до згладжування нерівностей дна. Крім того, важливим чинником формування топографії дна озера є спосіб лову риби в озері риболовецькими бригадами, коли нижня частина неводів, шириною до 100 м, протягається безпосередньо по дну, вирівнюючи його і очищаючи від рослинності, гілок та ін.

На рис.2.5 наводиться план глибин в ізобатах, побудований за результатами рекогносцирувальних промірних робіт. Лінійний масштаб – 1: 30000. Глибина поступово наростає від 0,3 – 0,4 м на кромці очерету до 0,8 – 0,9 м - на відстані 400 – 500 м від його межі.

На рис.2.6 показані поздовжні і поперечні профілі дна. Аналіз результатів батиметричної зйомки, а також поздовжніх і поперечних профілів свідчать про те, що найбільш інтенсивно відбувається зростання глибин у місці сполучення підвідного каналу Кофа й озера. Від нього вліво і вправо глибини суттєво зменшуються, що пов’язано з розтіканням струминної течії і наступним переходом завислих наносів у донні відкладення. Особливо процеси бароутворення мають прояви біля лівого берега озера. Сам же канал Кофа, як вже відзначалось, значною мірою замулився і тому його пропускна спроможність значно зменшилась, порівняно з проектною.



1 – промірні вертикалі та їхні номери; 2 – зарості очерету;
3 – дамба; 4 – межа очерету і чистої води;
5 – підвідний канал

Рис. 2.4 – Схема району рекогносцирувального обстеження озера Китай у 2005 р.

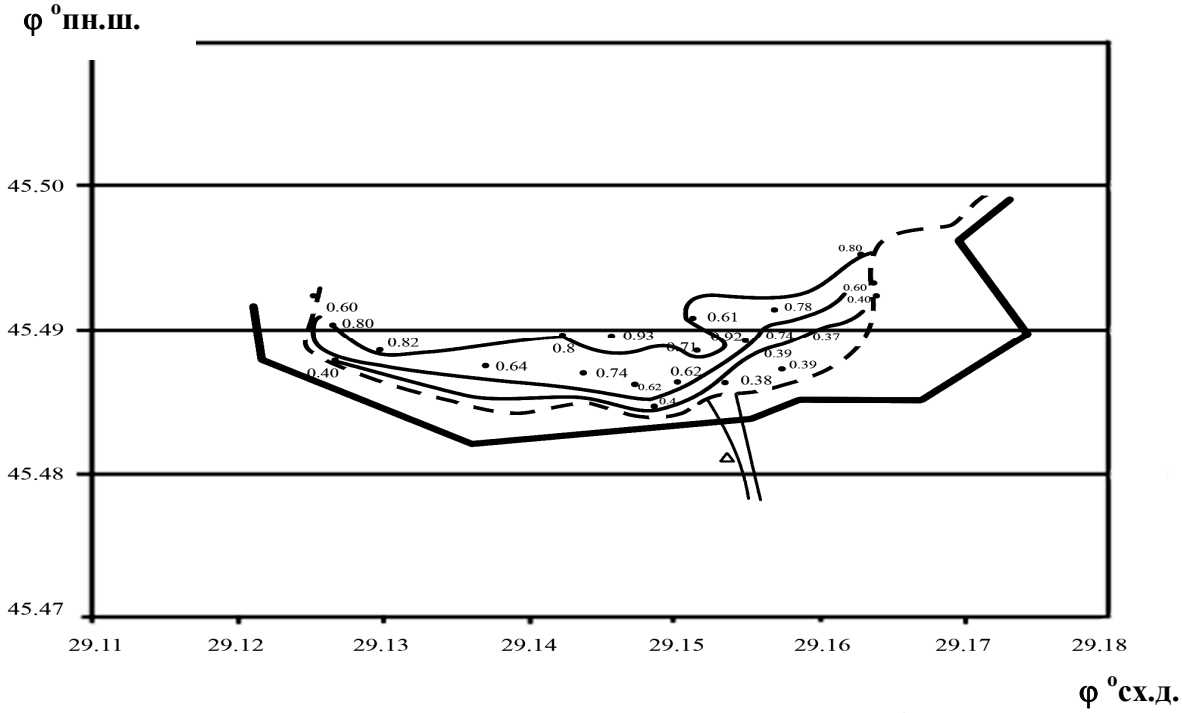
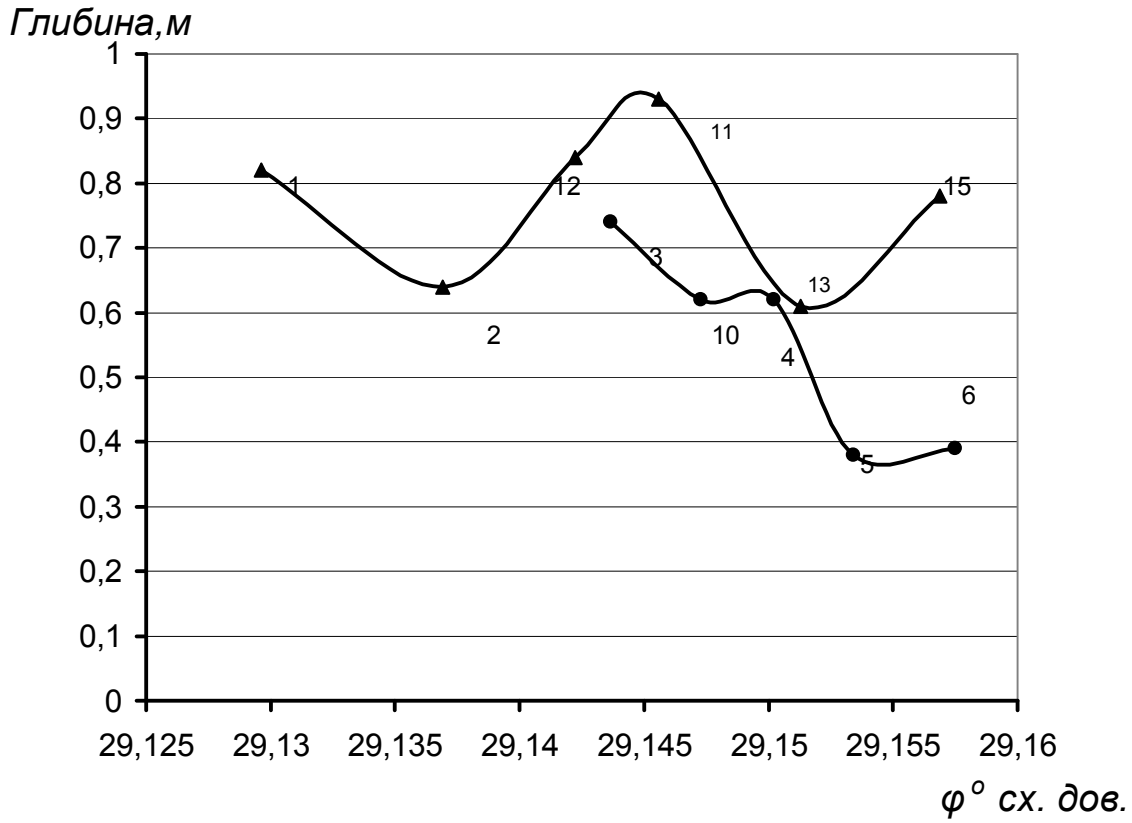
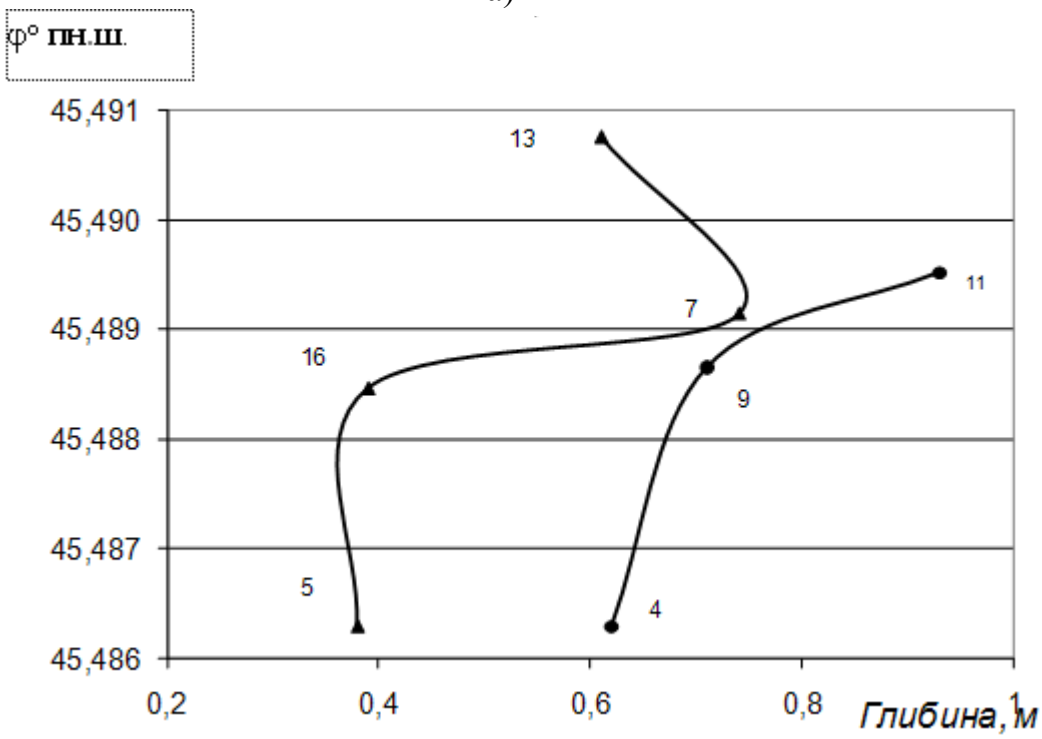


Рис. 2.5 – План нижньої частини озера Китай в ізобатах



а)



б)

Рис. 2.6 – Поздовжні (а) і поперечні (б) профілі дна озера Китай

2.3 Господарське використання оз. Китай

Головними споживачами і користувачами озера Китай є господарсько-побутове і сільськогосподарське водопостачання прилеглих селищ, зрошування та заводнення земель.

З озера Китай здійснюється сільськогосподарське водопостачання молочно-товарних і вівце-товарних ферм, господарсько-побутове водопостачання селищ Фурманівка, Червоний Яр, Василівка, Старі Трояни, Приозерне, Камишівка. Загальний об'єм водопостачання становить 2,4 млн $м^3$/рік.

Площа зрошування (на рівні 1998 р.) з водозабором з оз. Китай складала 14290 га. Площі при зрошувальних системах наведені у табл.2.2. Характеристики рівня водоспоживання на 1993 і 2000 рр. наведено у табл.2.3 [11].

Таблиця 2.2 - Зрошувальні системи і площі зрошування

Зрошувальна система	Площа зрошування, га
Холмська	289
Червоноярівська	7619
Василівська	1695
Приозернянська	1217
Міжгосподарська	144
Шевченківська	999
Мале зрошування	
Кілійського району	1187
Ізмаїльського району	1040
Кислицької рисової ЗС	2815
Загалом	14290

Таблиця 2.3 - Об'єм водоспоживання на зрошування з оз. Китай, тис м^3

Місяці / Водоспоживач	IV	V	VI	VII	VIII	IX	Рік
	1993 рік						
Василівська ЗС	593	1186	1483	1483	890	297	5932
Червоноярівська ЗС	2667	5334	6666	6666	4000	1333	26666
Приозернянська ЗС	426	852	1065	1065	639	213	4260
Міжгосподарська ЗС	50	101	125	125	76	25	504
Шевченківська ЗС	350	7000	874	874	524	174	3496
Холмська ЗС	136	272	341	341	204	168	1362
Ізмаїльський район	364	728	910	910	546	182	3640
Кілійський район	415	831	1038	1038	623	208	4154
Загалом	5001	10004	12503	12503	7502	2500	50014
	2000 рік						
Тов. «Світанок»	-	235,2	215,8	55,5	49,2	-	555,8
Тов. «Зоря»	-	42,2	49,2	35,7	53,3	-	180,4
Тов. «Батьківщина»	-	173,6	114,2	64,3	29,4	-	381,5
Тов. «Україна»	-	26,6	-	-	-	-	26,6
Тов. «Маяк»	-	6,3	59,7	-	-	-	66,0
Тов. «Єнікой»	-	-	158,0	161,7	470,5	33,3	823,5
Тов. «Колос»	-	24,0	126,5	63,6	210,4	34,8	459,3
Тов. «Нива»	-	-	59,5	-	-	-	59,5
Тов. «Кутузова»	-	10,0	43,8	-	-	-	53,8
Тов. «Трудовий»	-	-	83,3	-	-	-	83,3
Тов. «Чехова»	-	26,6	-	-	-	-	26,6
Орендатори оз. Китай	-	-	16,1	-	-	-	16,1
Загалом	-	544,4	926,1	380,8	812,8	68,1	2732,4

З табл. 2.3 видно, що забори води на зрошування зменшились майже у двадцять разів. Якщо у 1993 р. об'єм забору складав 50 млн м^3, то у 2000 році – тільки 2,73 млн м^3. У 2001-2015 рр., за даними Одеського Облводресурсів, загальні забори води з озера складали від 3,7 до 0,4 млн м^3. Це пов'язано із загальним зменшенням зрошуваних земель. Слід зауважити, що забори води на зрошування зменшились за 90-ті роки минулого століття з усіх придунайських водойм, а це значно погіршило екологічне становище, головним чином, через майже відсутнє водооновлення у цих водосховищах.

2.4 Вища водна рослинність

Своєрідність акваторій української ділянки Дунаю і придунайських озер полягає в тому, що домінуючим компонентом природних екосистем гирлової області є вища водна та прибережна рослинність, яка суттєво впливає на всі форми життя в акваторіях дельти і придунайських озер [13]. В теперішній час екосистеми придунайських водойм зазнають сильного антропогенного тиску внаслідок активного впливу на їх акваторії та басейни. Наприкінці 50-х років XX ст. в інтересах землеробства і рибного господарства почалося відокремлення водойм від Дунаю, завершене в основному в 60-ті роки. Таким чином, прямий зв'язок з річкою був порушений і водойми перетворені посуті на наливні водосховища з регульованими рівнями. В зимово-весняні місяці вони наповнюються, потім відбувається спрацювання рівня. Значні зміни відбулися на площі водозбору: більш ніж 50 % території дельти знаходяться під сільськогосподарськими угіддями, 13 % – займає рибне, 19 % – очеретово-заготовче господарство. До кінця 70-х років XX ст. водойми інтенсивно зариблювалися рослиноїдними рибами, в тому числі білим амуром.

Все це відбилося на рослинності озер, яка є основою водних екосистем. Максимальні зміни відбулися у складі та розподіленні теперішньої водної рослинності, яка найбільш чітко відображає загальний стан водойми.

В 1950 - 60-ті роки озера заростали досить сильно. Так, за даними К. К. Зерова [14], Кугурлуй заростав на 100 %, Саф'ян – на 75%, Кагул – на 67 %, Ялпуг – на 24 %, Китай – на 15 %; згідно І. Л. Корелякової [15], Кагул, Картал, Катлабух – на 100 %, Китай – на 21 %, Ялпуг і Саф'ян – на 11 і 13 % відповідно, причому в більшості водойм основні площі займала занурена рослинність. Після заселення водойм рослиноїдними рибами (кінець 60-х – початок 70-х років минулого століття) занурена рослинність на значних площах була знищена.

На сучасному етапі існування придунайських озер занурена рослинність розвивається на незначних площах, переважно у першу половину літа, а в наступний період займає лише верхів'я озер, окремі плеси за стіною очерету й глухі вікна-розриви у заростях повітряно-водної рослинності.

Безпосередньо в озері Китай смуги повітряно-водної рослинності охоплюють береги майже суцільним кільцем, заходячи до глибин 0,6-0,8 м. Основні масиви зосереджені в південній частині водойми біля селищ Василівка, Фурманівка і Муравлівка та у верхів'ї озера. Складання ценозів крупноплямне, часто усередині очеретяного поясу є мілководні плеси, донні відклади яких представлені міцними мулами, насиченими органікою. Основний утворювач в заростях повітряно-водної рослинності – очерет звичайний, значно рідше зустрічається рогіз вузьколистий, інколи – схено-

плекти Табернемонтана й озерний. В верхів'ї водойми значно виражене засолення, у межиріччі Аліяга - Китай значні площі зайняті клубнеочеретом морським, на поверхні ґрунту виступає сіль. У селі Муравлівка та у пересипу, що розділяє озеро на дві частини, знаходяться великі масиви очерету, що відмирає.

Занурена рослинність, як і до того, займає в озері незначні площі. Зарості валіснерії, відмічені К. К. Зеровим [16] та І. Л. Корелякової [15], зникли, й лише в першій половині літа на мілинах вище від Фурманівки, біля Василівки і Камишівки розвиваються розріджені ценози рдестів пронзеннолистяного і кучерявого.

2.5 Фітопланктон. Зоопланктон. Макрозообентос

Систематичне вивчення фітопланктону придунайських водойм почалося під керівництвом Я.В. Ролла у 1949 й 1958 рр. [17]. Детально досліджувала фітопланктон Л.Є. Костикова у 1963 - 1965 рр. [18]. Значний фактичний матеріал дозволив їм достатньо повно охарактеризувати систематичний склад фітопланктону, кількісний розвиток фітопланктонних організмів і надати порівняльну еколого-флористичну характеристику фітопланктону придунайських водойм. Л. Є. Костикова [18] зареєструвала 503 види водоростей, представлених 655 внутрішньовидовими таксонами, до яких входять типові форми, з них синьозелених – 95, евгленофітових – 108, динофітових – 36, золотистих – 50, діатомових – 140, жовтозелених – 8, зелених – 218.

За наступні 25 років, порівняно з матеріалами весняних і літньо-осінніх зборів 1949 р., характер фітопланктону в придунайських водоймах майже не змінився, але в деяких – зазнав суттєвих змін.

В озері Китай у 1989 р. виявились такі закономірності кількісного розвитку фітопланктону: масовий розвиток у квітні, спад – у травні і знову масовий розвиток – у вересні. У квітні чисельність фітопланктонових організмів досягла 68 953 тис кл/дм^3, середня біомаса – 65977 мг/м^3. Синьозелені водорості склали 89,5 % загальної чисельності й 93,5 % – загальної біомаси фітопланктону. Максимальна біомаса фітопланктону сягнула 91900 мг/м^3. У травні кількісні показники вегетації фітопланктону знизилися: чисельність до 4 414 тис кл/дм^3, біомаса – до 1893 мг/м^3. У вересні відбувся другий максимум розвитку фітопланктону: чисельність – до 498270 тис кл/дм^3, біомаса – 35093 мг/м^3. Синьозелені водорості знову зайняли домінуюче положення. За масовим розвитком синьозелених водоростей Китай зберіг риси, притаманні й 25 років тому.

Таким чином, збільшення максимальних показників кількісного розвитку синьозелених водоростей може свідчити про посилення антропоген-

ного евтрофування озер. За оцінкою матеріалів, в цілому можна зазначити, що фітопланктон і фітомікробентос Дунаю, заток Кілійської дельти та придунайських водойм у межах України досить різноманітні.

У зв'язку з різноманітними екологічними умовами Дунаю, його рукавів, заток переднього краю Кілійської дельти, які різною мірою піддаються впливу моря, а також придунайських водойм, які заросли в значній мірі вищою водною рослинністю, якісний склад і кількісні показники вегетації водоростей також відрізняються різноманіттям.

Вивчення зоопланктону нижнього Дунаю розпочато румунськими вченими Г.Щпандлем та І. Лепши [13]. Детально провела вивчення зоопланктону придунайських водойм вперше наприкінці 40-х і в 50-х роках XX ст. М.Л. Підгайко [19]. Було зареєстровано 50 видів коловерток, 43 – гіллястовусих, 14 – веслоногих, личинок молюсків, представників простіших та остракід з бентосу. За кількістю видів основних таксономічних груп найбільш різноманітний зоопланктон оз. Ялпуг (72), далі йде Китай (57), Кагул (42), Саф'ян (42), Кугурлуй (36), Картал (34), Катлабух (23). В зоопланктоні перелічених водойм у масовій кількості розвивалися коловертки, гіллястовусі, понто-каспійські представники веслоногих. В середньому за весь період дослідження більш за 50 % біомаси зоопланктону в озерах Ялпуг і Китай складали коловертки, в Кагулі – веслоногі, в Саф'яні – гіллястовусі.

Найбільші середньорічні показники кількісного розвитку зоопланктону були характерні для оз. Саф'ян (чисельність 1120 тис од./м^3, біомаса – 4,0 г/м^3) і оз. Китай (900 тис од./м^3, біомаса – 2,2 г/м^3). Взагалі в придунайських озерах, особливо у Саф'яні та Китаї, склалися добрі умови для розвитку зоопланктону, що стало основою для рибогосподарського освоєння водойм.

Дослідження в 60-ті роки XX ст. В.В. Поліщука [20] також підтверджують багатство зоопланктону оз. Саф'ян (до 13 г/м^3 влітку переважали копеподити веслоногих) й оз. Китай (до 8-9 г/м^3 влітку та восени, домінували коловертки і безпанцирні копеподити). Реліктові ракоподібні були малочисельні, що, напевно, в числі домінуючого складу є результатом зростаючого органічного забруднення водойм.

Під час дослідження у 1989 р. у складі зоопланктону було зареєстровано в оз. Китай – 53, оз. Катлабух – 44, оз. Саф'ян – 34, оз. Ялпуг – 35, оз. Кугурлуй – 36 та оз. Кагул – 38 таксономічних одиниць видових і внутрішньовидових рангів з коловерток, веслоногих та гіллястовусих ракоподібних, личинок дрейсен.

У цілому до зоопланктону озер належали види, характерні для водойм понтійської провінції або південного регіону, за класифікацією М.Л. Підгайко [21]. З іншого боку, таксономічний склад живого планктону озер близький до складу Дунаю, з яким ці водойми безпосередньо зв'язані й є частиною його басейну.

Взимку 1989 р. майже в усіх озерах мали перевагу коловертки. Далі за кількісними показниками йшли веслоногі ракоподібні, серед яких переважно особими наупліальних і молодших копеподібних стадій циклопід. Гілястовусі у невеликій кількості відмічені лише у водоймах Катлабух і Кугурлуй.

Весною в зоопланктоні також переважали коловертки. Веслоногі знову, як і взимку, за кількісним розвитком посідали друге місце. Серед них більше було особин копеподібних стадій каланід. Весною найбільші показники зоопланктону були в озерах Саф'ян, Кугурлуй і Китай, чисельність в них перевищувала 1 млн од./м^3 (до 6 млн), що рідко зустрічається у природних водоймах [13].

Дещо змінився склад домінуючих видів зоопланктону в придунайських водоймах і влітку. Коловертки і в цю пору року переважали, особливо за чисельністю. В оз. Катлабух за біомасою майже стільки, як і коловерток, було веслоногих, в інших водоймах кількісні величини розвитку представників цієї групи нижчі.

Восени загальний рівень розвитку зоопланктону був низьким в усіх лиманах. Домінували коловертки, хоча їхня маса відрізнялась від маси веслоногих. Серед обох груп найчастіше зустрічались види, які були зареєстровані й у інші пори року.

Зоопланктон придунайських водойм за своїми характеристиками – коловерточного типу, що пов'язано, ймовірно, з інтенсивним рибогосподарським використанням озер. Це може бути й наслідком збігу інших чинників, зокрема, метеорологічних. Найменший рівень розвитку зоопланктону в оз. Ялпуг можна пояснити погіршенням екологічної ситуації водойми за останні роки через токсичне забруднення, внаслідок чого була відзначена масова загибель риби [13].

Гідробіологічні дослідження української частини Дунаю і крупних озер нижньої течії річки почались наприкінці 40-х – на початку 50-х років XX ст. Комплексні, узагальнюючі характеристики макрозообентосу водотоків дельти й озер-лиманів наведені у монографії Ю.М. Марковського [22]. Вперше були описані ценози макрозообентосу, наведені кількісні дані спостережень за розвитком і представництвом окремих видів безхребцевих. Ця класична робота є унікальною, оскільки в ній узагальнений матеріал, який зараз можна використовувати для прогнозних оцінок стану водних екосистем (для порівняння).

Основою для високої оцінки вказаної роботи є й те, що під час досліджень Ю.М. Марковського [22] р. Дунай не зазнав інтенсивному антропогенному впливу. В 60-ті роки зообентос придунайських водойм вивчала й Г.А. Оліварі [13]. Ці роботи дозволили прогнозувати зміни, які спостерігались в донних ценозах в результаті гідробудови. До того ж періоду належить робота Л.Н. Зимбалевської [13] з фітофільних безхребцевих дельти Дунаю, а також, узагальнені В.В. Поліщуком [23] дані спостережень за гі-

дрофауною пониззя Дунаю. Остання робота, в значній мірі доповнена власними даними, а також матеріалами численних літературних джерел опублікована автором у вигляді фундаментальної праці, як гідрофауністична характеристика пониззя Дунаю в межах України [13].

Найбільш цінне в монографії – велике зведення за групами і видами тварин, які коли - небудь зустрічалися у нижній течії річки. Пізніше В. В. Поліщук та І. Г. Гарасевич [23] надрукували роботу, у якій наведені дані про водойми басейну р. Дунай у її нижній течії, в тому числі й про макрозообентос, але вона має більше біогеографічний характер.

Макрозообентос у річці представлений олігохетами, поліхетами, молюсками, ракоподібними, личинками комах та іншими організмами. Домінують п’ять груп: олігохети, поліхети, амфіподи, личинки хирономід іа молюски. На відміну від досліджень, які були раніше, на етапі синтезу гідроекологічних даних не мали за мету вивчення усього видового складу макрозообентосу, відбирали лише кількісні проби, якісних зборів не проводилося.

Порівняно з даними, які наводить Ю. М. Марковський [22], відбулося деяке спрощення в структурних характеристиках ценозів макрозообентосу української частини Дунаю, що пов’язано зі збільшенням за останні десятиріччя антропогенного навантаження на екосистему річки, в першу чергу, токсикогенного характеру. Так, за даними Л.Ф. Осипова та ін. [13], вміст нафтопродуктів у донних відкладах дельти складає 2 г і більше на 1 кг сухої маси ґрунту; в небезпечних кількостях накопичуються на дні й у бентосі також важкі метали й інші токсиканти.

3 ВОДНИЙ БАЛАНС ОЗЕРА КИТАЙ

3.1 Загальна структура рівняння водного балансу озера Китай

Водний баланс внутрішніх водойм, який визначається процесами надходження і витрат води, являє собою головну характеристику їхнього гідрометеорологічного режиму [6, 7, 24]. На основі водного балансу визначається водообмін, фізичні та хімічні процеси, що відбуваються у водоймах, а також оцінюється ефект заходів, спрямованих на можливе господарське використання водних ресурсів водойм, що відображено у сучасних монографіях [25-27].

Рівняння водного балансу водойми у загальному вигляді можна представити як

$$\sum_{П} V_i = \sum_{В} V_i \pm \Delta W_i \pm \Delta V_{нi}, \qquad (3.1)$$

де $\sum_{П} V_i$ – приходна частина водного балансу, млн м^3;

$\sum_{В} V_i$ – витратна частина водного балансу, млн м^3;

ΔW_i – зміни об'ємів води в озері за розрахункові періоди, млн м^3;

$\Delta V_{нi}$ – нев'язки рівняння водного балансу, млн м^3.

Озеро Китай, як відзначалось раніше (п. 2.1), з'єднано з р. Дунай. Режим водообміну полягає в тому, що навесні відкриваються шлюзи на з′єднуючих річку й озеро каналах і відбувається наповнення водойми до відмітки НПР (чи меншої, відповідно до рівнівводи у річці). На період вегетації, тобто у меженний період на р. Дунай шлюзи закриваються, а вода з озера витрачається головним чином на випаровування і різні види її використання у комунально-побутовій сфері та на зрошування.

Восени, якщо рівні води в р. Дунай нижчі за рівні води в озері, за диспетчерським графіком відбуваються скиди мінералізованих вод у р. Дунай (як правило, до РМО). Після цього шлюзи знову закриваються на зимовий період. Такий цикл функціонування озера відбувається щорічно.

Враховуючи, що надійних безпосередніх вимірювань надходження води з р. Дунай до оз. Китай та скидів до неї немає і ці величини розраховуються зворотним шляхом, рівняння (3.1) слід записати у вигляді:

а) для періоду наповнення водойми

$$(\sum_{П} V_i)' + V_{DПП} = \sum_{В} V_i \pm \Delta W_i, \qquad (3.2)$$

де $(\sum_{П} V_i)'$ – приходна частина водного балансу, за винятком надходження води з р. Дунай, млн м^3;

$V_{D ПП}$ – надходження води з р. Дунай до оз. Китай, яке у цьому випадку включає і нев'язку рівняння, млн м^3;

б) для періоду скидів води з озера до р. Дунай

$$\sum_{П} V_i = (\sum_{B} V_i)' + V_{DBB} \pm \Delta W_i, \qquad (3.3)$$

де $(\sum_{B} V_i)'$ – витратна частина водного балансу за винятком скидів води до р. Дунай, млн м^3;

V_{DBB} – скиди води з озера до р. Дунай, які у цьому випадку включають нев'язку рівняння, млн м^3;

в) при закритих шлюзах на з'єднувальних каналах

$$(\sum_{П} V_i)' = (\sum_{B} V_i)' \pm \Delta W_i \pm \Delta V_{ні}. \qquad (3.4)$$

3.2 Приходна частина водних балансів і методичні підходи до визначення їх складових

3.2.1 Основні складові приходної частини водних балансів

Складові водного балансу в його приходній частині для оз. Китай представлені на рис.3.1.

Як видно з рис.3.1, до приходної частини входять: атмосферні опади, приплив до озера поверхневих вод (річкового і бічного), ґрунтових і зворотних комунально-побутових і дренажних вод, а також води з р. Дунай при відкритті шлюзів для наповнення водосховища (за умови, що рівні води в р. Дунай вищі за рівні води в озері).

Таким чином, рівняння для приходної частини матиме вигляд, млн м^3

$$\sum_{П} V_i = V_{Pi} + V_{ri} + V_{bi} + V_{gi} + V_{dri} + V_{DП}, \qquad (3.5)$$

де V_P – атмосферні опади, млн м^3;

V_r – річковий стік, млн м^3;

V_b – бічний приплив, млн м^3;

V_g – приплив ґрунтових вод, млн м^3;

V_{dr} – надходження дренажних і зворотних комунально-побутових вод, млн м^3;

$V_{DП}$ – стік р. Дунай, млн м^3;

i – розрахунковий місяць.

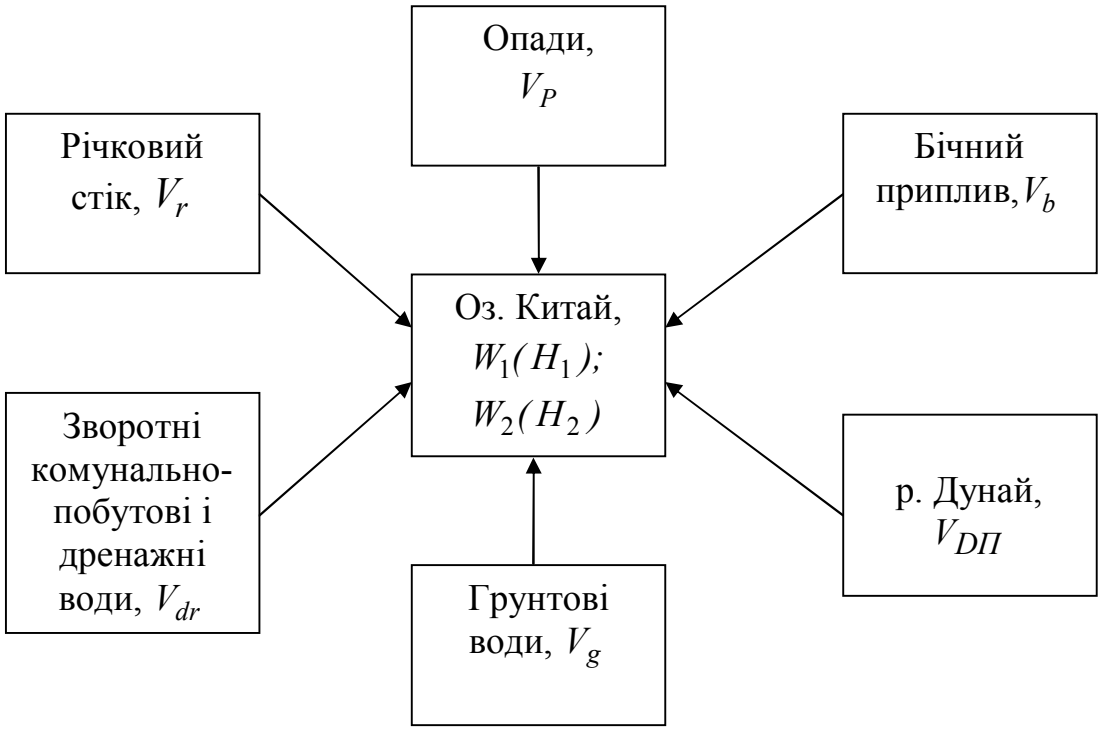


Рис. 3.1 – Схема приходної частини водних балансів озера Китай

3.2.2. Атмосферні опади

Роль у водному балансі надходження води за рахунок опадів, які випадають на дзеркало водойми, головним чином визначається ступенем проточності водойми. Зі зменшенням проточності збільшується роль опадів в загальному надходженні води. Географічне положення водозбору та його розміри впливають на співвідношення поверхневого припливу і опадів, однак, визначальною є їхня проточність. У великих водосховищах, які серед внутрішніх водойм відрізняються підвищеною проточністю, опади в загальному припливі води відіграють незначну роль і складають декілька відсотків або навіть тільки частку відсотка від його величини. У слабопроточних озер роль опадів у водному балансі досить значна, тому їх ураху-

вання повинне проводитись за більш повними даними, включаючи й специфічні умови опадоутворення в межах прилеглих територій.

При розрахунках кількості опадів, які випадають на поверхню водойми, необхідно враховувати таке: 1) недостатню точність приладів, які вимірюють опади; 2) нерівномірність випадіння опадів над поверхнею великих водойм; 3) наявність над водоймами плювіометричної депресії. Останнє – зменшення опадів над водною поверхнею, порівняно з оточуючою сушею, зумовлене деякими причинами, і перш за все, послабленням у літній період підйомних токів повітря над менш прогрітою водною поверхнею та наявністю у нижньому шарі повітря температурної інверсії, яка перешкоджає розвитку підйомних токів повітря, що призводять до утворення місцевих конвективних опадів. Через обмеженість даних спостережень у відкритих частинах водойм ефект зменшення опадів над акваторією кількісно оцінений тільки приблизно. Матеріали спостережень на окремих великих водоймах рівнинних районів свідчать про те, що над ними зменшення опадів не перевищує 5 – 6 %, тобто знаходиться у межах точності їхніх вимірів [28].

При розрахунках місячних і річних водних балансів використовуються спрощені способи розрахунку шляхом визначення кількості опадів як середньоарифметичного з показників наявних опадовимірних пунктів або як середньозваженої величини з урахуванням ваги станцій при їхньому нерівномірному розподілі за периферією та площею водного дзеркала. Застосування першого способу можливе в умовах більш-менш однорідного розподілу опадів за площею водойми. Другий спосіб краще підходить для великих озер гірських районів [28].

Атмосферні опади у придунайському регіоні вимірюються на декількох станціях [3]. На жаль, дані про виміри атмосферних опадів по ст. Червоний Яр, яка розташована найближче до водосховища, відомі лише з 1951 по 1979 рр.

Пост Червоний Яр був організований 27 липня 1950 р. у центральній частині села (з тією ж назвою) з встановленням опадоміра.

Метеорологічні спостереження у м. Болград розпочаті у 1885 р. за програмою опадовимірного поста, а з 1905 р. - за програмою II розряду та продовжувались вони до 1941 р. з перервами. Після війни спостереження за програмою II розряду організовані знову управлінням Гідрометеослужби УРСР 7 жовтня 1944 р. Перерв у роботі станції з цього часу не було. З 8 січня 1962 р. станція перетворена на озерну, а з 1 жовтня 1948 р. – розпочаті спостереження по опадоміру Третьякова, дощомір у січні 1953 р. знято, але 15 лютого 1960 р. знову встановлено для продовження порівняльних спостережень.

Метеорологічні спостереження у м. Ізмаїл за програмою II розряду розпочаті при гімназії у 1829 р. і продовжувались з перервами до 1941 р., а

після воєнних часів – з 1946 р. Безперервні спостереження на станції Ізмаїл ведуться з 1949 р.

Для виявлення статистичного зв'язку між величинами опадів, виміряних на станціях Червоний Яр, Болград та Ізмаїл, були розраховані відповідні кореляційні матриці. Результати розрахунків представлені на рис.3.2.

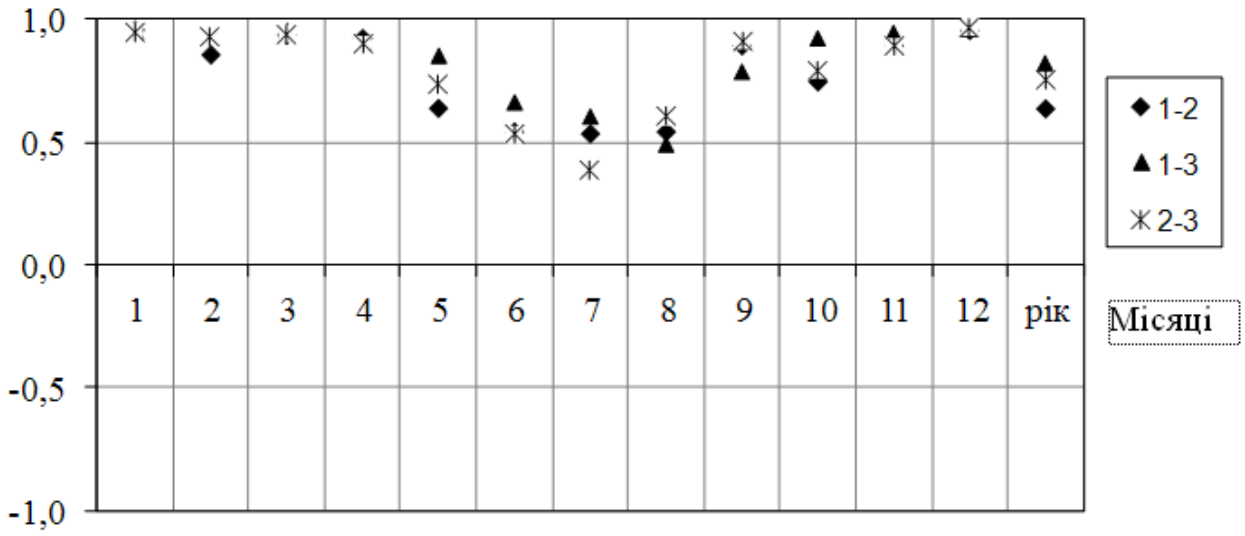


Рис. 3.2 – Зміна коефіцієнтів парної кореляції місячних величин опадів, виміряних на метеостанціях: 1) Червоний Яр, 2) Болград, 3) Ізмаїл

Зв’язок між станціями представлений для кожного місяця і для річної суми опадів. Як видно з рисунка, найбільш тісний зв’язок між коефіцієнтами кореляції опадів, виміряних на різних метеостанціях, простежується з дев’ятого по четвертий місяці, найменший – у літні місяці. Найбільш імовірно це пов’язано з локальним характером опадів у цей період. Однак, можна зробити висновок, що опади по придунайському регіону розподілені досить рівномірно. При цьому дещо кращий зв’язок простяжується між станціями Червоний Яр і Ізмаїл.

Для розрахунку водних балансів у роботі використані дані щодо опадів, які вимірювались на м/ст Ізмаїл. За матеріалами багаторічного періоду спостережень за опадами, використовуючи ранжування річних сум за убуванням, були розраховані забезпеченості опадів за формулою [29]

$$p = m/(n+1)\cdot 100\% \qquad (3.6)$$

Побудована крива забезпеченості річних опадів (рис.3.3).

В (3.6): m – порядковий номер членів спадного ряду;

n – загальна тривалість ряду.

