

УДК 556.166

УКПП

№ держреєстрації 0118U001221

Інв. №

Міністерство освіти і науки України

Одеський державний екологічний університет

(ОДЕКУ)

65016, м. Одеса, вул. Львівська, 15; тел./факс (0482) 63-62-09

ЗАТВЕРДЖУЮ

Проректор з НДР ОДЕКУ

д-р геогр. наук, проф.

Гучковенко Ю.С.



ЗВІТ

ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ

РЕГІОНАЛЬНІ НАУКОВІ ДОСЛІДЖЕННЯ В ОБЛАСТІ ГІДРОЛОГІЧНИХ
РОЗРАХУНКІВ І ПРОГНОЗІВ ВОДНОГО РЕЖИМУ РІЧОК І ВОДОЙМ
УКРАЇНИ
(остаточний)

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

 Ж.Р. Шакірзанова
12.12.2022


2022

Рукопис закінчено 01 грудня 2022 р.

Результати роботи розглянуто Вченою (науково-технічною) радою ОДЕКУ
протокол від 16 грудня 2022 р. № 5

СПИСОК АВТОРІВ

Керівник НДР,
д-р геогр. наук,
професор

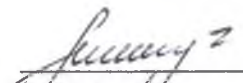


(підпис)

01.12.2022

Ж.Р. Шакірзанова
(вступ, висновки,
підрозділи 1.1, 1.5, 1.6,
5.2, 6.1, 6.2)

Відповідальний виконавець,
старший викладач,
канд. геогр. наук



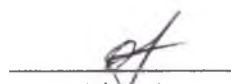
(підпис)

01.12.2022

М.В. Гопцій
(підпункт 1.2.4.2;
підрозділ 3.2)

Виконавці:

Директор НН ГМІ ОДЕКУ,
д-р геогр. наук, доцент




(підпис)

01.12.2022

В.А. Овчарук
(підрозділи 1.2, 3.1)

Доцент,
канд. геогр. наук, доц.



(підпис)

01.12.2022

Н.С. Кічук
(пункти 1.7.1, 1.7.3;
підрозділ 7.1, 7.2, 7.3)

Доцент,
канд. геогр. наук, доц.




(підпис)

01.12.2022

М.Е. Бурлуцька
(розділ 4,
підрозділ 1.3)

Доцент,
канд. геогр. наук, доц.

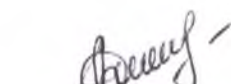


(підпис)

01.12.2022

М.Є. Романчук
(пункт 1.7.1, 1.7.3;
підрозділ 7.4)

Старший викладач,
канд. геогр. наук




(підпис)

01.12.2022

А.О. Докус
(пункти 1.5.2, 5.1.4;
підрозділ 5.3)

Завідувач відділу наукової
роботи студентів ОДЕКУ



(підпис)

01.12.2022

К.Л. Мирза
(підпункт 1.2.4.3;
підрозділи 6.3)

Диспетчер
Навчально-наукового
гідрометеорологічного
інституту

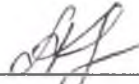


(підпис)

01.12.2022

Л.В. Кущенко
(розділ 2;
Підрозділ 1.4)

Завідуюча навчально- наукової
лабораторії гідрологічної
інформації і розрахунків

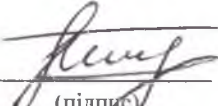


(підпис)

01.12.2022

Л.Г. Терзі
(пункти 5.1.1, 5.2.2, 6.1.2)

Технік навчально-наукової
лабораторії гідрологічної
інформації і розрахунків



(підпис)

01.12.2022

О.С. Тимко
(пункти 5.1.3, 5.2.5, 6.1.1)

Нормоконтролер



Н.С. Кічук

РЕФЕРАТ

Звіт про НДР: 455 с., 92 табл., 155 рис., 345 джерел.

РЕГІОНАЛЬНІ МЕТОДИКИ, ГІДРОЛОГІЧНИЙ ТА ГІДРОХІМІЧНИЙ РЕЖИМИ, РІЧКИ І ВОДОЙМИ УКРАЇНИ

Об'єкт дослідження – гідрологічний режим річок різних фізико-географічних зон території України (максимальний, меженний, мінімальний, річний стік), гідрохімічний режим річок і водойм Придунайського регіону.

Мета роботи – удосконалення теоретичної бази та обґрунтування параметрів розрахункових методик на основі регіональних наукових досліджень в області гідрологічних розрахунків і прогнозів водного і гідрохімічного режиму річок і водойм України.

Методи дослідження – методи комплексного географічного підходу до аналізу умов формування річкового стоку та гідрохімічного режиму річок: теоретичний аналіз гідрологічних процесів і явищ; статистична обробка гідрологічних характеристик; географічне узагальнення гідрометеорологічних величин; дискримінантний аналіз при встановленні типу водності весняного водопілля; числові методи при визначенні невимірюваних величин.

Одержані результати та їх новизна – виконані регіональні дослідження у вигляді удосконалення наукових методик гідрологічних розрахунків і прогнозів водного режиму річок різних географічних зон України, а також реалізована методика водно-сольового режиму водойм, здійснено оцінку якості вод Придунайського регіону.

Умови одержання звіту: за договором. ОДЕКУ, 65016, м. Одеса, вул. Львівська, 15.

ЗМІСТ

	С.
Вступ	13
1 Теоретичні засади дослідження гідрологічного та гідрохімічного режимів річок і водойм окремих регіонів України	18
1.1 Основні вимоги і положення Водної паводкової директиви 2007/60/ЄС відносно гідрологічних затоплень	18
1.1.1 Загальні вимоги ВПД ЄС до визначення ризиків затоплення	18
1.1.2 Попередня оцінка гідрологічних ризиків затоплення.....	20
1.1.3 Оцінка територій можливого підтоплення річкового басейну	21
1.2 Обґрунтування регіональних розрахункових методик гідрологічного режиму річок на основі математичного моделювання процесів стоку річок	27
1.2.1 Максимальний стік весняного водопілля	27
1.2.2 Сучасні методи розрахунку характеристик максимального стоку весняного водопілля	28
1.2.3 Нормативні рекомендації щодо визначення характеристик максимального стоку річок України	32
1.2.4 Аналітичний огляд сучасних методів розрахунку максимального стоку дощових паводків	37
1.2.4.1 Міжнародний досвід в області розрахунків паводків	37
1.2.4.2 Розрахунок максимальних витрат води дощових паводків для невивчених водозборів	38
1.2.4.3 Регіональні методики розрахунку тало-дощових паводків для річок Гірського Криму	44
1.3 Визначення розрахункових гідрологічних характеристик річного стоку	48
1.3.1 Методи гідрологічної аналогії та географічних узагальнень	51
1.3.2 Огляд впливу змін клімату та місцевих чинників на характеристики стоку річок в сучасних умовах	55

	6
1.4 Мінімальний стік річок в зоні недостатньої водності України	59
1.4.1 Аналітичний огляд методів розрахунку мінімального стоку річок	60
1.4.2 Визначення мінімального стоку річок при відсутності матеріалів спостережень	63
1.4.3 Регіональні та нормативні методики для визначення меженного стоку річок в зоні недостатньої водності України	64
1.5 Обґрунтування регіональних прогностичних методик гідрологічного режиму річок на основі математичного моделювання процесів стоку річок	68
1.5.1 Методичні основи прогнозування меженного стоку річок	68
1.5.2 Огляд математичних моделей для прогнозування максимального стоку річок.....	77
1.5.2.1 Сучасні математичні моделі гідрологічних прогнозів	78
1.5.2.2 Сучасні математичні моделі довгострокових гідрологічних прогнозів	81
1.6 Теоретичне обґрунтування використання методу водно-сольового балансу водойм та методи його математичного моделювання	94
1.6.1 Дослідження водно-сольових режимів водойм	94
1.6.2 Структура моделі водного і сольового балансів Придунайських водойм	96
1.7 Методи оцінки якості природних вод згідно вимог Водної рамкової директиви 2000/60/ЄС	99
1.7.1 Основні вимоги ВРД до якості природних вод	99
1.7.2 Характеристика нормативів показників якості поверхневих вод для потреб різних споживачів	107
1.7.3 Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями до різних господарських задач	118
2 Реалізація регіональної методики визначення мінімального стоку річок в зоні недостатньої водності України	125

2.1 Умови формування мінімальних витрат води в зоні недостатньої водності України	126
2.2 Створення бази вихідної інформації по часових рядах мінімального стоку зимової межени річок	129
2.3 Створення бази вихідної інформації по часових рядах мінімального стоку літньо-осінньої межени річок	133
2.4 Визначення статистичних характеристик мінімального стоку зимової межени річок зони недостатньої водності України	133
2.5 Визначення статистичних характеристик мінімального стоку літньо-осінньої межени річок зони недостатньої водності України	141
2.6 Просторо-часовий аналіз гідрометеорологічної інформації по мінімальному стоку річок зони недостатньої водності України	146
2.7 Дослідження впливу зональних, інтразональних та азоняльних факторів на мінімальний стік зимової межени річок зони недостатньої водності України	151
2.7.1 Аналіз факторної обумовленості стоку зимової межени річок зони недостатньої водності України	154
2.7.2 Аналіз факторної обумовленості стоку літньо-осінньої межени річок зони недостатньої водності України	159
2.8 Регіональні обґрунтування та узагальнення розрахункових параметрів сучасних методів для розрахунку мінімального та екологічного стоку річок зони недостатньої водності України	163
2.8.1 Визначення екологічних витрат річок за методикою, яка рекомендована УкрГМЦ	172
2.8.2 Уточнення методики визначення екологічного стоку з використанням даних про мінімальний стік річок зони недостатньої водності України.....	174
3 Реалізація регіональної методики визначення максимального стоку річок	178
3.1 Регіональна методика розрахунку максимального стоку річок басейну р. Вісла	178

3.1.1	Просторове узагальнення розрахункових шарів стоку весняного водопілля і дощових паводків в басейні р. Вісла в межах України..	181
3.1.2	Визначення та просторове узагальнення параметрів операторної розрахункової структури максимального стоку весняного водопілля і дощових паводків в басейні р. Вісла в межах України..	184
3.1.3	Практична реалізація регіональної методики для визначення максимальних модулів стоку дощових паводків та весняних водопіль річок басейну р. Вісла	189
3.2	Регіональна методика визначення максимального стоку річок Прикарпаття	193
3.2.1	Обґрунтування запропонованої методики визначення максимального стоку дощових паводків гірських річок Прикарпаття	195
3.2.2	Просторово-часовий аналіз гідрометеорологічної інформації по максимальному стоку на річках Прикарпаття	197
3.2.3	Обґрунтування та узагальнення розрахункових параметрів сучасних методів для розрахунку максимального стоку на річках Прикарпаття	204
3.2.4	Практична реалізація та оцінка запропонованої методики розрахунку максимального стоку дощових паводків гірських річок Прикарпаття	215
4	Реалізація регіональної методики визначення річного стоку в басейні р. Десна	218
4.1	Просторове узагальнення норми річного стоку по басейну р. Десна	219
4.2	Перевірочні розрахунки	221
4.3	Мінливість річного стоку	221
4.4	Узагальнення коефіцієнтів варіації часових рядів річного стоку в басейні р. Десна	223
4.5	Перевірочні розрахунки	224
5	Реалізація регіональних методик прогнозування характеристик стоку в басейні р. Південний Буг	227

5.1	Фізико-географічні умови формування стоку в басейні р. Південний Буг	227
5.1.1	Географічне положення річкового басейну Південного Бугу	227
5.1.2	Фізико-географічні особливості формування стоку	227
5.1.3	Вплив кліматичних умов на водний режим р. Південний Буг та загальна характеристика меженного стоку	229
5.1.4	Гідрометеорологічна вивченість басейну	232
5.2	Регіональні обґрунтування та узагальнення розрахункових параметрів методики прогнозу меженного стоку в басейні р. Південний Буг	234
5.2.1	Методичні основи регіональної методики прогнозу меженного стоку літньо-осіннього періоду річок в басейні р. Південний Буг	234
5.2.2	Формування бази вихідних даних	235
5.2.3	Побудова та узагальнення прогнозних залежностей для прогнозів літньо-осіннього меженного стоку річок	237
5.2.4	Оцінка регіональної методики короткострокових прогнозів меженного стоку в басейні р. Південний Буг	240
5.2.5	Практична реалізація і адаптація регіональної методики прогнозу меженного стоку річок в басейні р. Південний Буг	242
5.3	Регіональні обґрунтування та узагальнення розрахункових параметрів методики територіальних довгострокових прогнозів максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг	247
5.3.1	Вихідні дані для розробки методики довгострокового прогнозування характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг в межах районування басейну за умовами формування весняного водопілля річок	247
5.3.2	Встановлення типу водності весняного водопілля в басейні р. Південний Буг	252
5.3.3	Побудова регіональних залежностей для довгострокового прогнозування шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Південний Буг	254

5.3.4	Визначення прогнозних величин очікуваних шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Південний Буг	261
5.3.5	Визначення прогнозних забезпеченостей характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг	264
5.3.6	Картографічна форма представлення прогностичної інформації...	265
5.3.7	Перевірка ефективності методики довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля річок в басейні р. Південний Буг	270
5.3.8	Практична реалізація і адаптація регіональної методики довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля річок в басейні р. Південний Буг	276
6	Реалізація регіональної методики водного і сольового балансу водойм придунайського регіону України (на прикладі озера Катлабух	281
6.1	Загальна характеристика і фізико-географічні умови басейна озера Катлабух	281
6.1.1	Фізико-географічна характеристика	283
6.1.2	Морфометрична характеристика озера	285
6.1.3	Гідрологічний режим озера Катлабух	288
6.1.4	Гідрологічний режим річки Дунай	291
6.1.5	Характеристика рівневого режиму річок, що живлять озеро Катлабух	294
6.2	Регіональні обґрунтування та узагальнення розрахункових параметрів водно-сольового балансу. Моделювання водно-сольового режиму озера Катлабух	295
6.2.1	Моделювання водних балансів озера	295
6.2.1.1	Визначення складових приходної частини водних балансів	295
6.2.1.2	Визначення складових витратної частини водних балансів	306

6.2.1.3	Надходження води р. Дунай до озера Катлабух та скиди води з озера в р. Дунай	310
6.2.1.4	Оцінка нев'язок водних балансів	313
6.2.1.5	Узагальнена оцінка складових у рівняннях водних балансів	314
6.2.2	Моделювання сольових балансів озера Катлабух	317
6.2.2.1	Мінералізація води окремих складових рівняння сольового балансу	317
6.2.2.2	Результати моделювання сольових балансів озера Катлабух	319
6.3	Практична реалізація методу водно-сольового балансу озера Катлабух у вигляді автоматизованого програмного комплексу	325
7	Оцінки якості вод озер і малих річок Придунайського регіону за різними методиками та з урахуванням вимог різних споживачів України.....	334
7.1	Географічне положення і рельєф	334
7.1.1	Особливості водного режиму	335
7.1.2	Антропогенне навантаження	337
7.1.3	Моніторинг досліджуваної території	338
7.2	Гідрохімічна характеристика озера Ялпуг-Кугурлуй	339
7.2.1	Мінералізація і головні іони	339
7.2.2	Вміст у воді біогенних елементів та органічних речовин	348
7.2.3	Вміст у воді забруднюючих речовин	353
7.3	Оцінка якості вод за комплексом гідрохімічних показників	361
7.3.1	Характеристика методів оцінки якості води	361
7.3.2	Оцінка якості води за ІЗВ в озері Ялпуг-Кугурлуй	366
7.3.3	Оцінка якості води за КЗ в озері Ялпуг-Кугурлуй	370
7.4	Оцінки якості вод малих річок Придунайського регіону України (на прикладі малих річок, що належать до басейну озера Катлабух)	372
7.4.1	Загальні відомості про малі річки басейну озера Катлабух	372

7.4.2 Характеристика якості вод р. Великий Катлабух (басейн оз. Катлабух) за вмістом завислих речовин, БСК ₅ , розчиненого кисню	376
7.4.3 Аналіз змін мінералізації та головних іонів р. Великий Катлабух	378
7.4.4 Характеристика часових змін біогенних речовин	382
7.4.5 Характеристика змін у часі речовин токсичної дії	384
7.4.6 Екологічна оцінка якості вод р. Великий Катлабух	385
7.4.7 Оцінка якості води озера Катлабух для зрошення за 2004- 2012 рр.	393
Висновки	399
Перелік джерел посилання	419

ВСТУП

В Україні в умовах сучасних коливань клімату збільшилася ймовірність виникнення небезпечних природних явищ (як паводків, так і маловоддя), які наносять великі збитки соціально-економічній системі країни та призводять до виникнення гідрологічних ризиків. Актуальною є проблема розробки нових або удосконалення існуючих методів розрахунків та прогнозів гідрологічного стану водних об'єктів в сучасних умовах клімату та з урахуванням вимог Водної рамкової і паводкової директив ЄС.

В заключному звіті представлені результати розробки та реалізації на сучасних вихідних даних нових науково-методичних регіональних підходів щодо визначення розрахункових та прогнозних характеристик гідрологічного режиму річок (річного, меженного та паводкового) на території України. Окремо розглянуто умови існування та задачі раціонального використання природного комплексу Придунайських озер, для яких є необхідність оцінки їх водного і сольового режиму, гідрохімічного складу та якості вод. Враховуючи наявність гідрологоекологічних проблем цих водойм, важливим є розробка методичної бази розрахунків і прогнозів характеристик гідрологічного режиму як самих водойм, так і річок, що їх живлять. Головні труднощі при цьому виникають у зв'язку з практичною відсутністю гідрологічної мережі спостережень в басейнах Придунайських озер.

Мета роботи – удосконалення теоретичної бази та обґрунтування параметрів розрахункових методик на основі регіональних наукових досліджень в області гідрологічних розрахунків і прогнозів водного і гідрохімічного режиму річок і водойм України.

Завдання, на вирішення яких спрямовано проєкт:

- аналіз умов формування різного за генетичним походженням (річного, меженного і паводкового) стоку річкових водозборів України в сучасних умовах

клімату. Характеристика природних умов в межах придунайського регіону України і опис гідрохімічного стану Придунайських водойм;

- аналітичний огляд та обґрунтування сучасних розрахункових і прогностичних методик по проектних розрахунках і оперативних прогнозах характеристик гідрологічного режиму річок. Опис структури рівнянь водного і сольового балансів озер, існуючі математичні моделі балансів. Огляд методів оцінки якості природних вод;

- створення регіональної бази багаторічної вихідної гідрометеорологічної інформації і даних статистичної обробки на матеріалах сучасних спостережень по стоку річок в різні фази водного режиму;

- здійснення регіональних обґрунтувань та узагальнень розрахункових параметрів сучасних моделей для розрахунку і прогнозу стоку річок;

- моделювання водного і сольового балансів Придунайських озер; визначення гідрохімічних показників і оцінка якості за комплексом гідрохімічних показників сучасного стану озер і невеликих річок Придунайського регіону;

- практична реалізація і адаптація регіональних методик для розрахунку і прогнозу стоку річок різних фізико-географічних зон України, отриманих проектних режимів водного і сольового стану озер за різних умов їх експлуатації, проведених порівняльних оцінок якості води Придунайських озер і невеликих річок за різними методиками та з урахуванням вимог різних споживачів.