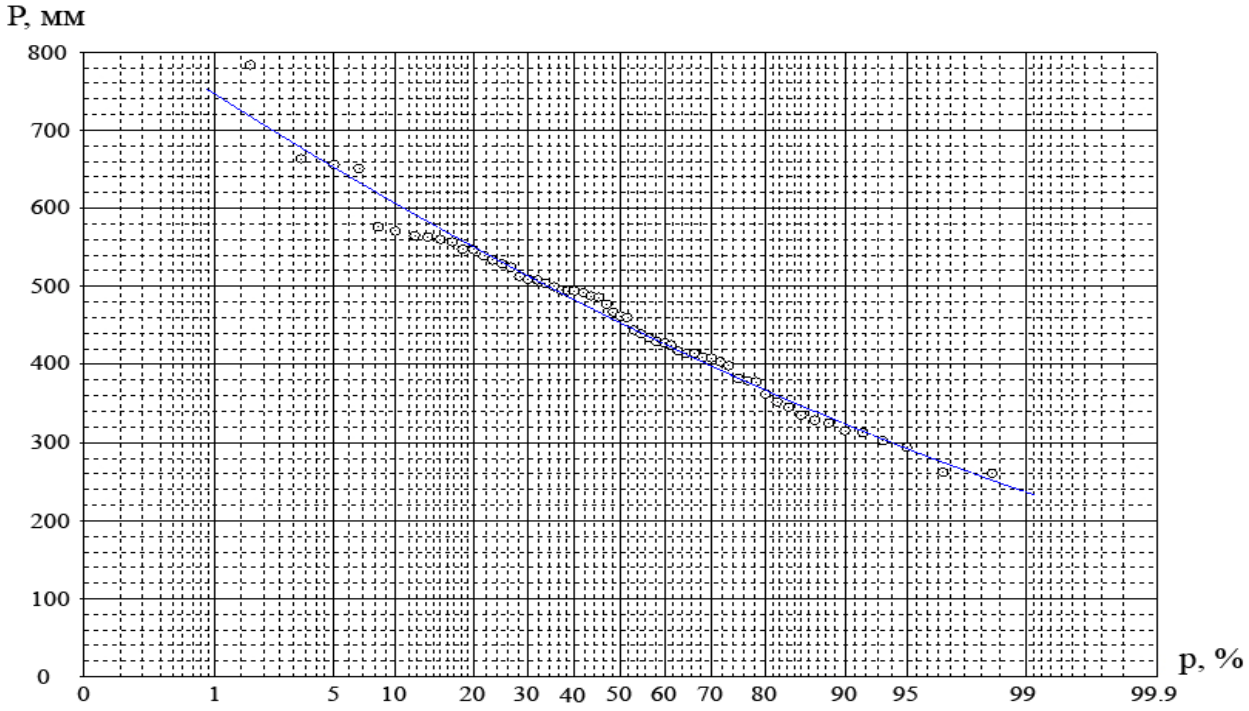


Рис. 3.3 – Крива забезпеченості річних опадів по м/ст Ізмаїл (*P*, мм)

Для місячних і річних величин опадів за даними м/ст Ізмаїл, виконаний статистичний аналіз: розраховані середньомісячні величини $\overline{P_i}$, коефіцієнти варіації C_v та відношення C_s / C_v. При цьому був застосований метод найбільшої правдоподібності.

Походження цього методу пов'язане із застосуванням функції правдоподібності до визначення статистичних параметрів трипараметричного гама-розподілу С.М. Крицького і М.Ф. Менкеля [29]. За оцінку невідомого значення параметра щільності ймовірності в цьому методі береться те його значення, при якому функція правдоподібності досягає свого максимуму для даної вибірки випадкових величин.

Результати статистичної обробки часового ряду опадів по м/ст Ізмаїл показали, що середні місячні величини опадів $\overline{P_i}$ майже однотипні за внутрішньорічним розподілом, особливо це відноситься до першої половини року. У другій половині року ця закономірність виражена дещо слабше (рис. 3.4).

У внутрішньорічному розподілі коефіцієнтів варіації C_v за групами водності (рис. 3.5) можливо відзначити також схожість, за виключенням квітня та жовтня. Найменші величини коефіцієнтів варіації для всіх груп спостерігаються у літні місяці.

У внутрішньорічному розподілі співвідношення C_s / C_v (рис. 3.6) не відмічається якоїсь закономірності.

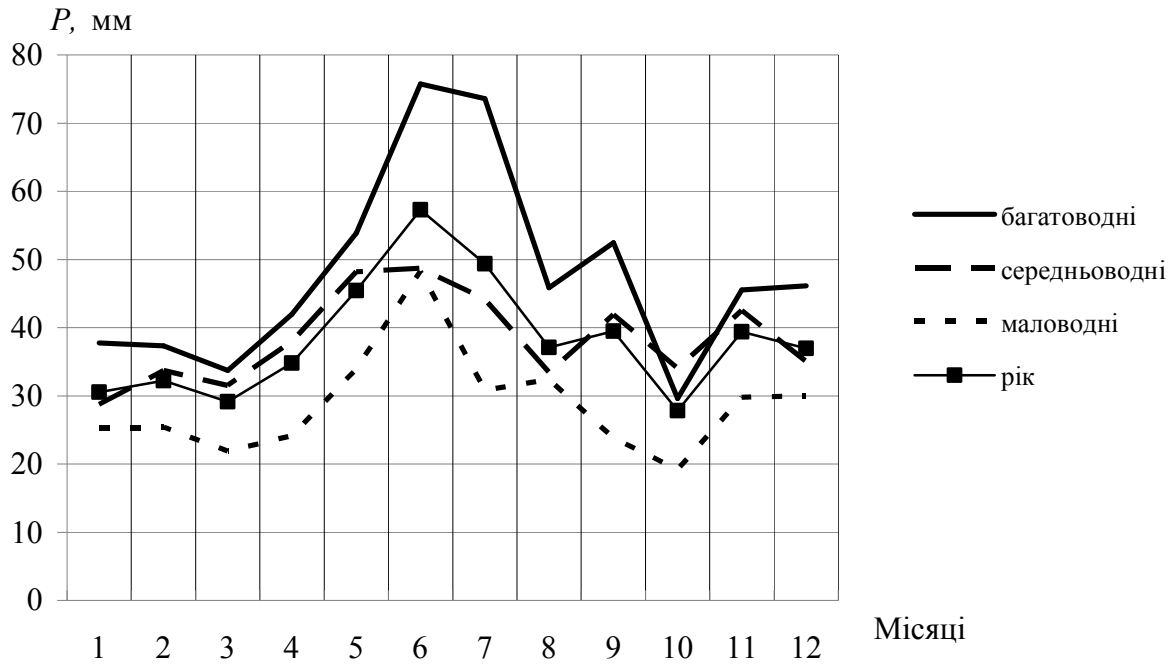


Рис. 3.4 – Внутрішньорічний розподіл опадів по м/ст Ізмаїл
за групами водності

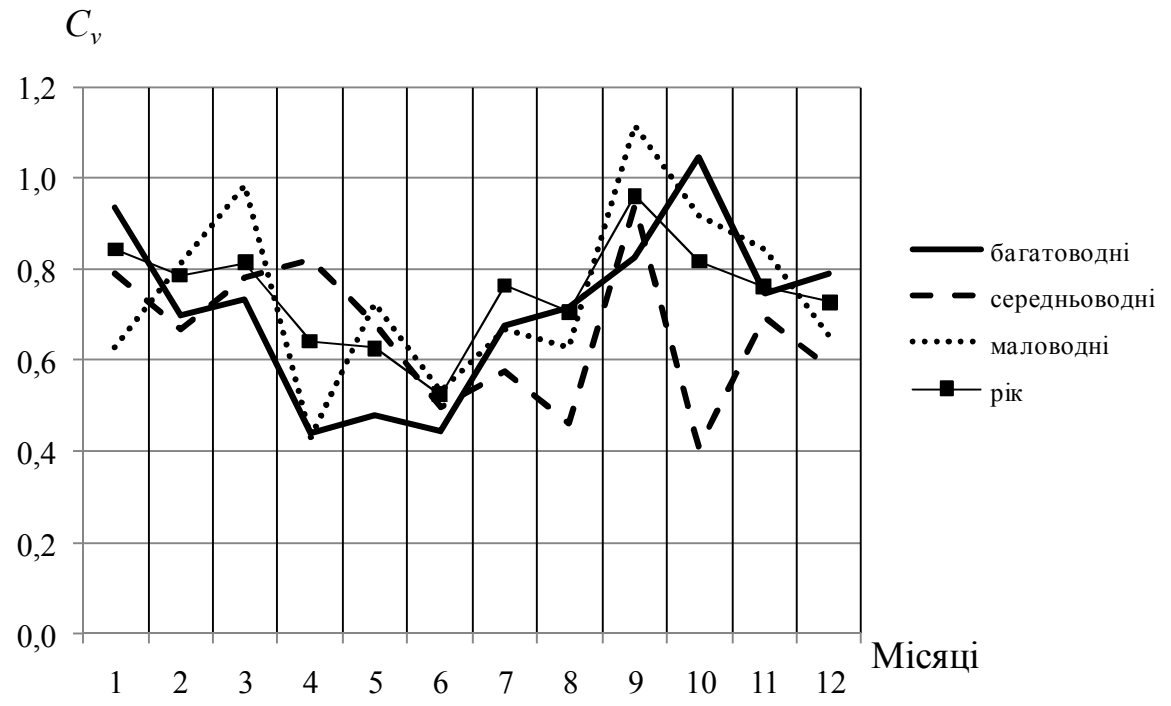


Рис. 3.5 – Внутрішньорічний розподіл коефіцієнтів варіації опадів по
м/ст Ізмаїл за групами водності

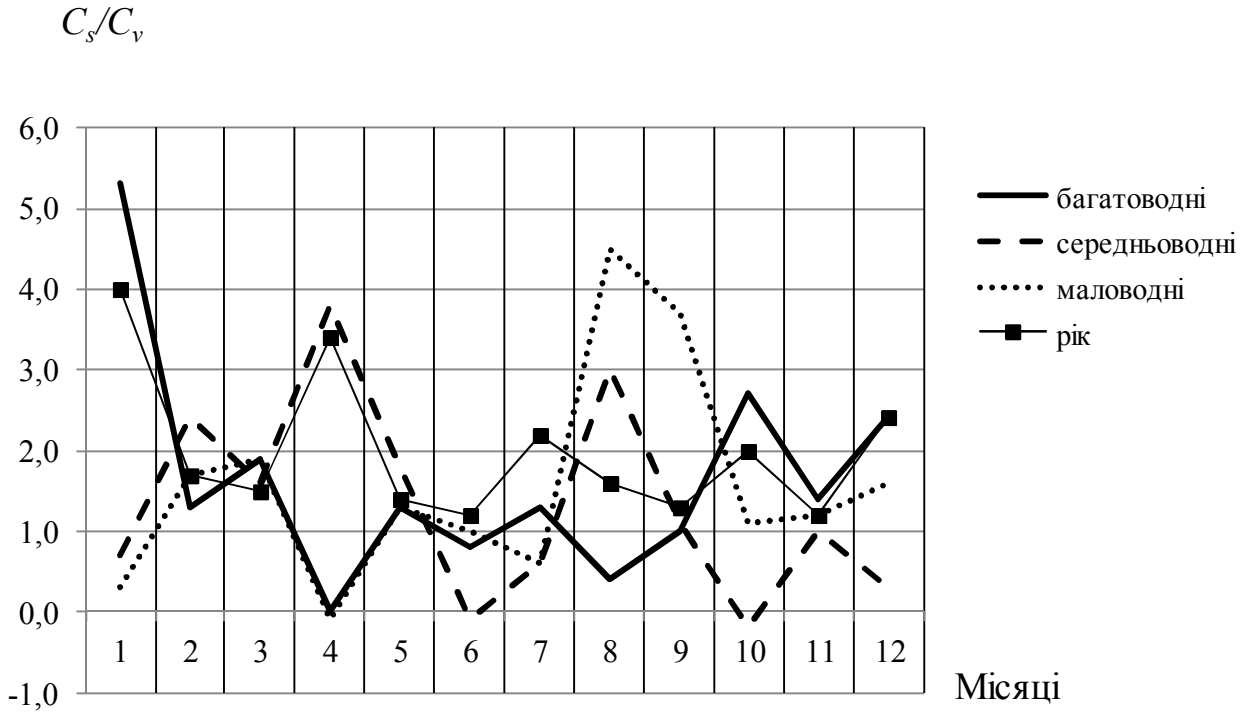


Рис. 3.6 – Внутрішньорічний розподіл співвідношення C_s / C_v опадів по м/ст Ізмаїл за групами водності

Коефіцієнти варіації часових рядів місячних величин опадів по різному залежать від середніх їх значень за групами водності. Для багатоводних років характерним є зниження коефіцієнтів варіації C_v при збільшенні $\overline{P_i}$ ($r = 0{,}56$). У середньоводні роки залежність між C_v і $\overline{P_i}$ - відсутня, а коефіцієнт кореляції становить лише 0,065. У маловодні роки повторюється закономірність, яка мала місце у випадку багатоводної групи років (при $r =$ 0,51).

Для аналізу циклічності в рядах річних опадів була побудована різницево-інтегральна крива $\sum(k_i - 1) = f(T)$ по м/ст Ізмаїл за період спостережень з 1949 по 2015 рр. (рис. 3.7).

Як видно з рис. 3.7, можна виділити декілька періодів, а саме: з 1949 і по 1960 рр. загалом відбувалося зменшення кількості опадів, в наступні 20 років (до 1981 р.) мало місце їх збільшення, з 1982 по 2015 рр. – знову візначалось в цілому зменшення.

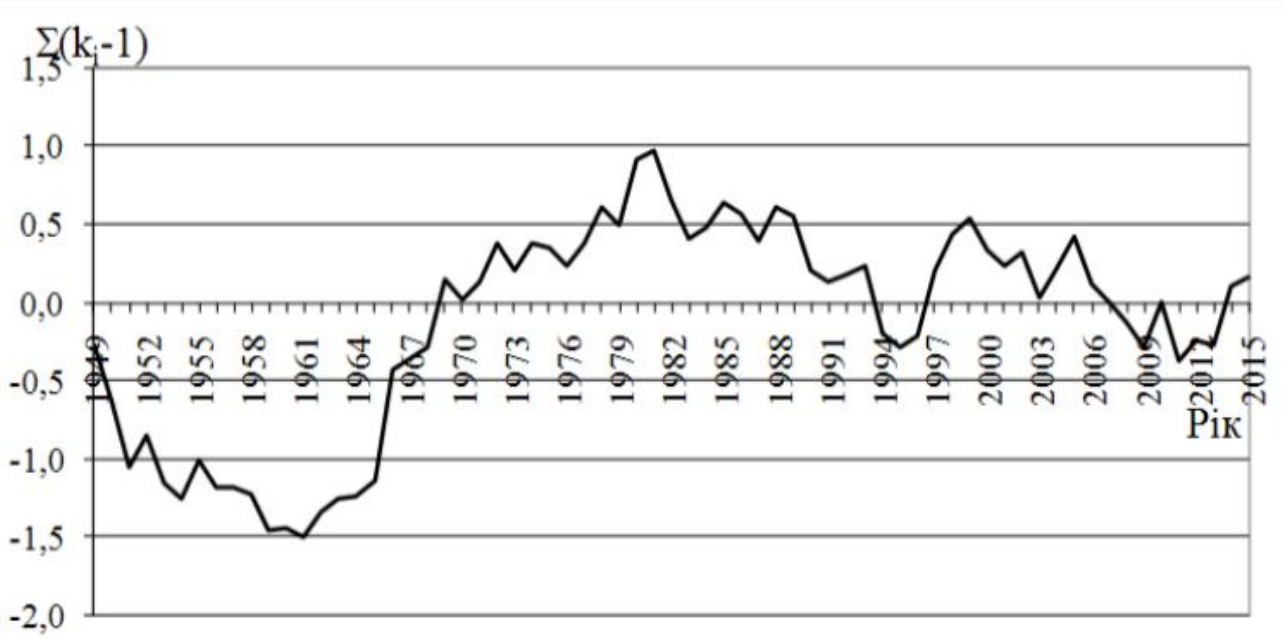


Рис. 3.7 – Різницево-інтегральна крива опадів по м/ст Ізмаїл за період з 1949 по 2015 рр.

Місячні об'єми опадів, що надходять до озера, визначались таким чином

$$V_{P_i} = P_i \cdot \omega_i / 10^3, \qquad (3.7)$$

де V_{P_i} – об'єм опадів у *i*-му місяці, млн м^3;

P_i – опади, виміряні на м/ст Ізмаїл у *i*-му місяці, мм;

ω_i – площа водного дзеркала озера у *i*-му місяці, км^2.

Площа водного дзеркала оз. Китай визначається за даними середньомісячних рівнів води в озері, користуючись кривою площ водної поверхні (рис.2.2).

3.2.3. Річний стік і його визначення для окремих років за відсутності гідрологічних спостережень

Басейн оз. Китай розташований у межах межиріччя Дунай - Дністер. Річкова мережа представлена невеликими річками, гідрологічний режим яких цілком визначається місцевими фізико-географічними умовами. Їх витоки головним чином знаходяться на окраїнах Південно-Молдавської височини. Річки мають незначну протяжність своїх вузьких басейнів, витягнутих у меридіональному напрямку, широкі і глибокі долини, схили яких

сильно зрізані мережею балок і ярів, слабко виражені і замулені русла. У 70-80 роках минулого століття більшість малих річок була випрямлена і поглиблена.

Керуючись нормативним документом СНіП 2.01.14-83 [30], діючим в Україні, визначення розрахункових гідрологічних характеристик здійснюється за такими схемами:

1) за наявністю гідрометричних спостережень – безпосередньо за цими даними;

2) при недостатності гідрометричних спостережень – шляхом приведення їх до багаторічного періоду за даними річок-аналогів з більш тривалими рядами спостережень;

3) за відсутності гідрометричних спостережень – за формулами з використанням даних річок-аналогів або інтерполяцією, яка ґрунтується основаною на сукупності даних спостережень всієї мережі гідрометричних станцій та постів того чи іншого району або більш великої території, включаючи матеріали інженерно-гідрометричних досліджень.

При цьому застосовуються методи гідрологічної аналогії та просторової інтерполяції параметрів річкового стоку з використанням карт гідрологічних характеристик.

При належному обґрунтуванні допускається використання інших методів розрахунку з оцінкою їх надійності й точності [30].

До оз. Китай надходять води річок Киргиж-Китай і Аліяга, площа водозборів яких, за даними [31], становить 725 і 443 км^2 відповідно. На жаль, систематичні спостереження за їх стоком не відбуваються. Тому в роботі для розрахунку надходження до водойми поверхневого стоку можна використати карти середнього річного стоку річок (дм^3/(с·км^2) і коефіцієнтів варіації, які побудовані в масштабі 1:10 000 000 і наводяться у нормативному документі СНіП 2.01.14-83 [30].

Середні багаторічні значення стоку за картами установлюються для геометричних центрів тяжіння водозборів шляхом лінійної інтерполяції між ізолініями стоку. Для водозборів річок Киргиж-Китай і Аліяга модуль стоку $\bar{q}$ становить 0,5 дм^3/(с·км^2), коефіцієнт варіації $C_v = 0{,}95$, співвідношення $C_s / C_v = 2{,}0$.

Але при цьому слід взяти до уваги, що територія півдня України вивчена недостатньо у гідрологічному відношенні, тому ізолінії стоку на картах, представлених у [30], проведені не зовсім обґрунтовано. Таке ж зауваження стосується і карт норм поверхневого і ґрунтового стоку, запропонованих В.Г. Сорокіним [32]. Зокрема, на наведеній ним карті для водозборів річок Киргиж-Китай і Аліяга норма стоку $\overline{Y}$ дорівнює 15 мм, однак ізолінія проведена пунктиром.

На кафедрі гідрології суші ОДЕКУ Є.Д.Гопченко і Н.С. Лобода [33] запропонували методику визначення природного річного стоку річок пів-

нічно-західного Причорномор'я, яка ґрунтується на визначенні кліматичного стоку річок, розрахованого за метеорологічними даними та з урахуванням антропогенної діяльності і впливу місцевих азональних чинників. Розраховані норми кліматичного стоку картовані.

За цією картою норма річного кліматичного стоку $\overline{Y}_K$ річок Киргиж-Китай і Аліяга складає 19 мм.

Залежність між коефіцієнтами варіації і нормою кліматичного стоку надається у вигляді [33]

$$C_{vK} = \frac{C_{v\max}}{\left(\frac{\overline{Y_K}}{10}\right)^{0,60}}, \tag{3.8}$$

де $C_{vк}$ - коефіцієнт варіації кліматичного стоку;

C_{vmax} - граничне максимальне значення коефіцієнтів варіації річного стоку, яке відповідає мінімальній величині кліматичного стоку $\overline{Y}_K$ = 10 мм.

Згідно з [33], C_{vmax}= 1,5. Осереднене в межах території відношення C_{sK} / C_{vK} (де C_{sK} – коефіцієнт асиметрії) дорівнює 1,7. Використовуючи (3.8), при $\overline{Y}_K$ = 19 мм коефіцієнт варіації C_{vK} дорівнює 1,02.

Для врахування впливу місцевих азональних чинників в [33] запропоновані коефіцієнти переходу від кліматичного стоку ($\overline{Y}_K$) до природного ($\overline{Y}_{ПР}$):

$$K = \frac{\overline{Y}_{ПР}}{\overline{Y}_K} . \tag{3.9}$$

На території північно-західного Причорномор'я до числа азональних чинників, які можуть впливати на формування річного стоку, відносяться:

- затримання частини водоутворення в низинах рельєфу;
- перерозподіл снігового покриву під впливом вітрового переносу.

За характером співвідношення між нормами кліматичного і природного стоку регіон дослідження розділений на області додатних і від'ємних поправок до норм кліматичного стоку. Межа між ними відповідає границі зим зі стійким сніговим покривом, який спостерігається менше, ніж у 50 % випадків. Територія водозбору річок Киргиж-Китай і Аліяга відноситься до області від'ємних поправок.

В області від'ємних поправок до головних чинників стокоформування віднесені втрати на затримання поверхневих вод у пониженнях мікрорельєфу.

Запропонована Є.Д. Гопченком і Н.С.Лободою [33] залежність пере-

хідних коефіцієнтів K від середньої висоти водозборів $\overline{H}$ має такий вигляд

$$K = 1 - 0{,}003(280 - \overline{H}), \text{ при } \overline{H} < 280 \text{ м}, \quad (3.10)$$

$$K = 1 \text{ при } \overline{H} \geq 280 \text{ м}, \quad (3.11)$$

де $\overline{H}$ - середня висота водозбору, м.

За даними [3], середня висота водозборів річок Киргиж - Китай і Аліяга становить 100 і 80 м. Відповідно до (3.10), для р. Киргиж - Китай K = 0,40, а для Аліяги – 0,46. Для площ водозборів обох річок кліматичний стік є однаковим, тому можливо для подальших розрахунків використовувати середньозважений за площею перехідний коефіцієнт K, який дорівнює 0,44.

При $\overline{Y}_K$=19 мм і перехідному коефіцієнті K = 0,44, норма природного стоку $\overline{Y}_{ПР}$ річок Киргиж - Китай і Аліяга із загальною площею водозбору 1168 км^2 становить 8,36 мм.

Як відомо, сумарний стік річок $\overline{Y}$ складається з поверхневої $\overline{Y}_{пов}$ і ґрунтової $\overline{Y}_g$ складових, тобто

$$\overline{Y} = \overline{Y}_{пов} + \overline{Y}_g \ . \quad (3.12)$$

На картах СНіП 2.01.14-83 [30] і за методикою Є.Д.Гопченка і Н.С.Лободи [33] наведений узагальнений сумарний річний стік, тоді як з карти [32] можна отримати лише поверхневу складову.

Розрахунок ґрунтової складової річного стоку пропонується виконувати за методикою А.М. Бефані [34]. Величина припливу ґрунтових вод до ерозійних врізів русел дорівнює

$$\overline{Y}_g = U\, th\varphi, \quad (3.13)$$

де $\overline{Y}_g$ - норма підземного живлення;

U – норма інфільтрації;

$$\varphi = a_г(\frac{F}{F_{1кр}} - 1)^{\varepsilon}, \quad (3.14)$$

де F – площа водозборів річок, км^2;

$F_{1кр}$ – середня площа водозборів витоків річок, км^2;

$a_г$ – гідрогеологічний параметр;

ε – параметр, який визначає інтенсивність дренування водоносних горизонтів і становить для півдня України 0,25.

Для водозборів річок Киргиж - Китай і Аліяга, за даними В. Г.Сорокіна [32], $F_{1кр}$ дорівнює 60 км^2.

Параметр $a_г$ залежить від геологічної будови – характеру порід, у яких залягає перший постійний горизонт ґрунтових вод, у сполученні з характером підстильного та наступного проникаючого шарів. Для районів півдня України $a_г$ складає 0,25 [32].

Таким чином, використовуючи (3.13) і (3.14), норма ґрунтового стоку $\overline{Y}_g$ для річок Киргиж-Китай і Аліяга складає 1,08 і 0,95 мм. Тоді їх сумарний річний стік $\overline{Y}$ з урахуванням поверхневого стоку за картою [32] буде становити 16,1 і 16,0 мм відповідно. Середньозважений сумарний багаторічний стік річок Киргиж-Китай і Аліяга $\overline{Y}$ за цією методикою становить 16,0 мм.

Методика [33] розроблена безпосередньо для досліджуваного району і враховує місцеві умови формування стоку, а тому береться у подальшому для оцінки величин поверхневого стоку з водозбору.

При відомій нормі шару стоку $\overline{Y}$=8,36 мм можливо розрахувати і модуль стоку $\overline{q}$ (у дм^3/(с·км^2))

$$\overline{q} = \frac{\overline{Y}}{31{,}54}. \qquad (3.15)$$

Таким чином, за регіональною методикою Є.Д.Гопченка і Н.С.Лободи для річок Киргиз - Китай і Аліяга норма стоку $\overline{q}$=0,26 дм^3/(с·км^2), коефіцієнт варіації $C_v = 1{,}02$ співвідношення $C_s / C_v = 1{,}7$.

При порівнянні результатів розрахунків гідрологічних характеристик річного стоку річок Киргиж-Китай і Аліяга за нормативним документом СНіП 2.01.14-83 [30] і за регіональною методикою Є.Д.Гопченка і Н.С.Лободи [33] можна відзначити таке:

- модуль стоку ($\overline{q}$) при розрахунках за СНіП 2.01.14-83 дорівнює 0,5 дм^3/(с·км^2), за регіональною методикою – 0,26 дм^3/(с·км^2), тобто розрізняються вони на 48 %;

- коефіцієнт варіації (C_v) за обома методиками має близькі величини і складає 0,95 за СНіП 2.01.14-83 і 1,02 - за регіональною методикою, тобто у обох випадках для подальших розрахунків можна брати C_v=1,0;

- співвідношення C_s / C_v за СНіП 2.01.14-83 складає 2,0, за регіональною методикою – 1,7. При застосуванні трипараметричного гама-розподілу C_s / C_v береться на рівні 1,5.

Для врахування впливу антропогенних факторів, зокрема, штучних водойм на розрахункові характеристики річного стоку Є.Д.Гопченко і Н.С.Лобода [33] визначили залежності, які дозволяють оцінити статистичні параметри рядів стоку від площ водойм. Для річок Киргиж - Китай і Аліяга площа водної поверхні штучних водойм, віднесена до площі водозбору, за [31], складає 0,14 % і 0,002 % відповідно. Виходячи з [33], такі незначні величини майже не впливають на характеристики річного стоку і можуть не враховуватися при подальших розрахунках.

Для визначення об'ємів V_r надходження до оз. Китай стоку річок Киргиж-Китай і Аліяга, через відсутність стаціонарних спостережень на річках, була використана така методика:

1) за методикою Є.Д.Гопченка і Н.С. Лободи для цих річок були розраховані норми стоку $\overline{q}$ = 0,26 дм^3/(с·км^2);

2) використані коефіцієнт варіації C_v= 1,0, співвідношення C_s / C_v= 1,5.

3) за допомогою цих параметрів є можливість розрахувати стік будь-якої забезпеченості p %, тобто,

$$q_{p\%} = \overline{q} \cdot k_{p\%}, \tag{3.16}$$

де $q_{p\%}$ – модуль річного стоку забезпеченістю $p\%$;

$\overline{q}$ – норма річного стоку, дм^3/(с·км^2);

$k_{p\%}$ – модульний коефіцієнт, який визначався для забезпеченості $p\%$ і C_v = 1,0, C_s / C_v = 1,5 за таблицею трипараметричного гама-розподілу [29];

4) щоб визначити для кожного року об'єм стоку забезпеченістю $p\%$ при визначенні величин річного стоку V_r, використовувалася крива забезпеченості опадів (див. рис. 3.2), причому:

4.1) забезпеченість $p\%$ знаходиться за величиною річних опадів з цієї кривої;

4.2) допускається, що забезпеченість річкового стоку співпадає із забезпеченістю опадів, взятих по м/ст Ізмаїл.

Як вже відзначалося, систематичні гідрологічні спостереження в басейні оз.Китай не проводяться. Тому стокові характеристики стоку, включаючи й внутрішньорічний його розподіл, безпосередньо визначити неможливо. В гідрологічній практиці вирішення подібних задач здійснюється за допомогою річок-аналогів [34], по яких накопичені багаторічні ряди спостережень.

В якості аналогу при визначенні внутрішньорічного розподілу стоку використана р. Тараклія – смт Тараклія (ліва притока р. Ялпуг). За матеріалами спостережень, здійснивши ранжування річних величин стоку, виділені групи водності (багатоводні, середньоводні, маловодні) та розраховані типові схеми (у %) внутрішньорічного розподілу поверхневого стоку (табл.3.1).

Таблиця 3.1 - Внутрішньорічний розподіл поверхневого стоку р. Тараклія – смт Тараклія (у %)

Місяці / Водність	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Багатоводний	1,8	24,0	15,7	4,5	3,1	6,8	5,0	15,7	8,1	7,3	4,4	3,5
Середньоводний	3,3	8,1	13,2	6,3	7,8	6,6	10,7	14,8	6,6	6,9	7,6	8,1
Маловодний	9,2	14,6	7,3	5,6	11,8	5,6	12,5	3,8	9,3	5,4	7,0	7,9

За даними табл. 3.1 побудовано графік (рис.3.8) щомісячних змін у розподілі стоку протягом року (у %).

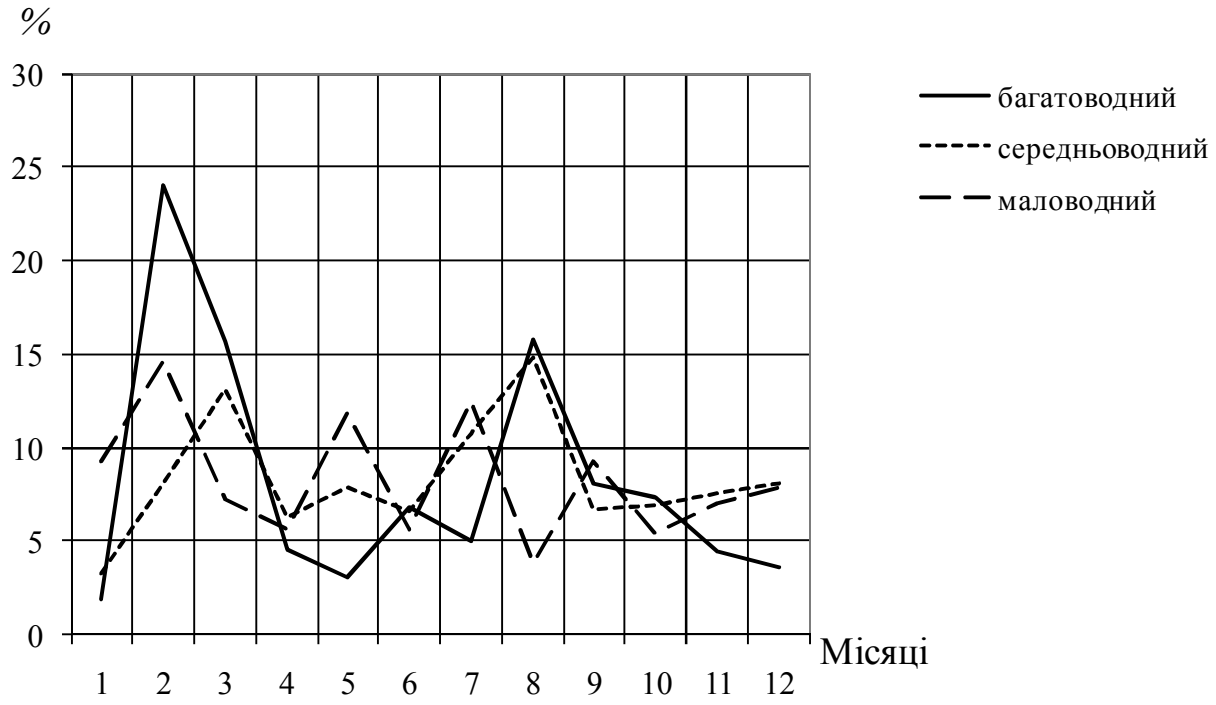


Рис. 3.8. Розподіл річкового стоку в басейні оз. Китай по місяцях

З рис.3.8 видно, що загальною рисою є те, що найбільш багатоводним є весняний період (лютий і березень), хоча й в інші місяці має місце

підвищена водність річок, які впадають в оз. Китай. Це, зокрема, стосується середньоводного і багатоводного років, коли на серпень припадає близько 15 % від річної суми. У багатоводні роки найнижчий стік спостерігається у квітні-травні та у листопаді, грудні та січні.

Багаторічну мінливість стоку річок Киргиж-Китай і Аліяга за період з 1979 по 2015 рр. наведено на рис.3.9.

Як видно з рис.3.9, за період з 1979 по 2015 рр. розрахункові об'єми річного стоку річок Киргиж-Китай і Аліяга змінювалися від 1 до 40 млн м^3 в залежності від водності року.

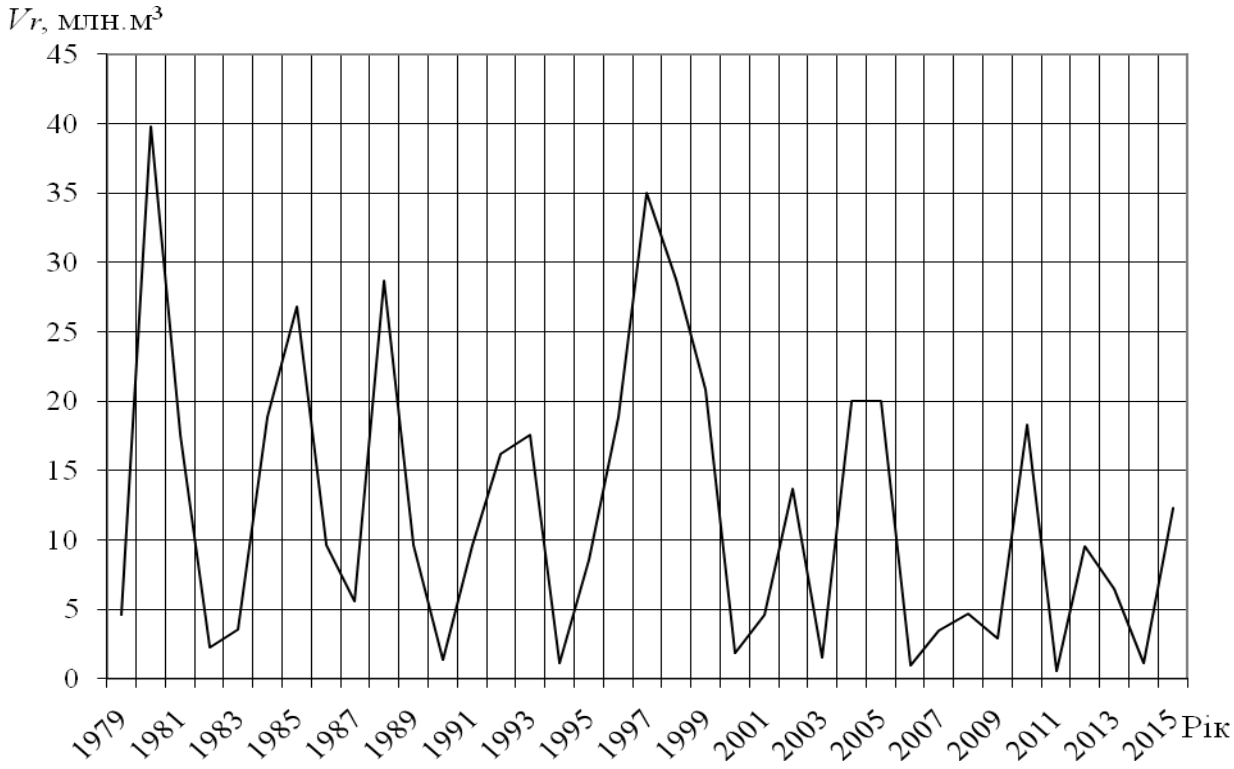


Рис. 3.9 – Багаторічна мінливість річного стоку
річок Киргиж-Китай і Аліяга

3.2.4 Бічний приплив поверхневих вод

При розрахунках бічного припливу до водосховищ вирішуються два взаємопов'язані питання: поділ басейну на частини з однорідними фізико-географічними умовами і підбір річок-аналогів для кожної з них.

Розрахунок бічного припливу можливий через середній зважений модуль стоку з урахуванням площ водозборів або через середній арифметичний модуль стоку річок і як відношення модулів стоків річок до площ

тяжіння.

Загальна площа водозбору оз. Китай, за даними [31], становить 1410 км^2, з яких 1168 км^2, як вже відзначалось, припадає на водозбір річок Киргиж-Китай і Аліяга та 242 км^2 прилягає безпосередньо до водойми. Басейн оз. Китай в цілому знаходиться у межах однакових умов формування поверхневого стоку і для всієї площі водозбору його норма $\overline{Y}_{пов}$, розрахована раніше, дорівнює 8,36 мм.

Площа водозбору найбільшої балки, з якої надходить стік до оз. Китай біля с. Фурманівка у весняний період і під час злив, за даними [31], становить 59,5 км^2, що менше ніж $F_{1кр}$ [32]. Тому для цієї балки ґрунтова складова $\overline{Y}_g$=0. Ще менші водотоки тим більш не матимуть ґрунтового живлення.

Таким чином, середній багаторічний шар бічного припливу до оз. Китай включає тільки поверхневу складову $\overline{Y} = \overline{Y}_{пов}$, тобто дорівнює її нормі, яка становить 8,36 мм.

Об'єми поверхневого бічного, як і річкового, припливів розраховуються як

$$V_b = \overline{Y}_b F_b 10^3, \tag{3.17}$$

де V_b – об'єм бічного припливу, млн м^3;

F_b – площа водозбору бічного припливу, км^2;

$\overline{Y}_b$ – норма стоку бічного припливу, мм;

При відомих співвідношеннях:

$$F_b / F_r = 0{,}21 \tag{3.18}$$

і

$$\overline{Y}_b / \overline{Y}_r = 0{,}90 \tag{3.19}$$

бічний приплив до оз. Китай можливо розрахувати в залежності від річкового, тобто

$$V_b = 0{,}19 V_r \ . \tag{3.20}$$

Для оз. Кугурлуй - Ялпуг під час виконання проекту Tasis-2001 було встановлено співвідношення між річковим і бічним припливом для цієї системи

$$V_b = 0{,}23 \cdot V_r . \tag{3.21}$$

Розбіжності знаходяться, як видно, у межах точності даних пщодо річного стоку.

Спираючись на вищенаведене, бічний приплив до оз. Китай V_b розраховувався в залежності від річкового стоку за співвідношенням (3.20). На рис.3.10 представлено багаторічну мінливість бічного припливу до оз.Китай за період з 1979 по 2015 рр.

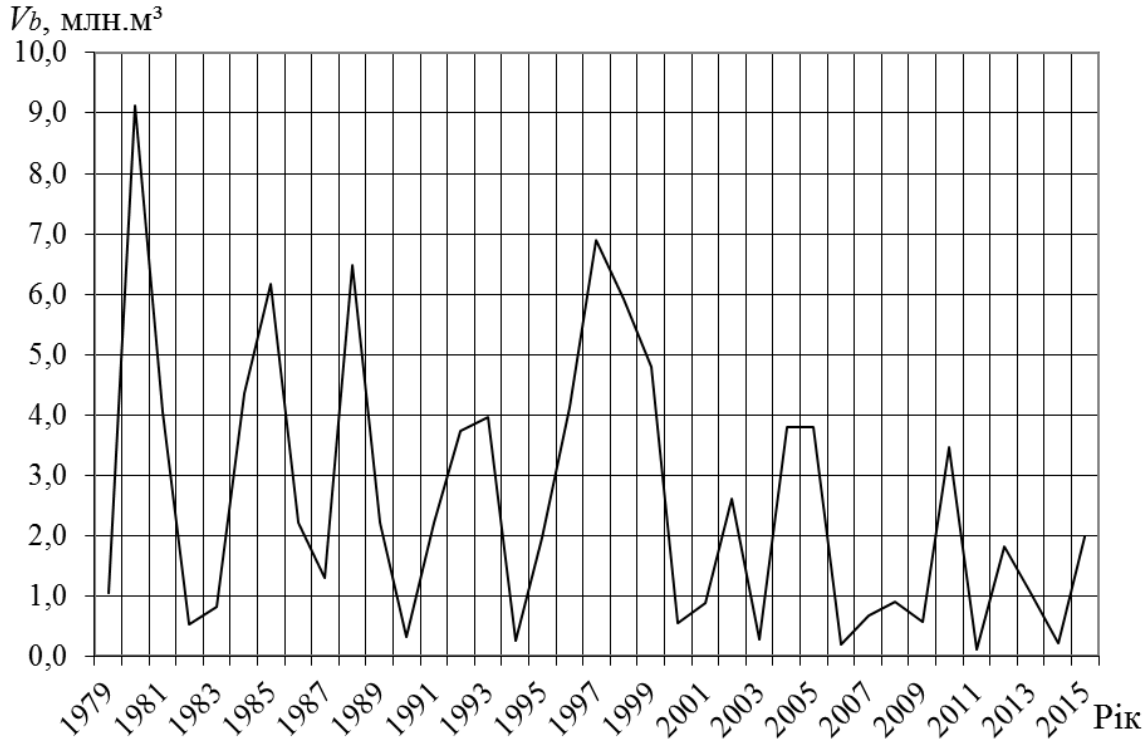


Рис. 3.10 – Багаторічна мінливість бічного припливу поверхневих вод до оз. Китай

3.2.5 Приплив ґрунтових вод

Ґрунтове живлення озер складається з ґрунтових вод його басейну, які безпосередньо дренуються по периметру водойми, та ґрунтових вод, що надходять разом з поверхневим стоком річок. Ґрунтова складова поверхневого припливу розглядалась нами раніше (п. 3.2.3) і входить до загального річкового стоку.

За відсутності безпосередніх вимірювань ґрунтова складова визначається методами, які базуються на використанні гідрогеологічних даних. Найбільше розповсюдження мають такі: 1) розрахунок за рівнянням руху води в ґрунтах і 2) методи, які базуються на множенні швидкості й площі.

В залежності від характеру залягання і крупності водопровідних порід відбувається вибір рівняння руху, за яким виконується розрахунок витрат ґрунтового припливу. Найбільш поширене розповсюдження має фор-

мула Дарсі [35], яка застосовується в умовах рівномірного руху, коли перерізи потоку залишаються постійними через руху вод однорідним пластом.

Формула Дарсі має вигляд

$$Q_g = BhK\frac{H_1 - H_2}{l}, \tag{3.22}$$

де Q_g - витрата ґрунтового припливу, м^3/д;

B – ширина потоку, м;

h – потужність потоку, м;

K – коефіцієнт фільтрації, м/д;

H_1 і H_2 – відмітки рівнів води (м) у двох перерізах, розташованих на відстані l, м.

Значення коефіцієнтів фільтрації визначаються лабораторним способом або у природних умовах. За відсутності даних про фізичні властивості ґрунтів значення K беруть за нормативами.

Ґрунтовий приплив методом «швидкість на площу» розраховується за формулою

$$Q_g = Fu = Bhnu, \tag{3.23}$$

де F – площа живого перерізу, м^2;

u – дійсна середня швидкість руху води у порах, м/д;

n – коефіцієнт пористості.

Приплив ґрунтових вод до оз. Китай пропонується визначати за рівнянням (3.22) або (3.23). Для розрахунків Q_g за рівнянням (3.23) необхідно мати коефіцієнти пористості *n*, визначити який є досить складним завданням.

Розрахунок ґрунтового стоку виконаний за формулою (3.22) з використанням існуючих даних спостережень по шістьох свердловинах, розташованих на водозборі оз. Ялпуг [36]. Коефіцієнт фільтрації *K* береться за [2] і дорівнює 1,5 м/д. Периметр оз. Китай, за даними [11], становить 64,3км. Таким чином, витрата ґрунтового припливу до оз. Китай Q_g = 0,049 м^3/с, звідки об'єм надходження ґрунтових вод за рік (млн м^3):

$$V_g = Q_g T = 1{,}54 \cdot 10^6, \tag{3.24}$$

де T – число секунд у році.

Внутрішньорічний розподіл ґрунтового стоку до оз. Китай наданий в [37], а з урахуванням водності року наводиться у табл.3.2.

Таблиця 3.2 – Внутрішньорічний розподіл припливу ґрунтових вод до озера Китай

Місяці / Водність	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Багатоводні	4,4	6,4	10,3	10,7	11,4	11,3	8,0	6,4	6,3	7,2	8,4	9,2
Середньоводні	7,4	10,3	12,6	12,3	12,5	6,5	5,2	5,8	6,5	7,7	7,4	5,8
Маловодні	3,9	4,7	5,1	5,2	5,4	6,0	8,0	9,3	11,0	13,4	13,5	14,5

3.2.6 Зворотні дренажні і комунально-побутові води

Приплив дренажних вод (у тому числі й комунально-побутові зворотні води) прийняті за нормативом Одеського облводресурсів

$$V_{dr} = 0{,}2 \cdot V_z, \tag{3.25}$$

де V_z – забір води на зрошування (разом з іншими видами водокористування).

3.2.7 Надходження води до озера зі стоком р. Дунай

Дунай є основним джерелом водообміну і водооновлення придунайських озер. Тому представляє інтерес гідрологічний режим р. Дунай на його нижній ділянці. Озеро Китай прилягає до Кислицького рукава.

Нижче м. Ізмаїл, у вершині першої внутрішньої дельти, Кілійський рукав розділяється на три водотоки: лівий Кислицький, правий Іванешть і Середній рукав. Ще на початку XX ст., згідно [38], по Кислицькому рукаву проходило близько 60 % (2480 м^3/с) стоку Кілійського рукава. Це був потужний дельтовий водоток, що мав свою систему рукавів. Впродовж XXст. стік Кислицького рукава сильно скоротився й у 1928 р. вже складав близько 20 % (830 м^3/с) [39], до 1960 р. – 12 % (470 м^3/с), до 1980 р. – 7 % (250 м^3/с), а на початку XXI ст. - близько 4 % (140 м^3/с) стоку Кілійського рукава [40].

У вершині гирла р. Дунай має характер річки з цілорічним паводковим режимом (рис. 3.11) [6]. На частку березня – липня припадає від 65% до 35 % річної величини річного стоку, при середньому значенні 52 %. За

період маловодної макрофази на частку цих місяців припадає в середньому 53 % річного стоку, а за час багатоводної макрофази - 52 % [41].

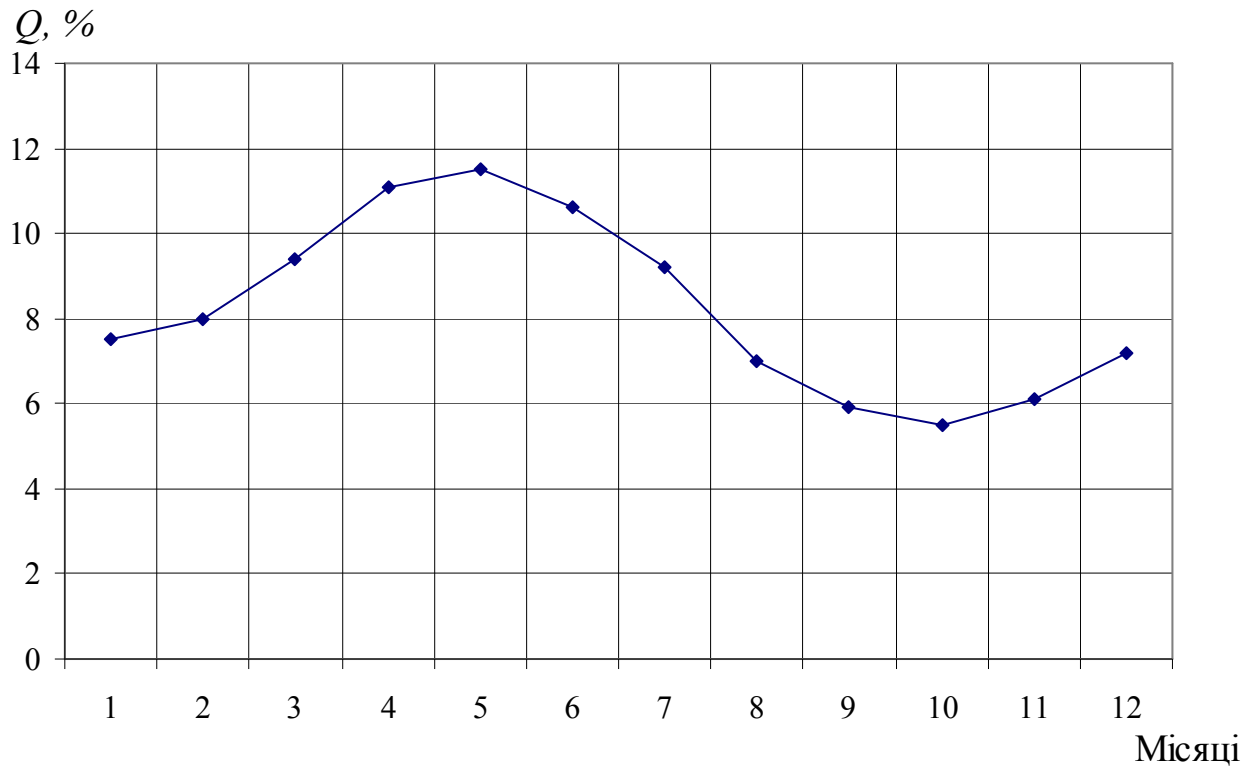


Рис. 3.11 – Внутрішньорічний розподіл витрат води Дунаю у верхів'ї Дельти, % (1840-2002 рр.) [6]

Максимальні витрати води у вершині гирлової області Дуная спостерігаються під час весняно-літньої повені, яка спричиняється таненням сезонних снігів і випаданням дощових опадів. За останні десятиріччя відбувся зсув строків проходження максимальних середньомісячних витрат води з травня-червня на квітень-травень. Мінімальний стік спостерігається на Дунаї найчастіше в осінній період і зумовлений виснаженням запасів вологи на басейні.

Максимальна середньодобова витрата води, за даними [41], з 1921 по 2006 р. відзначена в квітні 2006 р. і дорівнює 16900 м^3/с. Мінімальна середньодобова витрата води спостерігалася в жовтні 1921 р. і склаластановила 1280 м^3/с. Середня з максимальних річних витрат води за цей же період дорівнює 11200 м^3/с, середня з мінімальних річних - 2900 м^3/с.

Достовірних даних про об'єми води, що надходять з р. Дунай, немає. Для місяців, коли відкривались шлюзи для наповнення водойми самоплинним шляхом або відбувались підкачки за допомогою насосних станцій, об'єми надходження дунайської води були обчислені зворотним шляхом з рівняння водного балансу (3.2)

$$V_{DПП} = \sum_{В} V_i - (\sum_{П} V_i)' \pm \Delta W_i \qquad (3.26)$$

де $V_{DПП}$ – надходження води з р. Дунай до оз. Китай, яке у цьому випадку включає і нев'язку рівняння, млн м^3;

$\sum_{В} V_i$ – витратна частина водного балансу, млн м^3;

$(\sum_{П} V_i)'$ – прихідна частина водного балансу, за винятком надходження води з р. Дунай, млн м^3;

ΔW_i – зміни об'ємів води в озері за розрахункові періоди, млн м^3.

Розраховані об'єми води, що надходили з р. Дунай до оз. Китай за період з 1979 по 2015 рр., наведені на рис. 3.12.

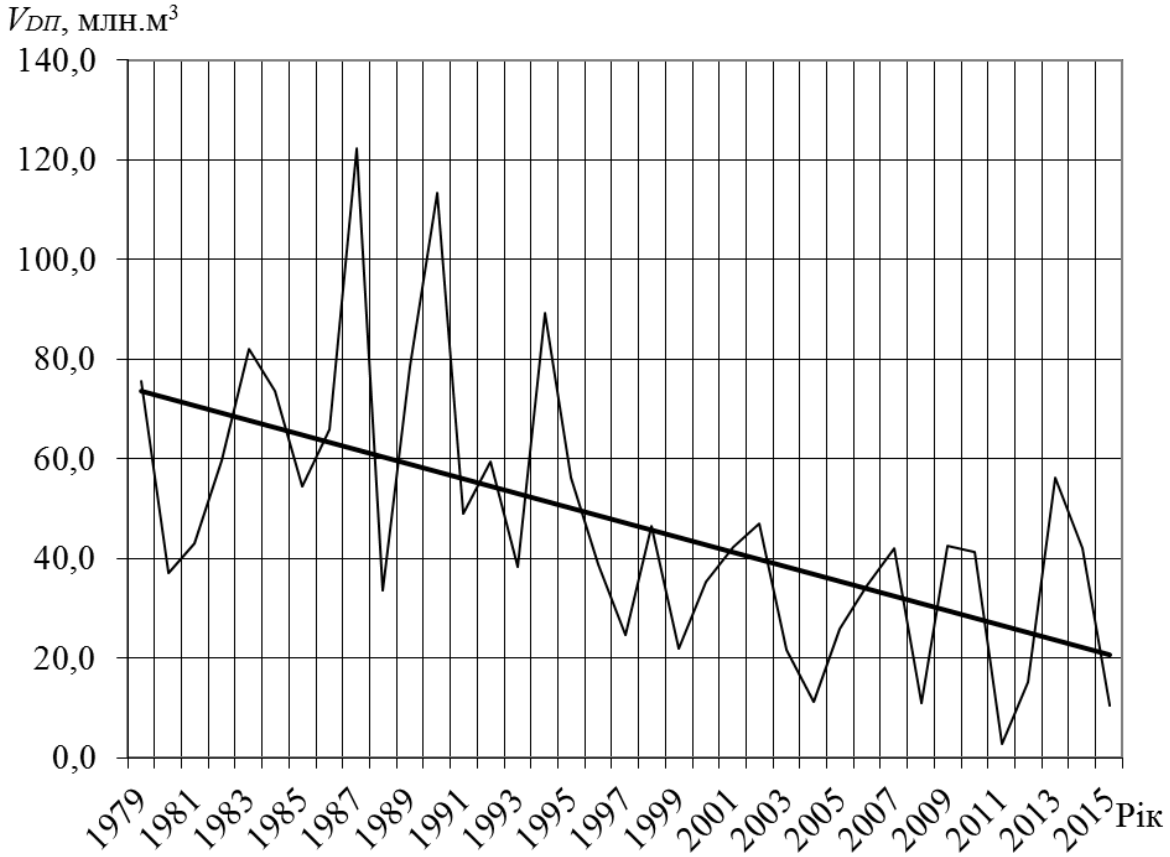


Рис. 3.12 – Надходження води з р. Дунай до оз. Китай за період з 1979 по 2015 рр.

Як видно з рис.3.12, надходження води з р. Дунай до озера Китай зменшилось, особливо наприкінці 90-х років минулого століття. Це пов'язано зі зменшенням забору води на зрошування і компенсаційними підкачками з р. Дунай. Наочне представлення стосовно таких управлінських рішень за період 1979 - 2015 рр. можна отримати з рис. 3.13.

Як видно з рис. 3.13, до 1994 р. об'єми підкачок води з р. Дунай до оз. Китай сягали 50 млн м^3, в наступні 5 років зменшились, а починаючи з 2000 р., взагалі припинились.

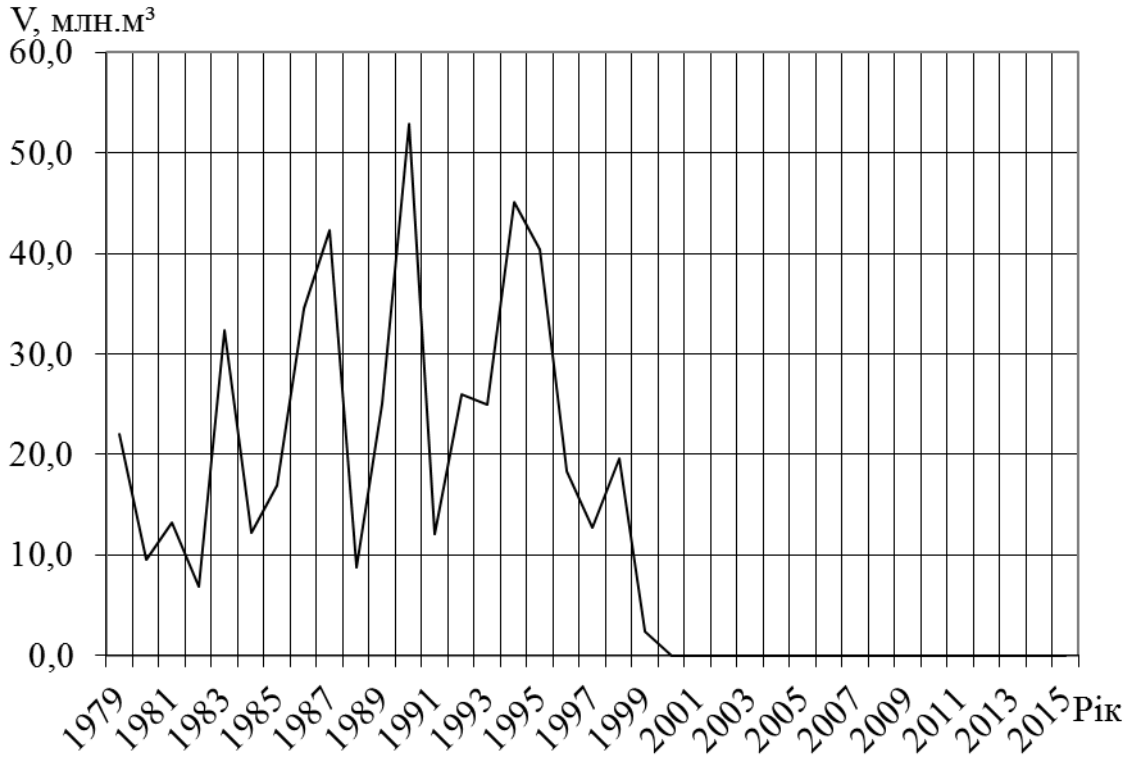


Рис. 3.13 – Надходження води з р. Дунай до оз. Китай за період з 1979 по 2015 рр. за рахунок підкачок

3.3 Витратна частина водних балансів і методичні підходи до визначення їх складових

3.3.1 Основні складові витратної частини водних балансів

Складові витратної частини водного балансу для оз. Китай представлені на рис.3.14.

Таким чином, рівняння для витратної частини водного балансу матиме вигляд

$$\sum_B V_i = V_{Ei} + V_{fi} + V_{zi} + V_{DB}, \qquad (3.27)$$

де V_E – об'єм випаровування, млн м^3;

V_f – об'єм фільтрації, млн м^3;

V_z – забір води на зрошування та інше користування, млн м^3;

V_{DB} – скиди води у р. Дунай, млн м^3;

i – розрахунковий місяць.

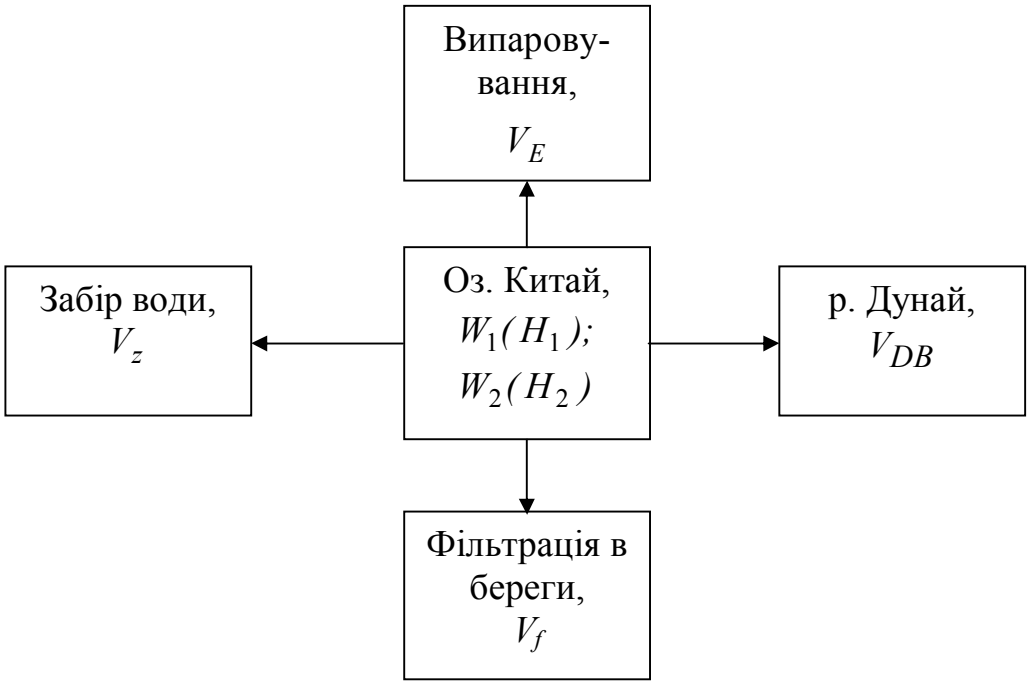


Рис. 3.14 – Схема витратної частини водного балансу оз. Китай

3.3.2 Випаровування з водної поверхні озера

Випаровування є не лише головною складовою витратної частини водного балансу озер, подібних за гідрологічним режимом до придунайських, але й усього балансу в цілому.

На випаровування впливають глибина водойми і розміри її водного дзеркала, які зумовлюють процеси прогрівання та охолодження водної маси, інтенсивність трансформації повітряного потоку при його просуванні над водною поверхнею.

При переході з суші на водойму повітряний потік набуває нових властивостей, що визначаються характером водної поверхні, яка менш шорстка та більш інтенсивно випаровує. Відбувається посилення швидкості вітру, зміна температури і вологості повітря в приводному шарі. Трансформація повітряної маси зумовлює інтенсивність випаровування з водної поверхні, яка за інших однакових умов зазвичай більша на малих водоймищах, чим на великих. Інтенсивність випаровування зростає зі збільшенням

швидкості вітру, а тому навіть над малими водоймами, діаметром 1-1,5 км, встигає досягти значень, які відповідають великим акваторіям. Але при цьому на малих водоймах приріст пружності пари відносно невеликий. Взаємодія всіх чинників, що визначають зміну метеорологічних величин над водною поверхнею, описується напівемпіричними рівняннями, запропонованими А.П. Браславським [35].

Залежність випаровування від розмірів водойм свого часу визначив А.Р.Константинов [42]. Вона побудована за емпіричними даними випаровування з поверхні випаровувачів і малих водойм, а також за формулою Б.Д. Зайкова [37] – для великих водойм з урахуванням закономірностей змін метеорологічних величин при просуванні повітряного потоку над водною поверхнею. Визначені середні інтенсивності випаровування на різних відстанях від берегів віднесені до показників випарного басейну-еталона площею 20 $м^2$. Виявлено, що при площі водойми 20 - 40 $км^2$ інтенсивність випаровування наближається до значень на випарному басейні.

Відмінність випаровування спостерігається також у водойм різної глибини, що зумовлено їхнім термічним режимом. Мілководні водойми значну частину тепла, що надходить до них, витрачають на випаровування, а глибокі – на прогрівання водної маси, тому зі зростанням глибини випаровування убуває.

Відповідно до структури теплового балансу формується термічний режим водойм, здійснюється зміна температури води за їх площею в залежності від характеру розподілу глибин. Згідно з цим, визначення температури води в поверхневому шарі, одного з найголовніших чинників випаровування, здійснюється з урахуванням глибини, а також наявних даних спостережень за температурою води в різних частинах водойм.

Випаровування визначається різними методами, залежно від складу наявних даних спостережень і розмірів водойм. Для малих водойм застосовують способи, які ґрунтуються на даних спостережень плавучих випарників ДГІ-3000, для великих водойм – розрахункові методи [43].

До розрахункових належать:

1) формули, які виражають залежність випаровування від факторів, що його визначають (гідрометеорологічний метод);

2) дифузійний метод;

3) метод теплового балансу;

4) метод водного балансу.

В основу гідрометеорологічного методу покладені формули, структура яких враховує виявлений ще Дальтоном факт пропорційності випаровування різниці пружності водяних парів над водною поверхнею. Вигляд і параметри розрахункових формул встановлюються емпірично на основі даних спостережень наземних випарувальних басейнів площею 20 і 100 $м^2$, де разом з вимірюванням шару води, що випарилась, фіксуються й метеорологічні величини і температура води у випарниках. В результаті дослі-

джень ВНДГЛ були уточнені параметри, апробована структура та як розрахункова рекомендована формула [35]

$$E = 0{,}14n(e_0 - e_{200})(1 + 0{,}72u_{200}), \tag{3.28}$$

де E – випаровування, мм;

e_0 – максимальна пружність водяної пари, мм;

e_{200} – пружність водяної пари над водною поверхнею на висоті 200 см, мм;

u_{200} – швидкість вітру над водною поверхнею на висоті 200 см, м/с;

n – число днів в розрахунковому інтервалі.

Формула (3.28) характеризує процес випаровування в умовах рівноважної стратифікації, коли різниця температур двох суміжних середовищ «вода - повітря» незначна і не перевищує 2 - 4 ^{0}С. Зазвичай це спостерігається на великих, але неглибоких водоймах.

Емпірична формула розрахунку випаровування в нерівноважних умовах Римші-Донченка [35] має вигляд

$$E = 0.104n(e_0 - e_{200})(k_0 + u_{200}), \tag{3.29}$$

де k_0 – коефіцієнт, який залежить від різниці температур поверхні води і повітря (Δt).

При малих значеннях Δt розрахунки за формулами (3.28) і (3.29) дуже близькі між собою. Це свідчить про можливість застосовувати обидві формули для розрахунку випаровування з неглибоких водоймищ, з характерною для них рівноважною стратифікацією в приводному шарі повітря. Для глибоких водоймищ необхідно використовувати формулу (3.29).

Дифузійний метод, який ґрунтується на теорії турбулентної дифузії, враховує ефект стратифікації повітря в приводному шарі. Цей метод застосовується для великих однорідних ділянок підстильної поверхні, де передбачається відсутність впливу адвекції.

Загальний вигляд рівняння турбулентної дифузії описується залежністю [35]

$$E = \rho K \frac{dq}{dz}, \tag{3.30}$$

де ρ – густина повітря;

K – коефіцієнт турбулентної дифузії;

$\frac{dq}{dz}$ – вертикальний градієнт вологості повітря.

Обов'язковою умовою застосування дифузійного методу є проведення спеціальних спостережень для вивчення динамічних характеристик підстильної поверхні та визначення закономірностей вертикального розподілу метеорологічних величин, що потребує організації трудомістких градієнтних спостережень. Цей метод використовується і застосовується як контрольний на окремих водоймах, де проводяться гідрометеорологічні спостереження за розширеною програмою.

Метод теплового балансу базується на використанні рівняння теплового балансу, яке описує надходження тепла до водойм і витрати його крізь поверхню, а також в результаті припливу і стоку тепла з річковими водами [35]

$$R \pm LE \pm P \pm \Theta = 0. \qquad (3.31)$$

В цьому рівнянні R - радіаційний баланс водної поверхні;

LE - втрати або приплив тепла відповідно при конденсації атмосферної вологи або випаровуванні на водній поверхні;

P - турбулентний теплообмін з атмосферою;

Θ - приплив і стік тепла з річковими водами.

За наявності на водоймі актинометричних і рейдових спостережень радіаційний баланс R і зміна теплозапасів визначаються безпосередньо їхніми вимірюваннями. Значення турбулентного теплообміну P визначаються на основі розрахункових залежностей, а випаровування E - із рівняння теплового балансу. Використання цього методу потребує наявності складної апаратури для виконання вимірювань.

Метод водного балансу передбачає розрахунок випаровування за рівнянням водного балансу водойми, де випаровування оцінюється залишковим членом балансу. Цей метод застосовується для безстічних і слабопроточних водоймищ, в загальній витраті води яких випаровування досить велике, а інші складові водного балансу визначені на основі інструментальних спостережень достатньо надійно.

Розрахунки за формулами такого ж типу використовуються у Сполучених Штатах Америки [44].

Необхідно відзначити, що для визначення величин випаровування за наведеними розрахунковими методами потрібна наявність регулярних гідрометеорологічних спостережень.

Водна рослинність, за наявності у водоймах, впливає на випаровування через те, що рослини інтенсивно транспірують вологу. Кількісна оцінка витрат на випаровування із заростаючих водойм виконується на основі спостережень випарників, які загружені монолітами з водолюбною рослинністю. При накопиченні експериментального матеріалу та удосконаленні методики спостережень виявлена закономірність транспірації й випаровування з водної поверхні, затемненої рослинами, а також виявлені

фактори, які впливають на ці процеси: інтенсивність транспірації залежить від кількості рослинної маси на одиницю площі, фази розвитку рослинності та гідрометеорологічних умов даного року.

За відсутності спостережень вплив на випаровування напівзануреної водної рослинності, за даними [45], враховується за допомогою перехідних коефіцієнтів, які вводяться до випаровування з відкритої водної поверхні. Перехідні коефіцієнти відповідають відсотку площі, зайнятої напівзануреними водними рослинами, і беруться згідно з табл. 3.3 [45].

Таблиця 3.3 - Перехідні коефіцієнти для врахування впливу на випаровування напівзануреної водної рослинності

Зона	Площі заростей водних рослин у % від загальної площі водойми				
	10	30	50	75	100
Степова	1,04	1,14	1,24	1,37	1,50

Для озера Китай перехідний коефіцієнт дорівнюватиме 1,14 з урахуванням площі заростей близько 30 %.

Випаровування у Придунайському регіоні вимірюється на м/ст Вилково, де встановлений випарник ДГІ-3000, і на м/ст Болград, де встановлені випарник ДГІ-3000 і випаровувальий еталонний басейн площею 20 м^2. Порівняльний аналіз величин випаровування, виміряних на м/ст Вилково і Болград за допомогою ДГІ-3000, представлений на рис.3.15.

Величина випаровування за даними м/ст Вилково в середньому на 5% більша, ніж випаровування за даними випарника такого ж типу, встановленого на м/ст Болград. Це свідчить про досить рівномірний розподіл випаровування на території придунайських озер. Тому цікаво порівняти дані вимірювання випаровування випарникомм ДГІ-3000 і випаровувальним басейном, які встановлені на м/ст Болград (рис.3.16).

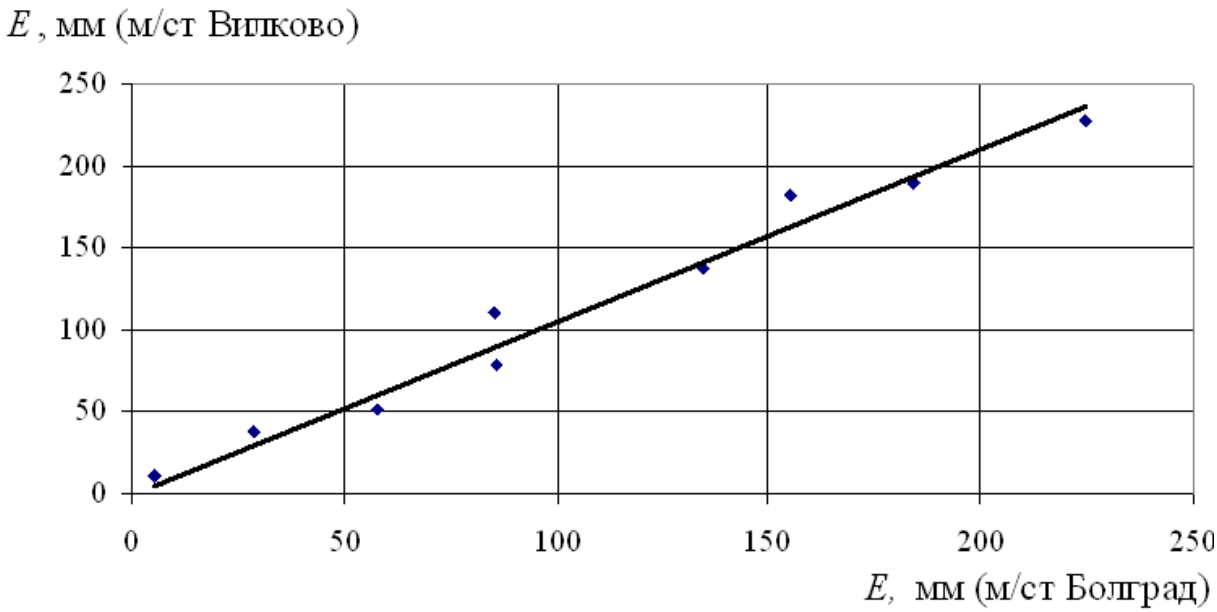


Рис. 3.15 – Порівняння величин випаровування, виміряних на м/ст Вилково та Болград

Як видно з рис.3.16, випаровування з випаровувального басейну менше майже на 8 %, ніж виміряне за допомогою випарника ДГІ-3000. За даними [43], для умов Валдаю, розташованого значно північніше, випаровування з поверхні випарника ДГІ-3000 в середньому на 10-15 % більше, ніж з випаровувального басейну.

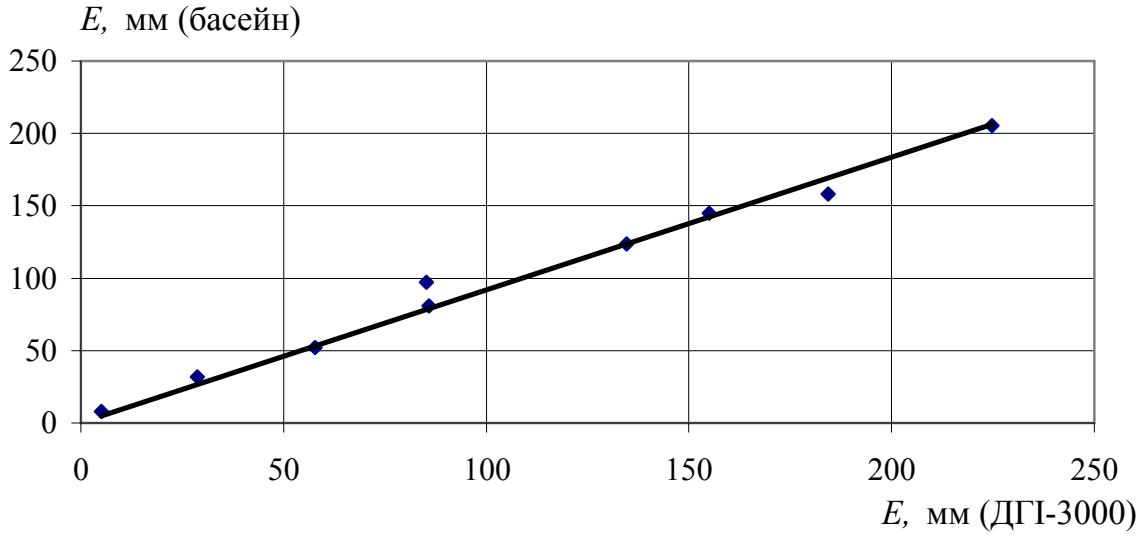


Рис. 3.16 – Порівняння величин випаровування за ДГІ-3000 та з випаровувального басейну, виміряних на м/ст Болград

Випаровування збільшується зі зменшенням площі випарника. На відміну від випарників невеликих розмірів, величини випаровування з установок площею 20 і 100 м^2 майже однакові. Це пов’язано з тим, що при

цих розмірах випарників на величину випаровування вже не впливають їх конструктивні особливості.

Для розрахунку водних балансів оз. Китай використані дані про випаровування, виміряні на м/ст Болград. У зв'язку з поломкою приладу для вимірювання випаровування з водної поверхні на м/с Болград, його величину за період з 2011 р. було визначено опосередковано за методикою А.М.Бефані і Данути Данеляки [46], тобто за даними про дефіцит вологості повітря.

Для розрахункового періоду з 1979 по 2015 рр. побудовані різницево-інтегральні криві опадів, виміряних на м/ст Ізмаїл, і випаровування, за даними м/ст Болград (рис. 3.17).

Як видно з рис. 3.17, майже для всіх років спостерігається зворотна пропорційна залежність, тобто при підвищенні опадів зменшується випаровування і навпаки.

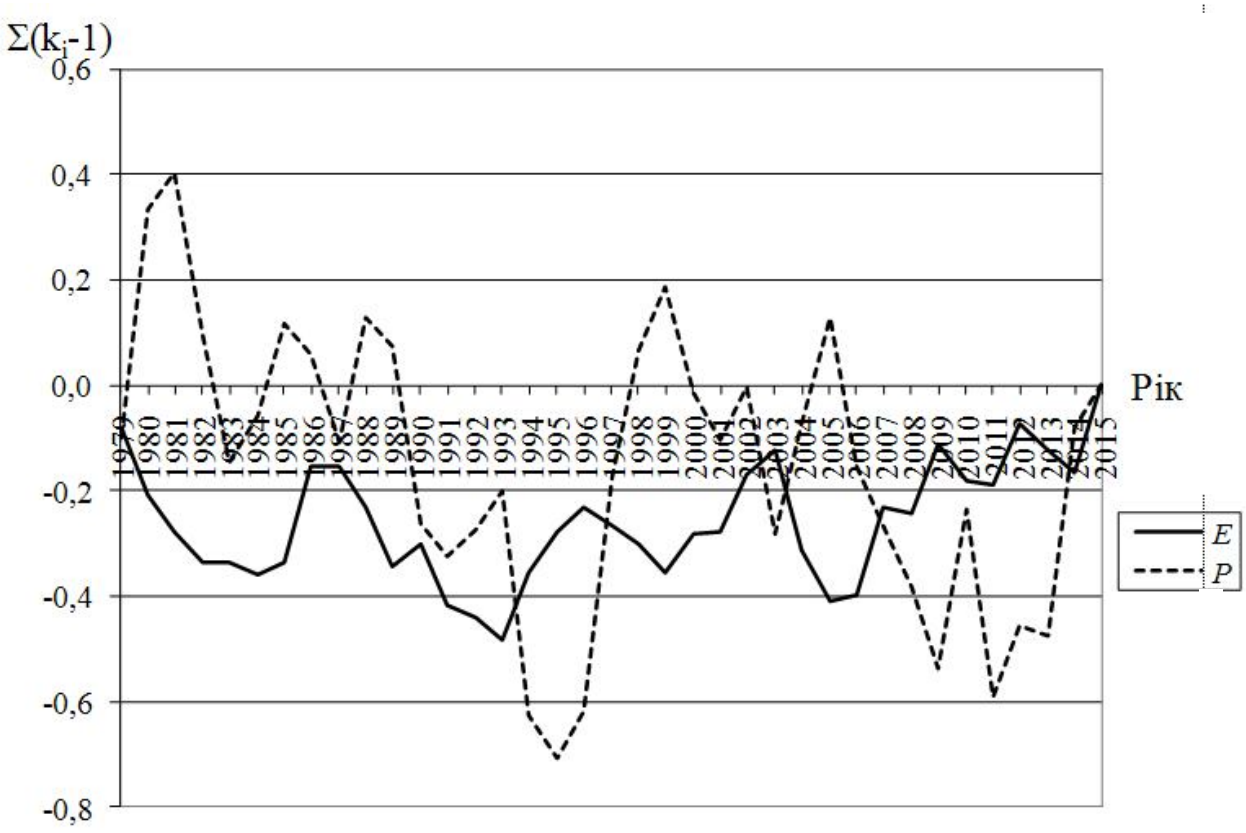


Рис. 3.17 – Різницево-інтегральні криві опадів (м/ст Ізмаїл) і випаровування з водної поверхні (м/ст Болград) 1979-2015 рр.

Місячні об’єми випаровування для оз. Китай з урахуванням транспірації водною рослинністю визначені таким чином

$$V_{Ei} = 1{,}14 E_i \cdot \omega_i / 10^3, \qquad (3.32)$$

де V_{Ei} – об’єм випаровування у *i*-му місяці, млн м^3;

E_i – випаровування, виміряне на м/ст Болград у *i*-му місяці, мм;

ω_i – площа водного дзеркала озера у *i*-му місяці, км^2;

1,14 – емпіричний коефіцієнт для урахування транспірації водною рослинністю (табл.3.3).

Витрати води на випаровування з оз. Китай за період з 1979 по 2015рр. з урахуванням транспірації водною рослинністю наведені на рис.3.18.

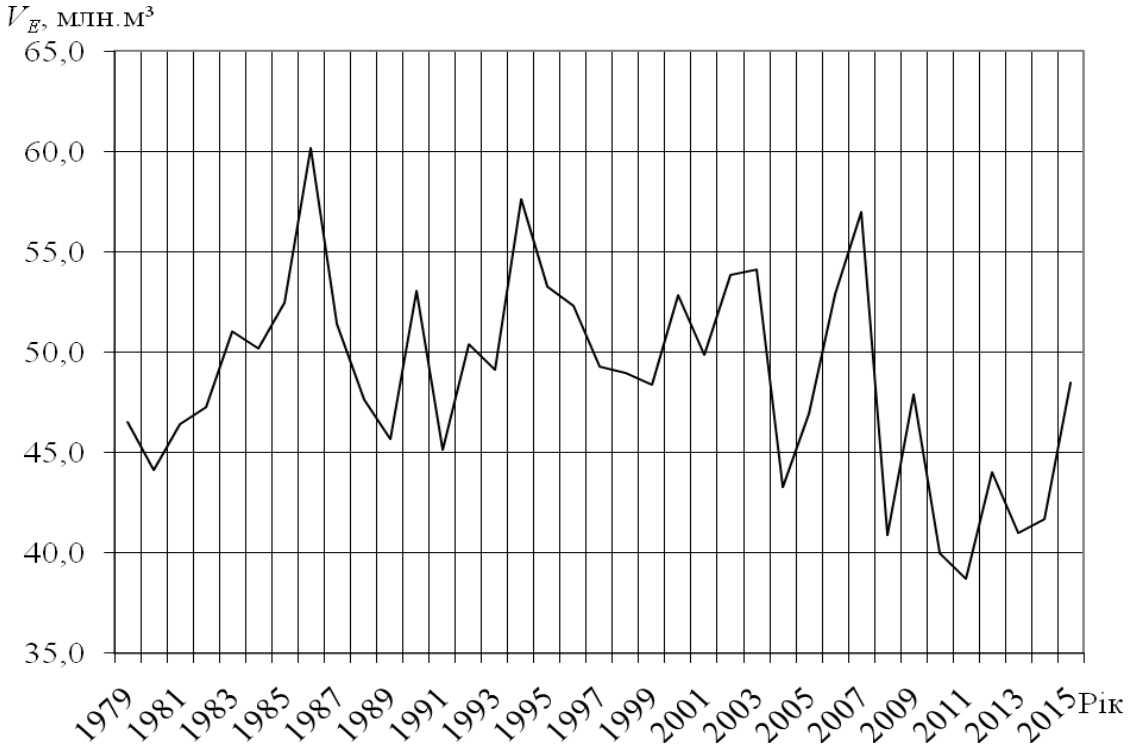


Рис. 3.18 – Витрати води на випаровування і транспірацію водною рослинністю з оз. Китай за період з 1979 по 2015 рр.