Об'єкт дослідження – гідрологічний режим річок різних фізико-географічних зон території України (максимальний стік паводків і водопіль в басейнах рр. Вісла, Південний Буг, річок Прикарпаття, паводків холодного періоду річок Гірського Криму, річний стік і його мінливість в басейні р. Десна, межений мінімальний стік зони недостатньої водності України, р. Південний Буг), гідрохімічний режим річок і водойм Придунайського регіону.

Предмет дослідження – удосконалення наукових регіональних методик визначення розрахункових та прогностичних характеристик гідрологічного режиму річок (річного, меженого та паводкового) на території України; оцінка водного і

сольового режиму, гідрохімічного складу та якості вод Придунайських озер і невеликих річок, що в них впадають.

Методи дослідження – методи комплексного географічного підходу до аналізу умов формування річкового стоку та гідрохімічного режиму річок: теоретичний аналіз гідрологічних процесів і явищ; статистична обробка гідрологічних характеристик; географічне узагальнення гідрометеорологічних величин; дискримінантний аналіз при встановленні типу водності весняного водопілля; числові методи при визначенні невимірюваних величин; метод водно-сольового балансу озер, аналіз якості води за комплексом гідрохімічних показників.

Одержані результати та їх новизна – виконані регіональні дослідження у вигляді удосконалення наукових методик гідрологічних розрахунків і прогнозів водного режиму річок різних географічних зон України, а також реалізована методика водно-сольового режиму водойм, здійснено оцінку якості вод озер і невеликих річок Придунайського регіону.

Практичне значення одержаних результатів. Практичні результати остаточного звіту використовуються в Гідрометцентрі Чорного та Азовського морів (ГМЦ ЧАМ, м. Одеса) в області надання науково-методичних та практичних рекомендацій при регіональних узагальненнях розрахункових параметрів сучасних методів для розрахунку і прогнозу стоку річок (Акти використання в ГМЦ ЧАМ 2019 р., 2020 р., 2021 р., 2022 р.) та Басейновому управлінні водних ресурсів річок Причорномор'я та Нижнього Дунаю (БУВР річок Причорномор'я та Нижнього Дунаю, м. Одеса) при розрахунку і аналізі складових водного і сольового балансів озер та оцінці якості води за комплексом гідрохімічних показників (Акти використання в БУВР річок Причорномор'я та Нижнього Дунаю 2018 р., 2022 р.).

Крім науково-педагогічних працівників, до виконання науково-дослідної теми залучені аспіранти та студенти кафедри гідрології суші. Результати за виконаною тематикою кафедральної науково-дослідної роботи використані при проведенні наукових заходів – написанні курсових проектів, кваліфікаційних робіт бакалаврів та магістрів.

Основні результати проекту використані при підготовці лекційних занять з дисциплін «Сучасні математичні моделі в гідрологічних розрахунках і прогнозах», «Довгострокові гідрологічні прогнози», «Гідрохімія річок і водойм України», «Антропогенна гідрологія» та ін., циклів лабораторних робіт – чергування в навчальній лабораторії гідрологічних прогнозів.

Деякі аспекти НДР увійшли до методичних вказівок у 2018-2022 р.: «Методичних вказівок до виконання курсового проекту та бакалаврської кваліфікаційної роботи», «Збірника методичних вказівок по виконанню практичних завдань з дисципліни «Основи геохімії та ґрунтознавство» (Акт використання від 03.12.2019 р.); Методичні вказівки до лабораторних занять з дисципліни «Гідрологічні та морські прогнози» (частина I. Гідрологічні прогнози) (Акт використання від 13.12.2021 р.); Методичні вказівки до написання курсових проектів та магістерської кваліфікаційної роботи та у 2021-2022 н.р. – «Методичні вказівки по виконанню практичних занять з дисципліни «Антропогенна гідрологія» за темою «Розрахунки водно-сольового режиму Придунайських озер в умовах господарського використання» (Акт використання від 13 грудня 2021 р.).

Результати НДР використано в кваліфікаційних роботах магістрів у та бакалаврів (Акти використання від 13 грудня 2021 р., 07 грудня 2022 р.):

- Станко М.І. «Водний і сольовий баланси озера Катлабух в сучасних умовах водообміну з р. Дунай» (наук. кер. Шакірманова Ж.Р., д-р геогр. наук, професор);

- Удуденко Г.С. «Оцінка якості води транскордонних річок Когильник та Сарата для потреб різних споживачів» (наук. кер. Кічук Н.С., канд. геогр. наук, доцент);

- Блага А.О. «Територіальне прогнозування меженого літньо-осіннього і зимового стоку річок басейну р. Південний Буг» (наук. кер. Шакірманова Ж.Р., д-р геогр. наук, професор);

- Гайдамака А.О. «Просторово-часовий розподіл стоку річок Прикарпаття в сучасних кліматичних умовах» (наук. кер. Гопцій М.В., канд. геогр. наук, ст. викладач);

- Кущенко Д.П. «Дослідження якості води малих річок межиріччя Дунай-Дністер» (наук. кер. Кічук Н.С., канд. геогр. наук, доцент) та ін.

Основні результати остаточного звіту НДР використані при підготовці дисертаційних робіт аспірантів кафедри гідрології суші – Мартинюка М.О. (підрозділ 3.1), Тимко О.С. (пункти 5.1.3, 5.2.5, 6.1.1), здобувача Кущенко Л.В. (співавтор розділу 2, автор підрозділів 2.6, 2.7, 2.8). За період виконання проекту 2018-2022 рр. захищено одна докторська дисертація В.А. Овчарук за темою **«Максимальний стік весняного водопілля річок України: розрахункові моделі та їх реалізація»**, науковий консультант Гопченко Є.Д., д-р геогр. наук, проф.; одна кандидатська дисертація за темою **«Довгострокове прогнозування характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг»**, Докус А.О. (наук. кер. Шакірманова Ж.Р., д-р геогр. наук, проф.), 2020 р.; одна дисертація доктора філософії за темою **«Водний і сольовий режими озера Катлабух за різних умов функціонування водойми»**, Романова Є.О. (наук. кер. Шакірманова Ж.Р., д-р геогр. наук, проф.), 2020 р.

Результатом роботи стали 12 монографій авторів чи їх розділів, два навчальних посібники, що впроваджені і використовуються в навчальному процесі Одеського державного екологічного університету при підготовці навчально-методичної літератури для студентів і аспірантів денної та заочної форм навчання спеціальності 103 Науки про Землю.

Перспективою подальших досліджень є подальше удосконалення науково-методичної бази із застосування GIS- технологій та обґрунтування розрахункових і прогностичних методик водного і гідрохімічного режиму річок і водойм інших регіонів України.

1 ТЕОРЕТИЧНІ ЗАСАДИ ДОСЛІДЖЕННЯ ГІДРОЛОГІЧНОГО ТА ГІДРОХІМІЧНОГО РЕЖИМІВ РІЧОК І ВОДОЙМ ОКРЕМИХ РЕГІОНІВ УКРАЇНИ

1.1 Основні вимоги і положення Водної паводкової директиви 2007/60/ЄС відносно гідрологічних затоплень

1.1.1 Загальні вимоги ВПД ЄС до визначення ризиків затоплення

Повені відносяться до природного явища, якого не можна уникнути. Тим не менш, певна людська діяльність і кліматичні зміни сприяють збільшенню ймовірності повеней і посилення їх негативних наслідків [1].

Після підписання Україною, з однієї сторони, та Європейським Союзом, Європейським співтовариством з атомної енергії і їхніми державами-членами, з іншої сторони, Угоди про асоціацію, Україна взяла на себе зобов'язання впровадити в своє правове поле низку Директив та їх керівних документів. Зокрема це стосується і Директиви 2007/60/ЄС Європейського Парламенту та Ради від 23 жовтня 2007 року про оцінку та управління ризиками затоплення (далі – Директива про затоплення) [1].

Метою Директиви про затоплення є розробка плану дій по оцінці та управлінню ризиками затоплень, яка направлена на скорочення негативних наслідків дій для здоров'я людей, навколишнього середовища, культурної спадщини та економічної діяльності.

Окрім термінів «річка», «річковий басейн», «суббасейн» та «район річкового басейну» в Директиві про затоплення використовуються такі терміни:

а) затоплення – це тимчасове покриття території водою під час повені чи паводка, а також затоплення, спричинені гірськими потоками, морськими змінноагінними явищами, за винятком затоплення зворотними водами.

б) ризик затоплення – це поєднання ймовірності затоплення і потенційних негативних наслідків для здоров'я населення, довкілля, культурної спадщини та економіки, пов'язаних із цим затопленням [1].

Впровадження положень Повеневої Директиви ЄС ведеться в Україні відповідно нормативних документів, які розроблені за її основою. Такими документами є Методика попередньої оцінки ризиків затоплення [2], Методика розроблення карт загроз і ризиків затоплення [3] та Порядок розроблення плану управління ризиками затоплення [4].

У межах спільноти існують різні типи повеней, зокрема річковими водами.

Для запобігання і скорочення негативних наслідків повеней згідно Директиви про затоплення необхідно зробити наступне [1]:

- а) попередня оцінка ризиків повеней (глава 2, статті 4-5);
- б) розроблення карт загроз і ризиків затоплення (глава 3, стаття 6);
- в) розроблення плану управління ризиками затоплення (глава 4, статті 7-8).

Плани управління ризиками повинні бути складені на підставі характеристик тих зон, до яких вони відносяться. План управління розробляється з метою зменшення потенційного негативного впливу затоплень на життєдіяльність людини, навколишнє природне середовище, культурну спадщину та господарську діяльність. Підготовка плану управління розпочинається з попередньої оцінки ризиків затоплення та розроблення карт загроз і ризиків затоплення. Такі карти розробляються для територій визначених попередньою оцінкою [1], [2].

В основі попередньої оцінки ризиків затоплення покладена оцінка та аналіз минулих затоплень, які завдали значної шкоди об'єктам ураження і ймовірність повторення яких залишається високою, а також оцінка значних затоплень, повторення яких може спричинити значні негативні наслідки.

Потенційно значними ризиками вважають ті ризики затоплень, які сталися в минулому і спричинили негативні наслідки на об'єкти ураження.

Незначними ризиками є ті ризики затоплення, які відбуваються в незаселених чи малозаселених районах [1], [2].

В Українському гідрометеорологічному інституті ДСНС України та НАН України (УкрГМІ) виконана розробка методики попередньої оцінки ризиків затоплення та визначення зон загроз і ризиків затоплення для річок України [5]. Вона базується на аналізі ретроспективних подій формування видатних повеней

річок, що призвели до значних негативних наслідків від водних затоплень та які відповідають рівню надзвичайної ситуації, створенні їх каталогу, узагальненні таких подій в межах частин річкових русел і їх заплав та картографічному представленні територій, які мають потенційно значні ризики затоплення в межах районів річкових басейнів України згідно з документами [6]-[9].

1.1.2 Попередня оцінка гідрологічних ризиків затоплення

Згідно з Наказом Міністерства внутрішніх справ України від 17.01.2018 р. №30 Методика попередньої оцінки ризиків затоплення [2] розроблена з метою здійснення попередньої оцінки ризиків затоплення, що дасть змогу визначити території, які мають потенційно значні ризики затоплення у всіх районах річкових басейнів України, та інші можливі джерела затоплення, мінімізувати негативні наслідки, пов'язані із затопленням, які мають вплив на здоров'я та життя людей, довкілля, економіку, культурну спадщину тощо [2].

Застосування даної методики забезпечує виконання першого етапу з підготовки плану управління ризиками затоплення, а саме попередню оцінку ризиків затоплення.

Попередня оцінка ризиків затоплення включає опис та оцінку затоплень, які мають високу або прогнозовану ймовірність повторення та можуть призвести до негативних наслідків для здоров'я людини, довкілля, економіки, культурної спадщини (далі – об'єкти ураження).

Визначення потенційно значущих майбутніх повеней включає критерій значущості потенційних (майбутніх) подій та опис ступеня наслідків потенційних ризиків затоплень.

За допомогою комбінації таких критеріїв, як рівень надзвичайної ситуації та ймовірність події, яка спричиняє затоплення визначається значення потенційного ризику затоплення (табл. 1.1) [2].

Таблиця 1.1 – Величина ризику затоплення [2]

Наслідки (Н)	Ймовірність (І)		
	Низька	Середня	Висока
Серйозні	3 Помірний ризик	4 Високий ризик	5 Дуже високий ризик
Помірно значущі	2 Низький ризик	3 Помірний ризик	4 Високий ризик
Незначні	1 Малозначний ризик	2 Низький ризик	3 Помірний ризик

Критерії визначення значущості наслідків затоплення наведені у табл. 1.2, а критерії визначення ймовірності виникнення затоплення представлений у табл. 1.3 [2].

Таблиця 1.2 – Критерії визначення значущості наслідків затоплення [2]

Величина «Н»/ характер наслідків	Ознаки значущості наслідків
1 незначні наслідки	Затоплення короткочасне та за своїми наслідками (розміром зони затоплення, та/або кількістю постраждалих осіб, та/або завданими збитками) може бути класифіковане як небезпечна подія або надзвичайна ситуація об'єктового рівня відповідно до Порядку класифікації надзвичайних ситуацій за їх рівнями , затвердженого постановою Кабінету Міністрів України від 24 березня 2004 року № 368 (далі - Порядок класифікації)
2 помірно значні наслідки	Затоплення спричиняє значні та довготривалі наслідки і може бути класифіковане як надзвичайна ситуація місцевого рівня відповідно до Порядку класифікації
3 серйозні наслідки	Затоплення спричиняє постійні та незворотні пошкодження і може бути класифіковане як надзвичайна ситуація регіонального або державного рівня відповідно до Порядку класифікації

1.1.3 Оцінка територій можливого підтоплення річкового басейну

Для оцінки можливих гідрологічних ризиків необхідні дані про рівні води, при яких спостерігаються небезпечні явища (НЯ) і стихійні гідрометеорологічні явища

(СГЯ). Перелік таких явищ міститься у сучасному комп'ютерному комплексі АРМ-гідро [10].

Таблиця 1.3 – Критерії визначення ймовірності виникнення затоплення [2]

Величина «I»/ характер ймовірності	Ознаки ймовірності виникнення затоплення
1 низька ймовірність	Затоплення виникає рідко та нерегулярно. Може трапитися не частіше ніж один раз на 500 років
2 середня ймовірність	Затоплення виникає періодично, але нерегулярно. Може трапитися не частіше ніж один раз на 100 років
3 висока ймовірність	Затоплення виникає часто та регулярно. Може трапитися один раз на 10 років або частіше

Також за допомогою АРМ-гідро можна будувати комплексні графіки ходу рівнів і витрат води, метеорологічних величин.

Для прикладу побудовано комплексний графік річок в різних суббасейнах Дніпра – на р. Оріль – с. Царичанка та на р. Самара –с. Кочережки за період з 2006 року по 2018 рік (рис. 1.1, рис. 1.2).

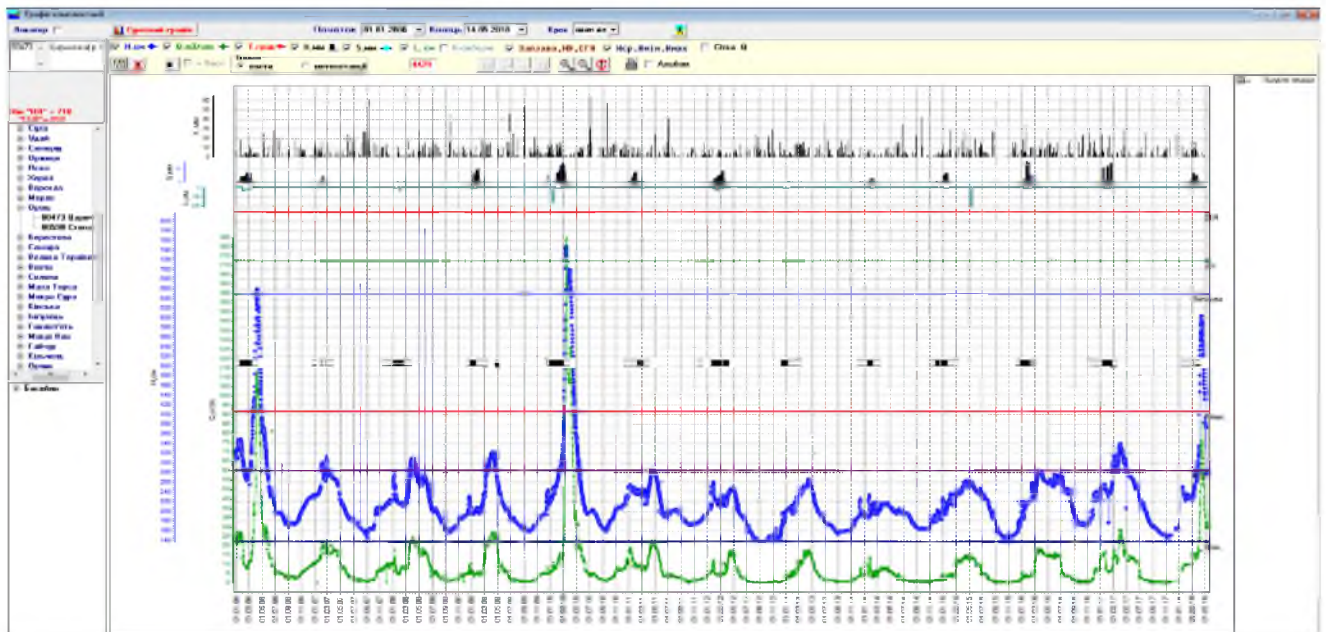


Рисунок 1.1 – Комплексний графік ходу гідрометеорологічних характеристик для весняного водопілля р.Оріль – с.Царичанка за багаторічний період 2006-2018 рр.

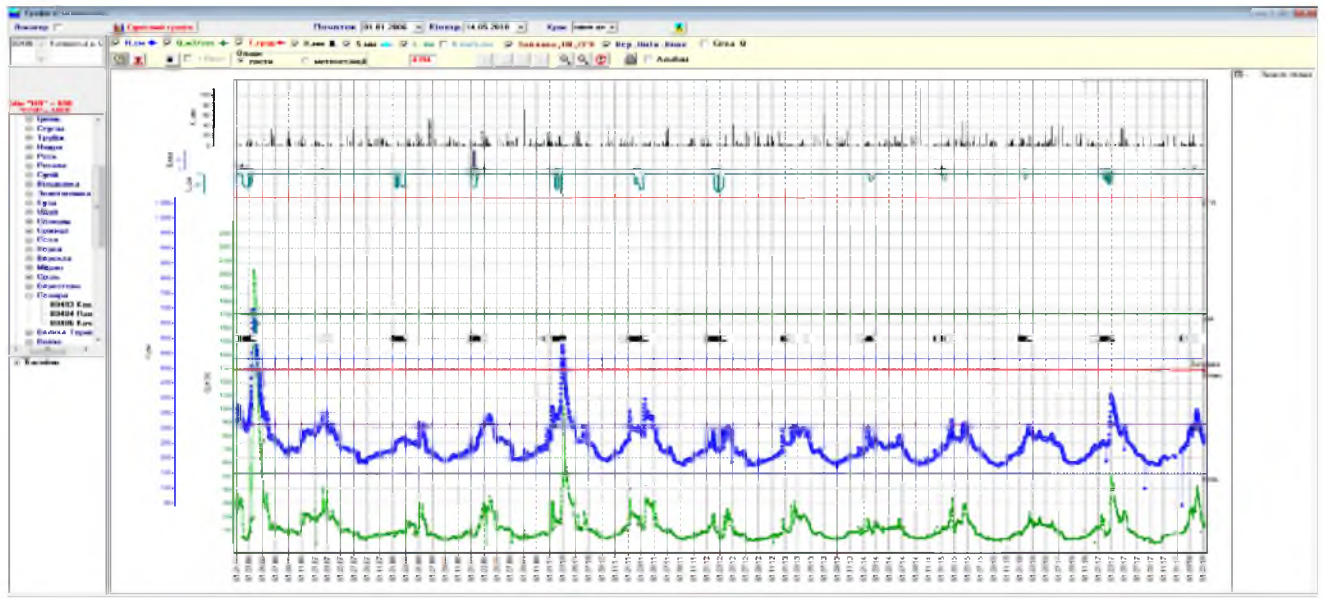


Рисунок 1.2 – Комплексний графік ходу гідрометеорологічних характеристик весняного водопілля для р. Самара – с. Кочеріжки за багаторічний період 2006-2018 р.

Графіки показують, що на річках басейну Дніпра на період з 2006 року по 2018 рік спостерігаються максимальні рівні весняних водопіль. На початку березня 2010 року на р. Оріль – с. Царичанка рівень води перевищив відмітку НЯ та дорівнював 760 см. На р. Самара – с. Кочеріжки на початку березня 2006 року рівень води дорівнював 700 см, що призвело до перевищення відмітки НЯ. За цей період перевищень відміток СГЯ на постах не спостерігалось.

Весняні водопілля в басейнах рівнинних річок України у багатоводні роки періодично набувають масштабів екстремальних гідрологічних явищ (рис. 1.3) та завдають значної шкоди сільськогосподарським і житловим об'єктам, на ліквідацію яких необхідні величезні вкладення. На сьогодні повеневонебезпечні регіони недостатньо вивчені в гідрологічному відношенні (особливо невеликі річки), при цьому важливим питанням є створення каталогу НЯ і СГЯ. Доволі детальний каталог зон затоплень створений у програмному комплексі АРМ-гідро, де вказується тип явища, район, рік спостереження.

Відповідно до [5] в Українському гідрометеорологічному інституті ДСНС України та НАН України (УкрГМІ) були розглянуті та проаналізовані затоплення минулих років, які відбулись у районах басейнів річок України у різні роки [4].



Рисунок 1.3 – Карта-схема максимального стоку річок України

Розглядалися затоплення територій, викликані річковими водами (Р). Попередня оцінка ризиків затоплення виконувалась для території дев'яти районів басейні річок України (рис. 1.4) [5].

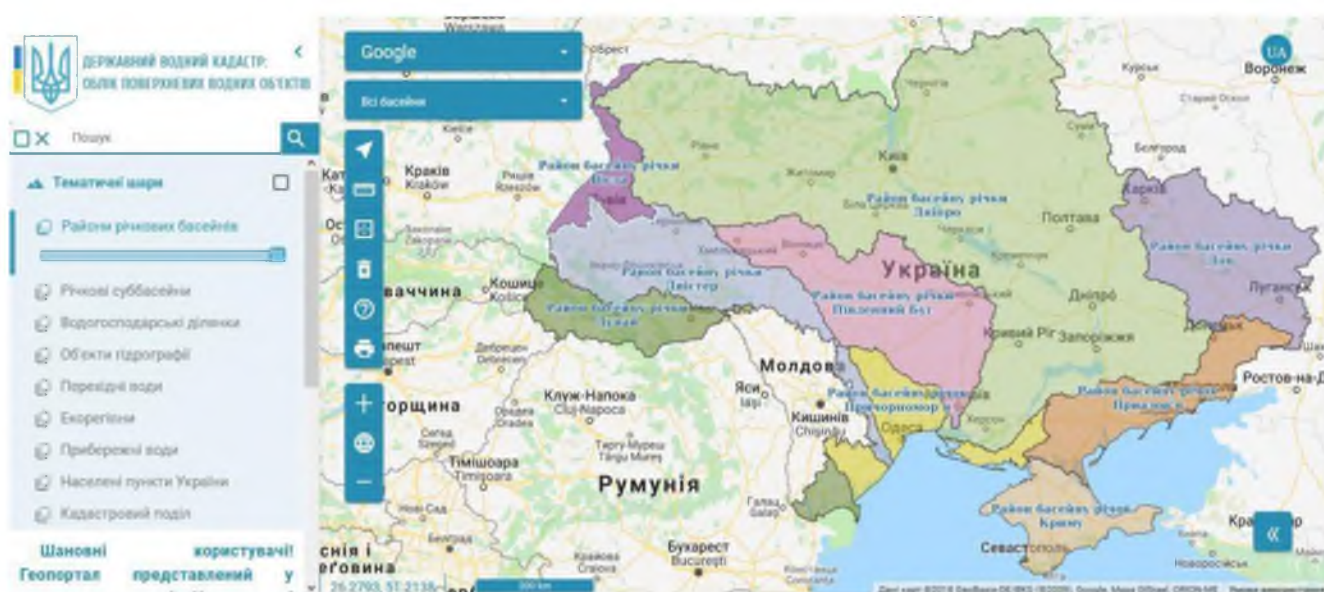


Рисунок 1.4 – Райони басейнів річок України [11]

Всього на території РБР України зафіксовано 899 події пов'язаних із затоплення за репрезентативні періоди передбачені [1], [12], [13]. Зафіксовані затоплення за даними 196 гідрологічних постів. Основними об'єктами ураження є здоров'я людей та економіка в усіх районах річкових басейнів. У РБР Криму відмічались затоплення, що призвели до негативних наслідків спричинених довкіллям (ДО). Найбільше подій пов'язаних із затопленнями, що призвели до значних негативних збитків зафіксовано у РБР Дністер – 364 подій (з 1941 року) [5].

Найменше подій зафіксовано у РБР Причорномор'я – одна подія (з 1964 року). Ймовірніше за все, це є наслідком недостатньої вивченості даного РБР.

У більшості районів річкових басейнів репрезентативні часові періоди перевищують 30 років, інформація про рівень надзвичайних ситуацій, пов'язаних із затопленнями минулих років у більшості випадків є не повною або відсутня взагалі. У такому випадку, затопленням про які є принаймні інформація про негативні наслідки умовно призначався місцевий рівень надзвичайної ситуації. Враховуючи ймовірність виникнення проаналізованих минулих затоплень визначені ризики їх виникнення у майбутньому (рис. 1.5, рис. 1.6).

Найбільша кількість потенційних затоплень має високий ризик затоплення – 384, що складає понад 42 % потенційних випадків (табл. 1.5). Затоплення з дуже високим ризиком виникнення (висока ймовірність -10 %, серйозні наслідки – надзвичайні ситуації регіонального та державного рівня) потенційно можуть відбутись на 233 територіях. Найбільша їх кількість у РБР Дністер 175 локальних територій з 364. У чотирьох районах річкових басейнів відсутні потенційні затоплення 5 рівня ризику – дуже високого (РБР Південний Буг, Дон, Причорномор'я, Приазов'я) [5].



Рисунок 1.5 – Затоплення, що стались у минулому на територіях районів річкових басейнів України [5]



Рисунок 1.6 – Величина ризиків затоплень у районах річкових басейнів України [5]

Таблиця 1.5 – Величина ризиків потенційних затоплень [5]

№	Район басейну річки	Величина ризику затоплення			Загальна кількість затоплень
		Помірний	Високий	Дуже високий	
1	Дніпро	24	111	19	154
2	Дністер	68	121	175	364
3	Дунай	121	93	33	247
4	Південний буг	5	7	0	12
5	Дон	20	2	0	22
6	Вісла	28	35	4	67
7	Крим	10	12	2	24
8	Причорномор'я	0	1	0	1
9	Приазов'я	7	1	0	8
	всього	283	383	233	899

1.2 Обґрунтування регіональних розрахункових методик гідрологічного режиму річок на основі математичного моделювання процесів стоку річок

1.2.1 Максимальний стік весняного водопілля

Весняне водопілля є однією з найбільш небезпечних фаз водного режиму річок, катастрофічні наслідки якого виражаються у затопленні територій, руйнуванні мостів, доріг, збитках народному господарству, зсувах ґрунту та інших негативних наслідках. Це одна з найбільш актуальних проблем, з якими стикаються владні структури як в Україні, так й в інших державах. Враховуючи важливість формування максимального стоку на річках, проблема вивчення його природи завжди привертала увагу дослідників. Була запропонована велика кількість формул, які ґрунтувались на емпіричній обробці матеріалів спостережень, а також методик, що спирались на ті чи інші уявлення про формування водопілля.

Особливо велика увага приділяється дослідженням формування та розрахунку максимальних витрат, шарів, тривалості стоку та гідрографів водопілля.

Всі ці характеристики порівняно легко визначити по матеріалам безпосередніх спостережень.

При відсутності спостережень розрахунки їх базуються на вивчені загальних процесів формування весняного водопілля та факторів, що визначають його характеристики, які враховуються відповідними параметрами розрахункових формул.

1.2.2 Сучасні методи розрахунку характеристик максимального стоку весняного водопілля

Проблемі вивчення максимального стоку річок присвячена досить велика кількість досліджень як у вітчизняній практиці, так і за її межами. Фундаментальні наукові праці в галузі прогнозування та розрахунків характеристик максимального стоку річок свого часу займалися такі відомі вчені-гідрологи як: Д.І. Кочерін (1932 р.), М.А. Великанов (1940 р.), А.В. Огієвський (1952 р.), Г.О. Алексеєв (1956 р.), К.П. Воскресенский (1956 р.), В.І. Мокляк (1957 р., 1965 р.), Й.А. Железняк (1965 р., 1985 р.), П.Ф. Вишневський (1964 р.), А.М. Бефані (1958 р., 1981 р.).

Окремі результати досліджень науковців увійшли у вигляді складових до нормативних документів, які свого часу розроблялись в СРСР (СН 435 -72 [14] та СНиП 2.01.14 -83 [15]).

Усі сучасні формули розрахунку максимального стоку весняного стоку можна поділити на дві основні групи:

а) редуційні, в яких в явній формі відображаються редуція (зменшення) модулів максимального стоку зі збільшенням площі водозбору;

б) об'ємні, засновані на геометричній моделі гідрографів паводків та водопіль.

Сучасна гідрологічна наука продовжує накопичувати в собі досвід в області розрахунків характеристик максимального стоку весняних водопіль та паводків. У вітчизняній і світовій практиці запропонована велика кількість розрахункових схем та методик для визначення характеристик максимального стоку.

Методи розрахунку максимального стоку річок весняного водопілля, які застосовуються в інженерно-гідрологічних розрахунках, можна поділити на дві групи [16]:

а) регіональні емпіричні формули, які враховують в узагальненій формі лише чинники, які визначають головні зв'язки у процесах формування максимального стоку;

б) методи, які основані на генетичних формулах стоку, що відображають теоретичні уявлення про процеси формування стоку на схилах і в руслах річки.

Найпоширенішим видом емпіричних формул є редуційні і об'ємні. Для розрахунку максимального стоку весняного водопілля для річок з площею водозбору менше ($F < 50 \text{ км}^2$) досить широко використовуються формула граничної інтенсивності стоку.

До першої групи можна віднести формулу У. Раффа [17] для розрахунку максимального стоку річок в Італії:

$$Q_p = q_{100} \left(\frac{100}{F} \right)^{\frac{2}{3}}, \quad (1.1)$$

де q_{100} – максимальний модуль стоку, приведений до умовної площі водозборів $F=100 \text{ км}^2$ при забезпеченості $P=25 \%$; $3,3 \%$ і 1% (для 7 зон в басейні р.По).

Формула (1.1) схожа на ту, що пропонується у нормативному документі СНиП 2.01.14-83 [15].

Для річок Алжиру з площею водозборів ($F > 10 \text{ км}^2$) була розроблена емпірична формула для розрахунку максимальних витрат води для забезпеченості $P \leq 2\%$ [18]:

$$Q_p = q_p F - 2k \lg(1 + c_1 H) \frac{F}{\sqrt{L}} \sqrt{1 + 5 \lg \frac{100}{P} - \lg F}, \quad (1.2)$$

де q_p – максимальний модуль стоку ймовірністю перевищення P %, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;

H – середня кількість опадів на водозборі, мм;

F – площа водозбору, км^2 ;

L – довжина водозбору, км;

k , C_1 – параметри рівняння, причому k змінюється від 0,5 до 5-6, а $C_1 \approx 20$.

Свого часу для території Італії Джиандотті [19] розробив об'ємну формулу:

$$Q_p = 0,28 \frac{H_\tau \alpha f' F}{K'_n \tau}, \quad (1.3)$$

де H_τ – шар опадів за час τ , в мм;

α – коефіцієнт стоку;

f' – коефіцієнт форми гідрографів;

K'_n – співвідношення між тривалістю паводку і часом добігання паводкової хвилі;

τ – час добігання, (в годинах).

Параметри в формулі (1.3) визначаються в залежності від площі водозбору F .

До об'ємних формул можна віднести формулу розроблену у Франції для річок Центральної та Південно-Західної Африки [19] для розрахунку максимального стоку ймовірністю перевищення $P=10\%$ для річок з площею водозборів $F < 200 \text{ км}^2$:

$$Q_{10\%} = 0,28 \frac{K_\phi h_{10\%} F}{T} + Q_{zp}, \quad (1.4)$$

де $Q_{10\%}$ – максимальна витрата води ймовірністю перевищення $P=10\%$, $\text{м}^3/\text{с}$;

K_{ϕ} – співвідношення між максимальною і середньою витратою води, є функцією факторів, які характеризують рельєф та інші особливості поверхні водозборів річки;

$h_{10\%}$ – шар паводкового стоку, мм;

$Q_{гр}$ – витрата води ґрунтового живлення, м³/с.

У багатьох країнах в світі широкого загалу набула формула граничної інтенсивності стоку – раціональний метод, який застосовується для невеликих водозборів ($F < 50$ км²). Цей метод викладено у наукових роботах [17], [18]. Формула граничної інтенсивності має вигляд [19]:

$$Q_p = 16,7 \bar{i}_{\tau, P} \alpha \delta_1 F, \quad (1.5)$$

де $\bar{i}_{\tau, P}$ – найбільша середня величина опадів за розрахункову тривалість $t = \tau$, мм/хв ймовірністю перевищення $P, \%$;

α – коефіцієнт стоку від найбільшого шару опадів, $H_{\tau} = \bar{i}_{\tau} \tau$;

δ_1 – коефіцієнт, який враховує вплив озер на річковому басейні;

F – площа водозбору, км².

При розрахунках в формулі (1.5) основним аргументом при визначенні максимального стоку є час добігання τ .

У практиці країн США в практиці гідрологічних розрахунків використовується формула залежності тривалості добігання (у годинах) від гідрографічних характеристик русел річок такого вигляду [20]:

$$\tau = C_t \left(\frac{L \bar{L}}{\sqrt{S}} \right)^n, \quad (1.6)$$

де L – довжина річки від витoku до розрахункового створу, в км;

\bar{L} – відстань від розрахункового створу до проєкції геометричного центра водозбору на головному руслі, км;

S – ухил річки, ‰;

C_f і n – параметри річки, які для річок південної Каліфорнії дорівнюють 0,8 та 0,39 відповідно.

За даними спостережень на річках території Центральної Америки [21] для розрахунку τ (у хвилинах) обґрунтована така залежність:

$$\tau = 4,0 \left(\frac{L}{\sqrt{S_1}} \right)^{0,77}, \quad (1.7)$$

або в (годинах)

$$\tau = 0,067 \frac{L^{1,115}}{\Delta E^{0,385}}, \quad (1.8)$$

де ΔE – загальне падіння річки від витoku до замикаючого створу, км.

1.2.3 Нормативні рекомендації щодо визначення характеристик максимального стоку річок України

У нормативних документах наводяться методи і практичні рекомендації розрахунку основних гідрологічних характеристик, які використовуються при будівельному проєктуванні гідротехнічних споруджень, при наявності даних гідрометричних спостережень достатньої тривалості, при обмеженості матеріалів спостережень, і при відсутності спостережень у пунктах проєктування.

Нормативні рекомендації є теоретичним узагальненням багаторічного досвіду в області розрахунків і спостережень в області теорії та практики гідрологічних розрахунків, рекомендації розробляються та розраховуються

науково-дослідними інститутами та проектними водогосподарськими організаціями.

Настанови та положення нормативних документів поширюються на проектування річкових гідротехнічних споруд, автомобільних доріг, залізниць, меліоративних систем, при плануванні водопостачання, будівлі населених пунктів та об'єктів промислових і сільськогосподарських споруд.

У нормативних документах наводяться рекомендації щодо розрахунку величин річкового стоку, його внутрішнього розподілу стоку, максимальних витрат води і об'ємів стоку весняного водопілля та дощових паводків, гідрографів стоку, мінімальних витрат води та найвищих рівнів води річок та озер [22].

На території України до теперішнього часу продовжує використовуватись нормативний документ СНиП 2.01.14-83 [15], в якому зібрані і узагальнені матеріали спостережень до 1975 року, свого часу ці норми були єдиними для всієї колишньої території СРСР.

В деяких країнах СНД та на території Російській Федерації нормативний документ СНиП 2.01.14-83 [15], використовувався до 2003 року, тобто до запровадження СП 33-101-2003 [23].

Слід також зауважити, що СП нічим майже не відрізняється від СН і СНиП 2.01.14-83, окрім відсутності в ньому багатьох допоміжних карт і таблиць.

На даний час в Україні підготовлений новий нормативний документ ДБН В.2.4-8.2014 *Визначення розрахункових гідрологічних характеристик*, документ затверджений Наказом Мінрегіону України від 02.07.2014 № 185, але він ще не вступив в дію. Основні розрахункові структури в даному виданні залишились незмінними, але в ньому пропонується використовувати операторну модель проф. Є.Д. Гопченка [24], [25].

Продовжуючи діяти на території України нормативні документи регламентують порядок їх застосування для визначення розрахункових характеристик максимального стоку окремо, як для весняних водопіль так і для дощових паводків.

Усі перелічені нормативні документи, без принципів підстав, як для паводків так і для весняних водопіль використовують різну теоретичну базу, хоча мова йде про природне гідрологічне явище, яке пов'язане з трансформацією опадів через гідрографічну мережу річки.

При відсутності натурних спостережень над щорічними максимальними витратами води на річках і водотоках розрахункові значення максимумів зазвичай визначаються за формулами, параметри яких повинні відображати загальні і приватні особливості формування повеневого стоку на річках розглянутого району.

Але, незважаючи на загальні теоретичні основи, як це було показано В.І. Мокляком, ці формули є не рівнозначними, так як їх параметри виведені в різний час за спостереженнями різної тривалості і часто не включають роки з високими повеннями, характеристики яких справляють істотний вплив на числові значення параметрів формул. З огляду на ці міркування, не доцільно рекомендувати до використання розрахункові залежності минулих років.