Як видно з рис. 3.18, випаровування з водної поверхні оз. Китай за період з 1979 по 2015 рр. становить від 40,0 (у 2010 р.) до 60,2 млн м^3 (у 1986 р.), а в середньому – 48,8 млн м^3.

3.3.3 Забір води на комунально-побутове використання і зрошування

Зрошування – найбільш водомісткий споживач, особливо в умовах півдня України. Зрошувальні норми диференційовані за кліматичними умовами території України і становлять в середньому для Одеської області 4000 $м^3$/га [47]. Експлуатаційний режим зрошування визначає потребу рослин у воді в кожен конкретний рік або в період, з урахуванням господарських і природних умов цього року.

У наш час у зрошуваному землеробстві використовуються три основних способи зрошування: поверхневе – розподіл води по поверхні ґрунту; дощування – розпилення води у вигляді дощу над зрошуваним ґрунтом; підгрунтова подача води по закладених у землі трубах [48]. Вибір способу зрошення залежить від розмірів поливних норм і вибраної схеми поливів сільськогосподарських культур, способів і знаряддя механізації сільгоспробіт, швидкості вбирання води в ґрунт, ступеня засоленості ґрунту, рельєфу поверхні зрошуваної ділянки та ін.

Найпоширеніше поверхневе зрошування поділяється на: полив по борознах, напуском по смугах і полив затопленням. При поливі по борознах вода вбирається в ґрунт через дно і відкоси борозни. Полив напуском по борознах здійснюється в основному для культур суцільного посіву.

Для цього площа поля розбивається на смуги, розділені валиками. Вода з тимчасового зрошувача підводиться за допомогою вивідних борозен до поливної смуги через отвір у дамбі вивідної борозни. Розтікаючись по всій шириною смуги та рухаючись незначним шаром за її довжиною, вода поступово зволожує всю смугу.

Полив затопленням – це заповнення водою ділянок-чеків, обмежених земляними валиками висотою 25-30 см. Зрошування дощуванням здійснюється при складному мікрорельєфі, засолених землях і на ділянках з близьким заляганням ґрунтової води. Підгрунтове зрошування полягає в подачі води до кореневого шару ґрунту знизу за рахунок капілярного підняття від закладених на задану глибину пористих труб або кротовин. Можливе на ґрунтах з добре розвинутою капілярною зоною. Лиманне зрошення – найпростіший та найефективніший спосіб одночасного (весняного) зволоження земель. Штучними лиманами називають просторі ділянки місцевості, відгороджені невисокими греблями, які затримують весняні талі води або ж води, подані на ділянки з річок і водосховищ.

Озеро Китай, як і інші придунайські водойми, перетворено на водосховище для використання акумульованої води у вегетаційний період на зрошування. Крім того, як відзначалось раніше (п.2.3), з водойми здійснюється сільськогосподарське водопостачання ферм і господарсько-побутове водопостачання селищ. Головний напрямок сільськогосподарського виро-

бництва – зерново - тваринницький, на полях зрошування вирощують зернові, кормові, менше овочеві та сад. Полив більшою мірою відбувається дощувальними машинами ДДА-100МА та «Волжанка». Полив багаторічних рослин (пальметні сади) здійснюється поверхневим способом – по смугах [49].

Рівень водокористування оз. Китай визначено за даними інституту Укрпівденділпроводгосп. Багаторічна мінливість заборів води на зрошування разом з іншими видами користування за період з 1979 по 2015 рр. представлена на рис. 3.19.

Як видно з рис. 3.19, до 1994 р. забори води на зрошування та інші види користування сягали 57 млн м^3 за рік, потім значно зменшились, з 2000 р. майже повністю припинились.

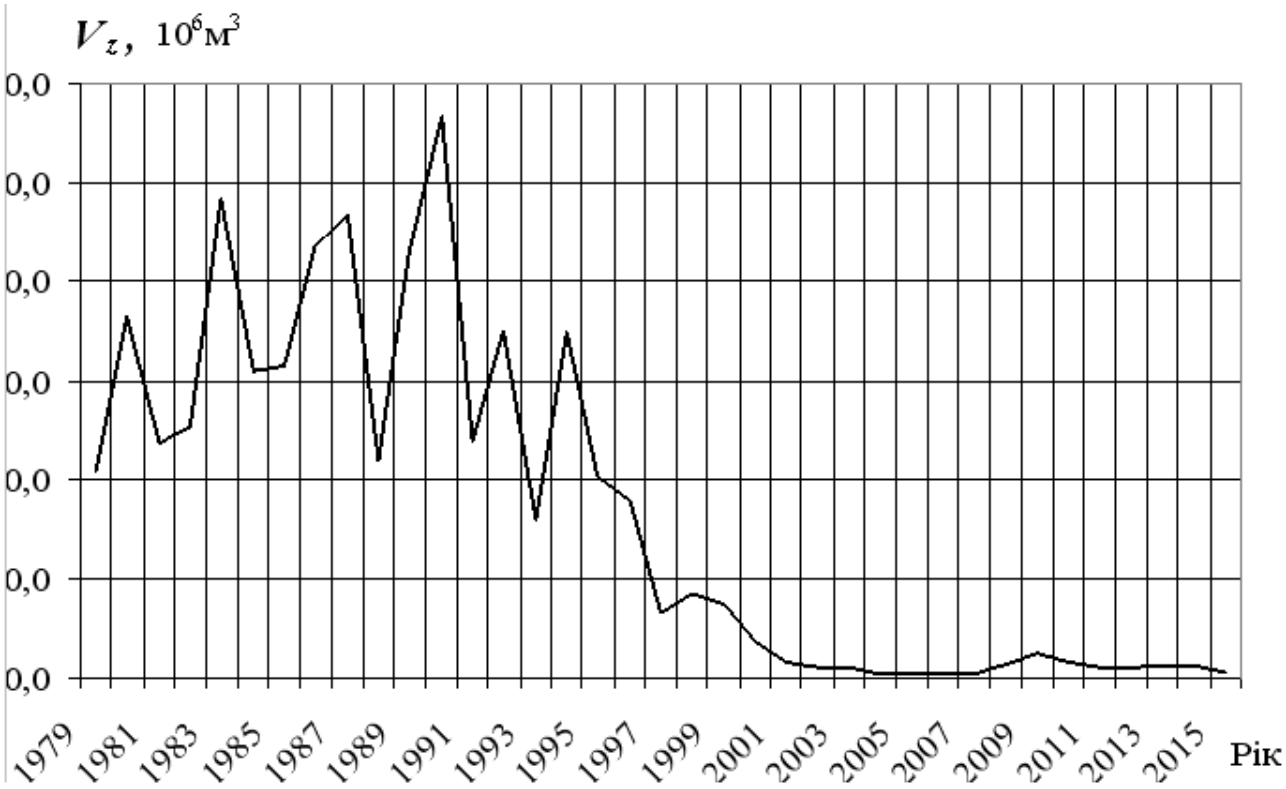


Рис. 3.19 – Забір води на зрошування та комунально-побутове використання з оз. Китай за період з 1979 по 2015 рр.

3.3.4 Фільтрація води в береги

Фільтрація зазвичай відбувається в прибережній зоні водойм, коли ухил водоносних пластів направлений від водойми, за межі його ґрунтового водозбору. В окремих випадках можливий відтік у більш глибокі шари, за умови, що з ними існує зв’язок через проникні ґрунти.

Фільтрація з водойми у кожному окремому випадку визначається на основі спеціальних досліджень за допомогою натурних спостережень або розрахунковими методами.

У разі фільтрації через вододіл і при наявності однорідного водопровідного пласта для розрахунку фільтрації ($м^3$/д) в береги використовується формула Дюпюї-Каменського в редакції З.О. Вікуліної [35]

$$Q = B(\frac{h_1 - h_2}{2} k \frac{H_1 - H_2}{l} - \frac{Wl}{2}), \tag{3.33}$$

де B – ширина потоку;

h_1 і h_2 – потужність фільтраційного потоку;

k – коефіцієнт фільтрації;

H_1 і H_2 – відмітки рівнів води у водоймі та в прибережній зоні;

W – інфільтрація;

l – відстань між врізом водойми і прилеглими ділянками суші.

Величини W і k визначаються для вододільного масиву за даними натурних спостережень.

За неспроможності оцінити варіацію величини фільтрації, яка визначена тим чи іншим способом, вона береться постійною рік у рік [35].

При розрахунках фільтрації оз. Китай були використані дані по сусідній системі озер Ялпуг-Кугурлуй [50]. Річна величина її становила 28,8 млн $м^3$ при площі водного дзеркала 290 $км^2$. Площа водної поверхні оз. Китай дорівнює 59 $км^2$ або 0,2 від площі оз. Ялпуг (разом з оз. Кугурлуй). Якщо допустити, що ці водойми знаходяться у майже однакових природних умовах, то тоді об'єм фільтрації в оз. Китай складатиме $28{,}8 \cdot 0{,}2 = 5{,}76$ млн $м^3$. Таким чином, в середньому в місяць величина фільтрації дорівнюватиме 5,76/12=0,48 млн $м^3$.

Моделювання водного балансу завжди пов'язане зі зміною рівнів води у водному об'єкті. При відомих початкових і кінцевих рівнях води H_1 і H_2 і середній місячній величині фільтрації 0,48 млн.$м^3$ в місяць нескладно розподілити її пропорційно величинам середньомісячних рівнів води в озері $\overline{H}_i$. Тоді в *i*-му місяці

$$(V_f)_i = 0{,}48(k_f)_i, \tag{3.34}$$

де $(k_f)_i$ – перехідний коефіцієнт для розрахунку фільтрації, який дорівнює відношенню

$$(k_f)_i = \overline{H}_i / H^*, \tag{3.35}$$

де H^* – середній річний рівень води в озері,

$$H^* = 1/12 \sum_{s=1}^{12} \overline{H}_i \,. \qquad (3.36)$$

3.3.5 Скиди води з озера в р. Дунай

Скиди води з озера Китай до р. Дунай відбуваються в осінні місяці, коли рівні води у водоймі вищі за рівні в річці. Як відзначалось раніше (п.3.2.7), в осінні місяці на Дунаї спостерігається мінімальний стік. Об'єми води, що надійшли до р. Дунай, були обчислені на основі рівняння водного балансу зворотним шляхом з рівняння водного балансу (3.3)

$$V_{DBi} = \sum_{П} V_i - (\sum_{B} V_i)' \pm \Delta W_i, \qquad (3.37)$$

де V_{DBi} – скиди води з озера до р. Дунай, які у цьому випадку включають нев'язку рівняння, млн м^3;

$\sum_{П} V_i$ – прихідна частина водного балансу, млн м^3;

$(\sum_{B} V_i)'$ – витратна частина водного балансу за винятком скидів води до р. Дунай, млн м^3;

ΔW_i – зміни об'ємів води в озері за розрахункові періоди, млн м^3.

Розраховані об'єми води, що надійшли з оз. Китай до р. Дунай за період з 1979 по 2015 рр., наведені на рис.3.20.

Як видно з рис.3.20, об'єми скидів води з оз. Китай до р. Дунай коливаються від 4,52 млн м^3 (2006 р.) до 52,4 млн м^3 (1997 р.), за винятком 2002, 2003, 2007-2009, 2011, 2012, 2015 рр., коли через низькі рівні у водоймі скидів води з неї до р. Дунай взагалі не відбувалося.

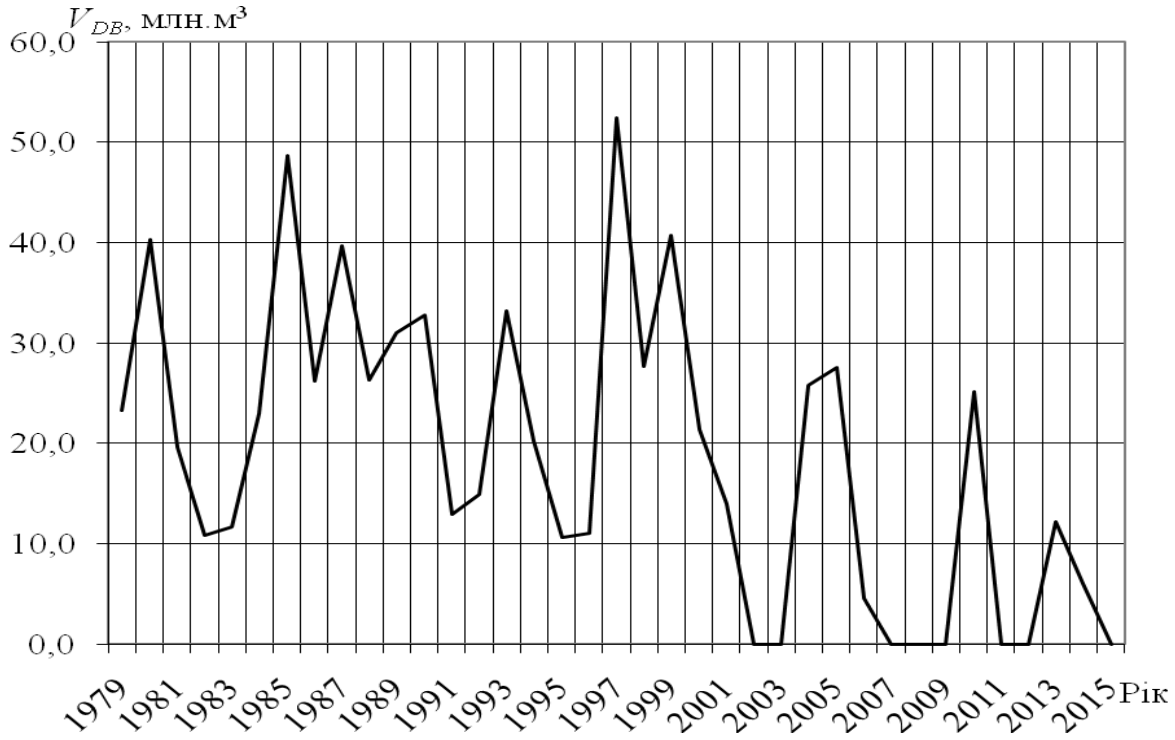


Рис. 3.20 – Об'єми скидів води з озера Китай до р. Дунай за період з 1979 по 2015 рр.

3.4 Аналіз складових водного балансу оз. Китай

3.4.1 Визначення об'ємів води в озері

Для розрахунку водних балансів в якості вихідних матеріалів використані об'ємі води в озері на початок (W_1) і кінець кожного місяця (W_2). Зміна об'ємів за місяць ΔW становить

$$\Delta W = W_2 - W_1 \ . \tag{3.38}$$

Величини W_1 і W_2 визначаються за допомогою залежності об'ємів води від рівнів води в озері (див.рис.2.2), спостереження за якими відбуваються щодня. Пункт спостережень знаходиться у центральній частині водойми біля с. Червоний Яр. Місячні дані рівнів води в озері Китай за 1979-2015 рр. були отримані у відділі водних ресурсів Одеського облводресурсів. На рис.3.21 і 3.22 представлений багаторічний хід місячних та середньорічних рівнів води в оз. Китай.

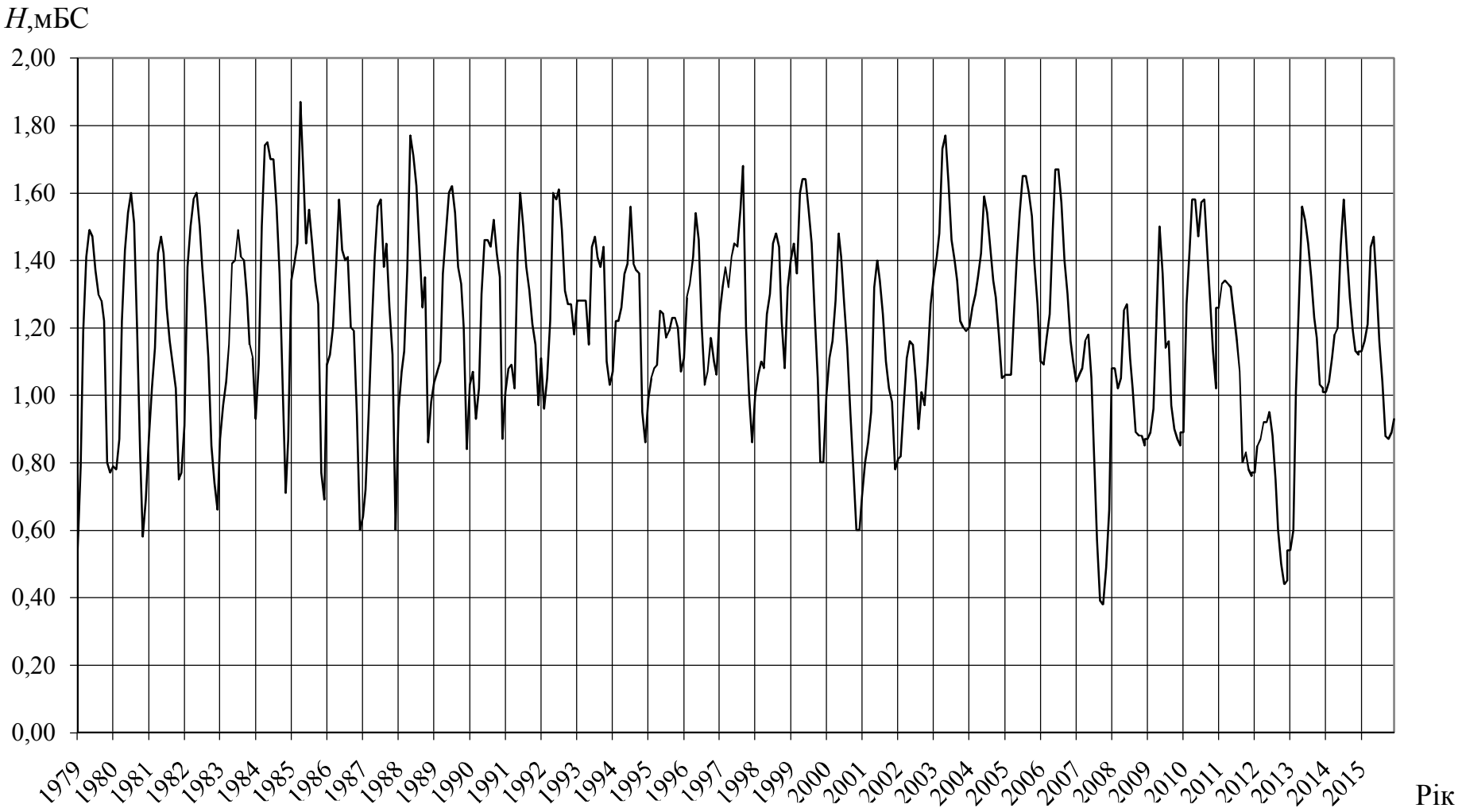


Рис. 3.21 – Багаторічний хід середньомісячних величин рівнів води в оз. Китай

З рис.3.21 можна відзначити характерну часову закономірність зміни рівнів води: наприкінці зими й навесні, коли відкриваються шлюзи для наповнення водосховища, відбувається підвищення рівнів води, яке продовжується щорічно в середньому до травня. Далі, у літній період, коли шлюзи закриті і витратна частина водного балансу за рахунок випаровування перевищує приходну частину, рівні у водоймі поступово знижуються. Восени відкриваються шлюзи для скидів води в р. Дунай і тому рівень води в озері продовжує знижуватися, а наприкінці року він поступово підвищується за рахунок того, що можуть відкриватися шлюзи на наповнення водойми, а також завдяки зменшенню випаровування.

Хронологічний хід середньорічних рівнів води в оз. Китай з 1979 по 2015 рр. показаний на рис. 3.22. При цьому найвищий середньорічний рівень води (1,43 мБС) спостерігався у 2003 р., найменший – у 2012 р. і становив 0,73 мБС.

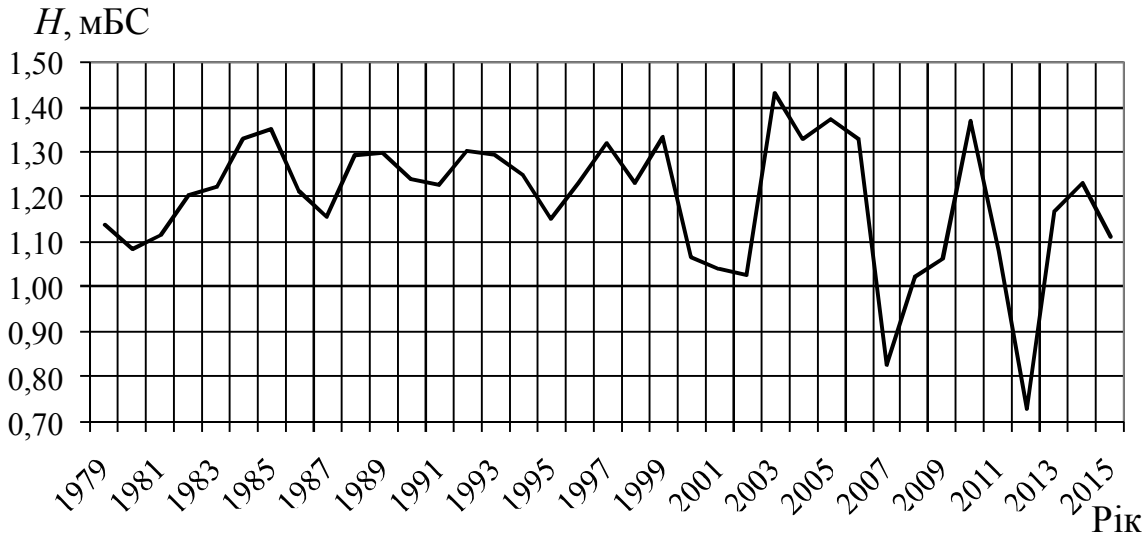


Рис. 3.22 – Багаторічний хід середньорічних величин рівнів води в оз. Китай

На рис. 3.23 представлений сучасний хід рівнів води в озері Китай та на в/п Кофа з 2001 (коли відомі дані про рівні води на в/п) по 2015 рр. На графік також нанесені рівень мертвого об'єму, нормальний підпертий і форсований рівні води.

Як видно з рис.3.23, весною рівні води у каналі вищі за рівні водосховища, саме у цей час відбувається наповнення водойми дунайською водою. Виняток становить 2003 р., коли рівні води весною у підвідному каналі низькі, а рівень води у водоймі зростав. Найвірогідніше, це пов'язано з похибками у вимірах води на в/п Кофа і відсутності контролю за якістю матеріалів спостережень. Восени рівні у Дунаї нижчі, тому можливий скид води з озера до річки.

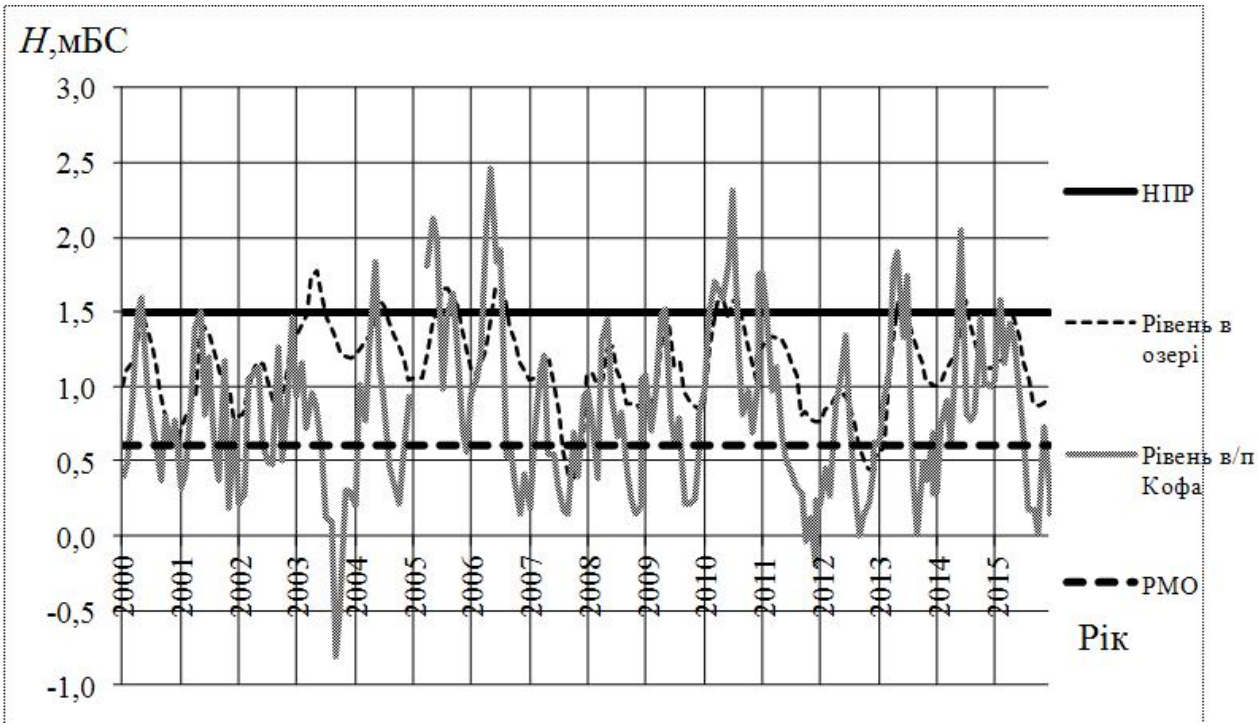


Рис.3.23 – Сучасний хід місячних рівнів води в оз. Китай і на в/п Кофа

3.4.2 Загальна оцінка складових приходної та витратної частин водних балансів оз. Китай

За викладеною схемою розраховані водні баланси за період 1979-2015 рр., які за окремі періоди представлені у роботах авторів [51-54].

У табл. 3.4 і 3.5 наводяться щорічні дані про складові приходної та витратної частин водних балансів за 1979-2015 рр. відповідно.

Приходну частину водних балансів (табл. 3.4, рис. 3.24) найбільшою мірою визначають опади на водну поверхню озера (від 12 і до 46 %), надходження води з р. Дунай самопливним шляхом (від 4 і до 62 %) та підкачки дунайської води до 2001 р. (до 42 %).

У окремі роки значний відсоток складає і поверхневий стік (річковий до 33 %, бічний приплив – до 7 %). Надходження ґрунтових і дренажних вод є незначним (менше 4 і 8 % відповідно) і у водному балансі його можна не враховувати.

У витратній частині (табл. 3.5, рис. 3.25) більшості водних балансів за 1979-2015 рр. складає випаровування (від 35 і до 90 %), менше скиди води до р. Дунай (від 7 до 46 %), за винятком 2002, 2003 і 2007-2009,2011,2012,2015 рр., коли скидів до р. Дунай не було зовсім, об'єми води на фільтрацію склали до 10-12 %, а забір води на зрошування до 20-40% (до 1996 р.) і не більше 10 % (починаючи з 1997 р.).

Таблиця 3.4 - Складові приходної частини водних балансів оз. Китай (у млн м^3)

Рік	V_p	V_r	V_b	V_g	V_{dr}	V_D	$V_{niд}$
1979	22,90	4,60	1,06	1,54	4,16	53,51	21,99
1980	36,21	39,85	9,12	1,54	7,28	27,48	9,49
1981	26,85	17,56	4,03	1,54	4,74	29,76	13,28
1982	17,82	2,30	0,53	1,54	5,05	52,83	6,80
1983	19,89	3,59	0,82	1,54	9,65	49,75	32,32
1984	28,71	18,92	4,35	1,54	6,19	61,44	12,15
1985	30,93	26,81	6,16	1,54	6,31	37,47	16,90
1986	24,17	9,65	2,22	1,54	8,70	31,22	34,57
1987	21,33	5,60	1,29	1,54	9,36	80,04	42,33
1988	32,04	28,70	6,48	1,54	4,39	24,72	8,74
1989	24,57	9,65	2,22	1,54	8,62	53,48	25,06
1990	17,14	1,37	0,31	1,54	11,34	60,37	52,82
1991	24,48	9,65	2,22	1,54	4,80	36,92	12,05
1992	27,62	16,25	3,73	1,54	7,01	33,37	26,02
1993	28,05	17,56	3,97	1,54	3,19	13,37	24,97
1994	15,02	1,12	0,26	1,54	6,97	44,06	45,10
1995	23,39	8,55	1,96	1,54	4,06	15,69	40,37
1996	28,04	18,92	4,12	1,54	3,56	20,51	18,31
1997	37,89	35,00	6,89	1,54	1,30	11,90	12,74
1998	32,30	28,80	5,93	1,54	1,70	26,87	19,57
1999	29,33	20,86	4,79	1,54	1,50	19,49	2,36
2000	20,57	1,85	0,54	1,54	0,75	35,31	0,00
2001	23,01	4,60	0,87	1,54	0,30	42,37	0,00
2002	27,61	13,70	2,60	1,54	0,20	46,98	0,00
2003	19,06	1,50	0,28	1,54	0,23	21,66	0,00
2004	31,63	20,00	3,80	1,54	0,08	11,08	0,00
2005	31,73	20,00	3,80	1,54	0,08	25,75	0,00
2006	18,90	1,00	0,19	1,54	0,08	34,47	0,00
2007	21,20	3,50	0,66	1,54	0,08	41,96	0,00
2008	21,60	4,70	0,90	1,54	0,30	14,40	0,00
2009	17,10	2,95	0,57	1,54	0,50	28,20	0,00
2010	33,80	18,30	3,47	1,54	0,32	41,20	0,00
2011	16,00	0,58	0,11	1,54	0,22	2,84	0,00
2012	26,00	9,60	1,82	1,54	0,23	15,40	0,00
2013	24,50	6,50	1,05	1,54	0,24	56,00	0,00
2014	17,70	1,15	0,22	1,54	8,87	41,60	0,00
2015	26,40	12,30	1,99	1,54	9,70	10,50	0,00

Таблиця 3.5 - Складові витратної частини водних балансів оз. Китай (у млн м^3)

Рік	V_E	V_f	V_z	$V_{D'}$
1979	46,53	5,76	20,81	23,23
1980	44,15	5,76	36,40	40,34
1981	46,42	5,76	23,68	19,67
1982	47,26	5,76	25,23	10,83
1983	51,06	5,76	48,26	11,69
1984	50,19	5,76	30,93	22,96
1985	52,48	5,76	31,57	48,65
1986	60,19	5,76	43,48	26,23
1987	51,43	5,76	46,81	39,70
1988	47,62	5,76	21,95	26,31
1989	45,66	5,76	43,08	31,06
1990	53,09	5,76	56,69	32,75
1991	45,15	5,76	23,98	12,94
1992	50,38	5,76	35,03	14,91
1993	49,11	5,76	15,97	33,16
1994	57,64	5,76	34,84	20,26
1995	53,30	5,76	20,31	10,65
1996	52,31	5,76	17,81	11,04
1997	49,27	5,76	6,48	52,45
1998	48,98	5,76	8,50	27,66
1999	48,40	5,76	7,52	40,75
2000	52,85	5,76	3,76	21,35
2001	49,88	5,76	1,51	14,02
2002	53,88	5,76	1,01	0,00
2003	54,11	5,76	1,14	0,00
2004	43,29	5,76	0,39	25,83
2005	46,97	5,76	0,39	27,57
2006	52,90	5,76	0,39	4,52
2007	57,02	5,76	0,39	0,00
2008	42,64	5,76	1,50	0,00
2009	49,92	5,74	2,49	0,00
2010	41,65	5,78	1,61	25,20
2011	43,24	5,81	1,10	0,00
2012	50,21	5,84	1,15	0,00
2013	45,43	5,75	1,20	12,20
2014	46,27	5,77	1,20	5,98
2015	50,52	5,25	0,56	0,00

Багаторічну мінливість складових приходної і витратної частин водних балансів 1979-2015 рр. у відсотках представлено на рис.3.25 і 3.26 відповідно.

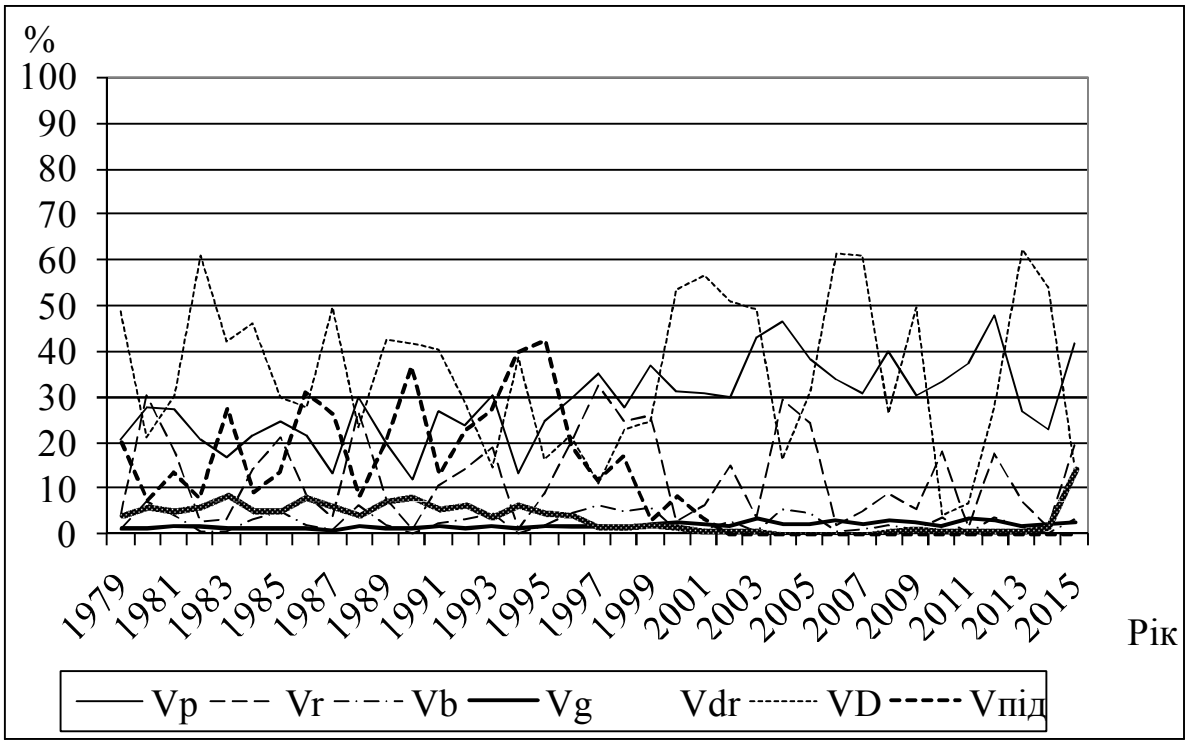


Рис. 3.24 – Багаторічна мінливість головних складових приходної частини водного балансу озера Китай (1979-2015 рр.)

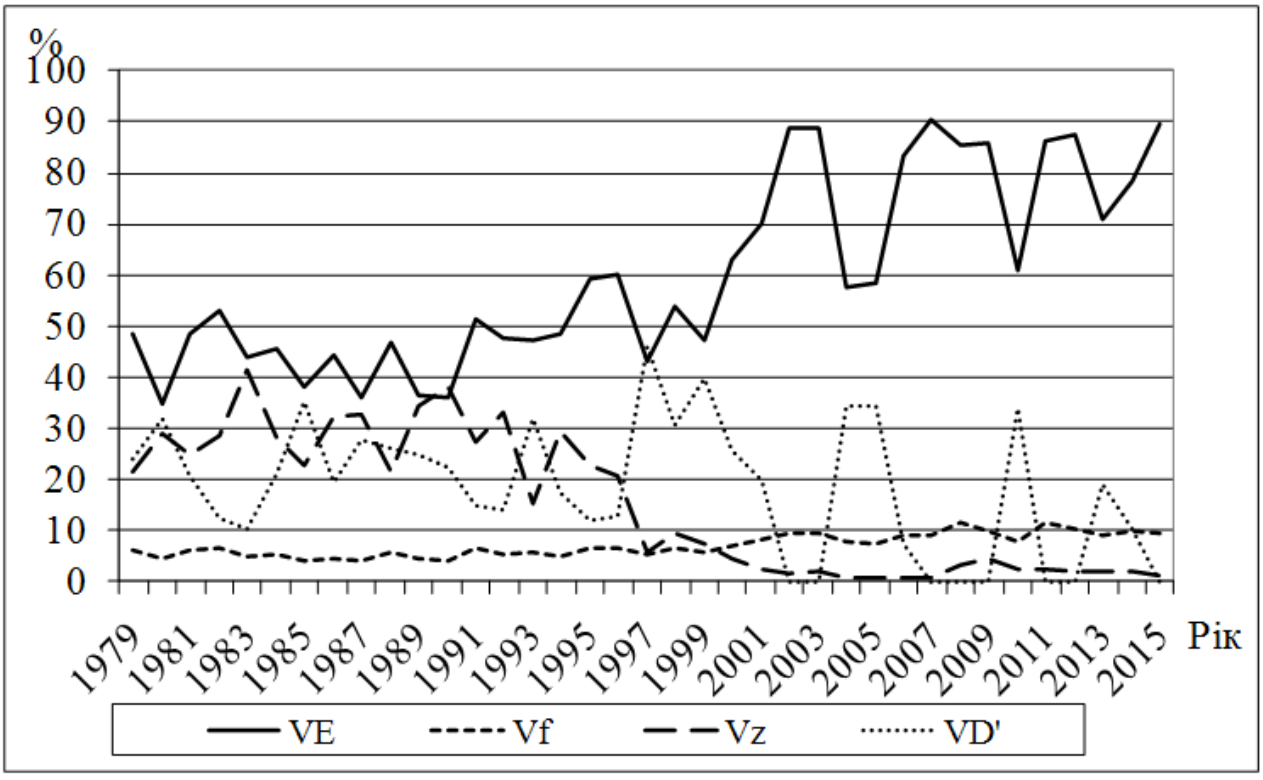


Рис. 3.25 – Багаторічна мінливість головних складових витратної частини водного балансу оз. Китай (1979-2015 рр.)

3.4.3 Нев'язки водних балансів

При розрахунках водних балансів на величину кожного елемента буде накладатись деяка похибка. Накопичені похибки у сукупності зумовлюють нев'язку водного балансу. Визначити її можна, виходячи з рівняння водного балансу (3.1), таким чином

$$\Delta V_{ni} = \sum_{П} V_i - \sum_{В} V_i \pm \Delta W_i , \qquad (3.39)$$

де ΔV_{ni} – нев'язка водного балансу, млн м^3;

$\sum_{П} V_i$ – прихідна частина водного балансу, , млн м^3;

$\sum_{В} V_i$ – витратна частина водного балансу, , млн м^3;

ΔW_i – зміна об'єму води в озері за розрахунковий період, , млн м^3.

На прикладі озера Китай виконати оцінку похибки рівняння водного балансу досить складно. Основною причиною, перш за все, є те, що відсутність вимірювання водообміну між озером і р. Дунай. А інша пов'язана з обмеженою вимірною інформацією, взагалі.

Як відзначалось раніше (п.3.1), у періоди наповнення оз. Китай і скидів води з нього нев'язки входять до складових водообміну з р. Дунай $V_{D\,ПП}$ і $V_{ПВi}$. Таким чином, нев'язки можливо визначити лише у період простою водойми, коли закриті шлюзи і не відбуваються підкачки з р. Дунай. Тому рівняння для визначення нев'язок водного балансу оз. Китай доцільно записати, виходячи з (3.4), таким чином

$$\Delta V_{ni} = (\sum_{В} V_i)' - (\sum_{П} V_i)' \pm \Delta W_i , \qquad (3.40)$$

де $(\sum_{В} V_i)'$ – підсумовані складові витратної частини водного балансу при закритих шлюзах і відсутності скидів до р. Дунай, млн м^3;

$(\sum_{П} V_i)'$ – підсумовані складові прихідної частини водного балансу при закритих шлюзах і відсутності надходження води з р. Дунай, млн м^3.

За викладеною схемою розраховані абсолютні нев'язки (у млн м^3), які коливаються від року до року і від місяця до місяця (-2,41 млн м^3 у серпні 2012 року до 2,81 млн м^3 - у червні 2003 р.).

Відносні нев'язки водних балансів рекомендується оцінювати до величини прихідної або витратної частин

$$\delta = (V_n / \sum_{П} V_i) \cdot 100\% \qquad (3.41)$$

або

$$\delta = (V_n / \sum_{B} V_i) \cdot 100\%, \qquad (3.42)$$

де δ – відносна похибка у %.

Ймовірна випадкова середньоквадратична похибка розрахунків водних балансів σ визначається за рекомендацією [24]

$$\sigma = \sqrt{\delta_1^2 + \delta_2^2 + \delta_3^2 + ... + \delta_n^2}, \qquad (3.43)$$

де $\delta_1, \delta_2, ..., \delta_n$ – відносні похибки визначення окремих складових водних балансів.

Вважається, що рівняння водного балансу складено задовільно, якщо $\delta \le \sigma$.

У рівнянні водного балансу оз. Китай до прихідної частини (за умови закритих шлюзів і відсутності підкачок з р. Дунай) входять: опади V_P, поверхневий приплив V_r, бічний приплив V_b, ґрунтові води V_g, зворотні води (комунально-побутові і дренажні) V_{dr}. З наведеного переліку вимірюються лише опади. При цьому похибка вимірювання їхньої кількості в окремо взятому пункті спостережень знаходиться у межах 2-3 % [28]. Похибки розрахунку інших складових залишаються невідомими. Необхідно зробити зауваження й стосовно похибки оцінки опадів у балансових рівняннях, оскільки йдеться не про окремий пункт вимірювання опадів, а в цілому по поверхні водойми. В цій роботі використані дані м/ст Ізмаїл, по якій є багаторічні ряди спостережень. Але ж і ці дані не враховують просторової неоднорідності полів опадів, особливо у літній період. Причому, похибки, пов'язані з переносом даних однієї метеостанції у цілому на водойму, можуть призводити до похибок у їхніх розрахунках, які сягають за даними [35] від 10 до 20 %. При розрахунках нев'язок водних балансів озера Китай похибка опадів з урахування їх вимірювання та просторового розподілу взята на рівні 10 %.

За нормативним документом СНіП 2.01.14-83 [30], випадкові похибки гідрометричного врахування стоку складають для невивчених ділянок водозборів в рівнинних районах до ± 10 %, як певно і при розрахунках бічного припливу. Припустивши, що всі інші складові прихідної частини водних балансів оцінюються з похибкою теж у межах ± 10 %, можна орієнтовно визначити випадкову похибку (прихідної частини) $\sigma_{П}$, яка становитиме 22,4 %.

До витратної частини у рівнянні водного балансу оз. Китай (за умови закритих шлюзів) відносяться: випаровування з водної поверхні V_E (з урахуванням транспірації), фільтрація води в береги V_f та забір води на зрошування (разом з іншими видами користування) V_z. Припустивши похибку при визначенні випаровування близько 5 %, а інших складових – близько10 %, випадкова похибка (по витратній частині) σ_B становитиме 15,0 %.

Для оцінки надійності розрахунків водних балансів були визначені забезпеченості похибок для двох сезонів. З листопада по квітень розрахунки похибок велись в залежності від прихідних частин водних балансів (рис.3.26), з травня по жовтень – від витратних (рис.3.27).

Як видно, забезпеченість випадкової похибки по приходній частині $\sigma_П$ складає 95 %, по витратній частині σ_B – 91 %. Це свідчить про досить надійні розрахунки водних балансів оз. Китай.

Похибка розрахунку акумуляції водойми виникає внаслідок випадкової похибки вимірювання середнього рівня води, яка звичайно береться ± 1см [35]. Враховуючи, що об'єми води в чаші водойми розраховуються на початок і кінець розрахункових інтервалів, похибки слід подвоїти, тобто можлива випадкова похибка акумуляції води в водоймі може становити ± 2см. При переведенні шару води 2 см у об'єм, з урахуванням середньої площі водойми, абсолютна величина похибки акумуляції складатиме 1,1 млн м^3.

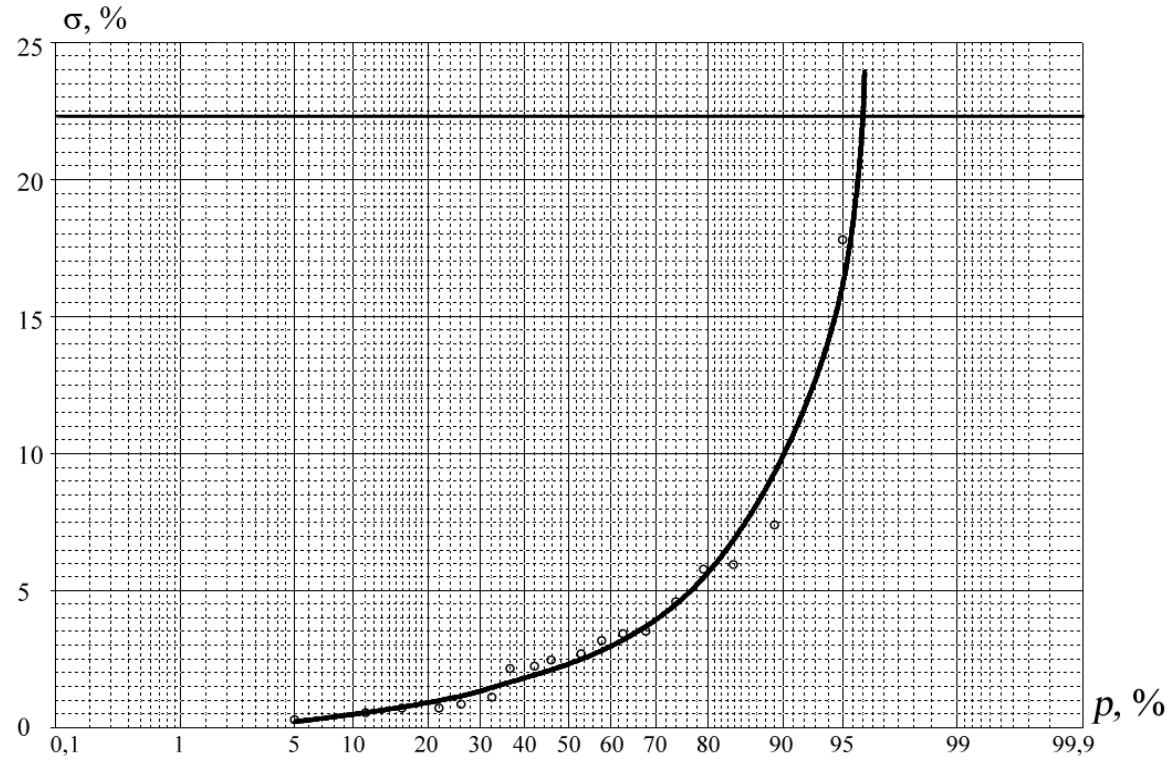


Рис.3.26 – Забезпеченість випадкової похибки по приходній частині

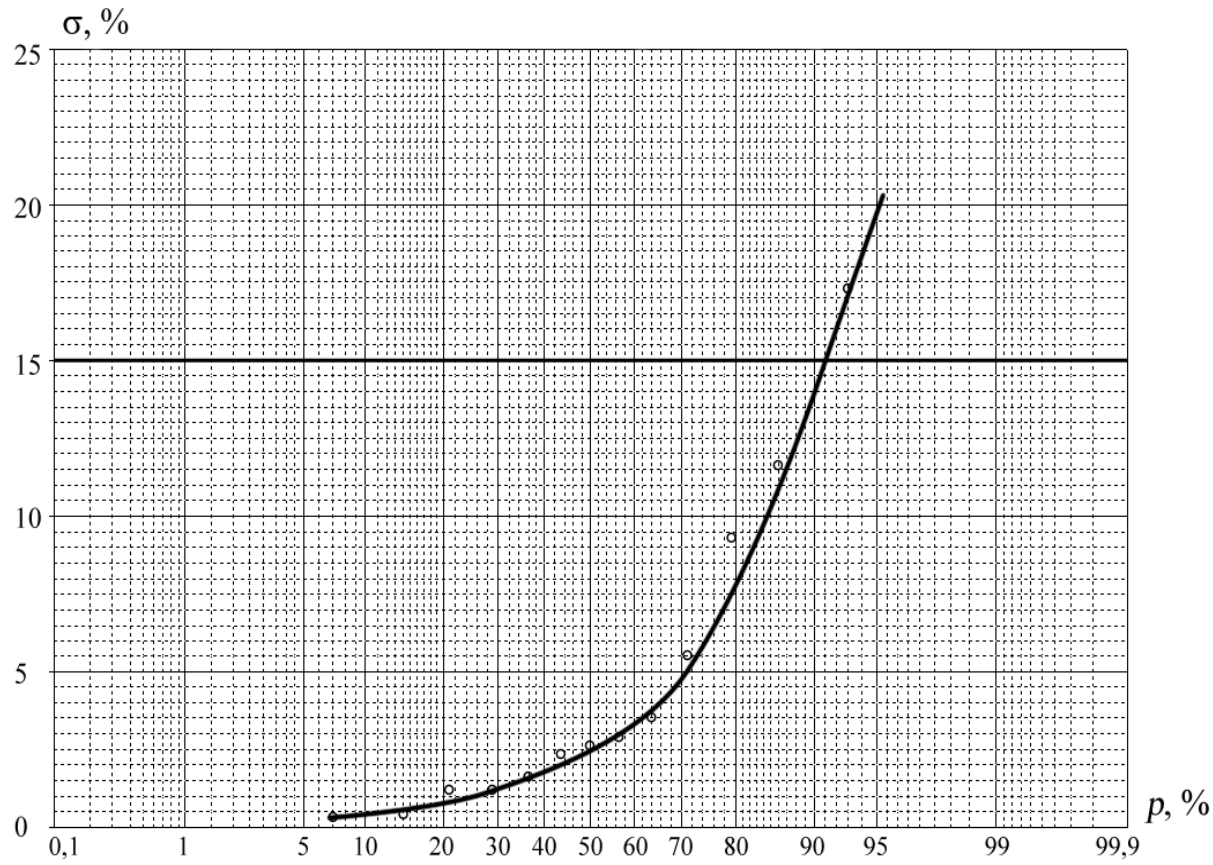


Рис.3.27 – Забезпеченість випадкової похибки по витратній частині

Правильність визначення складових водних балансів оз. Китай також буде перевірена точністю отриманих величин мінералізації води у водоймі в результаті розрахунків сольових балансів у наступному розділі.

4 СОЛЬОВИЙ БАЛАНС ОЗЕРА КИТАЙ

4.1 Поточні сольові баланси озера

Зміна і мінливість мінералізації у водоймі протягом року визначається надходженням і витратою води, а разом і солей. Спираючись на рівняння водного балансу (3.1), можна записати рівняння сольового балансу у вигляді:

$$\sum_{B} V_i S_i = \sum_{П} V_i S_i \pm \Delta W S_i, \tag{4.1}$$

де $\sum_{B} V_i S_i$ - витратна частина сольового балансу, 10^3т;

$\sum_{П} V_i S_i$ – прихідна частина сольового балансу, 10^3т;

$\Delta W S_i$ – зміни кількості солей в озері за розрахунковий період, 10^3т.

Для озера Китай, враховуючи (3.5) і (3.27), рівняння сольового балансу набуває вигляду

$$\begin{aligned} W_1 S_1 + V_P S_P + V_r S_r + V_b S_b + V_g S_g + V_{dr} S_{dr} + V_D S_{DП} = \\ = W_2 S_2 + V_f S_f + V_z S_z + V_{DB} S_{DB}\ , \end{aligned} \tag{4.2}$$

де S_1 і S_2 – середня по озеру мінералізація на початку та у кінці розрахункових місяців, кг/м^3;

W_1 і W_2 – об’єм води в озері на початку та у кінці розрахункових місяців, млн м^3;

$S_P, S_r, S_b, S_g, S_{dr}, S_{DП}, S_f, S_z, S_{DB}$ – мінералізація складових водного балансу (атмосферних опадів, вод річок Киргиж-Китай і Аліяга, бічного припливу, ґрунтового стоку, дренажних вод і води, що надходить з р. Дунай, води, що витрачається на зрошування, фільтрацію та скиди до р. Дунай), кг/м^3.

Нев’язки сольових балансів у періоди водообміну з р. Дунай входять складовими до $V_{DП} S_{DП}$ та $V_{DB} S_{DB}$, а у період простою водойми - $\Delta W S$.

4.2 Мінералізація складових у сольовому балансі

Мінералізація в опадах S_p. За даними 11 метеостанцій Держкомгідромету України [55], атмосферні опади характеризуються переважанням у них сульфатного аніону та магнієвого катіону. Мінералізація для території Украйни найменша у гірських районах Криму (18,5 мг/дм^3), у зоні мішаних лісів вона становить 20-25 мг/дм^3, дещо більші значення спостерігаються в інших кліматичних зонах (до 35 мг/дм^3), найбільша – виявлена в Асканії-Новій та Євпаторії (82,4 і 128,7 мг/дм^3 відповідно). Мінералізація в опадах для виучуваної території складає в середньому 35,1 мг/дм^3.

Мінералізація води в річках Киргиж-Китай і Аліяга S_r визначена з використанням фондових матеріалів Одеського облводгоспу в залежності від об'єму стоку і наведена у табл.4.1. Оскільки вихідні дані головним чином охоплюють порівняно невеликі витрати води в річках, то в роботі було побудовано залежність $S = f(V_r)$. Шляхом екстраполяції цієї залежності на максимальні значення V_r і мінералізацію, взяту на рівні фонової для цього регіону (приблизно 1000 мг/дм^3), було вирішене питання стосовно розрахунку однієї з прихідних складових сольового балансу в усьому діапазоні V_r.

Таблиця 4.1 - Мінералізація води річок Киргиж-Китай та Аліяга в залежності від об'єму їх стоку

V_r, млн м^3	0,05	0,1	0,5	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0
S_r, мг/дм^3	5440	5410	5120	4770	4060	3350	2650	1940	1000

Мінералізація вод бічного припливу S_b встановлена за рівнянням

$$S_b = 0{,}57 S_r, \qquad (4.3)$$

де S_r – мінералізація води в річках Киргиж-Китай і Аліяга, мг/дм^3.

Коефіцієнт рівняння (4.3) визначений за матеріалами інтегрованого моніторингу Tacis - 2001 р. у межах басейну оз. Ялпуг-Кугурлуй.

Мінералізація ґрунтових вод S_g визначена за даними моніторингу ґрунтових вод, який здійснюється обласною гідрогеолого-меліоративною

експедицією. Для розрахунку сольових балансів взято середнє значення S_g по периметру водойми на рівні 2600 мг/дм^3.

Мінералізація дренажних вод S_{dr} взята за даними Одеського облводгоспу і дорівнює 2000 мг/дм^3.

Мінералізація води р. Дунай $S_{DП}$ та її гідрохімічні характеристики особливо важливі при розрахунках сольових балансів озера [56]. За даними спостережень Дунайської гідрометеорологічної обсерваторії у м. Ізмаїл за період з 2001 по 2015 рр., середня багаторічна мінералізація склала 331 мг/дм^3. Найбільше її значення спостерігалося 358 мг/дм^3, відмічене у 2006 р., найменше – в 2009 р. і становило 310 мг/дм^3.

На рис.4.1 представлений внутрішньорічний розподіл мінералізації води у р. Дунай - м. Ізмаїл. Значення мінералізації середньоводного року дорівнюють 400 мг/дм^3, багатоводного – 300 мг/дм^3 (і практично не залежать від стоку води), у маловодні роки в розподілі значень мінералізації можна відмітити її підвищення у літній період.

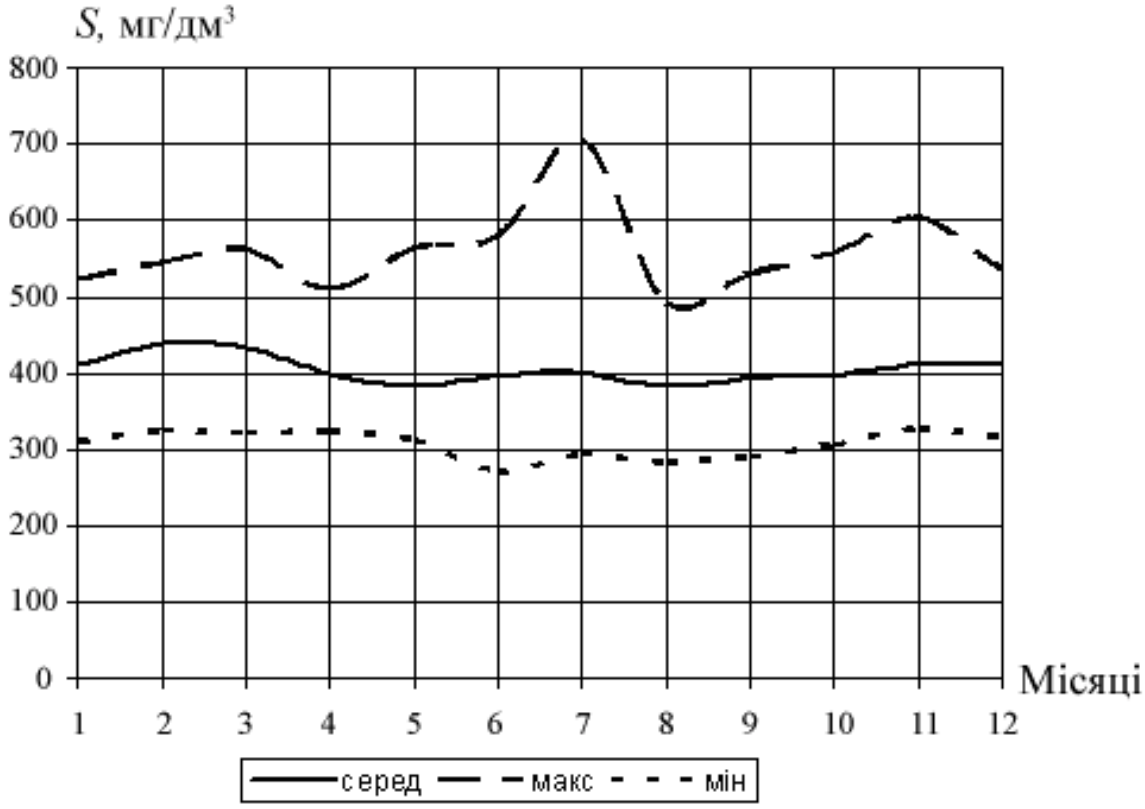


Рис. 4.1 – Внутрішньорічний розподіл мінералізації води р. Дунай біля м. Ізмаїл

Мінералізація води, що витрачається на фільтрацію S_f, на зрошування та інші види користування S_z розраховувалась ітераційним шляхом як середнє по озеру для розрахункових місяців. На першому етапі вважається, що мінералізація на кінець місяця дорівнює початковій. Таким чином, середня мінералізація також дорівнює початковій. В результаті розрахунку визначається її кінцеве значення. На другому етапі при відомій початковій мінералізації та розрахованій на першому етапі кінцевій, розраховується середня мінералізація і друга розрахункова кінцева. За цією схемою мінералізація обчислюється аж поки її середнє місячне значення не буде суттєво змінюватися. Точність розрахунків 0,01 мг/дм^3.

Мінералізація води, що скидається до р. Дунай S_{DB}.

Морфологічна будова озера Китай, як відзначалось раніше у розд.2, включає два плеси (північний та південний) і наявність між ними дамби зі шлюзами. Водообмін з р. Дунай відбувається у південній частині водойми, а з півночі надходять високомінералізовані води річок Киргиж-Китай і Аліяга. За даними гідрохімічних зйомок і попередніми розрахунками [58], мінералізація води у північній частині водойми ($S_{півн}$) вища, ніж у середній, а у південній ($S_{півд}$) – нижча:

$$S_{півн} = 1{,}34 \cdot S\,, \tag{4.4}$$

і

$$S_{півд} = 0{,}63 \cdot S\,, \tag{4.5}$$

де S – середня мінералізація води в озері, мг/дм^3.

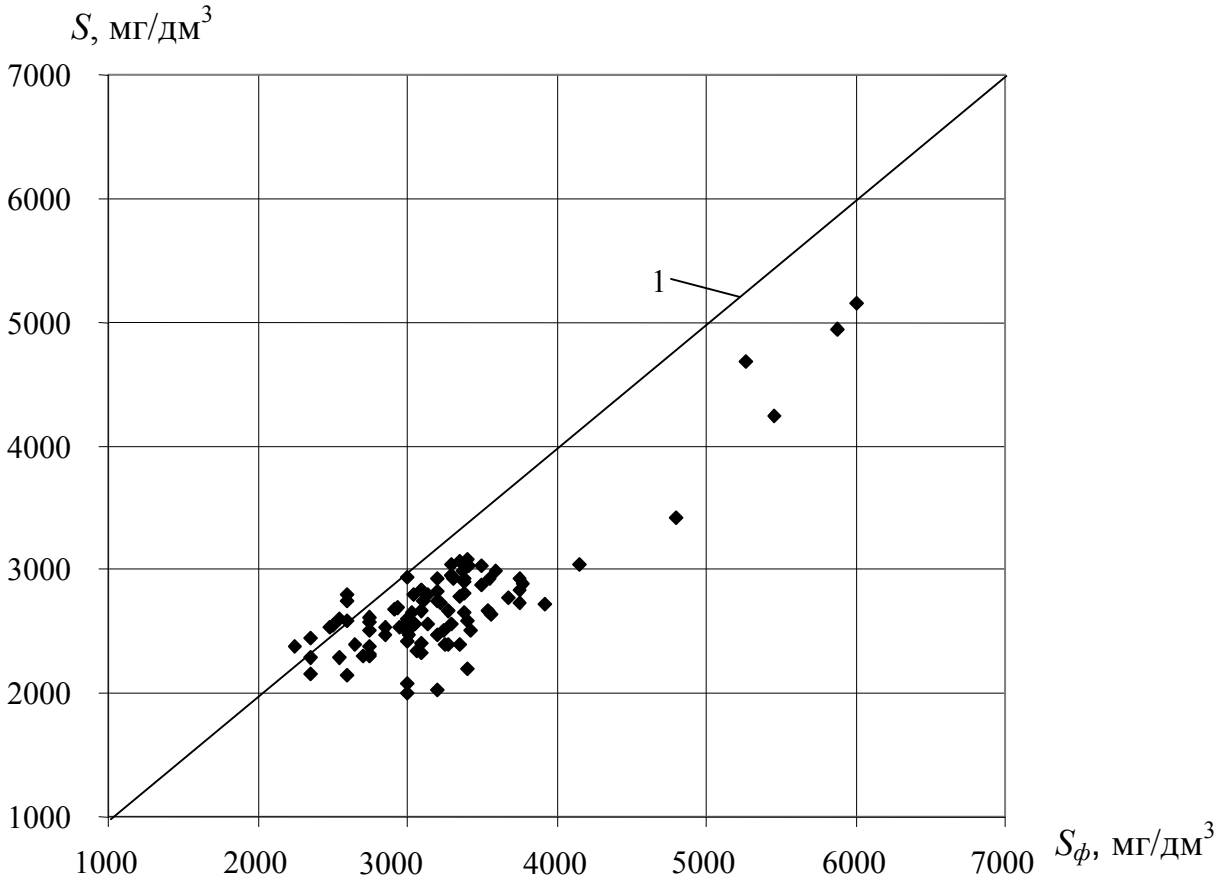
Враховуючи вищенаведене та [58], для 2000-2015 років, коли наявні хоча б місячні значення мінералізації води в оз. Китай, сольові баланси розраховувались за такими сценаріями:

Сценарій А. Розрахунок щорічних сольових балансів виконувався при початковій мінералізації у січні 2000 р. Мінералізація взята на рівні 2750 мг/дм^3. На рис. 4.2 представлено порівняння розрахованої мінералізації та виміряної в пункті спостережень.

Як видно з рис. 4.2, розраховані величини мінералізації води менші за виміряні у пункті спостережень приблизно на 16,5 %, при цьому коефіцієнт кореляції досить високий (R=0,83). Однобічне відхилення може зумовлюватись тим, що при розрахунках скидів до р. Дунай бралась середня по озеру мінералізація.

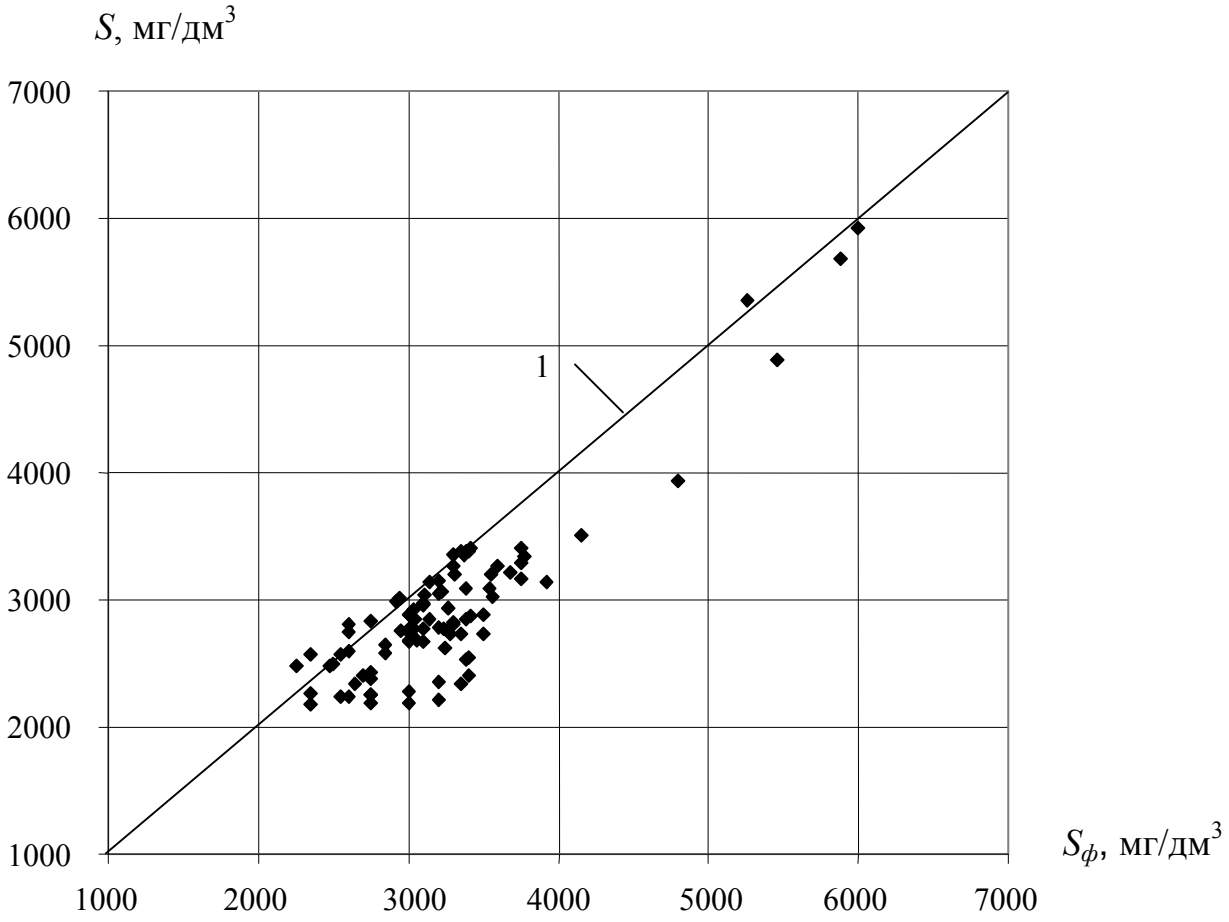
Сценарій Б. Сольові баланси розраховані з заданою мінералізацією на початок кожного з розрахункових років станом на 1 січня.

На рис. 4.3 представлений графік відповідності між розрахованою мінералізацією та її величиною в пункті спостережень.



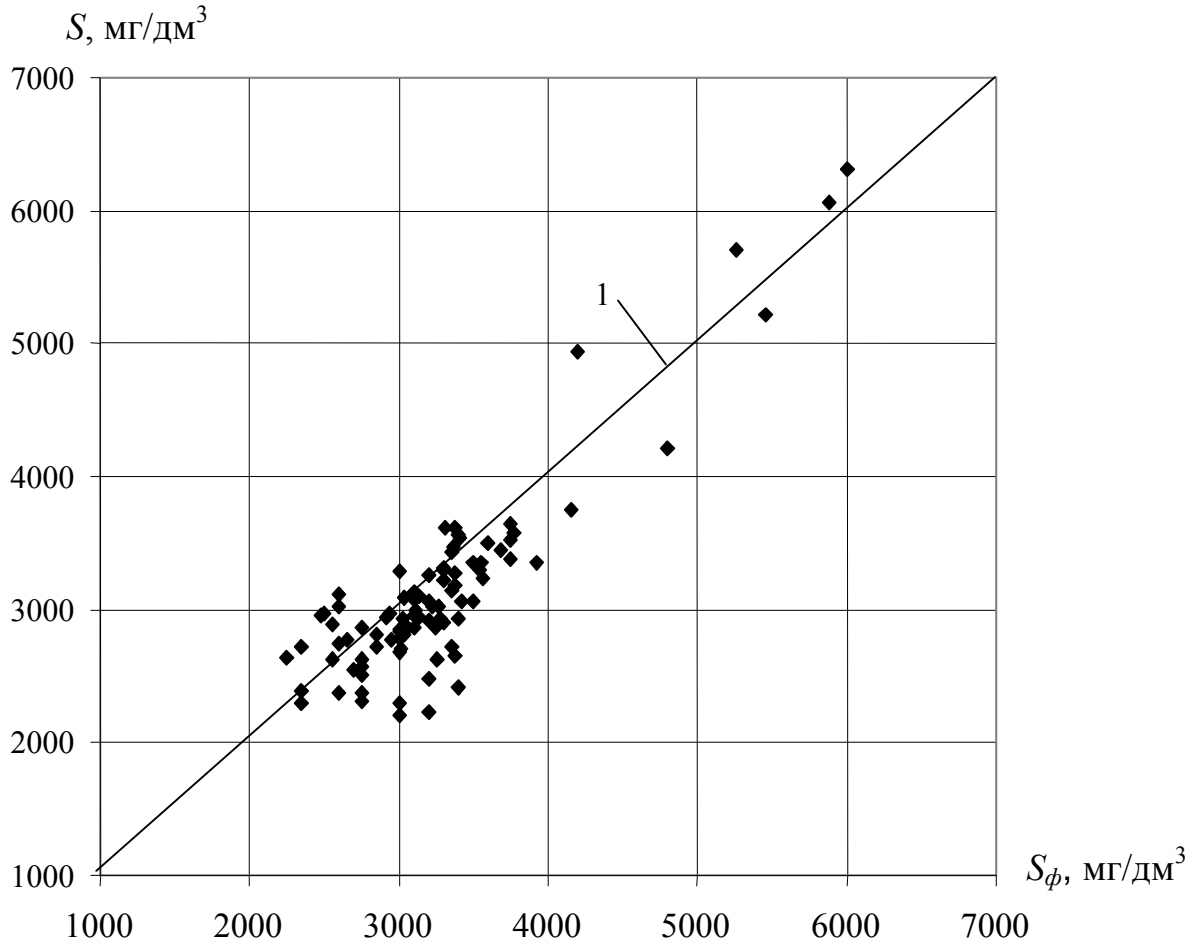
1- лінія рівних значень

Рис. 4.2 - Графік відповідності між мінералізацією в пункті спостережень і розрахованою за сценарієм А



1- лінія рівних значень

Рис. 4.3 - Графік відповідності між мінералізацією в пункті спостережень і розрахованою за сценарієм Б



1- лінія рівних значень

Рис. 4.4 - Графік відповідності між мінералізацією в пункті спостережень і розрахованою за сценарієм В

З рис. 4.3 видно, що як і за попереднім сценарієм, фактична мінералізація перевищує розрахункову, при цьому середнє відхилення є дещо меншим (≈10%). Однобічне відхилення може бути пов'язане, як вже відзначалось, з тим, що розрахунок скидів до р. Дунай відбувався за середньою по озеру мінералізацією.

Сценарій В. Як вже відзначалось, високомінералізовані води річок Киргиж-Китай і Аліяга надходять до озера з півночі, а водообмін з р.Дунай відбувається на півдні. Таким чином, в південній частині озера мінералізація менша, ніж у середній та північній. Враховуючи це, за допомогою перехідних коефіцієнтів (4.5) були розраховані сольові баланси оз. Китай за період 2000-2015 рр. за умови скидів переважно з південної частини озера.

Як видно з рис.4.4, при порівнянні фактичної і розрахованої мінералізацій лінія тренда та лінія рівних значень майже співпадають, середнє

відхилення складає близько 4%, коефіцієнт кореляції при цьому досить великий (R=0,89). Таким чином, при порівнянні результатів розрахунків за сценарієм А, Б і В, у останньому випадку можна відзначити добрий збіг результатів, особливо враховуючи те, що розрахункові і фактичні величини відносяться до різних розрахункових інтервалів (фактичні – це точкові значення, а розрахункові – місячні величини).

4.3 Аналіз складових сольових балансів

За наведеними у п.4.1 методикою та у п.4.2 даними були розраховані річні складові сольових балансів оз. Китай за 1979-2015 рр. Результати розрахунків складових приходної та витратної частин сольових балансів оз.Китай представлені у табл.4.2 і на рис.4.5 (приходна частина) і рис.4.6 (витратна частина).

Як видно з табл. 4.2 і рис. 4.5, найбільший відсоток у приходній частині сольових балансів оз. Китай за період 1979-2015 рр. складає надходження солей разом з річковим стоком – від 12 до 78 %, частка сумарного поверхневого припливу (річкового та бічного) – від 14 до 87 %. Дещо менший відсоток складає надходження солей разом з дунайською водою – від 4-6 % у роки, коли внесок поверхневого припливу значний, і до 56 % – у маловодні роки, коли стік річок Киргиж-Китай і Аліяга був майже відсутній. Надходження солей разом з дренажними водами складає до 27 % у роки, коли відбувались значні забори води з водосховища. На інші складові майже у всі роки припадає до 10 %.

Найбільший відсоток у витратній частині сольових балансів оз. Китай за період 1979-2015 рр. становлять витрати солей разом із забором води на зрошування (від 36 до 78 %), зі скидами води до р. Дунай – від 13 до 50 %, з фільтрацією – до 20 % (див.табл.4.2, рис.4.6).

У наступні роки, у зв’язку зі зменшенням площ зрошування і майже повним припиненням заборів води для використання у сільськогосподарських роботах, характеризується іншим розподілом витрат води, а разом і солей. За період 1998-2015 рр. найбільший відсоток витрат солей припадає на скиди води до р. Дунай – від 15 до 75 %. Виняток – 2002, 2003 і 2007-2009, 2011, 2012, 2015 рр., коли скиди не відбувались зовсім. Відсоток витрат на фільтрацію складає від 18 до 87-94 % (у роки, коли не було скидів води до р.Дунай), при заборах води на зрошування та інші види користування для цього ж періоду - від 1 до 28 %.

Таблиця 4.2 - Складові приходної та витратної частин сольових балансів

Рік	Приходна частина (у %)						Витратна частина (у %)		
	C_P	C_r	C_b	C_g	C_{dr}	$C_{DП}$	C_f	C_z	C_{DB}
1979	1,1	40,5	5,3	5,5	11,4	36,3	13,5	46,7	39,9
1980	1,2	60,8	8,0	3,7	13,4	13,0	8,4	50,3	41,3
1981	0,9	62,9	8,2	3,7	8,8	15,5	13,1	52,9	34,1
1982	1,1	28,6	3,8	7,1	18,0	41,4	15,0	64,6	20,4
1983	0,8	28,9	3,8	4,8	23,2	38,5	9,7	77,6	12,7
1984	0,8	55,6	7,3	3,2	10,0	23,1	10,6	58,0	31,4
1985	0,9	59,2	7,8	3,4	10,7	18,0	8,4	44,3	47,3
1986	0,8	49,0	6,4	3,8	16,6	23,3	8,8	63,0	28,2
1987	0,7	31,5	4,1	3,6	16,9	43,2	8,0	58,4	33,6
1988	1,1	66,3	8,7	3,9	8,5	11,6	13,0	46,7	40,3
1989	0,8	46,4	6,1	3,6	15,5	27,6	8,7	61,1	30,2
1990	0,7	12,0	1,6	4,8	27,4	53,4	7,2	67,3	25,6
1991	0,9	56,7	7,4	4,4	10,6	20,0	15,1	61,4	23,5
1992	0,8	56,6	7,4	3,4	12,0	19,8	11,8	68,1	20,0
1993	1,0	65,4	8,6	4,0	6,3	14,8	13,5	36,2	50,3
1994	0,8	13,1	1,7	6,4	22,3	55,7	11,4	65,2	23,4
1995	0,9	53,7	7,0	4,5	9,2	24,7	17,5	61,4	21,1
1996	0,9	64,5	8,5	3,9	6,9	15,4	18,4	57,0	24,6
1997	1,6	71,9	9,4	4,7	3,1	9,3	12,3	13,8	73,9
1998	1,1	65,0	8,5	3,9	3,3	18,1	18,3	26,1	55,6
1999	1,1	73,1	9,6	4,2	3,1	8,9	18,7	17,1	64,3
2000	1,8	45,0	4,9	10,0	3,8	34,5	23,4	14,0	62,6
2001	1,5	54,1	5,9	7,3	1,1	30,2	34,3	7,9	57,8
2002	1,0	67,2	7,3	4,3	0,4	19,8	86,6	13,4	0,0
2003	2,5	41,2	4,5	15,3	1,7	34,7	71,9	13,3	0,0
2004	1,5	78,2	8,5	5,6	0,2	6,0	30,3	1,9	67,8
2005	1,2	75,3	8,2	4,3	0,2	10,8	23,3	1,4	75,2
2006	3,3	26,9	2,9	20,1	0,8	46,0	65,3	4,0	30,7
2007	1,8	43,0	4,7	9,9	0,4	40,2	93,9	6,1	0,0

Продовження табл.4.2

Рік	Приходна частина (у %)						Витратна частина (у %)		
	C_P	C_r	C_b	C_g	C_{dr}	$C_{DП}$	C_f	C_z	C_{DB}
2008	9,61	64,7	7,0	7,0	1,2	10,5	79,6	20,3	0,0
2009	7,99	42,7	4,6	7,3	2,1	35,2	71,9	28,1	0,0
2010	4,51	74,9	8,1	2,3	0,4	9,8	22,8	5,8	71,4
2011	27,8	31,2	3,4	27,2	3,4	7,0	84,2	15,8	0,0
2012	6,60	74,6	8,1	4,4	0,5	5,8	83,8	16,2	0,0
2013	6,8	53,3	5,8	5,0	0,6	28,5	36,6	13,3	50,1
2014	11,8	23,9	2,6	10,5	1,5	49,7	48,6	18,1	33,3
2015	6,3	76,4	8,3	4,3	0,2	4,4	72,1	7,0	0,0

За результатами розрахунків сольових балансів 1979-2015 рр. на рис.4.7 представлений багаторічний хід мінералізації води в оз. Китай. Безпосередніх даних про мінералізацію води в озері до 2000 р. немає, тому в якості початкової на січень 1979 р. були взяті значення мінералізації на рівні 1000, 2000 та 3000 мг/дм^3. При цьому при аналізі динаміки мінералізації S можна відмітити три періоди.

Як видно з рис.4.7, за різних початкових значень мінералізація стає однаковою вже у перші п’ять років, незалежно від вихідних величин і до 1988 р. коливається від 1300 до 2500 мг/дм^3, в залежності від пори та водності року. У наступний період мінералізація води знижується і до 1993 р. не перевищує 2000 мг/дм^3. Починаючи з 1991 р., у часовому ході мінералізації води оз. Китай можна відмітити наявність позитивного тренда, який стає особливо відчутним у період з 2007 р. Спостерігаються підйоми мінералізації до 6000 мг/дм^3 і вище (в жовтні 2007 р. і вересні 2012р.). Порушення стаціонарності у коливаннях мінералізації пов’язане фактично з припиненням заборів води на зрошування і збільшенням випаровування з водної поверхні водойми.

Як вже відзначалось, фактичних даних щодо мінералізації води в оз. Китай до 2000 р. немає, а за період 2000-2015 рр. існують окремі виміряні значення (за даними ДБУВР). За цими даними, шляхом лінійної інтерполяції були розраховані значення мінералізації води в оз. Китай на початок кожного місяця, які й взяті орієнтовно за фактичні значення мінералізації води у водоймі. Фактичні значення мінералізації води оз.Китай нанесені точками на рис.4.7. Для перевірки розрахованих значень на рис.4.8 представлений графік відповідності між фактичною і розрахованою мінералізаціями за 2000-2015 рр.