У 1966 р. Держбудом СРСР опубліковані «Вказівки по визначенню розрахункових максимальних витрат талих вод при відсутності або недостатній кількості гідрометеорологічних спостережень (СН 356-66)», матеріали до яких були підготовлені Державним гідрологічним інститутом під керівництвом О.О. Соколова. Рекомендується розрахункова схема представлена у вигляді (2.94) [26].

Розрахунок максимальних витрат води весняного водопілля рекомендується здійснювати за формулою О.О. Соколова [26]:

$$Q_p = q_p F = \frac{k_0 h_p F}{(F + 1)^n} \delta_1 \delta_2, \quad (1.9)$$

де q_p – модуль максимальної витрати води весняного водопілля $\frac{Q_p}{F}$ в м³/с·км²;

F – площа водозбору річки, км²;

k_0 – коефіцієнт дружності водопілля, який визначається за даними річок-аналогів шляхом зворотних розрахунків з формули (2.94);

h_0 – розрахунковий шар сумарного весняного стоку щорічної імовірності перевищення $P\%$ (встановлюється залежно від коефіцієнта варіації C_v і відношення C_s/C_v цієї величини, а також середнього багаторічного шару стоку Y_{max} , який визначається по річках-аналогах по карті або знаходиться по інтерполяції, в мм;

n – показник степені, що характеризує редуцію (зменшення) коефіцієнта «дружності» водопілля $\left(\frac{q_p}{h_p}\right)$ в залежності від площі водозбору;

δ_1, δ_2 – коефіцієнти, що враховують зниження максимальних витрат води в залісених, заболочених або зарегульованих (ставками, водосховищами, озерами) басейнах; обчислюються по формулах [26]:

$$\delta_1 = \alpha_1 / (1 + f_n)^{n^2}, \quad (1.10)$$

де α – параметр, що приймається по таблиці [26];

f_n – відносна залісеність водозбору, %

При залісеності водозбору менше 3 % або озерності більше 20 %, коефіцієнт δ_1 приймається рівним одиниці.

$$\delta_2 = 1 - \beta \lg(1 + 0,1f_{\delta}), \quad (1.11)$$

де β – коефіцієнт, що приймається по таблиці залежно від типу боліт і переважно механічного складу ґрунтів в межах боліт і заболочених земель;

f_{δ} – відносна заболоченість водозбору, %.

За наявності внутрішньо-болотяних озер, розосереджених по басейну і розташованих поза головного русла і основних припливів, останні слід включати у відносну площу боліт.

При заболоченості менше 3 % або при проточній озерності більше ніж 20 %, коефіцієнт приймається рівним одиниці. Коефіцієнт озерності обчислюється за формулою [26]:

$$\delta_3 = \frac{1}{(1 + cf'_{oz})}, \quad (1.12)$$

причому коефіцієнт c (табл. 1.6) приймається залежно від середнього багатолітнього шару весняного стоку Y_{max} наступний:

Таблиця 1.6 – Визначення коефіцієнта C з формули (1.12)

Y_{max} , мм	100 і більше	від 99 до 50	від 40 до 20	<20
C	0,2	0,2-0,3	0,3-0,4	0,4

Середній зважений коефіцієнт озерності f_{oz} (%) обчислюється за формулою:

$$f_{oz} = \sum_{i+1}^n (100F_{oz} F_i / F). \quad (1.13)$$

За наявності впливу ставків на басейні, які регулюють межений стік при розрахунку максимальних витрат води ймовірністю перевищення 5 %, не враховується, а при $P > 5$ %, допускається зменшення розрахункової витрати води до 10 % [26].

Параметри формули (1.9) були розраховані по великому фактичному матеріалу, який охоплював майже всю територію колишнього Радянського Союзу.

В цілому, враховуючи те, що структура формули (1.9) в умовах її використання, відрізняється водозапасами та водовіддачою навіть на невеликих територіях потребує в значному коректуванні, а параметри цієї формули можуть бути отримані лише в результаті спеціальних опрацювань, слід вважати можливим рекомендувати формулу (1.9) тільки для перевірочних розрахунків.

Проте ці формули не рівнозначні, так як їх параметри виведені у різний час за даними спостережень різної тривалості, часто без урахування високих водопіль, характеристики яких надають суттєвий вплив на числові значення параметрів формул.

1.2.4 Аналітичний огляд сучасних методів розрахунку максимального стоку дощових паводків

1.2.4.1 Міжнародний досвід в області розрахунків паводків

У закордонній практиці редуційні та об'ємні формули широко розповсюдженні. Так, наприклад, У. Раффа [17] використовував редуційну формулу для розрахунку максимального стоку річок Італії:

$$Q_p = q_{100} \left(\frac{100}{F} \right)^{2/3}, \quad (1.14)$$

де q_{100} – максимальний модуль стоку, приведений до умовної площі водозборів $F=100$ км² при $P = 25 \%$; $3,3 \%$ і 1% (для семи зон в басейні р. По).

Для території Італії Джиандотті [24] була розроблена об'ємна формула:

$$Q_p = 0,28 \frac{H_\tau \alpha f' F}{K'_n \tau}, \quad (1.15)$$

де H_τ – шар опадів за час τ ;

α – коефіцієнт стоку;

f' – коефіцієнт форми гідрографу;

K'_n – співвідношення між тривалістю паводка і часом добігання;

τ – час добігання.

Параметри α , f' та K'_n визначаються в залежності від площ водозборів F .

До об'ємних можна віднести і формулу, яка була розроблена у Франції для річок Центральної та Південно-Західної Африки [27] для розрахунку максимального стоку ймовірністю перевищення $P=10\%$ (для річок з площею водозборів $F < 200 \text{ км}^2$):

$$Q_{10\%} = 0,28 \frac{K_{\phi} h_{10\%} F}{T} + Q_{гр}, \quad (1.16)$$

де $Q_{10\%}$ – максимальна витрата води ймовірністю перевищення $P=10\%$, $\text{м}^3/\text{с}$;

K_{ϕ} – співвідношення між максимальною і середньою витратою води і є функцією факторів, які характеризують рельєф та інші особливості поверхні водозборів;

$h_{10\%}$ – шар паводочного стоку, мм ;

$Q_{гр}$ – витрата води ґрунтового живлення, $\text{м}^3/\text{с}$.

1.2.4.2 Розрахунок максимальних витрат води дощових паводків для невивчених водозборів

Відомо, що до цього часу в Україні при розрахунках максимального стоку паводків і водопіль використовується нормативний документ СНиП 2.01.14-83 [15], яким узагальнені матеріали спостережень до 1975 року, і він був єдиним для усього простору колишнього СРСР, але у юридичному відношенні він вже неправоздатний.

В Росії та більшості країн СНД цей норматив припинив свою дію ще у 2003 році, коли було запроваджено СП 33-101-2003 [23]. Також не слід прийняти до уваги, що у межах окремих регіонів за цей період відбулися катастрофічно

високі паводки. Зокрема, у Передкарпатті останнє спостерігалось у 2008 р. і супроводжувалося величезними збитками [28]-[29].

Діючи поки-що в Україні нормативні документи регламентують порядок застосування їх для визначення розрахункових характеристик максимального стоку річок – окремо для дощових паводків і весняних водопіль.

В основу державних стандартів в галузі максимального стоку покладено напівемпіричну структуру редуційного типу, яка відрізняється серед інших простотою у своїх побудованнях і можливістю визначення розрахункових величин безпосередньо по матеріалах спостережень.

При узагальненні параметрів пропонується визначати їх, за відсутності часових рядів, використовуючи метод аналогії або відповідні карти та таблиці, що наводяться у додатках.

З метою надання розрахунковим формулам більшої універсальності, головним чином, з точки зору розмірів водозборів при запровадженні СНиП 2.01.14-83 штучно були зроблені деякі зміни у вихідних рівняннях.

Це у свою чергу дещо порушує строгість розрахункових схем і параметрів, що їх описують. Крім того, використання лише одного, хоча й інтегрального показника редуції (площі водозборів), не дозволяє дослідити ступінь впливу різних факторів, які обумовлюють трансформацію паводкових і повеневих хвиль окремо на схилах і в русловій мережі [30]-[32].

Усі річки на території України умовно поділяються на дві групи: I – рівнинні, II – гірські.

До групи II відносяться річки гірських районів України з різким коливанням висот на водозборах, що перевищують 400 м, і які обумовлюють неодночасне сніготанення у різних висотних зонах і, як наслідок, нерівномірний водний приплив з різних частин водозборів до русла.

Річки групи II поділяються на підгрупи:

а) з весняно-літнім водопіллям, яке формується за рахунок танення сезонних снігів, багаторічних сніжників і опадів у вигляді дощів;

б) з літнім водопіллям, зумовленим таненням високогірних снігів і льодовиків, а також опадами у вигляді дощів.

Межі районів рівнинних і гірських річок можна визначити за існуючими картами [15].

Розрахунки максимальних витрат води дощових паводків, відповідно до СНиП 2.01.14-83 [15], визначаються в залежності від розмірів водозборів, причому:

а) при площах водозборів $F < 200 \text{ км}^2$ – за формулою граничної інтенсивності:

$$q_p = A_{1\%} H_{1\%} \eta \delta \lambda_p; \quad (1.17)$$

б) в діапазоні водозбірних площ $F > 200 \text{ км}^2$ – за одним з варіантів редуційної формули, а саме:

$$q_p = q_{200} \left(\frac{200}{F} \right)^{n_2} \delta \delta_2 \lambda_p, \quad (1.18)$$

де q_p – максимальний модуль стоку забезпеченістю $P\%$, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;

$A_{1\%} = 16,67 \bar{\psi}(\tau)$ – ординати редуційних кривих дощових опадів у часі;

$H_{1\%}$ – добовий максимум опадів забезпеченістю, мм;

η – збірний коефіцієнт стоку;

δ – редуційний коефіцієнт для врахування впливу водойм проточного типу;

λ_p – коефіцієнт для переходу від забезпеченості до інших;

q_{200} – модуль максимальної миттєвої витрати води забезпеченістю $P=1\%$, віднесений до площі $F = 200 \text{ км}^2$;

n_2 – степеневий показник;

δ_2 і δ_3 – коефіцієнти для врахування впливу на максимальний стік боліт та висотного положення водозборів;

τ – розрахункова тривалість опадів (хв.);

t_{cx}, t_p – тривалості схилового та руслового добігання (хв.).

Модуль максимальної миттєвої витрати води визначається за наведеною у нормативному документі картою ізоліній, віднесених до середньої висоти водозборів $H_{сер} = 2000$ м.

Але, на жаль, скористатись цією картою не можливо, оскільки відсутні рекомендації стосовно переходу від $(q_{200})_{H=2000}$ до $(q_{200})_H$.

Щоб оцінити відповідність цієї карти даним спостережень по рядах до 2008 року, нами результати статистичної обробки рядів Q_m були приведені спочатку до q_{200} , а потім і до $(q_{200})_{H=2000}$.

З цією метою вихідне рівняння $q_p = q_{200} \left(\frac{200}{F} \right)^{n_1} \delta \delta_2 \lambda_p$ за умови $\delta = \delta_2 = \delta_3 = 1,0$ і $\lambda_p = 1,0$, переписеться таким чином:

$$q_{200} = q_{1\%} \left(\frac{F}{200} \right)^{n_2}. \quad (1.19)$$

Для визначення показника степеня n_2 побудована залежність $lg(q_{1\%}) = f[lg(F + 1)]$ (рис. 1.7), де кут нахилу й буде шуканою величиною.

Для річок Прикарпаття n_2 дорівнює 0,36, що дещо менше рекомендацій СНиП 2.01.14-83 ($n_2 = 0,50$), а $q'_{1\%} = 11,7 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$. Тоді:

$$q_{1\%} = \frac{11,7}{(F + 1)^{0,36}}, \quad (1.20)$$

Розраховані за (1.20) при $n_2 = 0,36$ значення були приведені до однієї середньої висоти водозборів. Залежність $q_{200} = f(H_{сер})$ наведена на рис. 1.8.

На основі рис. 1.8 приведені значення максимальних модулів для річок Передкарпаття будуть дорівнювати:

$$(q_{200})_{H=2000} = q_{200} - 1,7 \cdot 10^{-3} (H_{cp} - 2000). \quad (1.21)$$

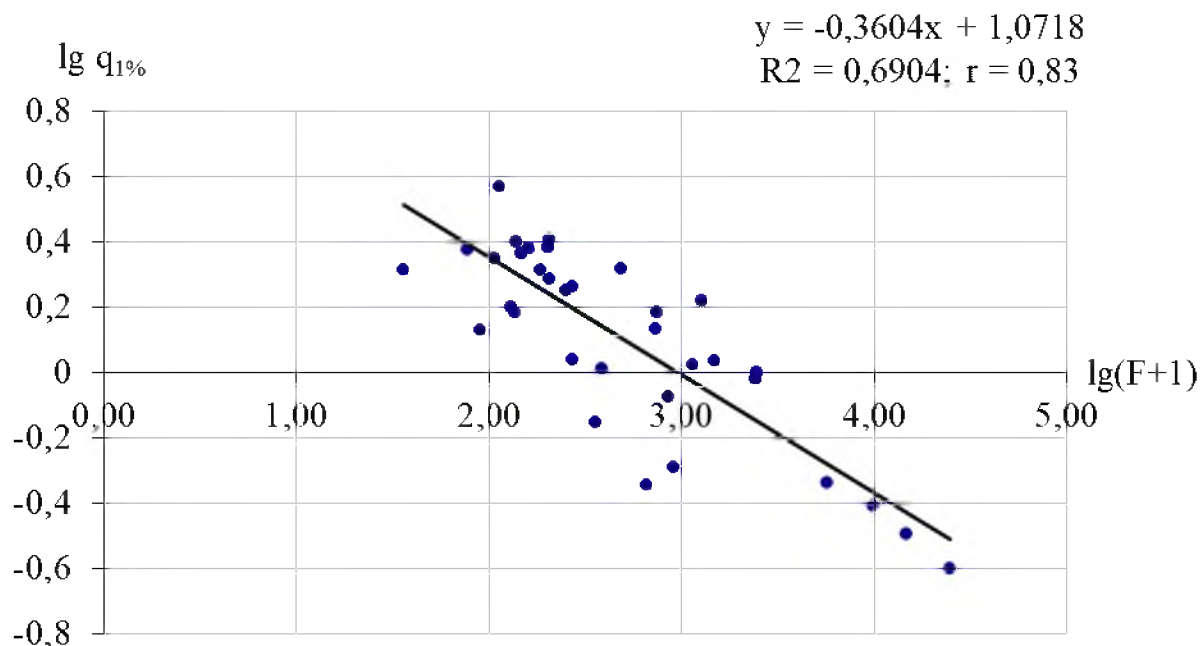


Рисунок 1.7 – Залежність максимальних модулів стоку $q_{1\%}$ від площі водозборів (у межах Прикарпаття)

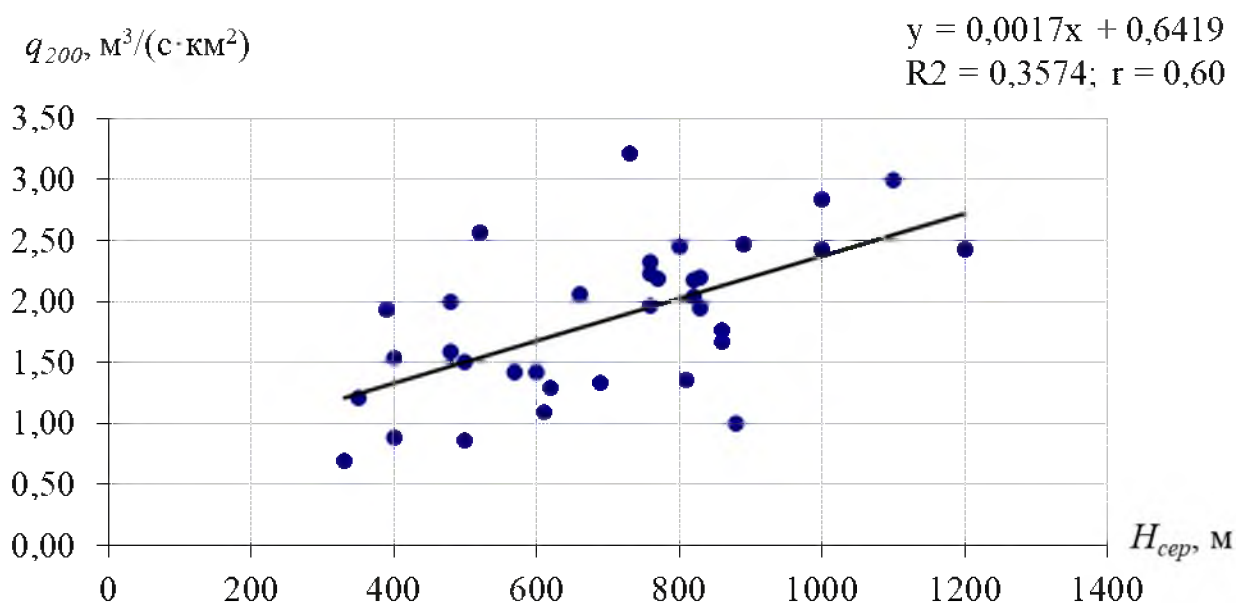


Рисунок 1.8 – Залежність максимального модуля q_{200} від висотного положення водозборів (на прикладі Прикарпаття)

Похибка між фактичними значеннями, розрахованими по (1.21), з тими величинами, які зняті з карти (додаток до нормативного документу [15]), складає 51 % (у бік заниження розрахункових модулів за методикою СНиП 2.01.14-83).

Зауважимо, що скасований в Росії СНиП 2.01.14-83 фактично залишився без суттєвих змін у структурах формул і в новому нормативному документі СП 33-101-2003 [23].

В ньому практично відсутні додатки, що потребує при розрахунках розробки регіональних параметрів у формулах.

Уточнення параметрів розрахункової схеми СНиП 2.01.14-83 свого часу були здійснені П.М. Лютиком [33].

Для усього регіону Карпат, у відповідності з прийнятою ним методикою дослідження (для річок з площею басейнів більше 50 км²), виконано узагальнення матеріалів спостережень [34]-[36] по часових рядах до 1975 р.

Модуль максимальної витрати води визначався за розрахунковими максимальними витратами води 1-відсоткової ймовірності перевищення $Q_1\%$. Значення модуля наведені у таблиці та у вигляді карти ізоліній [33].

Для визначення показника степеня редукції модуля максимальної витрати води побудовані залежності між максимальним модулем і площею водозборів. Він змінюється по території Карпат у межах 0,3-0,6 та районований по території [33]. Зокрема, для річок Передкарпаття рекомендується на рівні 0,50, що відповідає СНиП 2.01.14-83.

В [37] В.І. Вишневский пропонує розрахунковий варіант СНиП 2.01.14-83 теж з використанням n_2 . Ні характер розташування гірських хребтів, ні просторовий розподіл атмосферних опадів при цьому не враховуються.

Для розрахунків максимальних витрат води, зняті з карти модулі максимального стоку, приводяться до фактичної площі водозборів із використанням значення показника степеня редукції (для річок Передкарпаття) $n_2 = 0,20$. Область використання запропонованої методики [37] починається з площі водозборів понад 50 км².