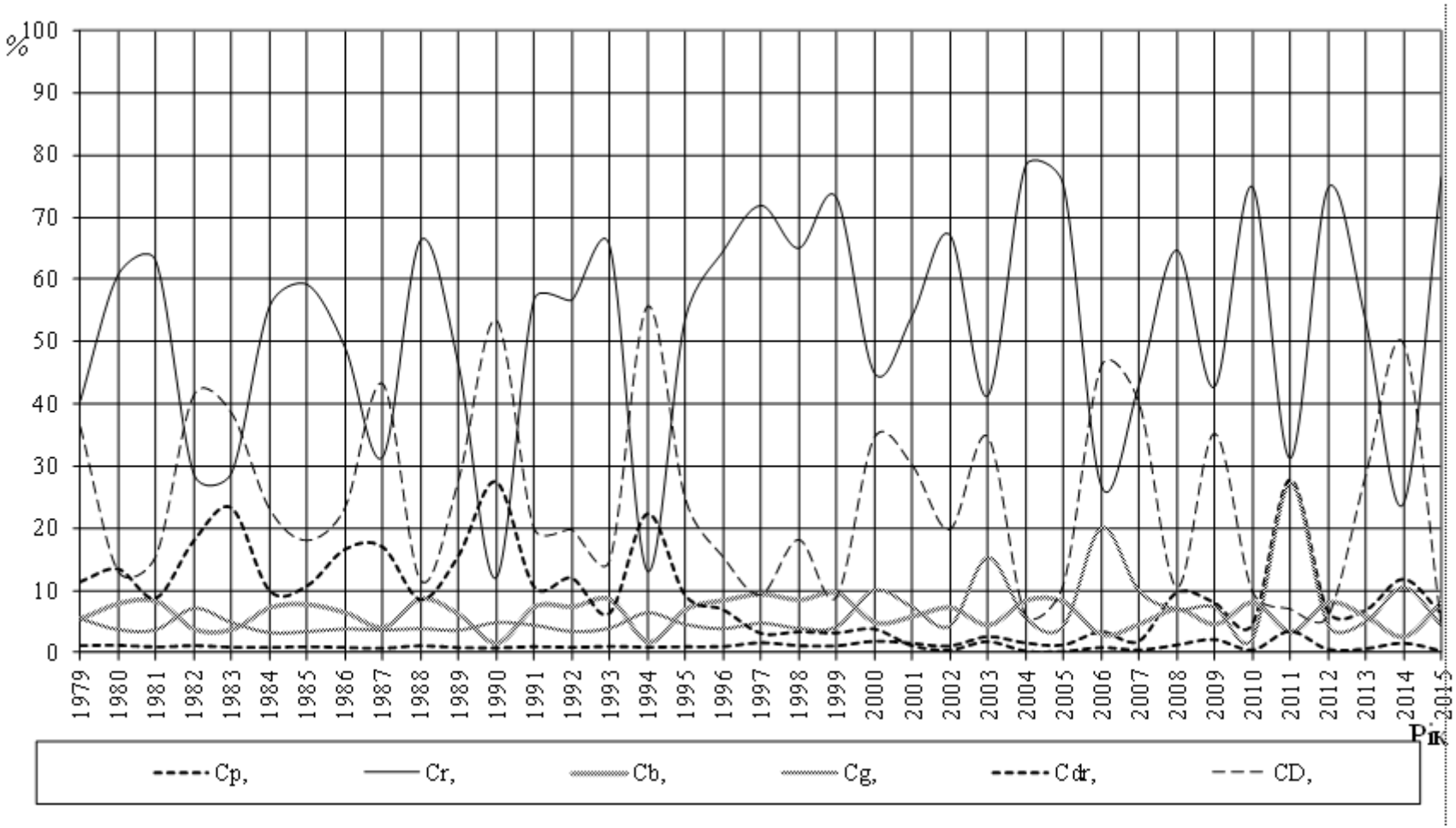


Рис.4.5 – Багаторічна мінливість складових приходної частини сольових балансів (1979-2015 рр.)

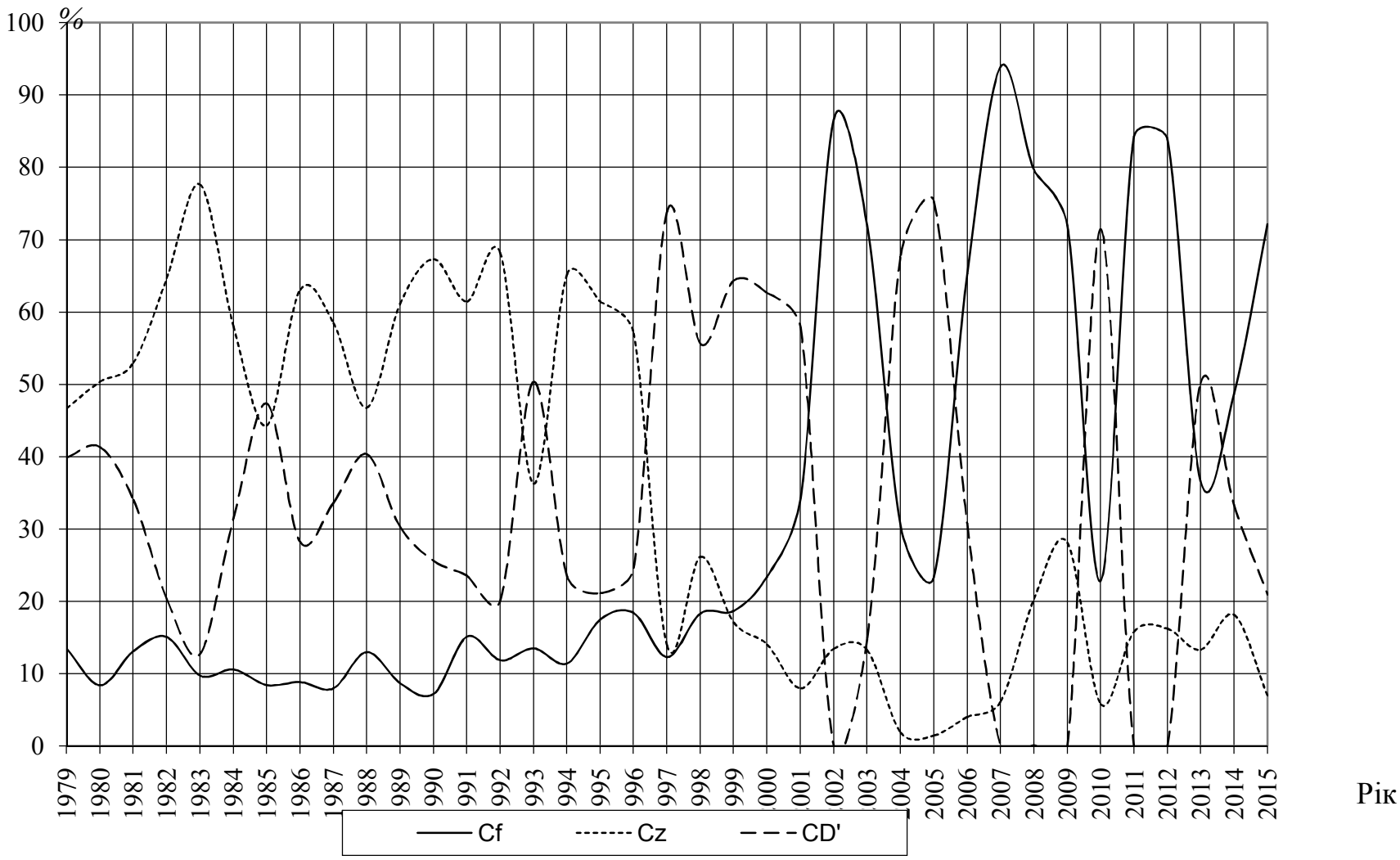


Рис.4.6 – Багаторічна мінливість складових витратної частини сольових балансів (1979-2015 рр.)

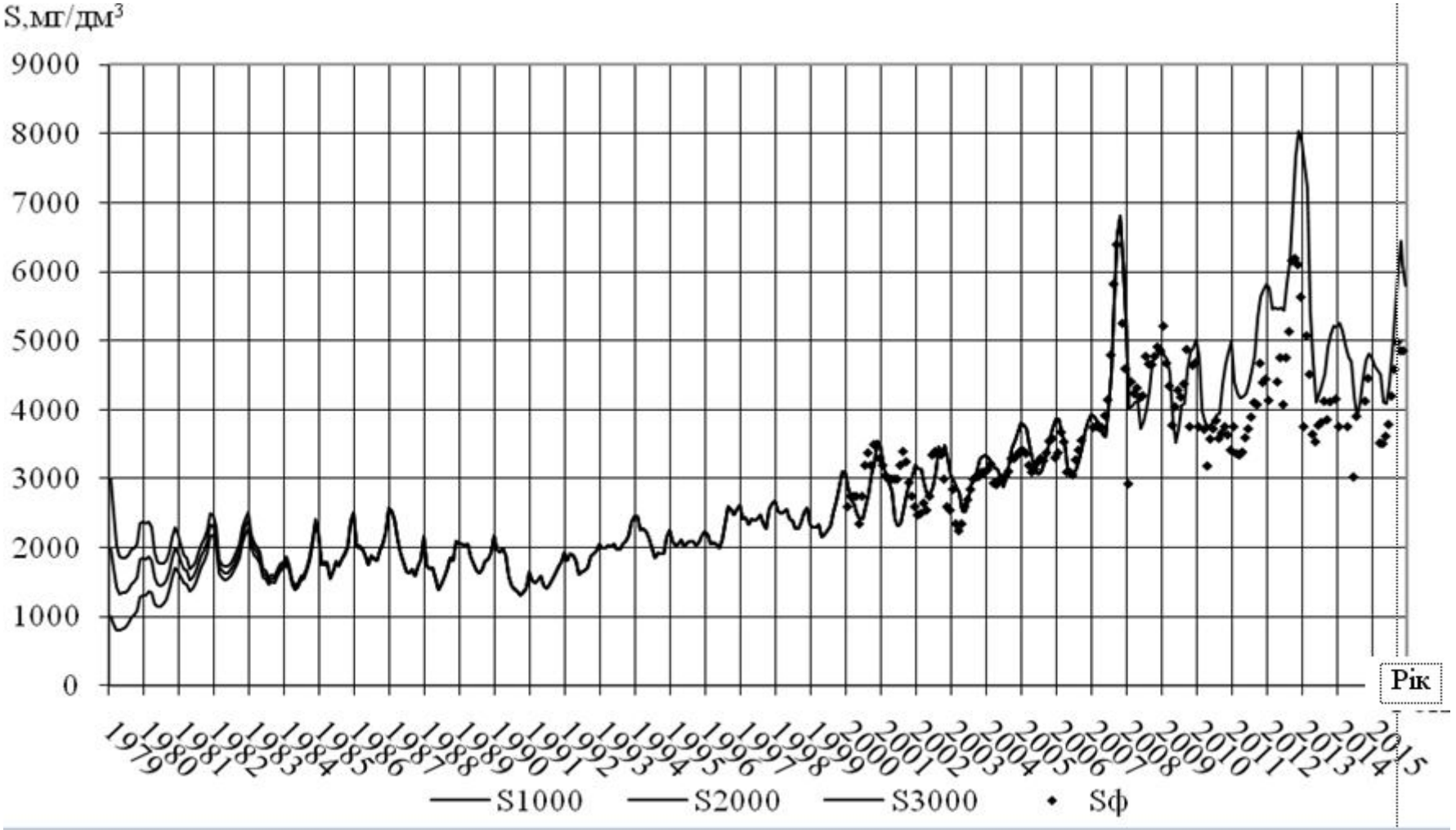


Рис.4.7 – Часова мінливість мінералізації води в оз. Китай за різних початкових значень (1979-2015 рр.)

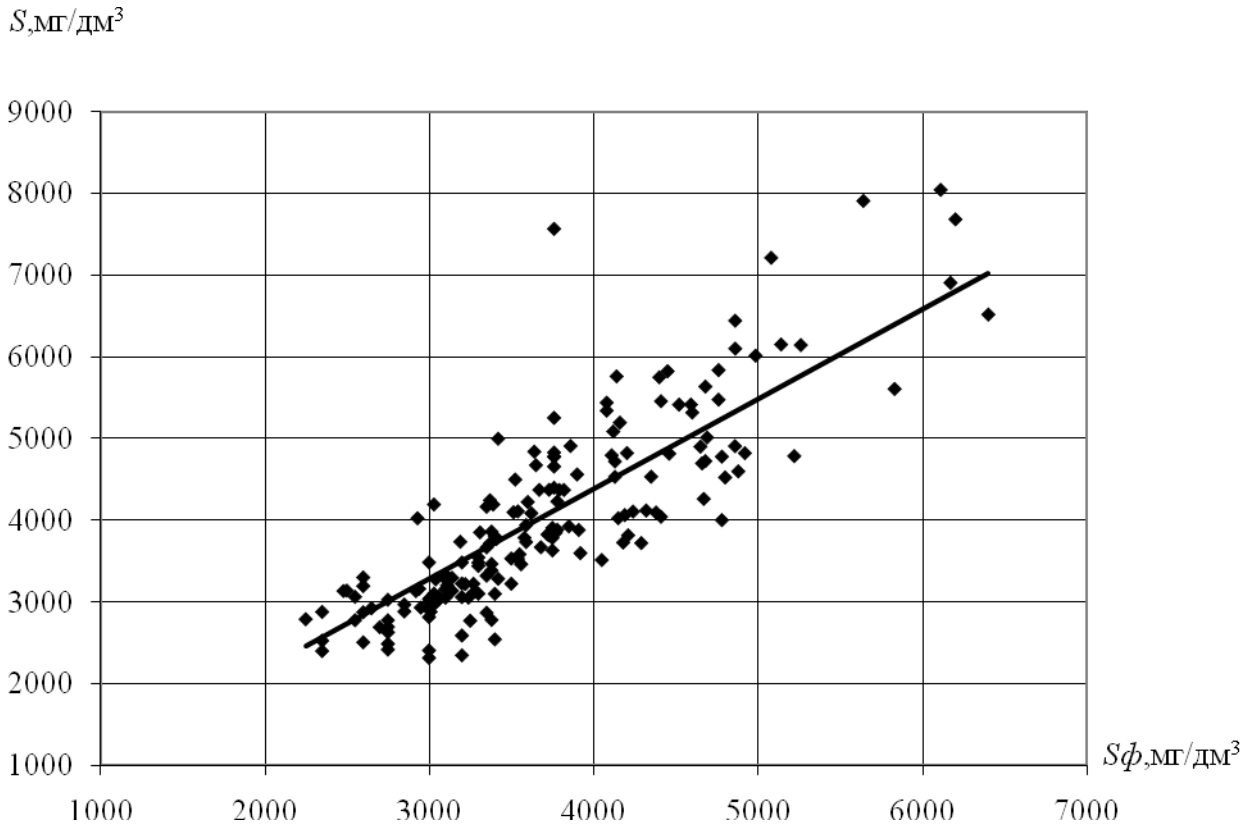


Рис. 4.8 - Графік відповідності між фактичною і розрахованою мінералізаціями (2000-2015 рр.)

Як видно з рис. 4.8, значення фактичної та розрахованої мінералізацій води в оз. Китай рівномірно розміщені відносно лінії рівних значень. Зв'язок описується рівнянням S=1,1$S_ф$. Цій залежності відповідає і досить великий коефіцієнт кореляції (R=0,85).

Таким чином, запропонована науково-методична база для моделювання водно-сольових балансів оз. Китай добре узгоджується з результатами прямих вимірювань мінералізації води в водоймі, беручи до уваги, що розраховані і фактичні значення мінералізації відносяться до різних розрахункових періодів (розраховані – середньомісячні величини, фактичні – окремі виміряні, тобто точкові значення).

4.4 Оцінка якості зрошувальних вод

Родючість зрошуваних ґрунтів значною мірою визначається якістю зрошувальних вод. Води підвищеної мінералізації призводять до засолення, а надто низької – до надмірного знесолення та вимивання з ґрунтів живильних речовин. Води з несприятливим співвідношенням одно- та двовалентних катіонів спричиняють осолонцювання, вилуговування і деградацію ґрунтів. Механізми взаємодії між зрошувальною водою, ґрунтовим розчином і твердою частиною ґрунту досить складні та різноманітні. Цим пояснюється те, що незважаючи на багаторічні дослідження, до теперішнього часу немає задовільної методики оцінки придатності вод для зрошування [49].

В Україні найчастіше користуються критеріями, які запропоновані М.Ф. Будановим [59], О.М. Можейком та Г.Х. Воротником [60]. Оцінка виконується шляхом визначення мінералізації води, тобто суми концентрацій головних катіонів і аніонів: Ca^{2+}, Mg^{2+}, Na^{+}, K^{+}, Cl^{-}, SO_4^{2-}, HCO^{3-}, виражених в мг/дм^3 або мг-екв/дм^3. З точки зору небезпеки засолення, за М.Ф. Будановим, вода придатна для зрошування всіх типів ґрунтів, якщо її мінералізація не перевищує 1000 мг/дм^3. При мінералізації 1000-3000 мг/дм^3 вода може використовуватись для зрошування, якщо частка від ділення суми концентрацій всіх мінеральних речовин (у мг-екв/дм^3) на суму концентрацій кальцію і магнію не перевищуватиме 4 – для середньо- та важкосуглинистих ґрунтів, 5 – для суглинистих і 6 – для супіщаних і піщаних ґрунтів.

Деякі автори вважають критерії Буданова неприпустимо високими. За даними академіка А.Н. Костякова, придатною вважається вода з мінералізацією не більшою ніж 400 мг/дм^3, а з мінералізацією 400-1000 мг/дм^3 «… потребує обережного застосування». У проекті Держстандарту «Вода для зрошування чорноземів», розробленому інститутом ґрунтознавства ім.В.В. Докучаєва (1989 р.), пропонується вважати оптимальною мінералізацію від 250 до 500 мг/дм^3, а максимально допустимою для чорноземів – 700 мг/дм^3.

В якості показника, який характеризує можливість осолонцювання ґрунтів при зрошуванні, тобто заміщення двовалентних катіонів ґрунтового поглинаючого комплексу чорноземів на одновалентні (натрій), різні автори використовують математично різним чином виражені співвідношення між одно- та двовалентними катіонами в зрошувальних водах. А.М. Можейко і Г.Х. Воротник [60] з цією метою використовують величину відношення суми $Na^{+}+K^{+}$ до суми усіх катіонів мг-екв/дм^3. При

$\frac{[Na^+]+[K^+]}{[Ca^{2+}]+[Mg^{2+}]+[Na^+]+[K^+]}$ менше ніж 0,65 води безпечні стосовно осолонцювання ґрунтів; 0,66-0,75 – небезпечні, а при більше 0,75 – вельми небезпечні.

За М. Ф. Будановим [59], води не придатні для зрошення, якщо $\frac{[Na^+]}{[Ca^{2+}]}$ - більше за 1 чи $\frac{[Na^+]}{[Ca^{2+}]+[Mg^{2+}]}$ - більше ніж 0,7.

Джерелом водообміну і водооновлення придунайських водойм, в тому числі й оз. Китай, є р. Дунай. Тому був проаналізований хімічний склад її вод. За період з 1981 по 2015 рр. концентрація окремих йонів дунайської води коливається в таких межах (мг/дм^3): Ca^{2+} - від 350 до 600 (взимку до 750); Mg^{2+} від 50 до 250; $Na^+ + K^+$ - від 250 до 800; Cl^- - від 200 до 550; SO_4^{2-} - від 300 до 1000 і HCO^{3-} - від 1400 до 2000 (взимку до 2450). За класифікацією О.О. Альокіна [61,62], хімічний склад води річки протягом року відноситься до гідрокарбонатного класу групи кальцію першого типу.

За допомогою лінійної апроксимації С.Д. Кузніченко [50] встановила залежності вигляду

$$S_i = a \cdot S \pm b, \tag{4.6}$$

де S_i - концентрація у воді і-го іону;

S – мінералізація води;

a і b – параметри рівняння, представлені в табл.4.3.

Таблиця 4.3 - Коефіцієнти лінійного рівняння (4.6) для залежностей вмісту основних йонів від мінералізації води р. Дунай

Коефіцієнти	HCO^{3-}	SO_4^{2-}	Cl^-	Ca^{2+}	Mg^{2+}	$Na^+ + K^+$
a	0,098	0,28	0,13	0,050	0,020	0,29
b	157,6	-52,1	-12,7	25,16	8,69	-70,51

Коефіцієнти кореляції між основними йонами дунайської води наводяться у табл.4.4.

Таблиця 4.4 - Коефіцієнти кореляції між основними йонами води р. Дунай

Іони	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO^{3-}	Ca^{2+}	$Na^+ + K^+$	Mg^{2+}
Cl^-	1,00	-0,19	0,62	0,66	0,23	-0,59
SO_4^{2-}	-0,19	1,00	0,01	-0,006	0,62	0,34
HCO^{3-}	0,62	0,01	1,00	0,94	0,16	-0,27
Ca^{2+}	0,66	-0,006	0,94	1,00	0,19	-0,24
$Na^+ + K^+$	0,23	0,62	0,16	0,19	1,00	-0,28
Mg^{2+}	-0,59	0,34	-0,27	-0,24	-0,28	1,00

Відзначені високі коефіцієнти кореляції між йонами Ca^{2+} і HCO^{3-} (0,94), а також приблизно однакові коефіцієнти кореляції між йонами Cl^- та HCO^{3-} (0,62) і між Cl^- і Ca^{2+} (0,66).

Води придунайських озер, джерелом водообміну яких є р. Дунай, головним чином використовуються для зрошування земель. Для аналізу якості іригаційних вод річки Дунай розрахований іригаційний коефіцієнт. Він представляє собою відношення йонів $Na^+ + K^+$ до Ca^{2+} і повинен бути менші від одиниці [59]

$$K_{IR} = 0{,}8\frac{Na^+ + K^+}{Ca^{2+}} < 1{,}0, \qquad (4.7)$$

де K_{IR} - іригаційний коефіцієнт.

Коефіцієнт 0,8 в рівнянні (4.7) використовується для переходу від мг/дм^3 до мг-екв/дм^3.

За даними [50], середнє багаторічне значення іригаційного коефіцієнта дунайської води дорівнює 0,9, що загалом задовольняє вимоги, які ставляться до якості зрошувальних вод.

Внутрішньорічна зміна іригаційного коефіцієнта залежить від режиму рівнів води. Так, в період весняно-літнього паводка спостерігається деяке підвищення K_{IR}, спричинене надходженням до Дунаю талих вод з його водозбору (у червні значення K_{IR} підвищуються до 1,2). У літньо-осінню межень при малому стоці Дунаю підвищення іригаційного коефіцієнта пов'язане із збільшенням об'єму скидів промислових, стічних і зворотних вод зі зрошуваних земель. В середньому після закінчення весняно-літнього паводка до початку літньо-осінньої межені якість дунайської води найкраща

для зрошування (як за іригаційним критерієм, так і за значеннями хлорного коефіцієнта).

4.5 Моделювання просторової мінливості мінералізації вод оз. Китай

4.5.1 Постановка задачі і опис вихідної інформації

Оз. Китай, як відзначалось раніше (розд.2), розділене на два плеси (північний і південний) вузькою дамбою в середині водойми. Надходження високомінералізованих вод малих річок Киргиж-Китай і Аліяга відбувається у північну частину водойми, а водообмін з р. Дунай – у південній. Тому представляють інтерес дослідження особливості циркуляції вод і моделювання просторово-часової мінливості мінералізації по акваторії озера.

Розроблена в Одеському державному екологічному університеті проф. Ю.С. Тучковенком [63,64] тривимірна гідродинамічна модель за участю авторів була адаптована до умов озера Китай [65]. Вона дозволяє виконувати розрахунки вітрових і градієнтних течій, коливань рівнів води у водоймі, розповсюдження домішок з різними властивостями на часових масштабах в декілька місяців в морфологічно складних водних об'єктах, окремі складові яких мають масштаб в одному з горизонтальних напрямків менший, ніж крок просторової розрахункової сітки. Модель реалізована в криволінійній (по вертикалі) системі координат.

На основі модельних розрахунків можливі оцінка ролі існуючих гідротехнічних споруд у водо- та солеобміні між різними частинами водойми, рекомендації щодо використання вод озера з іригаційною метою в літні місяці, а також щодо реконструкції існуючих гідротехнічних споруд.

В основу розрахункової сітки закладена батиметрична карта водойми (рис.4.9), з урахуванням промірів глибин, описаних раніше (п.2.2). На основі проектної документації у центральній частині озера задавалась дамба зі сполучним прорізом (шлюз на східному березі) шириною 12 м. Крім того, враховувалась наявність каналу Старотроянський, який сполучає північну і південну частини водойми, із середньою шириною 16 м і глибиною 1,5 м. Канал і проріз зі шлюзом залишалися відкритими протягом усього розрахункового періоду. Мінливість температури повітря, швидкості та напрямку вітру задавалась за даними спостережень на ГМС Болград Одеської області. Також використана інформація про витрати води річок Киргиж-Китай і Аліяга, приплив вод р. Дунай у весняні місяці та їх мінералізація.

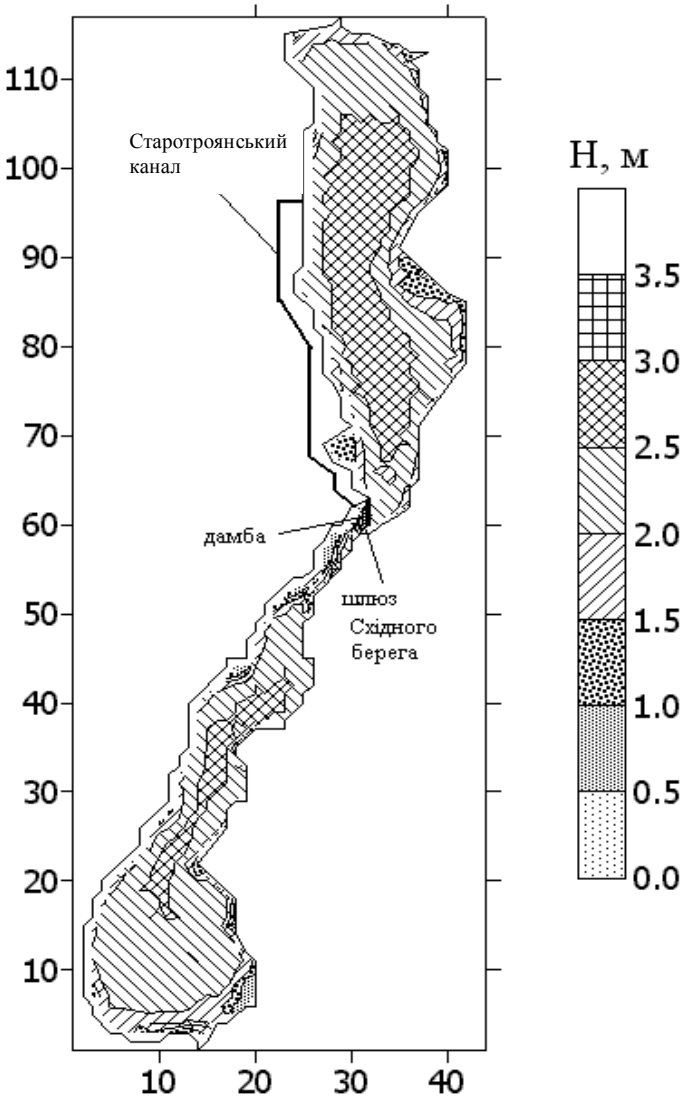


Рис.4.9 – Розрахункова сітка (номери вузлів вказані по осях) та батиметрична карта оз. Китай. Глибини зазначені при відмітці рівня води в озері 1,5 мБС (розрахунковий крок у просторі 200 м)

4.5.2 Особливості циркуляції вод по акваторії озера

Циркуляція вод і водообмін між різними частинами озера Китай визначаються насамперед напрямком і силою вітру, разом з впливом морфологічних особливостей водойми. Під дією вітру виникають дрейфові течії в поверхневому шарі водойми, які спричиняють нахили водної поверхні і, як наслідок, виникнення компенсаційних градієнтних течій. Відхилення водної поверхні формуються також припливом вод з каналу, який сполучає водойму з р. Дунай, і стоком малих річок Аліяга і Киргиж-Китай. Внаслідок цього формуються стокові течії. Результуюча циркуляція

вод являє собою суму векторів течій, обумовлених зазначеними вище факторами. Очевидно, що за наявності вітрів буде переважати перший механізм формування циркуляції вод (вітровий), а за їхньої відсутності – другий (стоковий).

Для з'ясування особливостей циркуляції вод в оз. Китай за вітровим впливом і визначення інтенсивності водообміну між різними частинами озера через сполучний проріз зі шлюзом у дамбі та Старотроянський канал була проведена серія числових експериментів з гідродинамічною моделлю [66]. Моделювалася стала циркуляція вод і відхилення рівня води у водоймі за вітрів різних напрямків силою 7 м/с. Розрахунок здійснювався на 10 діб модельного часу. Результати розрахунків відхилень рівня наведені на рис.4.10. Видно, що при подовжніх, стосовно водойми, вітрах перекіс рівня між північним і південним його кінцями не перевищує 9 см. Варто звернути також увагу й на те, що перепад рівня води на кінцях каналу Старотроянський, який визначає інтенсивність перетікання води по каналу, не перевищує 3 см.

Поле векторів середніх за глибиною течій в оз. Китай, розрахованих за моделлю для вітрів основних напрямків силою 7 м/с, наведене на рис. 4.11-4.12.

При північному і південному вітрах (див.рис.4.11) на мілководді уздовж західного і східного берегів у північній частині водойми, а також уздовж західного берега в південній частині озера формуються інтенсивні потоки, спрямовані за вітром, у той час як уздовж осі водойми на глибокій воді мають місце компенсаційні потоки, спрямовані проти вітру. Швидкості вздовжберегових течій досягають 10 – 15 см/с, у той час як швидкості компенсаційних течій уздовж осі водойми становлять тільки 3 - 5 см/с.

При західному і східному вітрах, поперечних до осі водойми, (див.рис.4.12) на акваторії озера в полі середніх за глибиною течій чітко виділяються окремі вихрові утворення, розташування яких відповідає відносно широким його частинам. Швидкості течій помітно слабшають. Дамба в центральній частині озера є нездоланною перешкодою для проникнення інтенсивного вздовжберегового потоку з однієї половини озера в іншу. Фактично водообмін через проріз у дамбі здійснюється між периферійними частинами різних вихрових утворень і тому дуже слабкий і близький за характером до турбулентного обміну імпульсом. Крім того, спричинений вітровим впливом перекіс рівня між кінцями каналу, ініціює градієнтні течії, спрямовані протилежно вітру при вітрах з подовжньою стосовно осі водойми складовою, що також послабляє інтенсивність водообміну через канал.

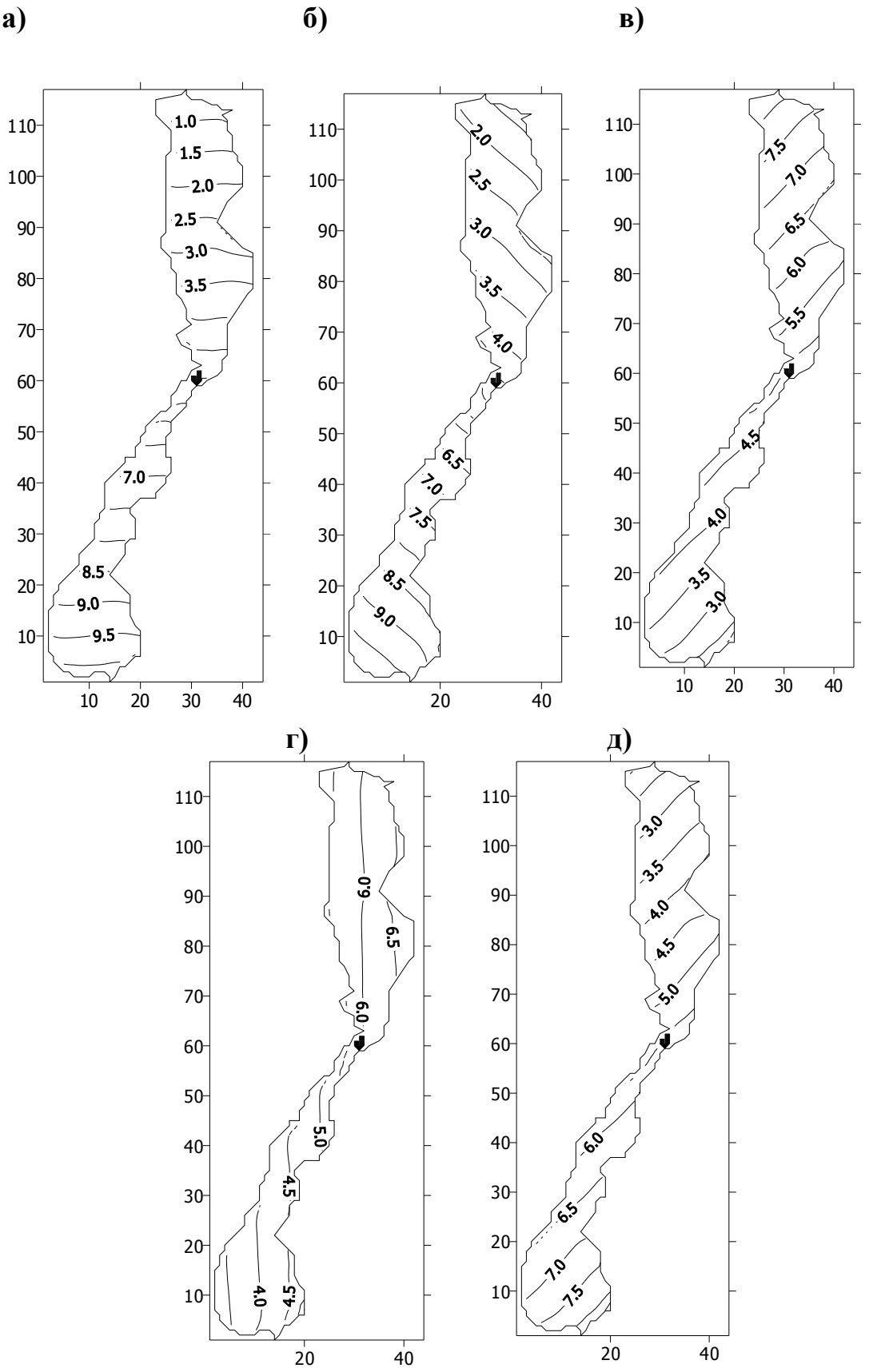


Рис.4.10 – Збурення рівня води (в см) в оз. Китай при вітрах різних напрямків силою 7 м/с: а - П; б - ПС; в – ПівдС; г – З; д – ПЗ (по осях координат вказані номери вузлів розрахункової сітки)

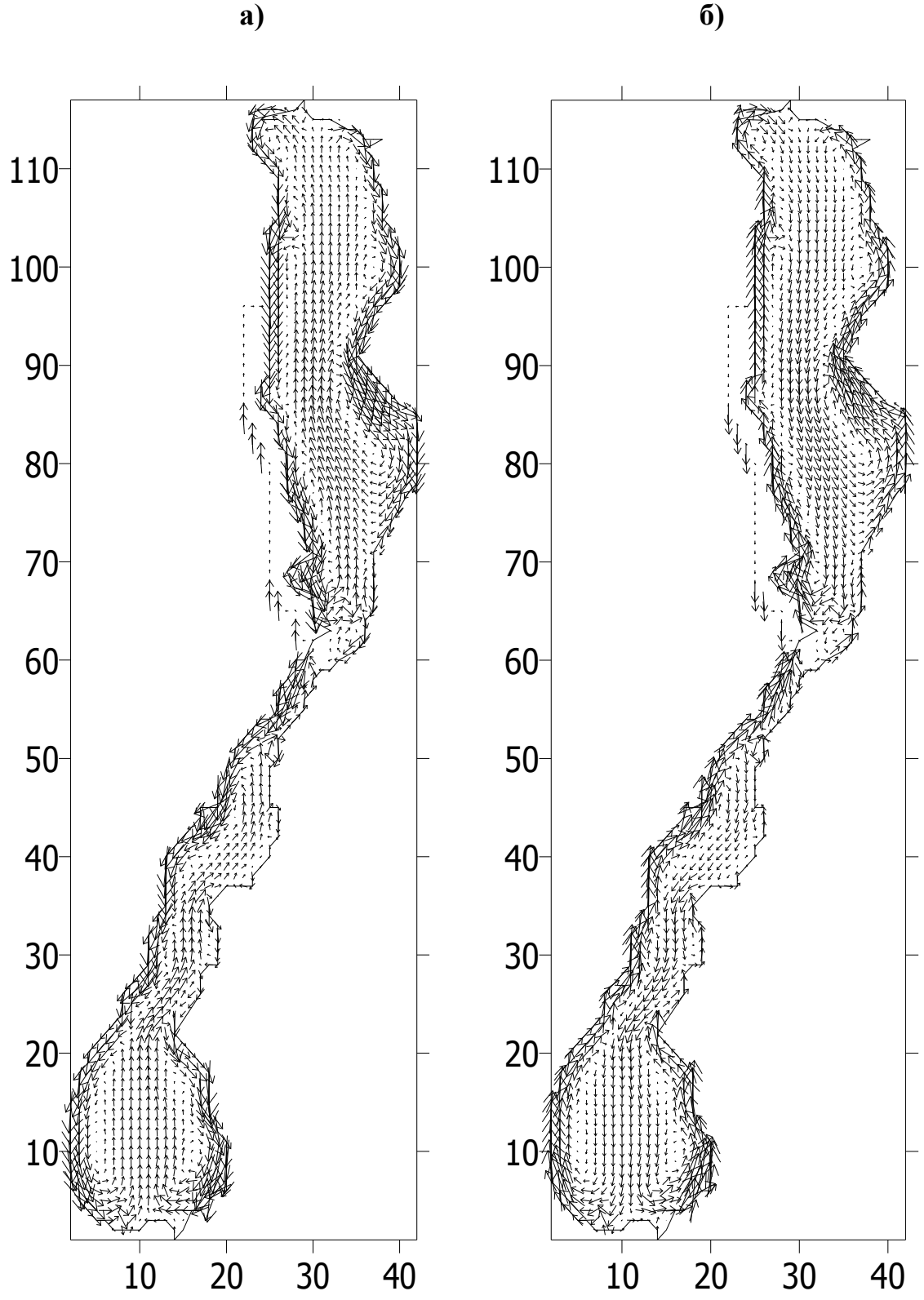


Рис. 4.11 – Поле векторів середніх за глибиною (баротропних) течій при північному (а) і південному (б) вітрах силою 7 м/с

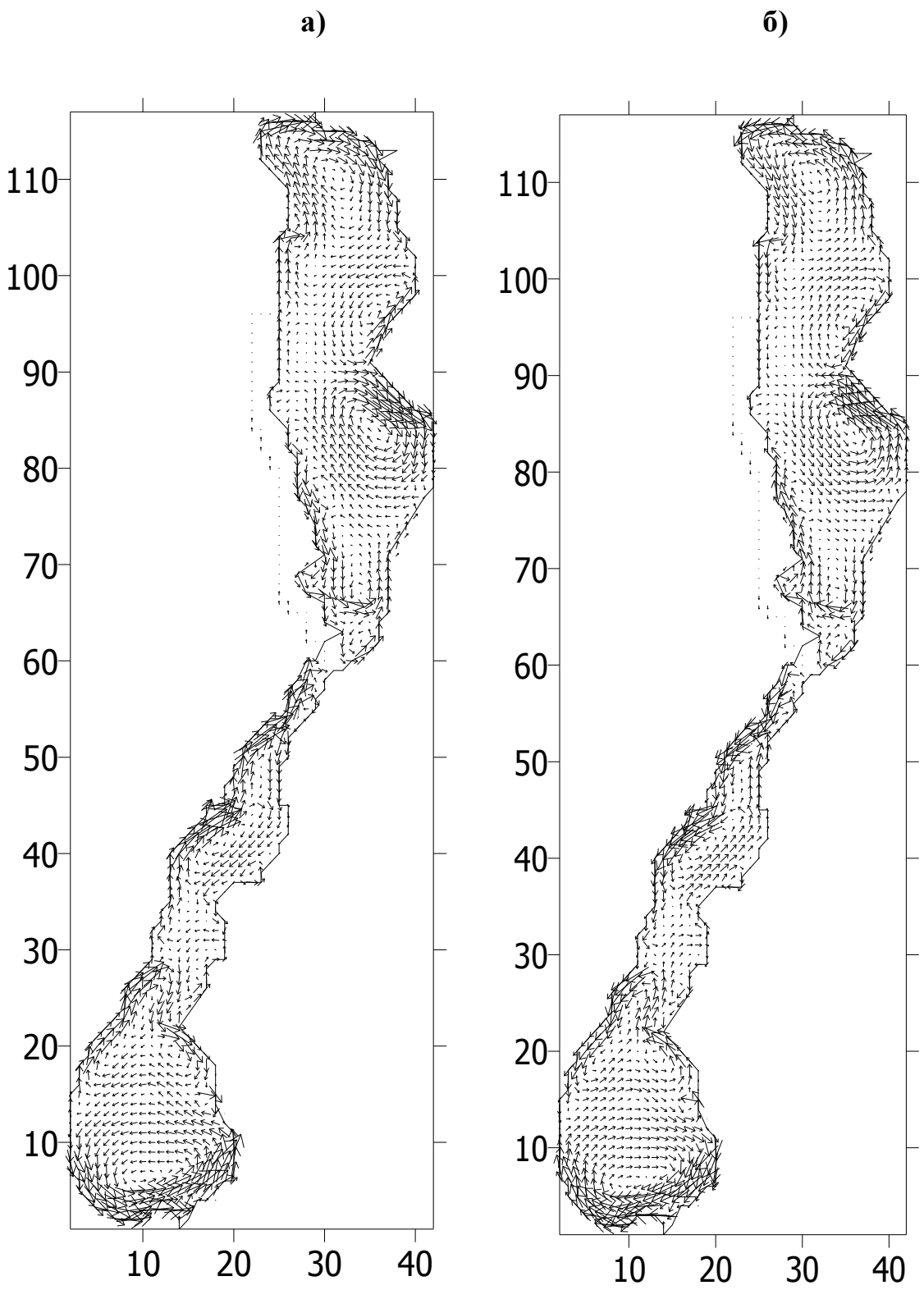


Рис.4.12 – Поле векторів середніх за глибиною (баротропних) течій при західному (а) і східному (б) вітрах силою 7 м/с

4.5.3 Результати моделювання просторової мінливості мінералізації вод оз. Китай

Моделювання просторово-часової мінливості мінералізації вод оз. Китай виконувалась для середньоводного року за декількома варіантами [65,66]. Основні результати такі:

Варіант 1. Моделювання мінливості солоності за відсутності дамби, каналу і привільному водообміні між північною і південною частинами озера. За результатами розрахунків видно, що солеобмін між північною та південною частинами озера навіть за відсутності дамби утруднений наявністю вузької і відносно мілководної ділянки акваторії водойми, що сполучає ці частини між собою (рис.4.13). Надходження дуже мінералізованих вод малих річок, у сукупності з інтенсивним випаровуванням, призводять до поступового підвищення мінералізації вод лиману в північній частині водойми з 2500 мг/дм^3 у квітні до 2750 – 3500 мг/дм^3 – у серпні - вересні.