1.2.4.3 Регіональні методики розрахунку тало-дощових паводків для річок Гірського Криму

В монографії «Ресурси поверхневих вод» [38] узагальнення матеріалів по максимальному стоку і рекомендації по його розрахунку для невивчених річок гірських і передгірських районів представлено для трьох груп, залежно від експозиції схилів Кримського хребта: річки західної частини північного схилу, річки Південного берегу, річки східної частини північного схилу.

В основу узагальнення покладена редуційна формула вигляду:

$$q_m = \frac{q'_{1\%}}{(F + b)^{n_1}}, \quad (1.22)$$

де q_m – максимальний модуль стоку, м³/(с км²);

$q'_{1\%}$ - максимальний модуль схилового припливу забезпеченістю $P=1\%$, м³/(с км²);

F – площа водозбору, км²;

b – параметр для врахування зменшення редуції модуля стоку в зоні малих площ;

n_1 – показник степені редуції.

Значення розрахункових параметрів, в залежності від району, представлені в табл. 1.7.

Використовуючи сучасні дані авторами під керівництвом д-ра геогр. наук, доц. Овчарук В.А. проведені перевірні розрахунки щодо можливості використання даних, які наведені у табл. 1.7 для розрахунку максимального стоку тало-дощових паводків за формулою (1.22). Результати розрахунків представлені в табл. 1.8, проаналізувавши отримані результати слід відмітити, що параметри розрахункової формули потребують суттєвого уточнення.

Таблиця 1.7 – Параметри розрахункової формули максимального стоку паводків холодного періоду для річок Гірського Криму [38]

Район Гірського Криму	Максимальний модуль схилового припливу $q'_1\%$, м ³ /(с км ²)	Показник степені редуції, n_1
Західна частина північного схилу	6,8	0,45
Східна частина північного схилу	7,4	0,6
Південний берег Криму	7,0	0,7

Таблиця 1.8 – Оцінка точності розрахунку за формулою (холодний період)

Район Гірського Криму	Середнє відхилення
Західна частина північного схилу	± 77,5 %
Східна частина північного схилу	± 139,5 %
Південний берег Криму	± 99,1 %

Методика Є.Д. Гопченка - Фурар Алі. Вивченням паводків холодного періоду займався свого часу Фурар Алі під керівництвом проф. Є.Д. Гопченка.

У методиці авторів максимальна витрата води (Q_{max}) в холодний період представляється через поверхневу (Q_n) та базисну (Q_b) складові, тобто:

$$Q_{max} = Q_n + Q_b \quad (1.23)$$

Поверхнева складова максимального паводочного стоку обумовлена головними чином випадінням опадів, тоді як базисна – ґрунтовими водами. Гідрографи поверхневого стоку в більшості випадків мають форму нелінійного трикутника, який спирається своєю основою на потужний базис ґрунтового стоку.

Для одномодальних гідрографів можна записати вихідне рівняння вигляду:

$$q_n = \frac{m+1}{m} \frac{h_n}{T_n}, \quad (1.24)$$

де $\frac{m+1}{m} = \frac{Q_n}{Q_{сер}}$ – коефіцієнт форми руслового гідрографа;

h_n – шар паводочного стоку;

T_n – тривалість паводка.

Після нескладних перетворень рівняння (1.24) можна представити в більш зручній для подальшого аналізу форми, а саме:

$$q_n = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \frac{h_n}{1+t_p/T_0} k_m k_n, \quad (1.25)$$

де $\frac{n+1}{n} \frac{Q'_n}{Q'_{сер}}$ – коефіцієнт форми схилового гідрографу, який дорівнює

відношенню схилової максимальної витрати Q'_n до середньої витрати $Q'_{сер}$ за час притока води в руслову мережу;

T_0 – тривалість притоку, год;

t_p – час руслового добігання,

$k_n = \frac{T_0 + t_p}{T_n}$ – перехідний коефіцієнт від спрощеної схеми трансформації

схилового притоку в русловий стік;

$k_m = \frac{m+1}{m} / \frac{n+1}{n}$ – редуційний коефіцієнт, пов'язаний з русло-заплавним

водообміном та береговим регулюванням.

На території Гірського Криму тривалість притоку в холодний період всередині однорідних районів досить стійка, що дає можливість T_0 осереднити по районам. Ця обставина є достатньою, щоб рівняння 1.25 спростити до вигляду:

$$q_n = \frac{k_0 h_n}{(F+1)^{n3}}, \quad (1.26)$$

де $k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}$ – коефіцієнт схилової трансформації,

$$\frac{1}{(F+1)^{n_1}} = \frac{k_m k_n}{1+t_p/T_0} \text{ – редуційний коефіцієнт.}$$

Таким чином отримане рівняння для розрахунку максимального стоку тало-дошових паводків за методикою Є.Д. Гопченка– Фурара Алі:

$$q_n = \left(\frac{k_0 h_n}{F^{n_2}} F_0^{n_2 - n_1} k_k + q_0 \right) r \lambda_p, \quad (1.27)$$

де λ_p – коефіцієнт забезпеченості, який служить для переходу від 1%-вої вірогідності перевищення до інших;

r – коефіцієнт врахування на максимальну ординату гідрографі стоку озер та водосховищ;

k_k – коефіцієнт врахування впливу карсту на максимальний модуль паводкового стоку [74].

На рис. 1.9 представлено порівняння розрахункових модулів за методикою Є.Д. Гопченка – Фурара Алі з фактичними для річок Гірського Криму.

Для річок північно-західного та північно-східного схилів Кримських гір значення завищені, окрім річок Південного схилу Кримських гір, але все ж таки методика потребує уточнення.

Аналіз методик для визначення максимального стоку паводків холодного періоду показав, що на сьогоднішній день актуальним є розробка регіональної методики для визначення максимального стоку тало-дошових паводків на річках Гірського Криму.

У [40]-[42] представлена регіональна методика для розрахунку максимального стоку дошових паводків на річках Гірського Криму.

Для розглядуваної території застосовується редуційна формула, яка може бути отримана безпосередньо з моделі руслових ізохрон і в узагальненій редакції представлена рівнянням виду:

$$q_m = \frac{q'_m}{(F + 1)^{n_1}} \quad (1.28)$$

Саме рівняння (1.28) буде покладене в основу для розрахунку максимально стоку тало-дошових паводків на річках Гірського Криму.

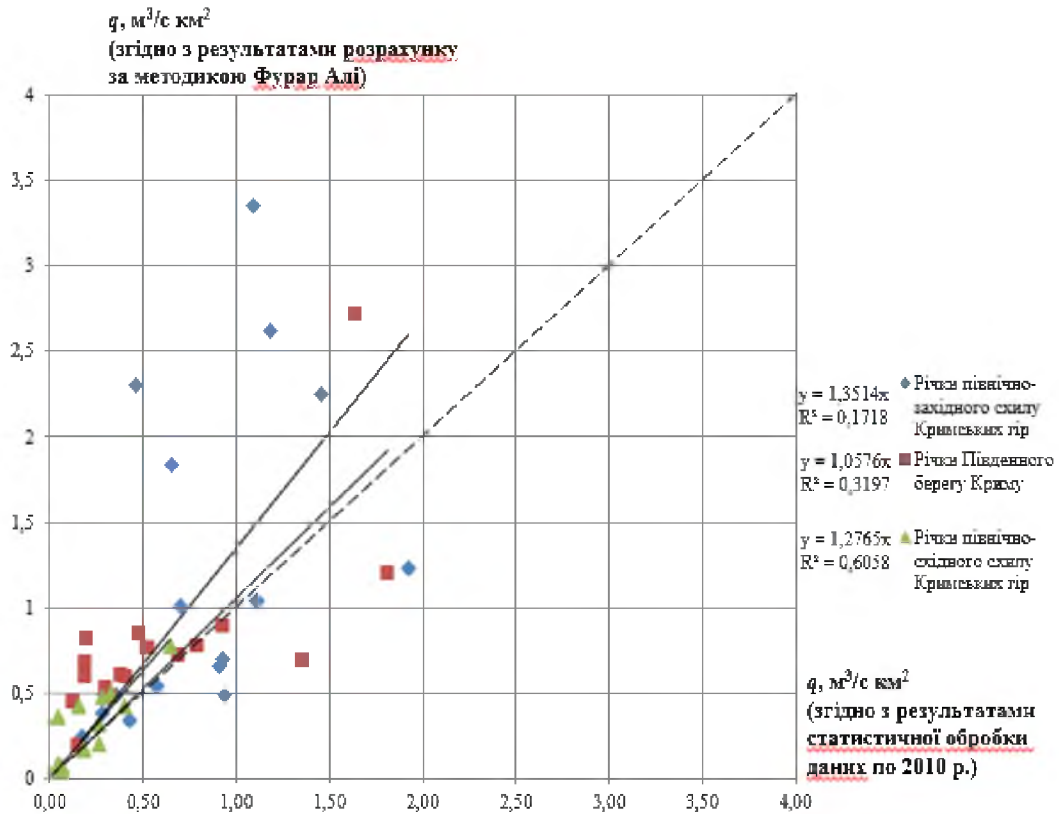


Рисунок 1.9 – Порівняння розрахункових модулів за методикою Є.Д. Голченка – Фурара Алі з фактичними для річок Гірського Криму [39]

1.3 Визначення розрахункових гідрологічних характеристик річного стоку

Основною та практично важливою характеристикою стоку будь-якої річки є його середнє значення за багаторічний період, який включає декілька повних циклів коливань водності річок при незмінних географічних умовах та при однаковому рівні господарської діяльності на басейні річки – норма річного стоку.

Визначення розрахункових гідрологічних характеристик річного стоку виконується при наявності даних гідрометричних спостережень при тривалих рядах, при коротких рядах спостережень та за відсутністю гідрометричних спостережень.

Тривалість періоду спостережень за стоком є достатньою для встановлення розрахункового значення середнього річного стоку, якщо цей період є репрезентативним (представницьким) та відносна середня квадратична похибка $\sigma_{\bar{q}}$ не перевищує 10 %.

Параметри аналітичних кривих розподілу: середнє багаторічне значення, коефіцієнт варіації та співвідношення коефіцієнта асиметрії до коефіцієнту варіації – встановлюється по гідрометричним рядам спостережень за розглянутою характеристикою методом найбільшої правдоподібності та методом моментів [22].

Метод найбільшої правдоподібності рекомендується для визначення параметрів, коли використовується крива трипараметричного гама-розподілу, а також заслуговує на перевагу при $C_v > 0,5$. При $C_v < 0,5$ метод найбільшої правдоподібності та моментів приводять практично до однакових результатів [43].

Визначення числових характеристик випадкових величин є найважливішим етапом статистичного аналізу. У гідрології при розрахунках імовірнісних значень статистичних рядів найчастіше спираються на біноміальний розподіл і трипараметричний гама-розподіл [43].

Той й інший передбачають наявність трьох статистичних параметрів: середнього значення вибірки, коефіцієнтів варіації і асиметрії. Моменти вищих порядків із-за великих помилок їх обчислення при коротких рядах зазвичай не використовуються.

Оскільки матеріали вимірювання стоку завжди обмежені, а, згідно граничних теорем розподілу, для отримання параметрів потрібні нескінченно довгі сукупності, то в практичних розрахунках обчислюються не самі параметри, а їх наближені значення – оцінки.

Очевидно, чим більша довжина вибірок, тим вище ступінь наближення оцінок розподілу до їх шуканих параметрів [43]. З цієї причини вибірковий аналіз

обов'язково припускає не тільки обчислення оцінок, але й встановлення точності, з якою вони визначені по наявних рядах. Мірою точності є середня квадратична погрішність.

При відсутності внутрішньо рядних зв'язків відносна середня квадратична похибка обчислення n -річних середніх стокових рядів (в %) може бути визначена за формулою:

$$\sigma_x = \frac{100C_v}{\sqrt{n}}. \quad (1.29)$$

З формули (1.29) видно, що погрішність прямо пропорційна коефіцієнту варіації C_v і обернено пропорційна числу членів вибірки n .

Більшість гідрологічних величин розраховується з точністю $\pm 10\%$, що при коефіцієнтах варіації 0,2 – 1,0 для обчислення середнього \bar{x} потребує мати ряди тривалістю 20 – 30 років.

Для статистичних сукупностей з наявністю внутрішньорядних зв'язків:

$$\sigma_x = \frac{100C_v \sqrt{(1+r)(1-r)}}{\sqrt{n}}, \quad (1.30)$$

де r – коефіцієнт кореляції між суміжними членами ряду.

Похибки, обчислені по (1.30), при тих же значеннях C_v і n будуть більшими, ніж по (1.29), так як $(1+r)/(1-r) \geq 1,0$. Пояснюється це тим, що при внутрішньорядній скорельованості у вихідних рядах незалежної інформації зберігається менше.

Стандартні похибки вибірових коефіцієнтів варіації C_v (в %) обчислених методом моментів, знаходяться за формулою:

$$\sigma_{C_v} = \sqrt{(1 + C_v^2)/(2n)} \cdot 100. \quad (1.31)$$

Якщо коефіцієнти варіації встановлюються за допомогою метода найбільшої правдоподібності, то:

$$\sigma_{C_v} = \sqrt{3/[2n(3 + C_v^2)]} \cdot 100. \quad (1.32)$$

При здійсненні гідрологічних розрахунків значення коефіцієнтів варіації повинні визначатися з похибкою не більше 15 %. Якщо виходити із значень $C_v = 0,2 - 1,0$, то для цього потрібні ряди 25 – 45 років (при використанні метода моментів) або 17 – 22 роки (при використанні метода найбільшої правдоподібності).

Відомо, що ряди спостережень за стоком можуть бути неоднорідними у часі та просторі. Не доврахування цих обставин може привести до невірних висновків при визначенні норми річного стоку.

З цією метою всі наявні ряди річного стоку досліджуваної території слід перевірити на однорідність.

Статистичний аналіз однорідності рядів спостережень включає наступні основні етапи: формулювання нульової і альтернативних гіпотез, визначення рівня значимості, вибір критичної області, бракування або визнання нульової гіпотези.

Ці етапи є, як правило невід'ємною частиною будь-якого статистичного дослідження однорідності рядів спостережень [44].

Перевірка виконується за критеріями Фішера, Стюдента і Вілкоксона на 5 % рівні значущості.

1.3.1 Методи гідрологічної аналогії та географічних узагальнень

Короткими вважають ряди, які не задовольняють принципу репрезентативності, тобто не мають повних циклів коливань водності, а середня

квадратична похибка середнього значення ряду не перевищує $\pm 10\%$. Відповідно СНиП 2.01.14-83 [15] у таких випадках виконується приведення статистичних параметрів розподілу до багаторічного періоду за допомогою річок-аналогів, які мають тривалі ряди спостережень за стоком і відповідають вимогам репрезентативності.

При виборі аналога необхідно враховувати спільність кліматичних умов, близькість значень головних факторів підстильної поверхні, однорідності умов формування стоку, синхронності коливань річного стоку на досліджуваних водозборах, щоб площі водозборів не відрізнялися більше, ніж в 10 разів, а їх середні висоти (для гірських річок) – більше, чим на 300 м, щоб періоди спільних спостережень за стоком на досліджуваних річках були не менше ніж 10 років.

В основу графічного методу покладена залежність значень річного стоку розрахункової річки та річки-аналога за період спільних спостережень (не менше, ніж 10 років).

Розв'язання поставленої задачі починається з визначення коефіцієнта кореляції r , який є критерієм під час вибору аналога і повинен бути не менше, ніж 0,7.

При прямолінійному зв'язку норма стоку короткого ряду визначається безпосередньо по графіку через норму стоку річки-аналога.

При наявності нелінійних зв'язків річного стоку, що обумовлено характером коливань стоку у двох створах, необхідно мати більш тривалий ряд спільних спостережень (більш, ніж 10-20 років). У цьому випадку графік зв'язку використовується для подовження ряду по роках з подальшим обчисленням норми по відновленому ряду.

Співвідношення коефіцієнта асиметрії та варіації приймається за осередненими даними групи річок гідрологічного району, де розташована досліджувана річка, з тривалими рядами спостережень.

Похибка норми річного стоку короткого ряду, приведенного до багаторічного періоду за допомогою графіків зв'язку, розраховується за формулою :

$$\sigma_{\bar{q}_n} = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}, \quad (1.33)$$

де σ_1 – похибка обчислення норми річного стоку річки-аналога, яка визначається за формулою (1.33);

σ_2 – похибка кореляції стоку за період спільних спостережень, обчислена за рівнянням:

$$\sigma_2 = \frac{C_v \sqrt{1-r^2}}{\sqrt{n}}, \quad (1.34)$$

де C_v – коефіцієнт варіації річного стоку для розрахункового створу.

Приведення норми річного стоку коротких рядів до багаторічного періоду виконується на підставі рівняння лінійної регресії. При цьому необхідно мати на увазі, що:

- період спільних спостережень повинен бути не менше, ніж 10-15 років;
- коефіцієнт кореляції річного стоку досліджуваної річки та річки-аналога $r \geq 0,7$;
- відношення коефіцієнта регресії K до його середньоквадратичної похибки дорівнює $K / \sigma_k \geq 2.0$.

Оцінювання норми річного стоку для невивчених річок за відсутності гідрометричних вимірювань.

Норму річного стоку невивчених річок рекомендують оцінювати за аналогією з близько розташованими річками, водозбори яких характеризуються такими ж умовами формування стоку [45].

Для гірських річок особливо наголошується можливість відмінності цих умов навіть в сусідніх водозборах з однаковими розмірами, тому необхідно враховувати при підборі річки-аналога такі чинники, як клімат, геологічна будова та інші природні компоненти.

Такий облік часто буває важко здійснити. Для практичних розрахунків норми річного стоку невивчених річок гірської території можна використовувати графіки зв'язку модуля середнього річного стоку річок з середньою висотою їх водозборів.

Методи розрахунку річного стоку за відсутністю гідрометеорологічної інформації в досліджуваному районі базуються на методах, заснованих тільки на гідрологічній інформації в пунктах, де проводяться спостереження.

До цих методів відноситься картування або осереднення в однорідному районі параметрів розподілу річного стоку на основі всієї наявної в досліджуваному районі гідрометричної інформації за річним стоком річок.

Розрахунки річного стоку базуються також на методах, заснованих на регіональних залежностях, що використовують додаткову інформацію про морфометричні характеристики басейну та на методах, заснованих на моделях формування стоку, з використанням всієї можливої інформації (гідрологічну, метеорологічну, агрофізичних і т.д.).

За відсутністю гідрометричних вимірювань використовують карти ізоліній параметрів розподілу річного стоку [22].

Середній річний стік річок змінюється відповідно до зональних змін кліматичних чинників та елементів природного ландшафту.

Відповідно з розташуванням природних зон та висотних поясів спостерігається широтна і вертикальна зональність, яка дає вимогу для побудови карт параметрів розподілення річного стоку [45].

Характер ізоліній параметрів розподілу стоку по карті та точність визначення цих параметрів залежить від кількості пунктів спостережень використаних при складанні карти, тобто від густини гідрометричної мережі спостережень від просторової структури річного стоку, яка відображає просторові кореляційні функції, від плавності зміни рельєфу на досліджуваній території і точності нанесення центрів тяжіння водозборів як при побудові карти, так і при подальшому її використанні.

Для побудови карт, параметри річного стоку(середнього багаторічного значення стоку та коефіцієнта варіації) можуть бути використані по річках стік, яких визначається зональними чинниками.

Зміни зональної величини у межах річкового водозбору та вплив азональних факторів повинно бути незначним.

1.3.2 Огляд впливу змін клімату та місцевих чинників на характеристики стоку річок в сучасних умовах

Зростає роль водних ресурсів у розвитку людського суспільства. В наші дні намічається загроза виснаження водних ресурсів (прісних вод) внаслідок інтенсивного і не завжди розумного їх використання.

Все це спонукає такі організації як ВМО, ЮНЕСКО та інші організувати співпрацю в області гідрології, проблем навколишнього середовища і т.д.

Одна з центральних проблем - впливу змін клімату на характеристики стоку річок. Моделювання впливу змін клімату на характеристики стоку річок України виконано на основі моделі “клімат-стік”, розробленої в ОДЕКУ під керівництвом проф. Є.Д. Гопченка та проф. Н.С. Лободи [46].

Модель передбачає розрахунки зонального (кліматичного) стоку за метеорологічними даними, урахування впливу підстильної поверхні, оцінки впливу водогосподарської діяльності на стік в залежності від кліматичних умов та масштабів водогосподарської діяльності [47].

Атмосферна циркуляція може значно впливати на коливання водності річок. Переважаючі атмосферні процеси, які визначають клімат над Європою та значною частиною Азіатського материка, формуються над Північною Атлантикою й прилеглими територіями.

У Північній та Південній півкулях в полях тиску виділяються області високого й низького тиску, які називаються центрами дії атмосфери [48]. Центри дії атмосфери характеризують райони, де переважає циклонічна або антициклонічна діяльність.

У районі Ісландії повторюваність циклонів найбільша й при осередненні полів тиску тут формується глибока депресія, яка дістала назву Ісландської.

Підвищена повторюваність антициклонів в Північній півкулі відповідає Азорському максимуму. Термобаричні взаємодії в системі «океан-атмосфера» між центрами дії атмосфери одержали назву атмосферних осциляцій. Північне-Атлантичне коливання (ПАК) відносяться до аномалій тиску, які періодично змінюються в районі Північної Атлантики.

Різниця тиску, яка виникає між центрами дії атмосфери (Ісландським мінімумом та Азорським максимумом), визначає меридіональний градієнт тиску [49].

Північне-Атлантичне коливання розглядається як частина масштабнішого Арктичного коливання [50].

Арктичним коливанням (Арктичною осциляцією) є періодичне посилення та послаблення арктичного максимуму атмосферного тиску. Послаблення Арктичного максимуму пов'язане з посиленням циклонічної діяльності над Арктичним басейном, підвищенням температури повітря, збільшенням опадів.

Можна зробити висновок, що зміна стану центрів дії атмосфери в залежності від їх положення й активності здатна впливати на кліматичні чинники формування стоку [22].

Окрім кліматичних чинників слід розглядати й вплив підстильної поверхні та оцінку річного стоку при антропогенному навантаженні.

Річковий стік є функцією комплексу умов, які складають географічний ландшафт. Співвідношення впливу різних елементів ландшафту (кліматичних та підстильної поверхні) на стік залежить як від характеру водотоку та його

географічного положення, так і від характеристики стоку, о який йде мова та періоду осереднення.

При визначенні впливу факторів підстильної поверхні на величину середньорічного стоку слід розрізняти річки, розташовані в зоні достатнього зволоження, недостатнього зволоження та нестійкого зволоження.

В обох зонах переважають кліматичні фактори, але в зоні недостатнього зволоження невеликі зміни випаровування (на 5-10 мм за весняний або річний період) під впливом місцевих факторів (характеру ґрунтів, або агротехніки), змінюють вологість, яка може бути значною по відношенню до величини стоку. В напівпустельних районах вона знижується до 10-20 мм та нижче.

Тому у зоні недостатнього зволоження вплив місцевих факторів на величину середньорічного стоку може бути суттєвим [45].

Ліс у результаті розпушуючої дії коренів, а також дії лісової підстилки суттєво змінює водно-фізичні властивості ґрунтів, а саме не збільшує їх загальну діючу скаженість та водопроникність.

Завдяки цьому, лісові ґрунти переводять значну частину поверхневого стоку талих та дощових вод у ґрунтовий, цим самим збільшують меженне живлення річок за рахунок зниження об'єму максимальних витрат паводків та водопіль [45].

Внаслідок цього внутрішньорічний хід стоку річок із залісеними басейнами становить більше виражений і зарегульований. вплив озер на сумарну величину річного стоку, залежить від співвідношення випаровування з водної поверхні та суші.

У зонах надмірного зволоження, де випаровування з водної поверхні близько до випаровування з суші, додаткові витрати на випаровування з поверхні озер відносно невеликі і зниження величини річного стоку під впливом озер, складають незначну частку по відношенню до зональної величині стоку у цьому районі.

У зоні недостатнього зволоження, де випаровування з водної поверхні значно перевищує величину випаровування з суші, озера можуть не тільки зменшити

сумарну величину сумарного стоку, але й збільшити його мінливість в наслідок значного зниження стоку маловодних років та збільшення таким чином амплітуди коливань річного стоку.

Регулююча роль озер залежить від конкретних географічних умов: при надмірному та достатньому зволоженні озера регулюють внутрішньорічний хід, без зменшення суттєво величини сумарного стоку; при недостатньому зволоженні і особливо в напівпустельних районах під впливом озер зменшується як середня величина стоку, так і особливо стік маловодних років.

Внаслідок цього збільшується контрастність у багатолітньому розподілі стоку, яка виражається коефіцієнтом варіації, при незначнім регулюванні внутрішньорічного ходу та екстремних величин стоку [45].

Головними агротехнічними заходами, які впливають на річний стік є розорювання земель (особливо в районі недостатнього зволоження). Осіння (зяблева) оранка для зберігання вологи у ґрунті, снігозатримання, посадка лісових смуг. Всі ці агротехнічні заходи сприяють збільшенню скваженості та проникності ґрунтів посиленню інфільтрації талих вод, у результаті чого знижується поверхневий стік зі схилів.

В маловодні роки при малих снігозапасах величина поверхневого стоку з розораних схилів знижується до нуля, а в багатоводні роки, навпаки, не набагато нижче величини стоку з покритих травною схилів.

Крім того, у степових районах значна частина снігу з відкритих ділянок, особливо з розораних, незахищених трав'яним покривом, та зі схилів здувається у русла гідрографічної мережі.

Вплив на річковий стік інших видів господарської діяльності людини, зокрема, будова водосховищ у руслах річок з метою регулювання стоку позначається головним чином в зоні достатнього та надмірного зволоження на перерозподіл стоку всередині року [45].

Для нашої країни вивчення коливань водності річок і їх антропогенних змін має велике значення не тільки для оцінки водозабезпечення тих чи інших басейнів і регіонів, а й для вирішення проблем найважливіших внутрішніх водойм (Чорного та Азовського), гідрологічний режим яких багато в чому залежить від водності річок, які до них впадають.

Кількісні характеристики водозабезпеченості і водних ресурсів майбутнього є основою для розробки заходів з регулювання і регіональному перерозподілу річкового стоку, з управління водним режимом внутрішніх водойм.

1.4 Мінімальний стік річок в зоні недостатньої водності України

За дослідженнями провідних світових експертів та вітчизняних вчених сучасні зміни основних метеорологічних характеристик (температури повітря та опадів) можуть бути настільки значними, що приведуть до суттєвих перетворень гідрологічного циклу, кількості водних ресурсів, їх розподілу в часі і по території.

В останні роки відзначається тенденція до збільшення стоку річок у маловодні роки, зростання меженого стоку та зменшення максимальних витрат в період повеней. Ймовірний перерозподіл екстремальних характеристик річкового стоку і їх мінливість не можна не враховувати при розробці планів комплексного використання і охорони водних ресурсів в перспективі у майбутньому [51].

Зона недостатньої водності – територія, в межах якої величина випаровування за рік у сукупності з інфільтрацією в середньому за багаторічний період перевищує кількість атмосферних опадів [52].

В Україні зона недостатньої водності в основному відповідає степовій зоні, яка займає найбільшу площу. На території цієї зони протікають річки, що належать до басейнів нижньої течії річок Дністра, Дніпра, Південного Бугу та Сіверського Дінця [53].

Мінімальний стік спостерігається на річках, головним чином тоді, коли основним джерелом їх живлення є ґрунтові води. Періоди низького стоку на річках в зоні недостатньої водності пов'язані із зимовою або літньо-осінньою меженню [51].

Величина підземного живлення річок визначається запасами підземних вод, особливостями їх режиму, ступенем дренажу водоносних горизонтів гідрографічною мережею, а також їх зв'язком з поверхнею водозборів при виклинуванні на денну поверхню. Запаси підземних вод, що є постійним джерелом живлення річок, визначаються запасами глибинних (напірних) і ґрунтових вод.

Дані про мінімальний стік мають важливе значення при вирішенні різних завдань будівельного проектування, водопостачання міст і населених пунктів, обводнення пасовищ, при вирішенні проблем раціонального використання водних ресурсів, а також питань охорони вод від виснаження [54].

1.4.1 Аналітичний огляд методів розрахунку мінімального стоку річок

Масштаби водокористування та його вплив на довкілля наразі досягли таких розмірів, що екологічні вимоги, які ставляться для збереження водного середовища, і навіть сама можливість використання водних ресурсів стають лімітуючим чинником соціально-економічного розвитку. Зростання споживання води разом із нерівномірним її розподілом по території та в часі, практично неконтрольоване забруднення водних ресурсів, зумовлюють необхідність більшої уваги до досліджень стоку у лімітуючі сезони.

Чисельні дослідження, що проведені впродовж останніх десятиріч, переконливо свідчать, що зміни клімату призводять до суттєвих змін водного режиму річок. Враховуючи потепління, що вже відбулося, та високу ймовірність продовження цієї тенденції на найближчі десятиріччя, на перший план виходить

проблема оцінки змін річкового стоку. Особливої уваги привертають питання оцінки мінімального стоку річок [55].

Перші дослідження найменших витрат води річок Європейської частини Союзу (ЄТС) були виконані Д.І. Кочеріним, який в кінці 20-х років ХХ сторіччя встановив, що величина мінімального стоку річок розподіляється по території у відповідності з кліматичними поясами і, отже підпорядковується закону географічної зональності. Це дозволило йому побудувати першу карту мінімального стоку річок Європейської території СРСР [56].

Дослідження Д.І. Кочеріна були продовжені і розвинені Л.А. Сибірцевою [57], яка в 1937 р. досліджувала мінімальний стік ґрунтуючись вже на значно більшим фактичному матеріалі по 280 пунктам спостережень.

У своїй роботі Л.А. Сибірцева використовувала дані про найменші і середні величини літніх та зимових середніх добових та середніх місячних мінімальних витратах води по окремим басейнам морів і виділеними нею районами.

Метод розрахунку мінімального стоку невивчених річок вперше було запропоновано в 1937 р. М.Е. Шевельовим [58], ним були побудовані емпіричні залежності мінімального модуля від двох стокоформуєчих факторів – модуля середньорічного стоку M_0 та площі водозбору F для великих регіонів ЄТС.

В 1941 р. Н.Д. Антонов [59] запропонував три однотипні формули для розрахунку середнього багаторічного мінімального модулю стоку річок Європейської частини СРСР:

- для літнього мінімуму без урахування озерності

$$m_l = 0,53M_0^{1,30}F^{0,035} - f_lM_0^{1,30}, \quad (1.35)$$

- для зимового мінімуму відповідно

$$m_z = 0,63M_0^{0,82}F^{0,035} - f_zM_0^{0,82}, \quad (1.36)$$

- для середньомісячного мінімуму

$$m_c = 0,63M_0^{0,82}F^{0,035} - f_cM_0^{0,82}, \quad (1.37)$$

де M_0 – модуль середньорічного стоку;

F – площа водозбору;

f_c – параметри, які представлені у вигляді ізоліній.

До середини 50-х років ХХ сторіччя емпіричний метод розрахунку мінімального стоку майже не розвивався. Тільки в 1954 р. Н.П. Чеботаров [60]-[62] запропонував нову розрахункову формулу, виходячи з наявності зв'язку між мінімальним стоком і підземним живленням річки і ґрунтуючись на методі ізохрон. Дана формула дозволяє розраховувати мінімальний стік тільки для тих річок, де він формується виключно підземними водами. Тому область її застосування обмежена.

Заслужують на увагу і основні положення теорії підземного стоку, розроблені А.М. Бефані [63]. Найбільш повністю питання визначення підземного стоку в річці розроблені Б.І. Куделіним [64].

Умови формування, розподіл мінімального стоку по території добре описано у спеціальному розділі монографії «Ресурси поверхневих вод СРСР [под ред. М.С. Каганера]» [26], [65], [74].

В сучасних публікаціях багато авторів досліджують формування мінімального стоку на території України.

У монографії за редакцією В.К. Хільчевського [66] розглядаються закономірності просторового і часового розподілу гідролого-гідрохімічних характеристик мінімального стоку річок басейну Дніпра (в межах України).

Автори О.О. Почаєвець, О.Г. Ободовський [67] запропонували схему розрахунків на прикладі річок басейну Тиси, в якій використовується мінімальна витрата води за 7 діб, яка дозволяє максимально виключити з величини мінімального стоку вплив паводкових вод.

Н.С. Лобода та Ю.В. Божко [68] оцінювали вплив посух (багатомасштабний індекс посушливості - стандартизований індекс опадів і сумарного випаровування SPEI, впроваджений в міжнародну практику з 2009 року) на характеристики меженного стоку на прикладі річки Савранка.

Питання можливості застосування індексів посух в гідрологічних розрахунках меженного стоку зони недостатньої водності України досліджували В.А. Овчарук та Л.В. Кущенко [69].

Окремі регіональні розробки авторів щодо науково-методичних підходів до врахування впливу зміни клімату на мінімальний стік річок та особливостей формування меженного стоку малих річок у межах басейну нижнього Дунаю та району басейну річок Чорного моря представлені в [70]-[71].

1.4.2 Визначення мінімального стоку річок при відсутності матеріалів спостережень

За відсутності даних вимірювань стоку і відповідно часових рядів норма мінімального стоку визначається непрямими методами. Найпоширеніші – карти норм мінімального стоку (модуля або шару). Будуються карти за даними вивчених річок з вимогами точності обчислювання норми стоку. Враховуючи суттєвий вплив на річковий стік місцевих та антропогенних факторів, при складанні карт використовуються тільки ті матеріали, які відносяться до середніх за розмірами водозборів.

Відповідно до СНиП 2.01.14-83 [15], значення мінімальних 30-добових модулів стоку $Q_{80\%}$ щорічної ймовірності перевищення $P=80\%$ знімаються з карт ізоліній мінімального 30-добового зимового або ізоліній літньо-осіннього стоку річок для геометричних центрів басейнів шляхом інтерполяції між ізолініями стоку.

Якщо водозбір перетинає декілька ізоліній, то значення мінімального стоку визначаються як середні зважені за площею:

$$\bar{q}_{80\%N} = \frac{(\bar{q}_{80\%})_1 f_1 + (\bar{q}_{80\%})_2 f_2 + \dots + (\bar{q}_{80\%})_n f_n}{f_1 + f_2 + \dots + f_n}, \quad (1.38)$$

де $(\bar{q}_{80\%})_1, (\bar{q}_{80\%})_2, \dots, (\bar{q}_{80\%})_n$ – середні значення модулів мінімального стоку між сусідніми ізолініями;

f_1, f_2, \dots, f_n – площі між відповідними ізолініями стоку, які визначаються планіметруванням або за допомогою палетки.

Точність визначення мінімального стоку за картами ізоліній становить у середньому від $\pm 10\%$ у зволжених районах до $\pm 20\%$ – у районах недостатнього зволоження та гірських областях.

Карти ізоліній неможливо використовувати для визначення мінімального стоку річок, у межах водозборів яких знаходяться озера, що регулюють значну частину стоку, а також річок, в басейнах яких є ділянки вираженого карсту.

Перехідні коефіцієнти від 30-добових (середньомісячних) мінімальних витрат води щорічної ймовірності перевищення $P = 80\%$ до мінімальних витрат інших ймовірностей перевищення визначаються за даними річок-аналогів.

1.4.3 Регіональні та нормативні методики для визначення меженного стоку річок в зоні недостатньої водності України

Регіональними дослідженнями найменших витрат води займався ряд вчених: А.Х. Коваль, В.А. Балков, А.А. Соколов, К.П. Воскресенський, О.М. Сотченко і Г.О. Чіппінг, Д.А. Дановіч, Г.М. Островський, В.Д. Биков, В.Л. Шульц, А.Я. Бикадорова та ін. [72].

Автори Г.О. Чіппінг та К.А. Лисенко [73] представили визначення мінімальних витрат річок залежно від гідрологічних умов, а також внаслідок узагальнення гідрологічних даних про мінімальний стік в межах УРСР по 16 районам з однаковими умовами формування

На карту території УРСР були нанесені відмітки верха водоносних горизонтів і відмітки вріза русел річок. Зіставлення цих відміток дало можливість виділити зони дренажу річковими системами найбільш глибоко залягаючи водоносних горизонтів.

В межах однієї області водотоки мають різну водність, що пояснюється неоднаковим положенням ерозійних врізів русел річок щодо водоносних горизонтів – із зменшенням відмітки вріза русла (за однакових інших умов) збільшується можливість перейняття ним більшої кількості водоносних горизонтів і навпаки. Якщо відмітка вріза русла більше відмітки найбільш високого горизонту підземних вод, то річки пересихатимуть.

Згідно карти [15] зоні недостатньої водності України відповідають такі райони: VI; VIIв; VIIг; VIII ; XIa; XIб; XIIa; XIIб; XIV; XVa; XVб; XVв; XVг; XVIa.

В монографічному виданні «Ресурси поверхневих вод СРСР» [26], [65], [74] автор К.А. Лисенко описує таку ж методику розрахунку меженного стоку.

Районування території України за умова формування мінімального стоку (рис. 1.10), яке представлено у довіднику «Малі річки України»[75] дещо відрізняється від вище запропонованого.

Згідно такому районуванню до зони недостатньої водності відносяться такі райони: VII – річки Причорноморської западини і межиріччя Прут – Південний Буг (підрайони а, б, в); XII – басейн Дніпра і його приток, які знаходяться в межах Українського кристалічного щита (підрайони а, б); XIV – річки в межах Дніпровсько-Донецької западини (підрайони а, б); XV – басейни річок Ворскли, Орелі і Самари (підрайони а, б); XVI – річки і тимчасові водотоки Причорноморської низовини і Степового Криму (підрайони а, б); XX – притоки Сіверського Дінця: Красна, Борова, Айдар, Лугань, Луганчик; XXI – лівобережне пониження Сіверського Дінця; XXII – басейн Сіверського Дінця від верхів'я Лугані до Кундрючої; XXIII – верхів'я річок Приазов'я; XXIV – басейни річок Кальміус,

Берда, Обітічна та ін. в межах Українського кристалічного щита; XXV – нижні течії річок Приазов'я.