У південній частині водойми, за рахунок інтенсивного надходження дунайських слабомінералізованих вод, мінералізація спочатку знижується з 2500 до 1250 – 2000 мг/дм^3 у травні, а потім, після припинення їх надходження, поступово збільшується за рахунок випаровування та водообміну з північною частиною – до 1500-2000 мг/дм^3.

Варіант 2. Моделювання мінливості солоності за наявності дамби зі шлюзом (відкритим протягом розрахункового періоду) і відсутності каналу. Результати розрахунків, представлені на рис. 4.14, свідчать, що в результаті зменшення водообміну між північною і південною частинами водойми за рахунок будівництва дамби мінералізація вод у південній частині зменшується і змінюється в південній чверті водойми від 1000 до 1500 мг/дм^3 у травні до 1250-1500 мг/дм^3 – у серпні. У північній частині водойми мінералізація вод навпаки зростає і складає 2900-3500 мг/дм^3 у серпні - вересні.

Варіант 3. Моделювання мінливості мінералізації води по акваторії озера за наявності дамби і каналу зі шлюзами, відкритими весь розрахунковий період. Результати розрахунків наведені на рис. 4.15. Наявність каналу змінює мінералізацію вод озера лише в межах декількох відсотків, зменшуючи її в південній половині водойми і збільшуючи - в північній.

Варіант 4. Моделювання відбувалось за умови вилучення стоку малих річок Киргиж-Китай і Аліяга, за наявності дамби і каналу зі шлюзами, відкритими весь розрахунковий період. Як випливає з результатів розрахунків, представлених на рис. 4.16, при реалізації зазначеного варіанта мінералізація вод, незважаючи на інтенсивне випаровування, у південній частині водойми знижується з вихідних 2500 мг/дм^3 до 1250–1500 мг/дм^3 в червні-вересні, а в північній частині – до 2000 – 2300 мг/дм^3 у вересні.

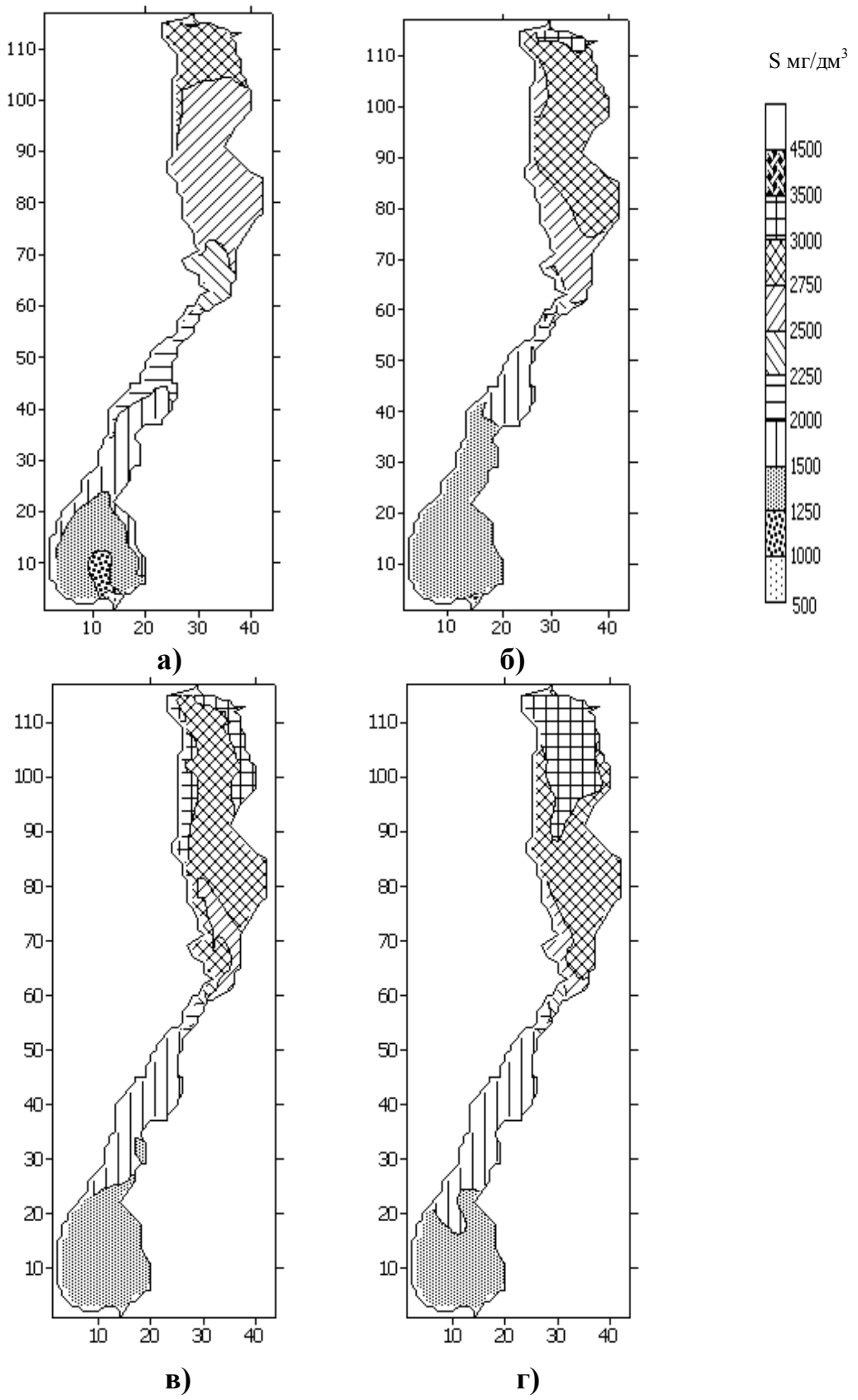


Рис. 4.13 – Просторовий розподіл мінералізації вод оз. Китай, розрахованої за варіантом 1 для середини квітня (а), травня (б), серпня (в), вересня (г)

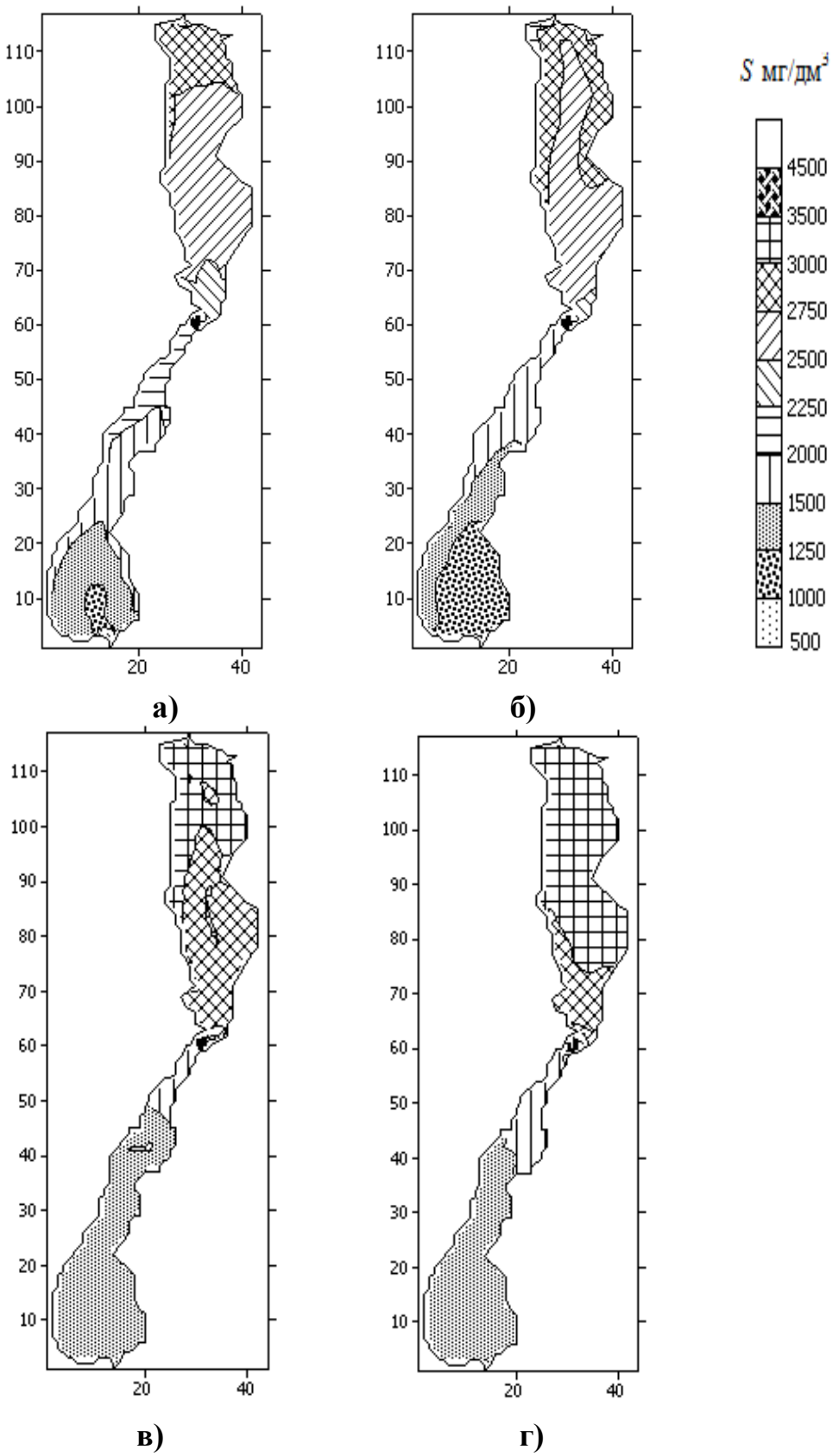


Рис. 4.14 – Просторовий розподіл мінералізації вод оз.Китай, розрахованої за варіантом 2 для середини квітня (а), травня (б), серпня (в), вересня (г)

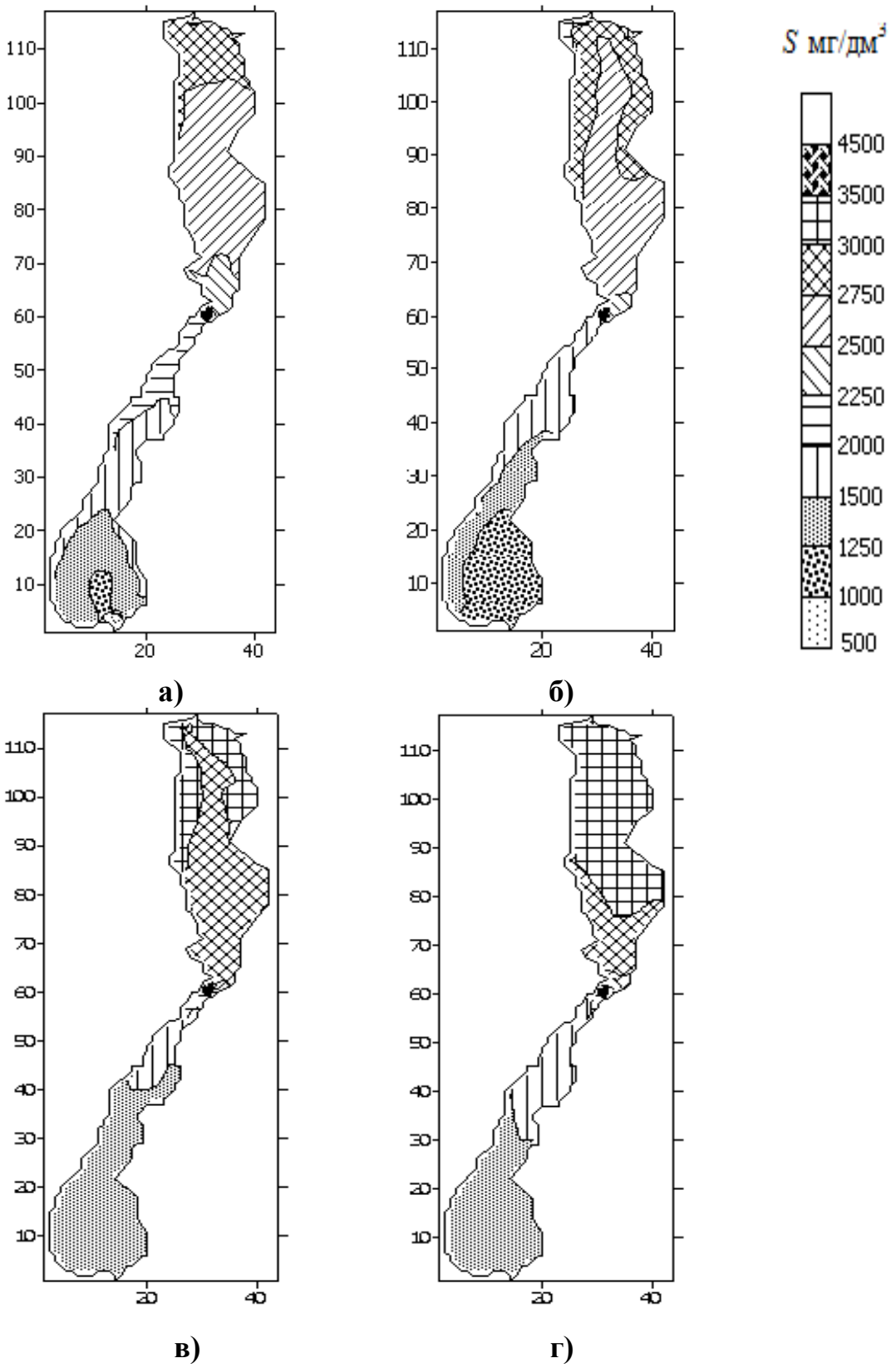


Рис. 4.15 – Просторовий розподіл мінералізації вод оз.Китай, розрахованої за варіантом 3 для середини квітня (а), травня (б), серпня (в), вересня (г)

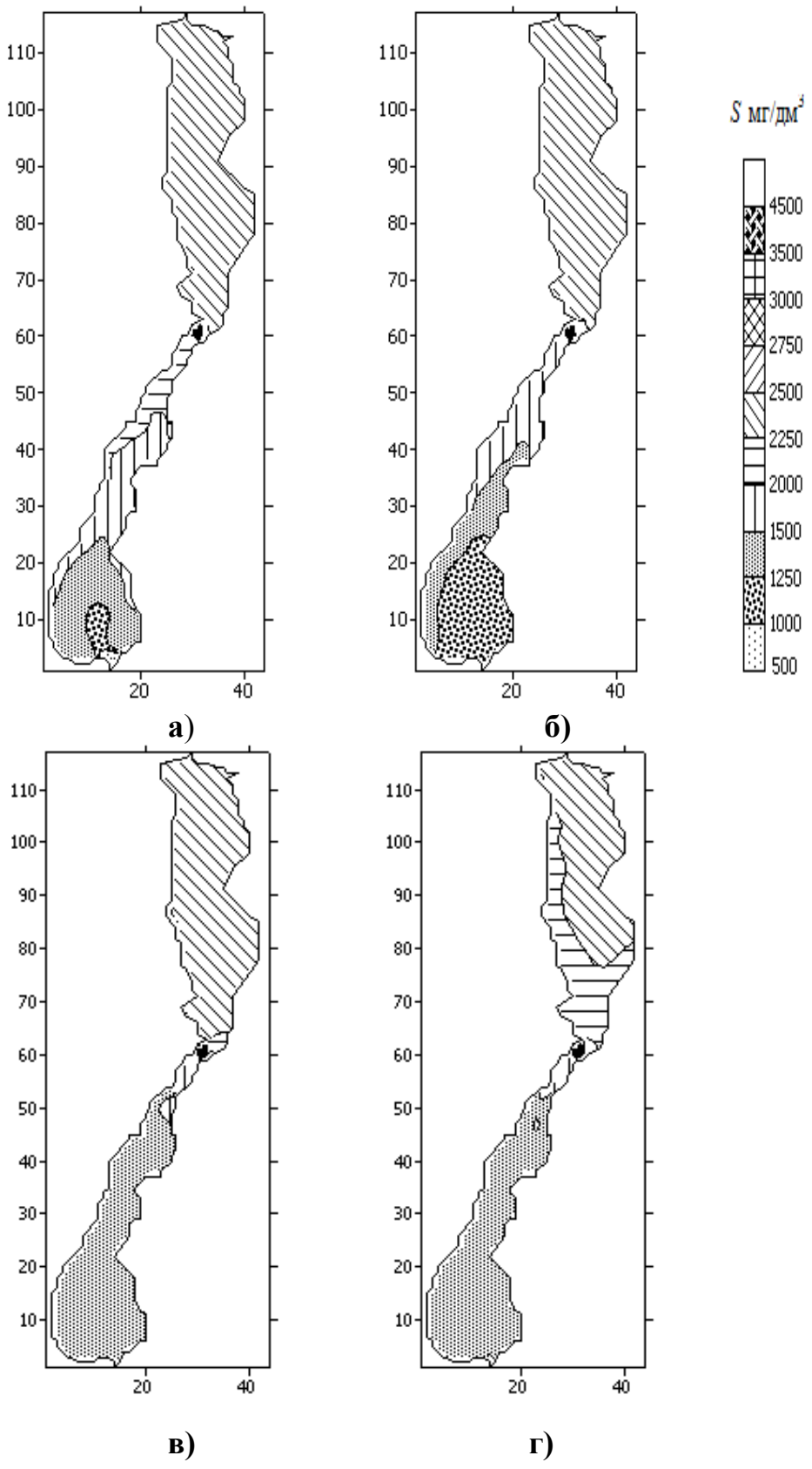


Рис. 4.16 – Просторовий розподіл мінералізації вод оз.Китай, розрахованої за варіантом 4 для середини квітня (а), травня (б), серпня (в), вересня (г)

Аналіз результатів моделювання показав, що солеобмін між північною та південною частинами озера утруднений навіть за відсутності дамби (варіант 1). При наявності дамби (варіант 2) водообмін ще більш утруднюється, при цьому мінералізація води підвищується у північній частині та дещо зменшується у південній. Наявність каналу (варіант 3) майже не впливає на ситуацію і змінює значення мінералізації води лише у межах декількох відсотків. Найбільше зниження мінералізації води як у північній, так і у південній частинах може бути досягнуте при вилученні сильно мінералізованих вод річок Киргиж-Китай і Аліяга (варіант 4). При цьому порівняння результатів розрахунків для варіантів 3 і 4 свідчить, що вилучення стоку малих рік призведе до зниження мінералізації в північній частині водойми на 15 – 25 % у липні і 20 - 30 % – у серпні. У південній частині водойми мінералізація знизиться на 1,5 - 5 % у липні і 2,5 - 7 % – у серпні.

4.6 Сценарне моделювання сольових балансів оз. Китай

Як описано у п.2.1, придунайські водойми в середині 60-х років минулого століття були зарегульовані, а акумульована в них вода використовувалась на зрошування земель. Для підтримки експлуатаційних рівнів води відбувались підкачки слабомінералізованої (у середньому 380-410мг/дм^3) води з р. Дунай. Зокрема, з оз. Китай у період з 1979 по 1996 рр. об'єми заборів становили до 57 млн.м^3, а об'єми підкачок – до 53 млн.м^3. Тим самим вдавалось підтримувати більш-менш задовільну якість води у водоймі. У 90-х роках минулого століття відбувалось зменшення площ зрошування та відповідно і заборів води з оз. Китай, а головне – підкачок води до нього. Починаючи з 2000 р., забори води складають усього до 1,5млн.м^3 на рік, а регулярні підкачки повністю припинені. Це призвело до збільшення мінералізації води у водоймі, значення якої в останні роки (2000-2015 рр.) коливаються в середньому від 2700-3000 (у 2000-2003 рр.) до 4500-5000 мг/дм^3(у 2007-2009, 2012 рр.), а восени маловодних 2007 і 2012 рр. – сягали 6200-6400 мг/дм^3, що перевищує встановлені вимоги щодо якості питної та зрошувальної води (до 1000 мг/дм^3) у рази.

На цей час режим функціонування оз. Китай, як описано у п.3.1, такий: навесні відкриваються шлюзи на каналах, що з'єднують водосховище з р. Дунай і відбувається наповнення водойми до відмітки НПР (чи меншої, в залежності від рівнів води у річці-донорі). У меженний період шлюзи закриваються і вода з озера витрачається головним чином на випаровування та різні види її використання у комунально-побутовій сфері, а, частково, на зрошування. Восени, якщо рівні води в р. Дунай нижчі за рівні води у водоймі, відбуваються скиди мінералізованих вод у р. Дунай до РМО. Після

цього шлюзи знову закриваються на весь зимовий період. Такий цикл функціонування озера відбувається щорічно.

4.6.1 Моделювання сольових балансів за різних умов функціонування водойми

Для розробки і подальшого здійснення можливого управління водообміном з метою покращення якості води в оз. Китай за гідрохімічними показниками запропоновано декілька варіантів (сценаріїв) функціонування водойми. В основу моделювання покладені складові водних балансів за сучасних умов функціонування оз.Китай. Ряди умовно подовжені до 24 років шляхом повторювання восьмирічного періоду (2000-2007 рр.) три рази.

Сценарій 1. Він являє собою часовий хід мінералізації води за результатами моделювання на перспективу з урахуванням сучасних умов функціонування водойми (рис.4.17).

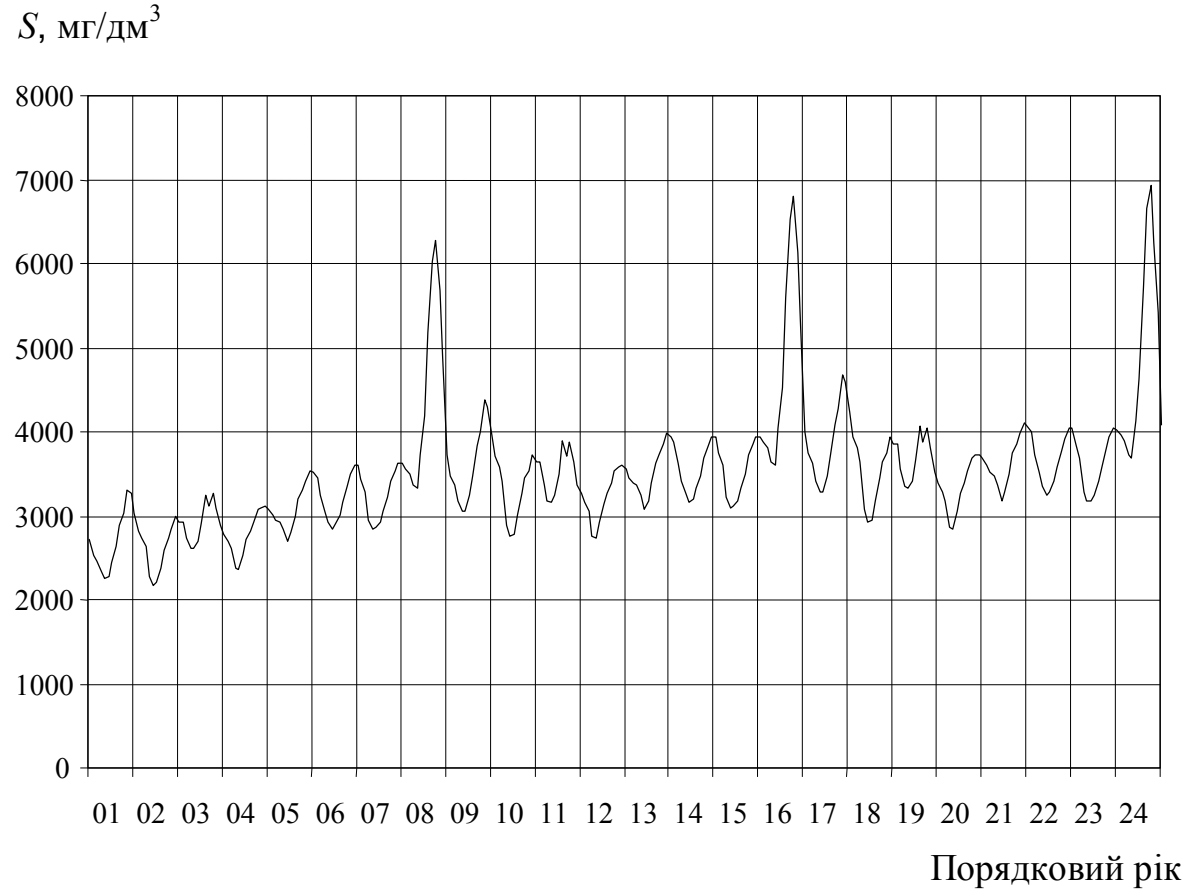


Рис. 4.17 – Змодельований хід мінералізації води оз.Китай за сценарієм 1

Як видно з рис. 4.17, мінералізація води може коливатись від 2200 (на початку розрахункового періоду) до 6900 мг/дм^3 (у третьому періоді), в

залежності від водності і пори року. При аналізі динаміки *S* можна відмітити два періоди. У перші вісім років відбувалось поступове підвищення мінералізації, а у наступні, тобто у змодельовані роки вона коливається коло 3500 мг/дм^3, за виключенням підвищення до майже 7000 мг/дм^3 у шістнадцятий і двадцять четвертий умовні роки.

Сценарій 2. Моделювання сольових балансів відбувалось за умови відведення стоку річок Киргиж-Китай і Аліяга, води яких найбільш мінералізовані з усіх складових сольового балансу і мають досить високу питому вагу (від 27 до 78%). При цьому враховувалось, що об'єми води, які відводились зі стоком Киргиж-Китай і Аліяга, компенсувалися підкачкою з р. Дунай з її мінералізацію (≈390 мг/дм^3). За результатами розрахунків побудовано графік часової змінності мінералізації води в оз. Китай (рис. 4.18), з якого видно, що мінералізація води значно зменшується і через 20 умовних років майже не перевищує 1500 мг/дм^3, за виключенням підвищення у восьмому, шістнадцятому і двадцять четвертому маловодних умовних роках.

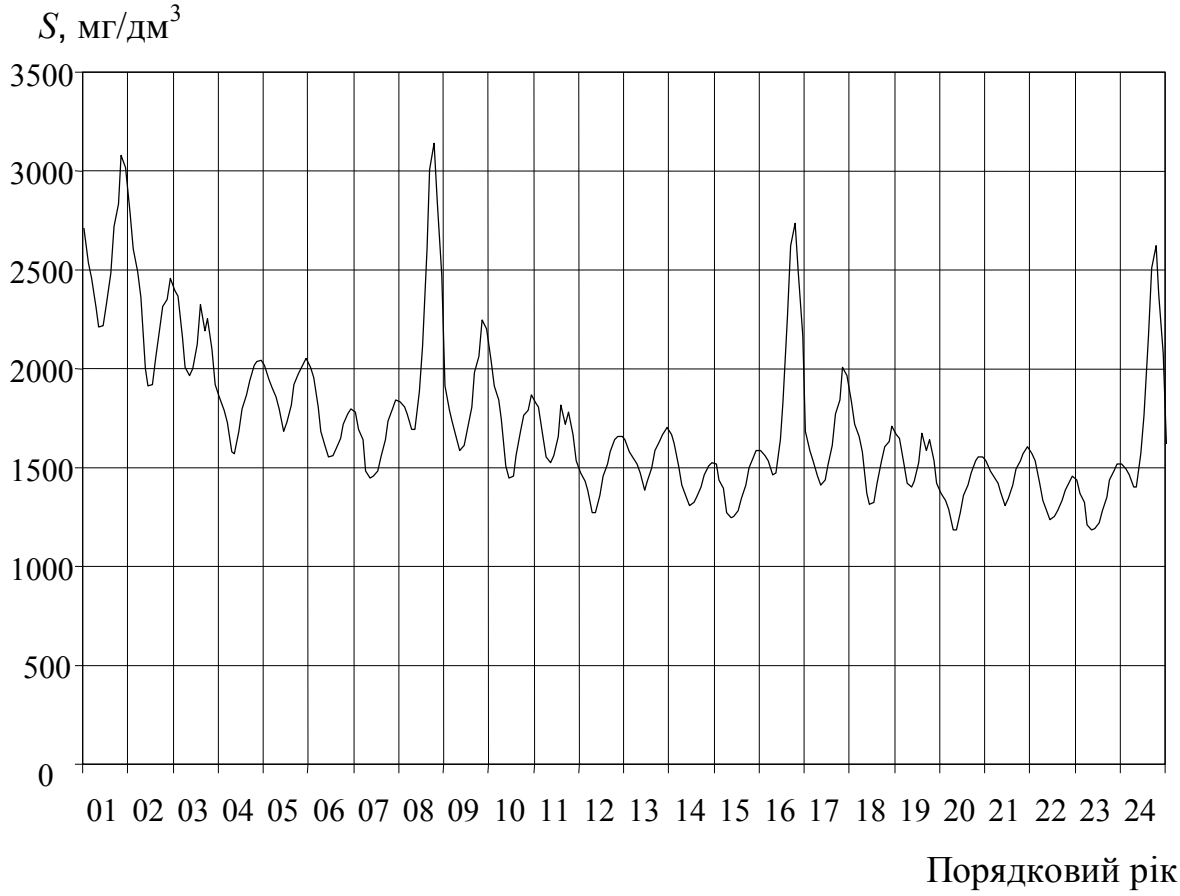


Рис. 4.18 – Змодельований хід мінералізації води оз. Китай за умови відведення стоку річок Киргиж-Китай і Аліяга (сценарій 2)

Сценарій 3. Розрахунки виконувались, виходячи з припущення, що скиди води можуть відбуватись з північної, а не з південної частини водойми по каналу Старотроянський, який будується вздовж західного берега оз. Китай. У північній частині водойми мінералізація $S_{півн}$, як відзначалось раніше у п.4.2, більша ніж середня по озеру і визначається співвідношенням (4.4).

Розрахований за цим сценарієм часовий хід мінералізації води в оз.Китай представлено на рис. 4.19, з якого видно, що середня мінералізація коливатиметься коло 2300 мг/дм^3, за виключенням підвищення у восьмому, шістнадцятому і двадцять четвертому маловодних умовних роках.

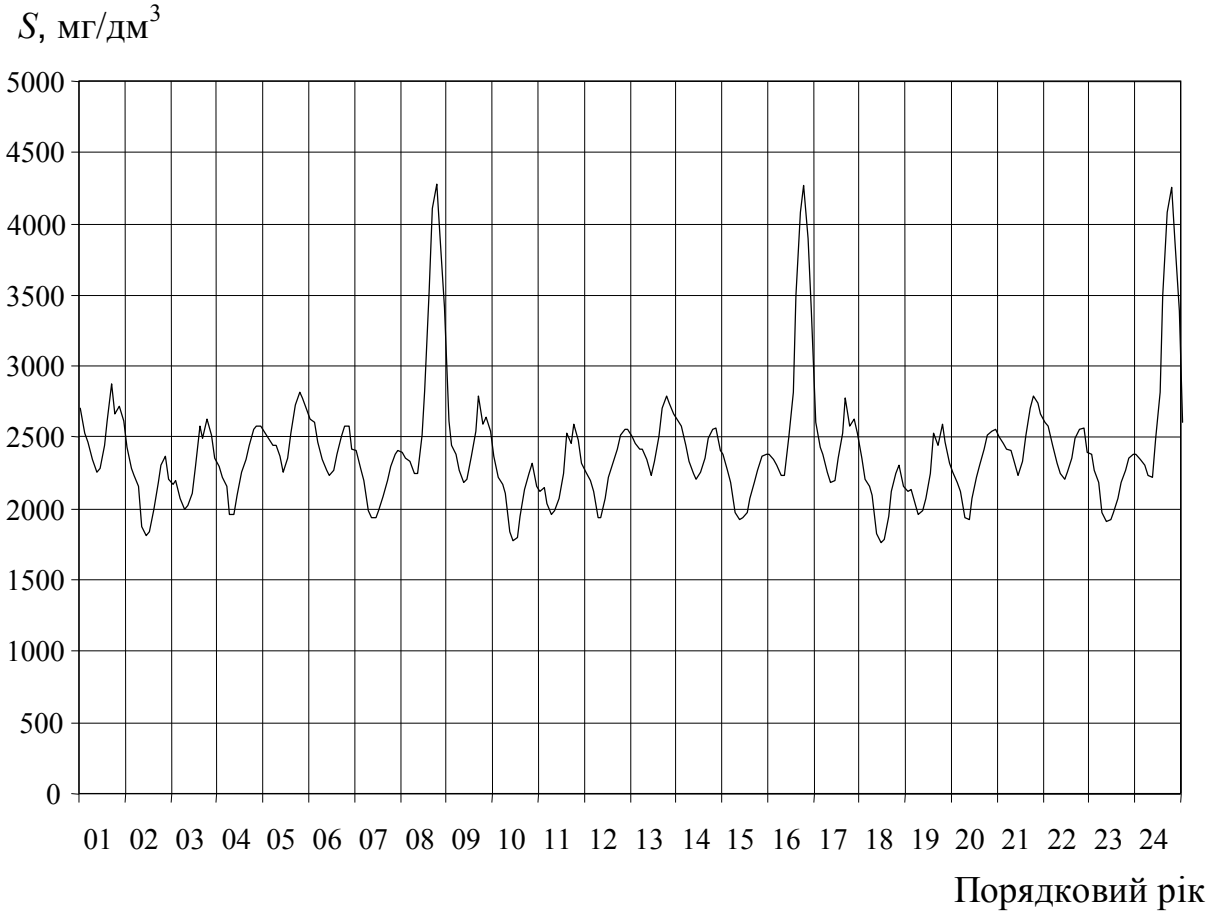


Рис. 4.19 – Змодельований хід мінералізації за умови скидів переважно з північної частини водойми (сценарій 3)

Сценарій 4. При розрахунках за цим сценарієм припускалось, що втрати води на випаровування у літні місяці (червень, липень, серпень) будуть компенсуватись підкачкою з р. Дунай, мінералізація води якої в усі сезони значно нижча за мінералізацію води водосховища.

Об’єми води у літні місяці, які потрібно підкачувати, наведені у табл.4.5. Оскільки складові водних балансів, у тому числі й підкачки води, повторюються кожні вісім років, то ці роки наведені у дужках.

Річні об’єми підкачки до оз. Китай складатимуть протягом 24 умовних років від 25 до 33 млн.м^3, що становить від 40 до 53 % від об’єму водойми при РМО (0,6 мБС) або від 51 до 67 % – від корисного об’єму, відповідно.

Розрахований за цим сценарієм часовий хід мінералізації представлено на рис.4.20.

Таблиця 4.5 - Об’єми підкачки до оз. Китай (у літні місяці) для компенсації випаровування, млн.м^3

Місяць / Рік	Червень	Липень	Серпень	Рік
1 (9, 17)	10,2	9,8	9,9	29,8
2 (10, 18)	6,9	9,1	10,1	26,2
3 (11, 19)	8,3	11,2	8,2	27,8
4 (12, 20)	11,3	9,3	8,6	29,2
5 (13, 21)	7,3	8,3	9,0	24,6
6 (14, 22)	7,8	7,8	7,5	23,2
7 (15, 23)	8,0	11,4	9,5	28,9
8 (16, 24)	11,4	13,1	8,7	33,2

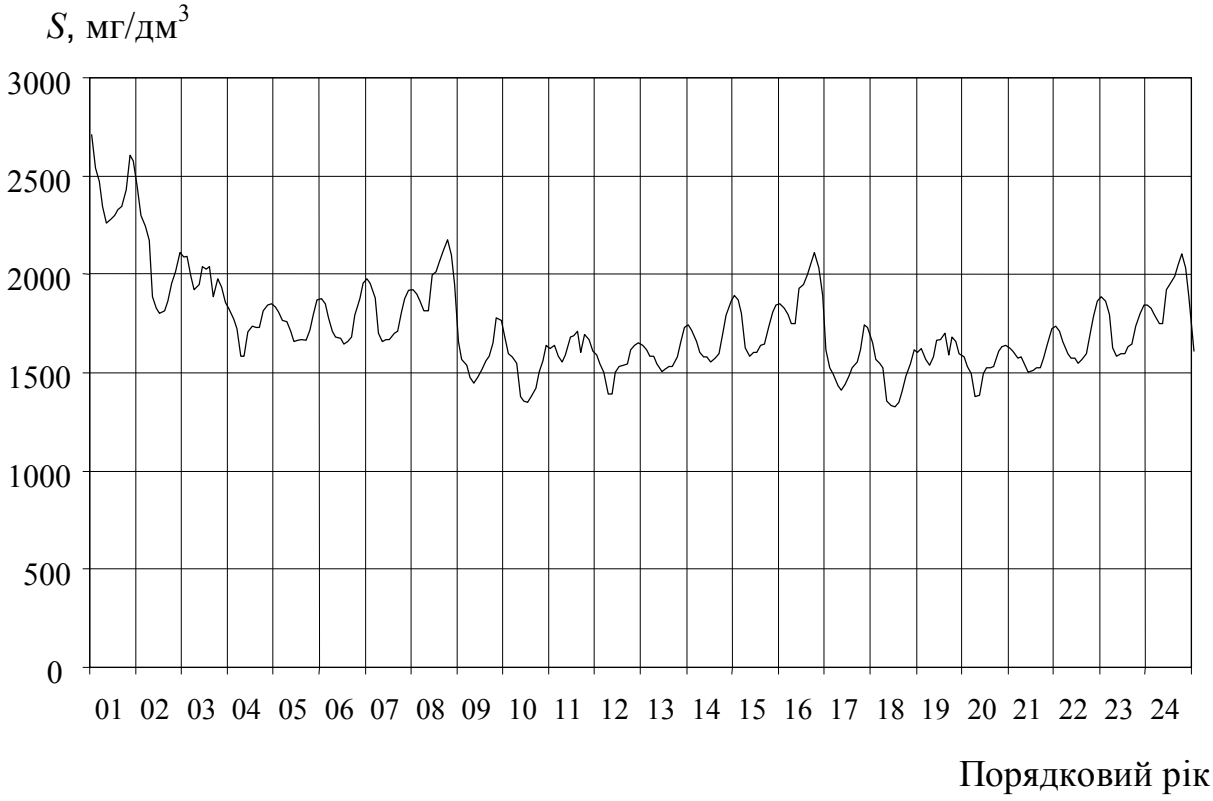


Рис. 4.20 – Змодельований хід мінералізації за умови компенсації випаровування з водойми (сценарій 4)

Як видно з рис. 4.20, при компенсації випаровування слабомінералізованою дунайською водою (≈390 мг/дм^3) загальна мінералізація води в озері зменшується в перші чотири роки і далі коливається близько 1600 мг/дм^3. Але у деякі роки, за умови таких підкачок, рівень води перевищує НПР (1,5 мБС), тому запропоновано такий сценарій.

Сценарій 5. За цим сценарієм передбачається, що вода буде підкачуватись з р. Дунай до НПР=1,5 мБС у літні місяці (червень, липень, серпень) за умови, що шлюзи закриті. Очевидно, що йдеться про компенсацію випаровування, як у попередньому варіанті, але з підтримки постійного рівня води в озері.

На рис. 4.21 представлено часовий хід мінералізації, розрахований за цим сценарієм.