Нормативні рекомендації СНиП 2.01.14-83 щодо розрахунку мінімального стоку в зоні недостатньої водності.

Згідно рекомендацій СНиП 2.01.14-83 [15] мінімальні 30-добові витрати води $Q_{3080\%}$ ($\text{м}^3/\text{с}$) щорічної ймовірності перевищення P , яка дорівнює 80 % за літньо-осінній та зимовий періоди для середніх та великих річок слід визначати по річкам-аналогам або за інтерполяцією.

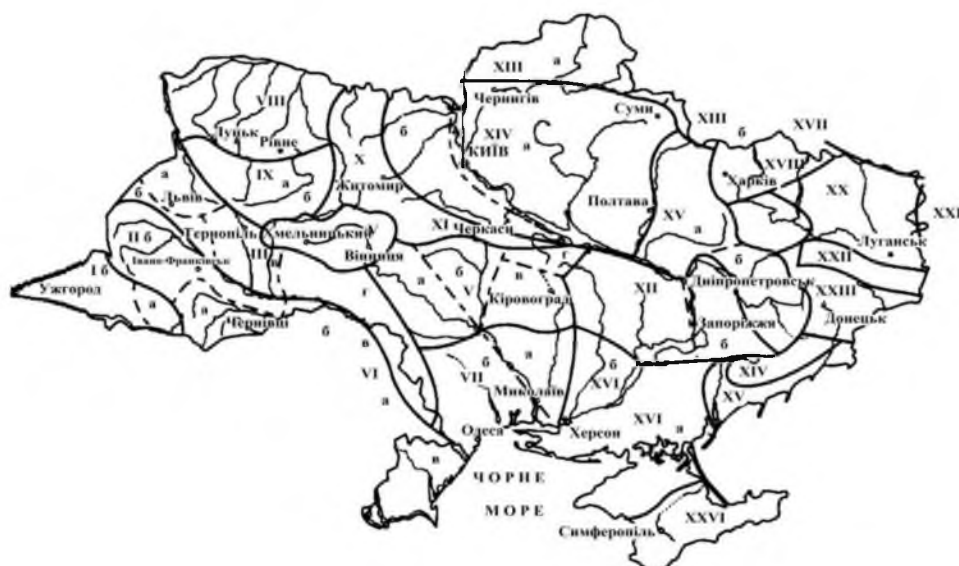


Рисунок 1.10 – Районування території України за умовами формування мінімального стоку [75]

Значення мінімального 30-добового модуля стоку щорічною ймовірністю перевищення 80% слід знімати з карт (рис. 1.11) для центра ваги розрахункового басейну шляхом інтерполяції між ізолініями стоку.

Перехідні коефіцієнти від 30-добових (середньомісячних) мінімальних витрат води щорічною ймовірністю перевищення 80 % до мінімальних витрат води інших ймовірностей перевищення, а також до мінімальних добових витрат води

визначаються за даними для річок-аналогів. Значення коефіцієнтів для окремих районів наведено в табл. 1.9 [15].

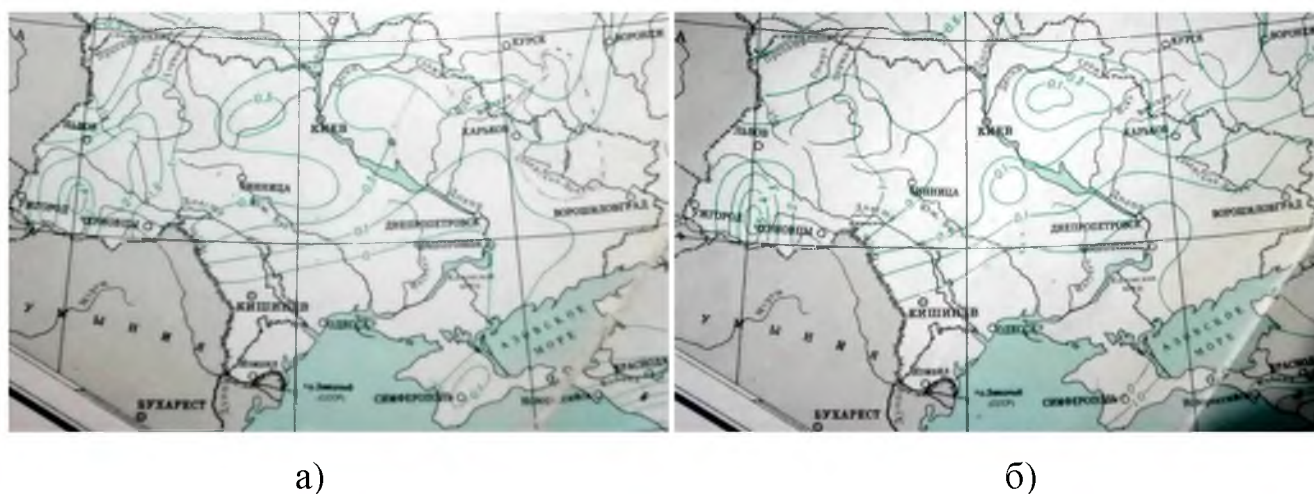


Рисунок 1.11 – Мінімальний 30-добовий зимовий стік (а) та літньо-осінній стік (б) річок забезпеченістю $P=80\%$ [15]

Таблиця 1.9 – Перехідні коефіцієнти λ_p для визначення мінімальних 30-добових витрат води різної ймовірності перевищення

Район	Ймовірність перевищення, $P\%$				
	75	80	90	95	97
1	1,05	1,00	0,95	0,87	0,83
2	1,05	1,00	0,87	0,80	0,75
3	1,06	1,00	0,86	0,78	0,70
4	1,06	1,00	0,83	0,71	0,62
5	1,09	1,00	0,80	0,63	0,54
6	1,14	1,00	0,73	0,56	0,44
Епізодично пересихаючі та перемерзаючі річки	1,20	1,00	0,45	1,15	0,00

Мінімальний 30-добова витрата води щорічною ймовірністю перевищення на річках з площею водозбору не менше 50 км^2 для районів недостатнього зволоження, розраховується по формулі

$$Q_{80\%} = 10^{-3} a \cdot (F \pm f_0)^n, \quad (1.39)$$

де $Q_{80\%}$ – мінімальна 30-добова витрата води щорічною ймовірністю перевищення 80 % для зимового або літньо-осіннього періоду;

F – площа водозбору річки, км²;

a, n, f_0 – параметри, які визначаються в залежності від географічних [15].

Аналізуючи нормативні рекомендації СНиП 2.01.14-83, слід відзначити, що матеріали на яких виконані дослідження в цьому документі обмежуються 1976 р. Таким чином, період тривалістю більше 40 років на даний час в цих рекомендаціях не врахований, і отже не враховані сучасні тенденції в часових рядах мінімального стоку, які суттєво відрізняються від кінця 1980-х років минулого сторіччя.

На теперішній час, як вже було відмічено вище, низкою українських вчених виконані регіональні дослідження умов формування та територіального розподілу характеристик річок у період меженного стоку [66]-[71]. Тем не менш для зони недостатньої водності, де зміни в умовах формування мінімального стоку найбільші, єдиної сучасної методики визначення мінімального стоку річок в різні періоди року та з урахуванням впливу змін клімату не існує.

1.5 Обґрунтування регіональних прогностичних методик гідрологічного режиму річок на основі математичного моделювання процесів стоку річок

1.5.1 Методичні основи прогнозування меженного стоку річок

Під меженим стоком річок розуміють стік літньо-осіннього і зимового періодів, коли річки отримують живлення в основному від підземних вод і лише іноді мають приток від дощів чи від танення снігу у періоди зимових відлиг [76]-[81]. Особливості гідрологічного режиму річок у літньо-осінній період

визначається двома факторами: характером підземного живлення та поверхневим стоком дощових опадів.

Чинники, які впливають на формування стоку річок у межень поділяють на тимчасові і постійно діючі. До перших з них відносять кліматичні умови (кількість опадів періоду формування стоку) та підземне живлення річок.

Роль рідких опадів в стоці річок меженого періоду залежить від кліматичних умов тої географічної зони, де розташований водозбір.

Запаси підземних вод, які в основному й обумовлюють межений стік, складаються з двох джерел вод: глибинних (напірних) та ґрунтових вод. Доля глибинного підземного живлення обумовлена геологічною та гідрогеологічною будовою водозборів, воно достатньо стає і може бути визначено за мінімальними витратами води літньої або зимової межені.

Суттєвий вплив на режим річок в межень мають й постійно діючі фізико-географічні фактори: рельєф, площа водозборів, глибина перерізу русла, наявність озер та боліт. Чим більший розмір водозбору, тим більш плавно відбуваються зміни в режимі річки [76], [78].

Встановлення строків початку періоду межені, тобто моменту завершення потрапляння припливу сезонних дощових та тало-дощових вод в річкову мережу залежить від строків сходу снігу у басейні і максимального часу добігання води по руслах річок, а також від розмірів, заболоченості, залісенності басейнів.

Найбільш широкий практичний інтерес представляють такі види довгострокових прогнозів стоку (витрат та рівнів води) в періоди літньої, осінньої та зимової межені:

- прогнози сезонного (за весь період межені) стоку;
- прогнози квартального стоку та місячного припливу води у водосховища ГЕС;
- прогнози середніх та мінімальних місячних рівнів води на судноплавних річках.

Такі види прогнозів є необхідними для гідроенергетики, водного транспорту, комунального господарства при забезпеченні побутовим водопостачанням. В

останній час такі прогнози потрібні для оцінки можливого забруднення річкових вод, концентрації забруднюючих речовин, у розрахунках самоочищення та розбавлення забруднених вод, а також їхньої охорони від забруднень.

Прогнози мінімальних рівнів води за місяць і всього періоду навігації випускаються для планування роботи річкового флоту. Для судноплавних річок такі прогнози необхідні для тих ділянок, де судноплавні глибини на перекатах у межах не завжди забезпечені і підтримуються через днопоглиблювальні роботи [76]-[78].

Методичні основи прогнозів меженного стоку витікають з закономірностей виснаження запасів води в річковому басейні. Закономірне зменшення підземного живлення під час меженного періоду обумовлює (при незначній долі поверхневого стоку) наявність кореляційного зв'язку між попередньою витратою води в початковий момент часу і витратою води в наступний період її зміни. Цю закономірність використовують для прогнозу меженного стоку чи середніх місячних витрат і рівнів води у річках.

Існують два підходи до розробки методики прогнозу меженного стоку річок:

- 1) при вирішенні рівняння виснаження запасів води в річковому басейні;
- 2) при побудові емпіричних (статистичних) залежностей меженного стоку розглядуваного періоду (місяць, сезон, квартал) з врахуванням запасів води в річковому басейні та додаткового дощового живлення.

Можливість якісних гідрологічних прогнозів літньо-осіннього стоку по початковій витраті води існує для басейнів річок, де доля дощового стоку періоду завчасності прогнозу мало відчутна і не порушує кривої виснаження.

Коли дощова складова у межах суттєва, складання прогнозів з великою завчасністю (сезон, квартал, місяць) має певні обмеження у зв'язку з відсутністю метеорологічного прогнозу опадів на такий тривалий період. Ефективність методики прогнозу у цих випадках знижується [76]-[80]. В цих випадках, враховуючи багатофакторність процесу формування стоку, рекомендується при розробці методики прогнозу меженного стоку використання методів математичної статистики – дискримінантного та регресійного аналізів, які дають можливість

виявити сполучення факторів, що впливають на стік і оцінити значимість вкладу кожного з них на стік літньо-осіннього періоду.

Для рівнинних річок лісостепової зони методи прогнозів меженного стоку дають кращі результати для літніх (липень-вересень) і зимових місяців, за умови відсутності відлиг. Восени, а також на річках лісової зони при значній змінності опадів методи прогнозів стоку стають практично не прийнятими.

В основу прогнозу витрат води покладено рішення рівняння водного балансу. Прогнозна величина стоку за якийсь відрізок часу може бути представлена у вигляді [79],[80]:

$$\sum_n^{n+t} Q \Delta t = W_C + W_B - P_T + W + \sum_n^{n+t} Q_n \Delta t + \sum_n^{n+t} Q_D \Delta t, \quad (1.40)$$

де $\sum_n^{n+t} Q \Delta t$ – стік за час t ;

n – дата випуску прогнозу;

W_C, W_B, W – відповідно запаси води в сніговому покриві, на поверхні басейну і в русловій мережі в момент часу n

$\sum_n^{n+t} Q_n \Delta t$ – стік підземних вод за час від дати n до дати $n+t$;

$\sum_n^{n+t} Q_D \Delta t$ – стік, який викликаний опадами за час від n до дати $n+t$;

P_T – втрати талого стоку, якщо сніг в басейні повністю тане.

Для прогнозу меженного стоку (наприклад, середніх витрат води за період часу Δt) найбільш часто використовуються залежності вигляду:

- для зони недостатнього зволоження при невеликій кількості опадів або малій змінності їх кількості у літньо-осінній період:

$$Q_{t+\Delta t} = f(W_t), \quad (1.41)$$

або

$$\bar{Q}_{t+\Delta t} = f(Q_t), \quad (1.42)$$

- для зони достатнього зволоження при значних опадах у літньо-осінній період:

$$\bar{Q}_{t+\Delta t} = f(W_t, X), \quad (1.43)$$

або

$$\bar{Q}_{t+\Delta t} = f(Q_t, X), \quad (1.44)$$

де $\bar{Q}_{t+\Delta t}$ – середня витрата води за період часу Δt , м³/с;

W_t – запас води в річковій мережі на дату випуску прогнозу t , м³;

Q_t – витрата води у замикаючому створі річки на дату випуску прогнозу t , м³/с;

X – кількість опадів періоду завчасності прогнозу Δt середніх витрат води, мм.

Загальний вигляд залежності, наприклад (1.41), для довгострокового прогнозу середньомісячних витрат води при незначній ролі опадів може бути представлений рівнянням прямої:

$$\bar{Q}_{t+30} = aW_t + b, \quad (1.45)$$

де a і b – параметри рівняння, які підлягають встановленню для конкретного річкового басейну.

Слід зазначити, що за дату t , на яку визначаються величини витрат води, тобто дату складання прогнозу місячного стоку, приймається 20-те, 25-те чи 30(31)-те число попереднього місяця, що залежить від характеру і часу спорожнення руслової мережі басейну.

Розробка методики прогнозу декадного або місячного стоку на основі рішення рівняння виснаження запасів води в річковому басейні ведеться при встановленні його параметрів [79], [80].

Рішення рівняння виснаження запасів води в річковому басейні. Якщо стік води у меженний період формується в основному за рахунок виснаження басейнових запасів води, то існує лінійний зв'язок:

$$Q_{n+1} = \alpha Q_n + (1 - \alpha)q, \quad (1.46)$$

де Q_n і Q_{n+1} – середні витрати води за попередній і наступний періоди t однакової тривалості;

t – декада або місяць;

q – базисний стік;

коефіцієнти зв'язку: α – кутовий коефіцієнт

$$\alpha = \exp(-\alpha t) \quad (1.47)$$

і вільний член (відрізок на осі ординат) b , який дорівнює:

$$b = (1 - \alpha q). \quad (1.48)$$

Побудова емпіричної залежності місячного стоку від попередньої витрати води зводиться до встановлення таких статистичних зв'язків і отримання їх параметрів, що задовольняються вимогами, що відповідатимуть методиці прогнозу [76].

Наявність залежності виду $Q_{n+1} = f(Q_n)$ для певної річки встановлюється шляхом побудови такої залежності за даними багаторічних спостережень та оцінки точності отриманої прогнозової залежності. Такі залежності будуються для окремих місяців літньо-осіннього періоду, а також можуть бути побудовані разом за весь період спостережень, за допомогою чого можна більш точно визначити точність емпіричних зв'язків, отриманих для окремих місяців. Точність прогнозів при цьому

буде тим вища, чим менший вплив дощів на стік меженного періоду в даному районі дослідження.

Початкова витрата води Q_n або Q_0 приймається на останній день попереднього місяця (декади) що розраховується. Інколи для уникнення непередбачених похибок в якості показника зволоження і загального запасу води в річковому басейні доцільно приймати середне значення витрати води у замикаючому створі за декілька днів перед початком місяця, на який дається прогноз стоку. Цей період береться конкретним 5-10 днів, а в певних випадках до 30 днів, тобто приймається середньомісячна витрата води за попередній прогнозному місяць [76] - [78].

Методика прогнозів стоку по запаси води в русловій мережі. Теоретичною основою прогнозів стоку меженного періоду є рівняння водного балансу періоду межені при визначенні руслових запасів води, які знаходяться в річковій ємності на момент часу.

Об'єм води в русловій системі W включає до себе запаси води (за Р.О. Нежиховським) [76]:

$$W = W_{кр} + W_{сер} + W_{м}, \quad (1.49)$$

де $W_{кр}, W_{сер}, W_{м}$ – об'єм води у крупній, середній та мілкій і найбільш мілкій русловій мережі.

Однак, на практиці кількість води в річковій мережі на момент часу t визначається як сума об'ємів води на окремих її ділянках [76]-[81]:

$$W_t = W_{1,t} + W_{2,t} + \dots + W_{n,t} \quad (1.50)$$

де W_t – запас води в русловій мережі у момент часу t , м³ ;

$W_{i,t}$ – запас води на i -й ділянці розглядуваної річкової системи у момент часу t , м³ ;

n – кількість ділянок.

Об'єм води W , який відповідає певному ступеню наповнення русла, пов'язаний з витратами води в усій річковій мережі на даний момент часу. При виснаженні руслових запасів води через замикаючий створ середня витрата води в ньому формуватиметься за період максимального часу добігання води в басейні. Тоді:

$$\bar{Q}_{t+\tau_{max}} = W_t / \tau_{max} . \quad (1.51)$$

За відсутності суттєвого припливу дощових вод в період завчасності прогнозу між русловим запасом води і середньою витратою води за деякий період існує кореляційна лінійна залежність вигляду:

$$\bar{Q}_{t+\tau_{max}} = aW_t . \quad (1.52)$$

Параметри рівнянь (1.45) та (1.52) відображують конкретні фізико-географічні умови даного басейну, а параметр b в (1.45) відповідає значенню мінімальної витрати води в замикаючому створі, який обумовлений сталим підземним живленням.

Період $(t + \tau_{max} = T)$, на який дається прогноз середньої витрати води, за рахунок повільного виснаження руслових запасів води дорівнює або перевищує спорожнення руслової мережі.

Якщо період завчасності прогнозу $T \geq \tau_{max}$, то розрахунок W_t ведеться для всієї річкової мережі. У випадку ж коли $T < \tau_{max}$ – враховуються руслові запаси W_t лише на тій частині басейну, яка обмежена ізохроною добігання води по руслах річок на рівні T діб. Наприклад, при прогнозуванні середньомісячних витрат води по залежності:

$$\bar{Q}_{t+30} = f(W_t), \quad (1.53)$$

при $\tau_{max} > 30$ діб, об'єм води в руслах річок підраховується лише на частині водозбору, обмеженій ізохроною 30 діб.