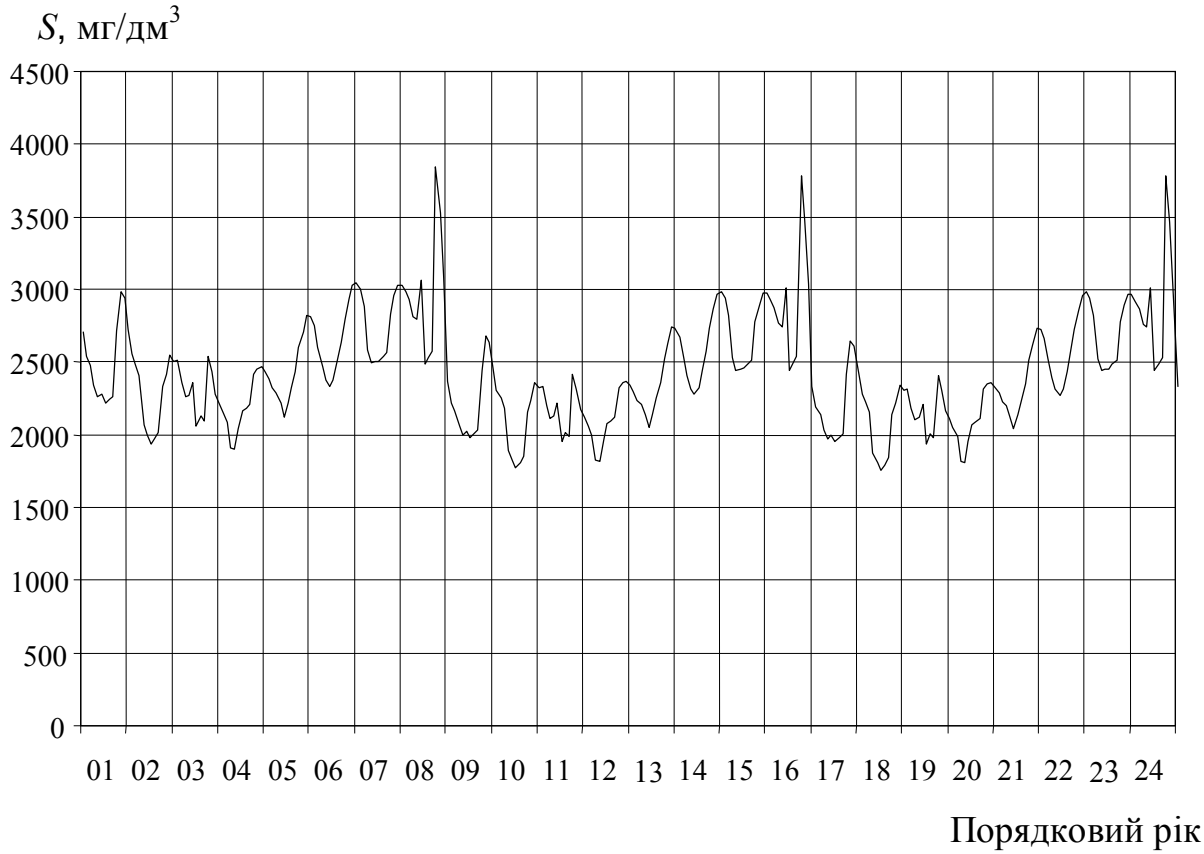


Рис. 4.21 – Змодельований хід мінералізації за умови підтримки НПР у літні місяці (сценарій 5)

Як видно з рис. 4.21, мінералізація води коливається від 1700 до 3800 мг/дм^3 в залежності від водності і пори року. Процес нестаціонарний в межах восьмирічного періоду, а в цілому на всьому часовому інтервалі знаходиться на рівні 2500 мг/дм^3.

Сценарій 6. Як і в попередньому варіанті, моделювання виконувалось за умови підкачки води з р. Дунай до НПР=1,5 мБС у літні місяці та скидів восени переважно з північної частини водойми.

Часовий хід мінералізації, розрахований за цим сценарієм, представлено на рис. 4.22.

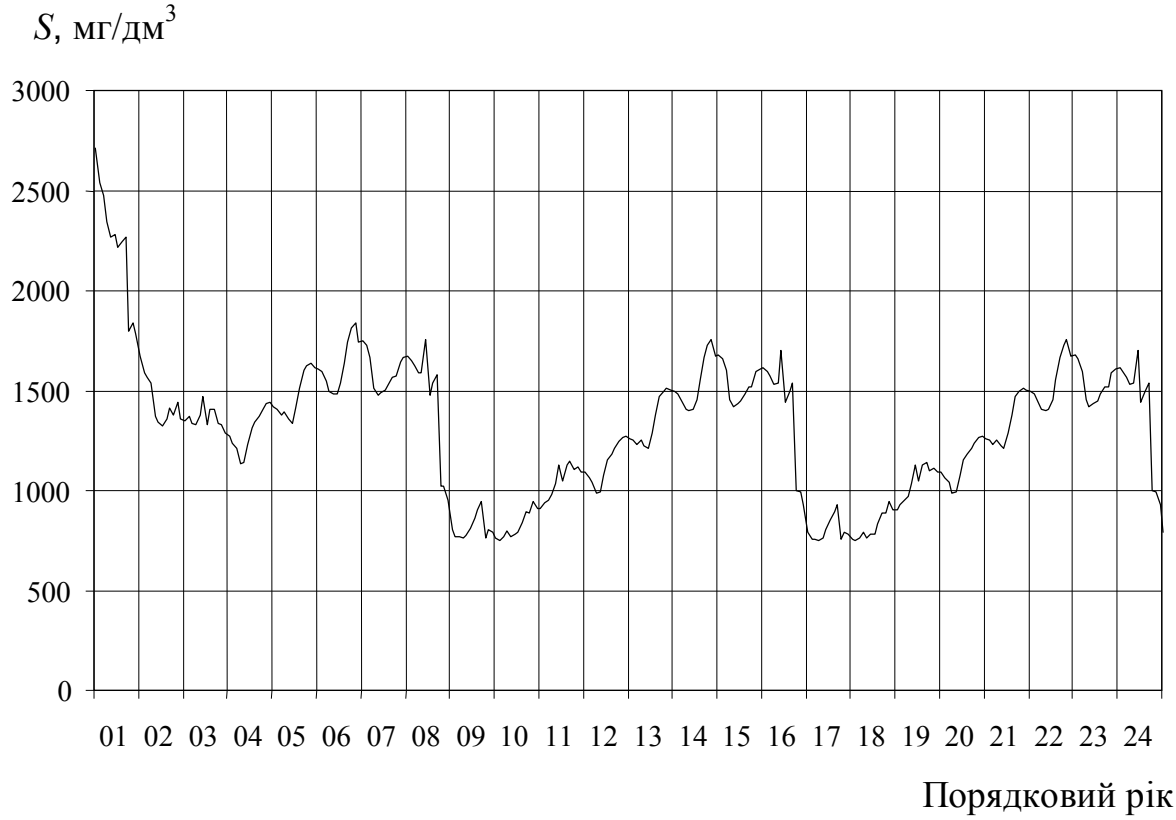


Рис. 4.22 – Змодельований хід мінералізації за умови підтримки НПР у літні місяці та скидів з північної частини озера (сценарій 6)

Як видно, мінералізація води у перші два роки знижується, а далі коливається в значних межах. В окремі роки її значення не перевищують 1000 мг/дм^3, тобто встановленого нормативного значення. В інші роки мінералізація підіймається не вище 1700 мг/дм^3.

Сценарій 7. Моделювання сольових балансів за умови відновлення зрошування (на рівні 80-х років). За цим варіантом зроблені такі припущення:

- вихідними є базові характеристики сучасного режиму функціонування водойми;

- забори води на зрошування встановлені на рівні 10,0; 20,0; 30,0; 40,0; 50,0 10^{6}м^3 у літні місяці (червень, липень, серпень);

- підкачка встановлюється на рівні компенсації заборів води на зрошування у літні місяці (червень, липень, серпень).

Аналіз наведених на рис. 4.23 графіків часових змін мінералізації свідчить про те, що нормативні значення мінералізації (1000 мг/дм^3) досягаються вже в перші роки при заборі води на зрошування на рівні 50 10^6м^3. У подальшому, при зменшенні заборів на зрошування середня мінералізація по водоймі починає збільшуватись.

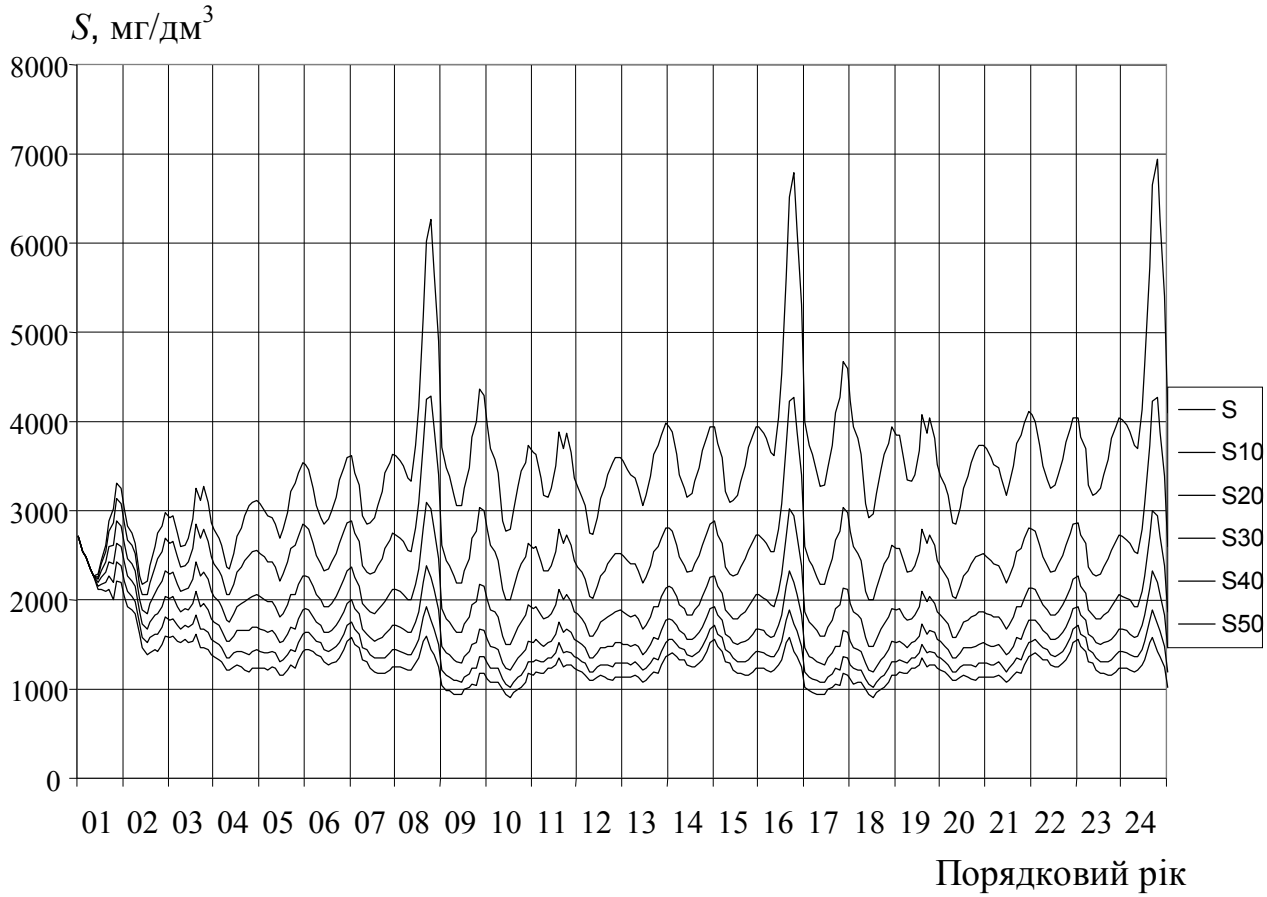


Рис. 4.23 – Змодельований хід мінералізації за умови забору і підкачки води у розмірах 10,0; 20,0; 30,0; 40,0; 50,0 10^6м^3 (сценарій 7)

Сценарій 8. Розрахунки здійснювались за умов, які наведені у попередньому сценарії, та за умови скидів восени з північної частини водойми.

Як видно з рис. 4.24, мінералізація води значно зменшується, особливо при заборах і відповідних підкачках на рівні 50 10^6м^3. Вже через три роки її значення коливаються коло 1000 мг/дм^3, тобто встановленого нормативного значення відносно мінералізації питної та зрошувальної води.

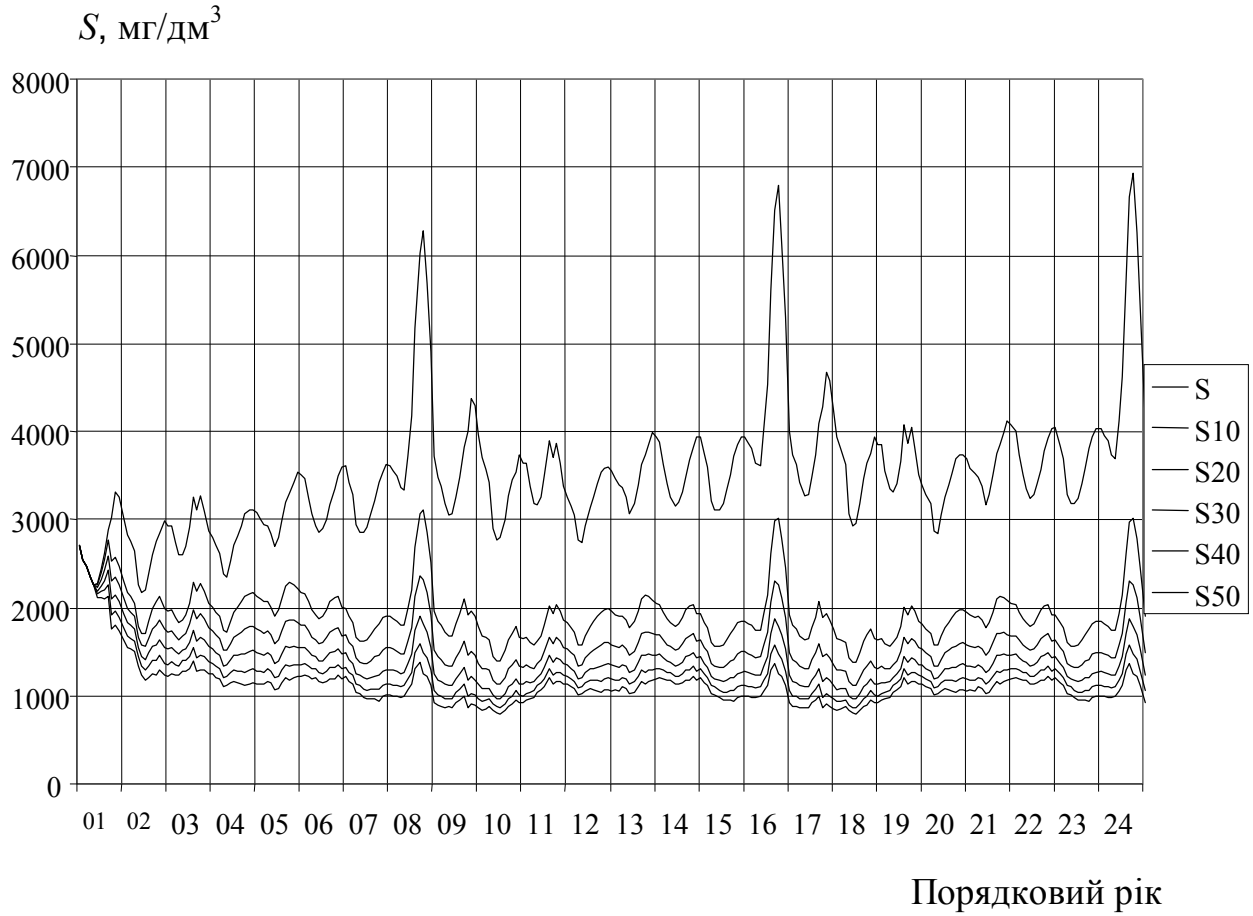


Рис. 4.24 – Змодельований хід мінералізації за умови забору і підкачки води у розмірах 10,0; 20,0; 30,0; 40,0; 50,0 10^6м^3 і скидів з північної частини водойми (сценарій 8)

4.6.2 Порівняльний аналіз результатів моделювання сольового балансу

Комплексний графік результатів моделювання сольових балансів озера Китай, які можливо реалізувати та які є найбільш корисними для здійснення як в екологічному, так і економічному відношеннях, представлені на рис. 4.25.

Як видно з рис. 4.25, за сучасних умов функціонування мінералізація води може коливатись від 2200 (на початку розрахункового періоду) до 6900 мг/дм^3 (у третьому періоді), в залежності від водності і пори року.

За умови скидів води з північної частини водойми середня мінералізація коливатиметься коло 2300 мг/дм^3, за виключенням підвищення у маловодних умовних роках.

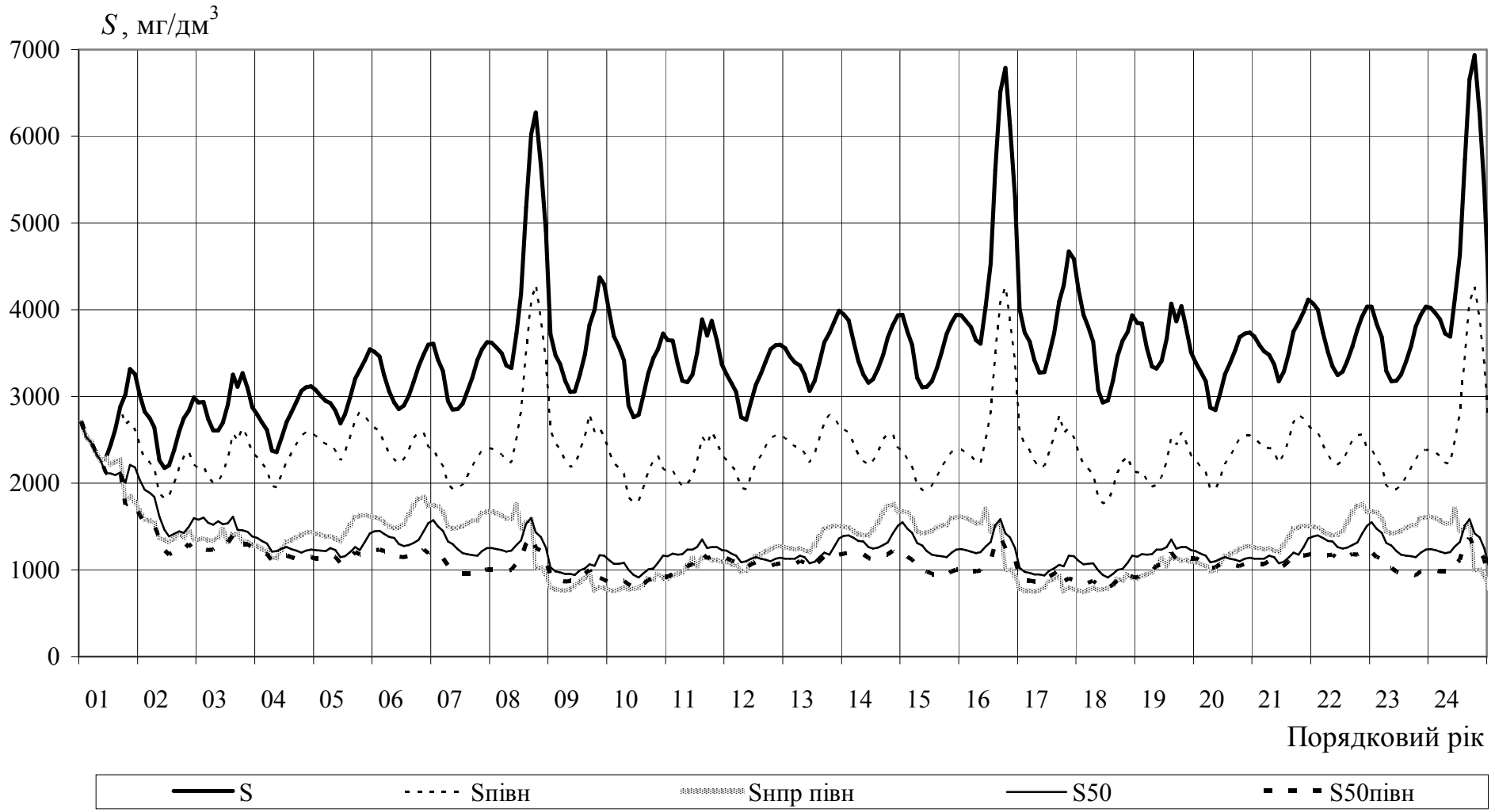


Рис. 4.25 – Змодельована часова мінливість мінералізації води за різних умов функціонування оз. Китай

За умови підкачки води з р. Дунай до НПР=1,5 мБС у літні місяці та скидів восени з північної частини водойми, мінералізація знижується і не перевищує 1700 мг/дм^3.

Аналіз наведеного графіка часової зміни мінералізації води за умови відновлення зрошування на рівні 50 10^6м^3 з відповідними підкачками і скидами води восени з північної частини водойми свідчать про те, що нормативні значення мінералізації 1000 мг/дм^3 досягаються вже в перші роки і в залежності від пори та водності року не перевищують 1300 мг/дм^3.

ВИСНОВКИ

Озеро Китай є одним з найбільших водойм придунайської групи. Після будівництва гідротехнічних споруд у 60-х роках минулого століття всі вони були зарегульовані для водогосподарських потреб, зокрема, для використання акумульованої в них води на зрошування. У середині 90-х минулого століття площі зрошування зменшились, а забори води з озера Китай майже припинились, як і підкачки слабомінералізованої дунайської води до водойми. Морфологічна будова озера включає два плеси (північний і південний) та наявність між ними дамби зі шлюзами. Водообмін з р.Дунай відбувається у південній частині водойми, а з півночі надходять високомінералізовані води річок Киргиж-Китай і Аліяга. В результаті виконаного дослідження, спрямованого на розробку можливих варіантів подальшого функціонування водойми, зроблені такі висновки:

1. Приходні частини водних балансів озера Китай за 1979-2015 рр. найбільшою мірою визначають опади на водну поверхню (від 12 і до 46 %), надходження води з р. Дунай самопливним шляхом (від 4 і до 62 %) та підкачки (до 42 %) дунайської води (до 2001 р.). В окремі роки значний відсоток складав і поверхневий стік (річковий до 33 %, бічний приплив – до 7 %). Надходження ґрунтових і дренажних вод є незначним – менше ніж 4 і 8 % відповідно.

2. У витратній частині більшості водних балансів на випаровування припадало від 35 і до 90 %, менше на скиди води до р. Дунай (від 7 до 46 %), за винятком 2002, 2003 і 2007-2009, 2011, 2012, 2015 рр., коли скидів до р.Дунай не відбувалося; об'єми води на фільтрацію склали до 10 %-12 %, а забір води на зрошування до 20 %-40 % (до 1996 р.) і не більше ніж 10 % (починаючи з 1997 р.).

3. З урахуванням просторової неоднорідності розповсюдження мінералізації води в водоймі розроблена математична модель сольового балансу озера. Найбільший відсоток у приходних частинах сольових балансів оз. Китай за період 1979-2015 рр. складає надходження солей разом з річковим стоком – від 12 % до 78 %, частка внеску сумарного поверхневого припливу (річкового та бічного) – від 14 % до 87 %. Дещо менший відсоток складає надходження солей разом з дунайською водою – від 4 %-6 % у роки, коли місцевий поверхневий приплив значний і до 56 % – у маловодні роки, коли стік річок Киргиж-Китай і Аліяга був майже відсутній. Надходження солей разом з дренажними водами складає до 27 % у роки, коли відбувались значні забори води з водосховища. На інші складові майже у всі роки припадає усього до 10 %.

4. Найбільший відсоток у витратних частинах сольових балансів оз.Китай за період 1979-2015 рр. становлять витрати солей разом із забором води на зрошування (від 36 % до 78 %), зі скидами води до р. Дунай –

від 13 % до 50 %, з фільтрацією – до 20 %. У подальші роки, у зв'язку зі зменшенням площ зрошування і майже повним припиненням заборів води для використання з сільськогосподарською метою, характеризується іншим розподілом витрат води, а разом і солей. За період 1998-2015 рр. найбільший відсоток витрат солей припадає на скиди води до р. Дунай – від 15 до 75 %. Виняток – 2002,2003 і 2007-2009, 2011,2012, 2015 рр., коли скиди були відсутні. Відсоток витрат води на фільтрацію складає від 18 до 87 %-94 % (у роки, коли не було скидів води до р.Дунай), при заборах води на зрошування та інші види користування для цього ж періоду - від 1 до 28 %.

За результатами розрахунків сольових балансів у 1979-2015 рр. змодельовано багаторічний хід мінералізації води в оз. Китай. Безпосередніх даних про мінералізацію води в озері до 2000 р. немає, тому за початкові на січень 1979 р. були взяті значення мінералізації на рівні 1000, 2000 та 3000 мг/дм^3. За різних початкових величин мінералізація стає однаковою вже у перші п'ять років, незалежно від вихідних величин і до 1988 р. коливається у межах 1300 – 2500 мг/дм^3 в залежності від пори і водності року. У наступний період мінералізація води знижується і до 1993 р. не перевищує 2000 мг/дм^3. Починаючи з 1991 р., у часовому ході мінералізації води оз. Китай можна відмітити наявність позитивного тренда, який стає особливо відчутним у період з 2007 р. Спостерігаються підйоми мінералізації води в озері до 6000 мг/дм^3 і вище (в жовтні 2007 р. і вересні 2012 р.). Значне підвищення мінералізації пов'язане фактично з припиненням заборів води на зрошування і збільшенням випаровування з водної поверхні водойми.

5. В результаті моделювання просторової мінливості мінералізації вод зроблені такі висновки:

– солеобмін між північною і південною частинами озера утруднений навіть за відсутності дамби у центральній частині водойми;

– при наявності дамби водообмін ще більше утруднюється, при цьому мінералізація води підвищується у північній частині та дещо зменшується у південній;

– наявність каналу Старотроянський між північною і південною частинами вздовж західного берега водойми майже не впливає на ситуацію, бо змінює значення мінералізації води лише у межах декількох відсотків;

– суттєве зниження мінералізації води як у північній, так і у південній частинах може бути досягнуте головним чином за рахунок вилучення сильномінералізованих вод річок Киргиж-Китай і Аліяга.

6. В результаті моделювання сольових балансів озера Китай на перспективу зроблені такі висновки:

– з урахуванням сучасних умов функціонування водойми мінералізація води *S* може коливатись від 2200 до 6400 мг/дм^3 в залежності від водності і пори року. При аналізі динаміки *S* можна відмітити три періоди. У перші дванадцять років відбувались не значні коливання мінералізації, а у

наступні, тобто у змодельовані роки (з 1991 р.) вона підвищувалася до 3000-3500 мг/дм^3, у період з 2006 р. – зростала до 4000-5000 мг/дм^3 при підвищенні майже до 6000 мг/дм^3 і вище у маловодні умовні роки;

– за умови відведення стоку річок Киргиж-Китай і Аліяга, води яких найбільш мінералізовані з усіх складових сольових балансів і мають досить високу питому вагу (від 27 до 78 %), середня мінералізація води значно зменшується і через 20 умовних років майже не перевищує 1500мг/дм^3, за виключенням підвищення у маловодні роки;

– при розрахунках, виходячи з припущення, що скиди води будуть відбуватись по каналу Старотроянський, який будується вздовж західного берега оз. Китай, з північної частини водойми, де мінералізація вища за середню по озеру, а не з південної, середня мінералізація коливатиметься близько 2300 мг/дм^3, за виключенням підвищення її у маловодні роки;

– при умові компенсації випаровування слабомінералізованою дунайською водою (≈390 мг/дм^3) загальна мінералізація води в озері зменшується в перші чотири роки, а далі коливатиметься коло 1600 мг/дм^3. Але у деякі роки, за умови таких підкачок, рівень води перевищує НПР (1,5 мБС);

– за умови компенсації випаровування за рахунок підкачок води з р. Дунай і підтримки НПР=1,5 мБС у літні місяці (червень, липень, серпень), коли шлюзи закриті, мінералізація води коливатиметься від 1700 до 3800 мг/дм^3 в залежності від водності і пори року. Процес нестаціонарний в межах восьмирічного періоду, а в цілому на всьому часовому інтервалі знаходиться на рівні 2500 мг/дм^3;

– як і в попередньому варіанті, при моделюванні за умови підкачки води з р. Дунай до НПР=1,5 мБС у літні місяці, але за скидів восени переважно з північної частини водойми, мінералізація води у перші два роки знижується, а потім коливається в значних межах. В окремі роки вона не перевищує 1000 мг/дм^3, тобто встановленого для зрошування нормативного значення. В інші роки мінералізація збільшується до 1700 мг/дм^3;

– за умови відновлення зрошування і припущення, що забори води на зрошування будуть на рівні 10,0; 20,0; 30,0; 40,0; 50,0 10^6м^{3}у літні місяці (червень, липень, серпень) і за відповідних компенсаціїй води підкачками з р. Дунай, нормативні значення мінералізації (1000 мг/дм^3) досягаються вже в перші роки, але лише при заборах води з водойми на рівні 50 10^6м^3. При зменшенні заборів на зрошування, середня мінералізація по водоймі починає збільшуватись. Нормативні значення мінералізації (до 1000 мг/дм^3) у деякі роки при заборах 30-50 10^6м^3 можуть бути досягнуті при скидах води в осінній період з північної частини водойми (при використанні добудованого Старотроянського каналу).

Наведені результати просторового і часового моделювання свідчать про те, що при подальшому використанні вод озера Китай, розробляючи або корегуючи управлінські заходи, необхідно переглянути експлуатацій-

ний режим водойми і слід визначитись, у тому числі й з його статусом стосовно водогосподарського використання у майбутньому.

Може йтися про відновлення зрошування на існуючому раніше рівні 30-50 $10^6 м^3$ і відповідних підкачок та добудови каналу Старотроянський для скидів більш мінералізованих вод з північної частини водойми безпосередньо до р. Дунай. Альтернативний варіант передбачає зміну призначення озера Китай на об'єкт рибогосподарського призначення, що забезпечується сучасним водообміном.

СПИСОК ВИКОРИСТАНИХ ДЖЕРЕЛ

1. Розенгурт М.Ш. Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов одесских лиманов. Київ: Наукова думка, 1974. 46 с.
2. Природа Одесской области / под ред. Г.И. Швебса. Изд-во «Вища школа», 1979. 141 с.
3. Ресурсы поверхностных вод СССР [под ред. М.С. Каганера]. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1969. Т. 6. Вып. 1: Западная Украина и Молдавия, 1969. 884 с.
4. Клімат України / за ред. В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В М. Бабіченко. Київ: Видавництво Раєвського, 2003. 234 с.
5. Заставний Ф.Д. Фізична географія України / Ф.Д. Заставний. Львів: Обласний інститут освіти, 1996. 231 с.
6. Михайлов В.Н. Гидрология дельты Дуная / под ред. В.Н. Михайлова. Москва: ГЕОС, 2004. 449 с.
7. Тимченко В.М. Экологическая гидрология водоемов Украины. Київ: Наукова думка, 2006. 375 с.
8. Лиманы Северного Причерноморья / [В.С. Полищук, Ф.С. Замбриборщ, В.М. Тимченко и др.]. Київ: Наукова думка, 1990. 204 с.
9. Гопченко Є.Д., Медведєва Ю.С., Міщенко Л.О. Наукове обґрунтування заходів по корегуванню правил експлуатації водосховища Катлабух // Матеріали звітної науково-технічної конференції науково-педагогічних працівників ОДЕКУ, 3 – 4 лютого 2009 р. : тези допов. Одеса, 2009. С. 35 – 37.
10. Гопченко Є.Д., Медведєва Ю.С., Міщенко Л.О. Водний режим оз.Катлабух // Метеорологія, кліматологія та гідрологія, 2008. – Вип.10. Ч. 2. С. 114 – 119.
11. Озеро Китай : [Правила эксплуатации водохранилища / Укрюжгипроводхоз]. Одесса, 2000. 74 с.
12. Буркинський Б.В. Відновлення екологічного режиму озера Сасик // Причорноморський екологічний бюлетень, 2009. № 2 (32). С. 5 – 9.
13. Гидроэкология украинского участка Дуная и сопредельных водоемов / [Т. А. Харченко, В.М. Тимченко, А.А. Ковальчук и др.]. Київ: Наукова думка, 1993. 290 с.
14. Зеров К.К. Водная растительность Килийской дельты Дуная // Тр. Ин-та гидробиологии АН УССР. 1961а. № 36. С. 210 – 221.
15. Корелякова И.Л. Количественная характеристика растительности придунайских водоемов // Гидробиол. Журнал, 1967. №1. Ч. 3. С. 3 – 10.
16. Зеров К.К. Растительность придунайских лиманов // Тр. Ин-та гидробиологии АН УССР, 1961б. № 36. С. 37 - 48.

17. Ролл Я.В. Фитопланктон советского участка Дуная, его рукавов и заливов // Тр. Ин-та гидробиологии АН УССР, 1961. № 36. С.70 - 93.
18. Костикова Л.Е. Фитопланктон придунайських лиманов : автореф. дис. на здобуття наук. ступеня канд. биол. наук. Київ, 1969. 19 с.
19. Пидгайко Л.М. Зоопланктон придунайских водоемов. - К.иїв: Изд-во АН УССР, 1957. 97 с.
20. Поліщук В.В. Гідрофауна пониззя Дунаю в межах України. Київ: Наукова думка, 1974. 420 с.
21. Пидгайко М.Л. Зоопланктон водоемов Европейской части СССР. Москва: Наука, 1984. 208 с.
22. Марковский Ю.М. Фауна беспозвоночных низовьев рек Украины. Условия ее существования и пути использования. III. Водоемы Килийской дельты Дуная. Київ: Изд – во АН УССР, 1955. 280 с.
23. Полищук В.В. Биографические аспекты изучения водоемов бассейна Дуная в пределах СССР. Київ: Наукова думка, 1986. 210 с.
24. Гушля А.В., Мезенцев В.С. Водно-балансовые исследования. Київ: Вища школа. Головное изд-во, 1982. 229 с.
25. Актуальные проблемы лиманов северо-западного Причерноморья: Коллективная монография / за ред. Ю. С. Тучковенко, Е. Д. Гопченко. Одесса: ТЭС, 2012. 224 с.
26. Водні ресурси та гідроекологічний стан Тилігульського лиману / за ред. Ю. С. Тучковенка, Н. С. Лободи. Одеса: ТЕС, 2014. 276 с.
27. Водний режим та гідроекологічні характеристики Куяльницького лиману: монографія / за ред. Н. С. Лободи, Є. Д. Гопченка. Одеса: ТЕС, 2016. 332 с.
28. Натрус А.А. К вопросу об оценке осадков как слагаемого водного баланса водохранилищ и озер // Тр. ГГИ, 1964. Вып. 113. С. 119 – 130.
29. Крицкий С.Н., Менкель М.Ф. О некоторых приемах статистического анализа гидрологических рядов // Тр. ГГИ, 1968. Вып. 143. С. 110 – 133.
30. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1984. 448 с.
31. Ресурсы поверхностных вод СССР. Гидрологическая изученность / [под ред. Б.М. Штейнгольца]. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1964. Т. 6. Вып. 1: Западная Украина и Молдавия. 250 с.
32. Сорокин В.Г. Средний многолетний сток орошаемых районов юга Европейской территории Советского Союза// Метеорология, климатология и гидрология. Одесса, 1974. С. 121 - 129.
33. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных антропогенной деятельностью условиях) : моногр. Київ: КНТ, 2005. 192 с.
34. Бефани А.Н. Основные положення теории речного стока // Тр. ОГМИ, 1958. Вып. 12. С. 99 – 164.

35. Викулина З.А. Водный баланс озер и водохранилищ Советского Союза / под ред. В. В. Куприянова. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1979. 176 с.
36. Шаменкова О.И. Роль грунтового питания в формировании режима водоемов северо-западного Причерноморья (на примере оз. Ялпуг) // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. Одеса: Екологія, 2008. Вип. 48. С. 5-13.
37. Зайков Б.Д. Очерки по озероведению Ч. 2. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1960. 240 с.
38. Чехович П.С. Килийский рукав дельты Дуная по изысканиям 1902 г. // Труды отдела торговых портов. СПб, 1904. Вып. IV. 97с.
39. Петреску И.Г. Дельта Дуная. Происхождение и развитие / [пер. с румынского]. Москва: Изд - во иностранной литературы, 1963. 297 с.
40. Гопченко Е.Д., Черой А.И. Многолетнее изменение морфометрических характеристик рукавов Килийской дельты Дуная // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія, 2008. Т. 11. С. 76-80.
41. Черой А.И. Сток воды, наносов и морфологические процессы в устьевой области реки Дунай: дис. … кандидата геогр. наук: 11.00.07. Одесса, 2009. 174 с.
42. Константинов А.Р. Испарение в природе. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1968. 531 с.
43. Чеботарев А.И. Общая гидрология. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1975. 458 с.
44. Linsley R.K., Kohlez U.A. , Poulhus j.L. : [пер. с анг.]. Applied Hydrology. New York – Toronto – London, 1949. 758 с.
45. Клибашев К.П., Горошков И.Ф. Гидрологические расчеты / под ред. А.И. Чеботарева. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1970. 458 с.
46. Данута Данеляка. Определение испарения с поверхности суши в условиях антропогенного воздействия: дис…кандидата геогр. наук: 11.00.07. Одесса, 1989. 253 с.
47. Кулібабін О. Г. Екологічні основи меліоративного проектування: підручник. Одеса, 2006. 103 с.
48. Гопченко Є.Д., Гушля О.В. Гідрологія суші з основами водних меліорацій: навч. пос. [для студ. вищ. навч. закл.]. К: ІСДО, 1989. 303 с.
49. Орошение на Одесщине. Почвенно-экологические и агротехические аспекты / [И.Н. Гоголев, Р.А. Баер, А.Г. Кулибабин и др.]. Одесса: Ред.-изд. отдел, 1992. 436 с.
50. Кузниченко С.Д. Водный и солевой режим системы озер Кугурлуй – Ялпуг в условиях их зарегулирования: дис. … кандидата геогр. наук: 11.00.07. Одесса, 2005. 294 с.
51. Гопченко Є.Д., Білаш Ю.С. Водний баланс оз. Китай // Вісник ОДЕКУ, 2005. Вип. 1. С. 119-126.

52. Гопченко Є.Д., Бєлаш Ю.С Особливості водно-сольового режиму Придунайських озер (на прикладі оз. Китай) // Наукові записки, 2005. Вип. 3 (26). С. 98 – 100.
53. Гопченко Є. Д., Медведєва Ю.С. Особливості водного і сольового режимів оз. Китай у 2007 р. // Вісник ОДЕКУ, 2008. Вип. 6. С. 129 – 132.
54. Шакірзанова Ж.Р., Медведєва Ю.С., Янєва М.Д. Розрахунок складових водного балансу озера Китай (за період 2008-2014 рр.) // Український гідрометеорологічний журнал, 2015. №16. С.196-201.
55. Горєв Л.М., Пелешенко В.І., Хільчевський В.К. Гідрохімія України: підручник. Київ: Вища школа, 1995. 307 с.
56. Гопченко Е.Д., Кузниченко С.Д., Бєлаш Ю.С. Многолетняя изменчивость минерализации воды в дельтовой части Дуная // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія, 2006. Т. 11. С. 219 - 224.
57. Гопченко Є.Д., Медведєва Ю.С. Особливості водного і сольового режимів оз. Китай у 2005 та 2006 рр. // Вісник ОДЕКУ, 2007. Вип. 4. С.280 – 286.
58. Гопченко Є. Д., Білаш Ю.С. Сучасний сольовий баланс оз. Китай // Вісник ОДЕКУ, 2006. Вип. 3. С. 182 – 188.
59. Буданов М.Ф. Система и состав контроля за качеством природных и сточных вод при использовании их для орошения. Київ: Урожай, 1970. 48 с.
60. Методические указания по мелиоративному контролю качества оросительных вод Украинской ССР / [А.М. Корж, Н.Н. Муромцев, М.И. Ромащенко и др.] : под ред. В. Е. Алексеевского. Київ, 1990. 67 с.
61. Алекин О.А. Основы гидрохимии. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1970. 444 с.
62. Пелешенко В.І., Хільчевський В.К. Загальна гідрохімія: підручник [для студ. вищ. навч. закл.]. Київ: Либідь, 1997. 384 с.
63. Тучковенко Ю.С. Математическая модель формирования термохлинной структуры и циркуляции вод в лиманах, приустьевых и шельфовых областях северо-западной части Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: НАН Украины, МГИ, 2003. С.138 – 153.
64. Тучковенко Ю.С. Гидродинамическая модель для расчета трехмерной циркуляции и термохлинной структуры вод северо-западной части Черного моря // Метеорологія, кліматологія та гідрологія, 2002. № 45. С.129 – 139.
65. Дослідити особливості просторово-часової мінливості мінералізації та розповсюдження забруднюючих речовин в озері Китай / [Є. Д. Гопченко, Ю. С. Тучковенко, О. А. Торгонська, Ю. С. Бєлаш, І. Є. Будкіна] : звіт про НДР. Одеса, 2006. 58 с.

66. Тучковенко Ю.С., Гопченко Є.Д., Бєлаш Ю.С. Роль існуючих гідротехнічних споруд у формуванні просторово-часової мінливості мінералізації та забруднення вод оз. Китай // Причорноморський екологічний бюлетень, 2007. № 2 (24). С. 137 – 141.