Існуючі моделі прогнозів низького стоку в програмах ВМО і країнах ЄС. Коротко і середньострокові прогнози низького стоку ґрунтуються на характеристиках виснаження стоку в басейні. У деяких випадках потрібно облік особливих обставин, які можуть змінювати криву виснаження стоку в порівнянні з середньою кривою. Наприклад: антропогенний вплив, такий, як забір води на зрошення; локальні відмінності зволоженості водозбору, що приводять до того, що базисний стік формується не з усього водозбору, а з його окремих частин; сезонні коливання, обумовлені розвитком водної рослинності; впливу притоків [82].

Довгострокові прогнози низького стоку зазвичай ґрунтуються на методах кореляційного або регресійного аналізу з використанням ґрунтової вологи і кліматичних факторів, таких як дощові опади і температура повітря, як визначальних змінних. У багатьох випадках в опадах за попередній період виділяються окремі сезонні складові, які входять в рівняння зв'язку з відносними ваговими коефіцієнтами. Виділення сезонних опадів допомагає також визначити час запізнювання в системі опади – стік [83], [84].

У річках, де підземні води є головним компонентом загального стоку, витрата води в джерелах може служити корисною визначальною змінною, що характеризує запаси підземних вод. Приклади прогнозування низького стоку річок за характеристиками умов водоносних горизонтів представлені Бюро досліджень в галузі геології і мінеральних ресурсів в *Situation hydrologique et prevision de bases eaux* [85].

Як правило, для довгострокового прогнозування низького стоку використовуються прийоми математичної статистики. Для підготовки прогнозу можна використовувати матричні методи умовних переходів або прогностичні рівняння типу [86]:

$$Q_{t+1} = Q_{t+1}/Q_t + kP, \quad (1.54)$$

де Q_{t+1} – витрата води, що прогнозується;

Q_{t+1}/Q_t – витрата води за умови відсутності дощу, т. е. на гілці спаду гідрографа в період між датами t і $t+1$;

P – дощові опади, що дають добавку до стоку в момент часу;

k – перехідний коефіцієнт.

Іншим підходом є використання рядів стоку або водно-балансових моделей, заснованих на історичних кліматологічних даних для забезпечення імовірнісних прогнозів низького стоку.

Крім цього, для прогнозування низького стоку потрібні оцінки фільтрації води в берега і випаровування з водної поверхні. Це особливо важливо при прогнозуванні впливу попусків води з водосховища, а також впливу інших водогосподарських заходів.

Територіальні прогнози літнього та осіннього стоку (наприклад, за методом річок-аналогів з урахуванням майбутніх опадів по прогнозу погоди), а також картографічна форма очікуваної водності річок за даний місяць (у відносних величинах - модульних коефіцієнтах) були виконані минулого часу для достатньо великої території, наприклад Європейської частини СРСР. Тому в даному проекті ставиться задача розробки регіональної методики прогнозування меженного стоку річок (для басейну р. Південний Буг), яка б дала змогу складання прогнозу декадного стоку для будь-якої річки, якщо для неї відомі відповідні вихідні дані.

1.5.2 Огляд математичних моделей для прогнозування максимального стоку річок

Використання математичного моделювання процесів формування стоку дає змогу відтворити велике різноманіття можливих сполук фізичних процесів на річкових басейнах, що призводять до екстремальних значень стоку, а також

оцінити ймовірнісні характеристики максимального стоку з урахуванням антропогенного впливу на водозборах. Ці моделі в основному відносяться до детерміністичних із зосередженими параметрами. Вони використовуються в основному для короткострокових прогнозів гідрографів весняного водопілля і дощових паводків. Однак, існують моделі, які дозволяють розраховувати і прогнозувати об'єм весняного водопілля на річках, у тому числі й територіальні методи.

1.5.2.1 Сучасні математичні моделі гідрологічних прогнозів

В останні 30 років як у нашій країні, так і за кордоном велися дослідження, спрямовані на розробку короткострокових моделей стоку, які можна було б використовувати в оперативній практиці прогнозування відповідно [82] і [87], що висвітлені в роботах [88]-[97]. Так, у вітчизняній оперативній практиці гідрологічного прогнозування в Українському Гідрометцентрі ДСНС України [88] на сьогодні використовуються науково-методичні розробки, які об'єднані в єдину систему у вигляді прогнозно-моделюючих комплексів «Тиса», «Дністер», «Прут», «ДОЩ-3», «СЛОЙ-3», [89], «СЛОЙ-2» [90].

В останні роки в УкрГМП розроблено і впроваджено (з 2015 р.) у виробничу діяльність Дунайської гідрометеорологічної обсерваторії аналітично-експертну систему прогнозування рівнів води суднохідного Дунаю «Істер» [91].

За кордоном, у тому числі, в практиці ВМО [82], розроблені і використовуються математичні моделі з зосередженими параметрами для прогнозування водного режиму річок (гідрографів стоку у замикаючому створі річок з різною деталізацією процесів стокоутворення), наприклад, Стенфордська (автори Н.Г. Крауфорд і Р.К. Лінслей) [92], [93], Д. Доуді і О'Доннела, Шеньси, Д.Є. Неша та ін. [81], Сакраменто (США) [94], резервуарна (танк-модель) модель (Токіо, Японія) [95].

Гідродинамічні моделі (моделі вищого рівня) є моделями з розподіленими параметрами, які засновані на рівняннях математичної фізики і гідродинаміки, враховують в явному вигляді просторову нерівномірність стокоформуєчих чинників і тому потребують для ефективного використання достатньо різноманітної інформації, яка поки що часто відсутня [87]. Серед розподілених моделей найбільш відомими є Європейська гідрологічна система (SHE) [96], [97], DHSWM (Distributed Hydrology Soils and Vegetation Model, розробка американських вчених університету в Сієтлі – основні автори Вігмоста і Леттенмайер) [98], а також модель Датського гідравлічного інституту «Майк-11» [99], в яку входить модель опади-стік NAM. Глобальна система «МІКЕ-11» (<https://www.dhigroup.com/>) складається з низки моделей та може бути застосована для оперативного прогнозу стоку будь-якого річкового водозбору та ін.

Також, широко відомою є сучасна модель SWAT, яка апробована для деяких гірських та рівнинних річок та здатна відтворювати гідрологічні особливості басейну, включаючи сніготанення [100]. Прикладом локальних розробок методів оперативного прогнозування стоку є система гідрологічного прогнозування в реальному часі на основі мультимодельного підходу, відома як HydroProg розроблена у Вроцлавському університеті [101]. Особливо актуальним напрямом досліджень в останні роки є прогноз водності річок за сценарними даними кліматичних моделей, розробленими IPCC [102], [103].

Розглянемо ширше деякі відомі гідрологічні моделі, які широко використовуються в оперативній практиці у Європі та Світі.

Комплексна система гідрологічного моделювання HBV. Гідрологічна модель HBV розроблена у Шведському метеорологічному та гідрологічному інституті (SMHI) на початку 70-х з метою підвищення якості управління у сфері гідроенергетичного комплексу. Перші прогнози були виконані для басейнів у північній частині Швеції у 1975 році [104], [105].

Модель HBV – це концептуальна гідрологічна модель, що дозволяє виконувати безперервний розрахунок річкового стоку на басейні (періоду весняного водопілля, зимових та осінніх паводків та межені) при застосуванні

сучасних комп'ютерних засобів та даних калібрування. Ця модель є стандартним інструментом прогнозування у Швеції національної служби попередження, де близько 75 водозборів переважно малих та незарегульованих річок. Крім того, модель HBV використовується в оперативній практиці або з метою наукових досліджень більш ніж 50 країн світу.

Протягом перших двох десятиліть використання моделі до її основної структури було внесено лише незначні зміни. На початку 90-х років було проведено комплексну переоцінку моделей HBV [104] та оновлення версії HBV-96.

Вхідні дані моделі HBV – спостереження за опадами, температурою повітря, тиском пари, швидкістю вітру та оцінками можливого випаровування. Використовувані значення випаропередачі – це середньомісячні значення. Температура повітря, тиск пари та швидкість вітру використовуються для розрахунку скупчення та танення снігу. Основне рівняння водного балансу в моделі HBV описується у наступному вигляді:

$$P - E - Q = \frac{d}{dt} [SP + SM + UZ + LZ + VL], \quad (1.55)$$

де P – опади, мм;

E – сумарне випаровування, мм;

Q – витрата води, м³/с;

SP – сніговий покрив, мм;

SM – вологість ґрунту, мм;

UZ – верхня зона підземних вод, м;

LZ – нижня зона підземних вод, м;

VL – об'єм озер та водосховищ, км².

На сьогодні модель HBV – це інтегрована система гідрологічного моделювання: сучасний, добре перевірений та експлуатаційний інструмент. Модель забезпечена системами інформації та прогнозування погоди в реальному часі, такими як система WebHyPro, розроблена SMHI та використовується, як на

автономних ПК, в концепції клієнтського сервера, так і інтегрована у SCADA / EMS-робочі станції. Також модель дозволяє враховувати зміни клімату на басейні та моделювати річковий стік при залученні сценарних даних опублікованих IPCC [105].

Модель EFAS. У Європейському союзі функціонує система прогнозування повені European Flood Alert System (EFAS), розроблена під керівництвом об'єднаного дослідницького центру Єврокомісії в м. Іспра, Італія [106], [107]. Система EFAS має подвійне призначення – забезпечення сталого водопостачання та прогнозування небезпечних повеней. На виході система EFAS надає користувачам карти ймовірності виникнення повеней, ансамблеві прогнози стоку, інформацію про опади, доступну через веб-інтерфейс моніторинг паводкової обстановки. Прогноз уточнюється по мірі надходження нових фактичних і прогнозних метеорологічних даних, при цьому, відповідно, зменшується завчасність прогнозу.

Технологія підготовки і випуску прогнозів заснована на басейновому принципі і повністю автоматизована. В структуру системи входить глобальна модель прогнозу погоди ECMWF, регіональна модель прогнозу погоди метеослужби Німеччини, модель формування паводкового стоку LISFLOOD і імітаційна модель затоплення території з погодинним тимчасовим кроком і високим просторовим розширенням. Подібний функціонал вимагає наявності детальних даних про рельєф і інших характеристиках підстильної поверхні [108].

У США для прогнозування і оперативного оповіщення про повені використовується технологія FFG (Керівництво по швидко виникаючим паводкам), розроблена співробітниками національної метеослужби США і Гідрологічним дослідним центром в Сан-Дієго. Технологія FFG призначена для виявлення в оперативному режимі районів, де очікується формування швидких паводків, в тому числі на малих річкових басейнах, які не забезпечені гідрологічними спостереженнями [109].

Особливістю даної системи є розвинений блок оцінки полів опадів на основі даних радіолокаторів (системи NEXRAD) відкоригованих по наземній мережі

спостережень. Отримані за допомогою даної технології поля опадів використовуються в якості вхідних даних для моделі формування та танення снігового покриву та моделі розрахунку вологості ґрунту. Система забезпечує повністю автоматизований збір даних, засвоєння і обробку їх для моделювання та випуску прогностичної продукції.

На виході технологія формує поля показників, що відображають можливість формування повені, показник загрози формування небезпечних повеней, а також оцінку невизначеності прогнозу. Технологія має добре розвинений інтерфейс і дозволяє представляти вихідну продукцію у вигляді текстових форматів, у вигляді карт і графіків. Крім США, дана технологія використовується у Мексиці, Коста-Ріці, Панамі, Румунії, Болгарії, Туреччині та інших країнах [109].

1.5.2.2 Сучасні математичні моделі довгострокових гідрологічних прогнозів

Модель «СЛОЙ-2» для довгострокового прогнозування шарів стоку весняного водопілля. Математична модель СЛОЙ-2, розроблена в Українському науково-дослідному гідрометеорологічному інституті (автор М.М. Сусідко), застосовується для довгострокового прогнозування характеристик стоку весняного водопілля [90], [110], [111] та дозволяє проводити дослідження динаміки зимово-весняних процесів на річковому водозборі [112].

Математична модель СЛОЙ-2, одна з небагатьох існуючих моделей, яка може бути застосована в різних фізико-географічних умовах [113], [114], тобто, як для рівнинних [90], [112], [113], [114], так і гірських територій [89] та враховує неоднорідність ландшафтних і гідрометеорологічних умов формування весняного стоку.

Часова динаміка зимово-весняних процесів у моделі здійснюється в оперативному режимі надходження вихідної інформації по даних спостережень на метеостанціях [112]. Модель дозволяє аналізувати для відкритих і заліснених

частин річкових басейнів процеси стокоутворення – снігонакопичення та сніготанення, зміни стану підстильної поверхні водозбору, динаміки глибини промерзання і відтаювання ґрунтів, їх зволоженості (при врахуванні зимових відлиг). Для розрахунку водовіддачі під час зимових відлиг в моделі використаний методичний підхід з використанням коефіцієнтів танення та показників водоутримуючої спроможності снігу.

Методичні засади прогностичного комплексу (моделі СЛОЙ-2) ґрунтуються на математичному моделюванні процесів формування весняного стоку рівнинних річок, які були розроблені М.М. Сусідко. У структурі моделі довгострокове прогнозування шарів стоку весняного водопілля (h) на басейні здійснюється шляхом водно-балансового рішення, який заснований на залежності шарів стоку від запасу води в сніговому покриві, опадів за період водопілля та показників попереднього стану поверхні водозбору (вологість та промерзання ґрунтів), які характеризують його водопоглинаючу спроможність [111]:

$$h = S + PB + h_0 \pm \Delta W - EB - hV, \quad (1.56)$$

де S – запас води у сніговому покриві перед початком сніготанення (перед датою складання прогнозу), мм;

PB – кількість опадів за весняний період (опади за період від дати складання прогнозу до закінчення повені), мм;

h_0 – шар базисного стоку за період весняного водопілля, мм;

ΔW – зміна запасів вологи у ґрунті за період весняного водопілля (поповнення запасів вологи в ґрунті або ж скидання надлишку води внаслідок перенасичення ґрунту), мм;

EB – шар випаровування за період від дати складання прогнозу до закінчення весняного водопілля, мм;

hV – шар затримання талої та дощової води на поверхні водозбору, мм.

Втрати талої води визначаються в моделі за двома показниками – через коефіцієнт стоку та шар поверхневого затримання [90], [110], [111]. Тож, втрати

води залежать від таких характеристик, як зволоженість водозбору, товщина шару промерзлого ґрунту, інтенсивність сніготанення та характер поверхні водозбору.

Модель СЛОЙ-2 дозволяє вести прогнозування шарів стоку за весняне водопілля двома способами:

- річковий водозбір розглядається як єдина система з урахуванням показника степені його залісеності (при моделюванні динаміки снігонакопичення, стану підстильної поверхні та інтенсивності сніготанення).

- розрахунок шарів стоку ведеться на залісених та відкритих площах окремо, що призводить до оцінки загального шару паводкового стоку h (мм), як суми складових:

$$h = (1 - f_{л})\tilde{h}_{н} + f_{л}\tilde{h}_{л} - \Delta P + h_0, \quad (1.57)$$

де $\tilde{h}_{н}$ – шар стоку з відкритих площ, мм;

$\tilde{h}_{л}$ – шар стоку з залісених площ, мм;

$f_{л}$ – залісеність, в частках площі водозбору;

ΔP – шар утримання талої води, мм;

h_0 – шар базисного стоку, мм.

Роздільна оцінка стоку за водопілля з відкритих та залісених площ показала кращі результати при залісеності водозборів від 30 до 70 % [115].

Прогнозування шарів стоку весняного водопілля за моделлю СЛОЙ-2 (у першому варіанті) виконується за наступними етапами:

На першому етапі ведеться розрахунок надходження води на водозбір. При цьому за результатами снігомірних зйомок у полі та лісі оцінюються запаси води в сніговому покриві S на водозборі. За наявності відлиг, запаси води в сніговому покриві оцінюються шляхом їх розрахунку по опадах, саме за даними про добову їх кількість від початку зимового періоду [112, 117].

На другому етапі ведеться розрахунок втрат води на басейні. При цьому враховуються втрати води на інфільтрацію (просочення в ґрунт) та поверхневе затримання у різних формах рельєфу водозбору.

Формування втрат води на інфільтрацію враховується в моделі СЛОЙ-2 через коефіцієнт стоку η . При визначенні коефіцієнта стоку береться до уваги вплив на формування втрат талої води інтенсивності сніготанення, характеру опадів під час сніготанення, глибини промерзання та зволоженості ґрунту [90, 115]:

$$\eta = (Ae^{-B(S+P)K_P} + 0,50)K_P K_L K_W, \quad (1.58)$$

де $(S + M)$ – загальні запаси вологи, що формують весняний стік: середні по водозбору запаси води в сніговому покриві до початку водопілля S та опади за час сніготанення P ;

A, B – параметри, які залежать від температурної характеристики $t_0(^{\circ}C)$ періоду сніготанення;

$K_P K_L K_W$ – коефіцієнти, які відображають вплив на формування стоку рідких опадів за період сніготанення X (мм), товщі мерзлого шару ґрунту L (см) та відносної зволоженості водозбору W (%) перед початком сніготанення.

Виконання перелічених етапів математичної моделі «СЛОЙ-2» дає можливість довгострокового просторового прогнозування шарів стоку весняного водопілля як для окремих водозборів, так і для річок всієї території України в цілому.

Також модель «СЛОЙ-2» дає можливість просторових довгострокових гідрологічних прогнозів максимальних витрат води весняного водопілля рівнинних річок. Авторами моделі пропонується метод ймовірнісної оцінки максимальних витрат води весняного водопілля, що ґрунтується на наступних положеннях [116], [117]:

а) між шарами стоку h і максимальними витратами води Q_m існує зв'язок, який визначається осередненим рівнянням:

$$\tilde{Q}_{m_{сер}} = K_Q h, \quad (1.59)$$

де $\tilde{Q}_{m_{сер}}$ – витрати води, оцінені по середній лінії зв'язку;

K_Q – перевідний коефіцієнт;

б) відхилення максимальних витрат води від середньої лінії зв'язку:

$$\Delta Q = \tilde{Q}_{m_{сер}} - Q_m \quad (1.60)$$

залежить від витрат води $\tilde{Q}_{m_{сер}}$, тобто:

$$|\Delta \tilde{Q}| = K_{\Delta Q} \cdot \tilde{Q}_{m_{сер}}, \quad (1.61)$$

де $K_{\Delta Q}$ – коефіцієнт цієї залежності;

в) відхилення $|\Delta \tilde{Q}|$ для будь-якого значення шару стоку розподілені за біноміальним законом з показниками варіації C_v та асиметрії C_s .

За одержаними в моделі значеннями коефіцієнтів K_Q та $K_{\Delta Q}$, за допомогою функцій розподілу відхилень $|\Delta \tilde{Q}|$ за величиною випадкового компонента δQ_P обчислюються максимальні витрати води \tilde{Q}_{m_P} певної ймовірності перевищення P для будь-якого значення шару стоку h .

Розраховані значення витрат води \tilde{Q}_{m_P} подаються у вигляді інтервальних оцінок при ймовірності β , з якою гарантується умова, що значення спрогнозованої витрати води буде знаходитись у межах довірчого інтервалу I_β . Шляхом графічної побудови та статистичних узагальнень для основних створів річок басейнів, що розглядаються в моделі, одержані характеристики, які дозволяють прогнозувати максимальні витрати води та подавати їх у вигляді інтервальних оцінок: коефіцієнти K_Q і $K_{\Delta Q}$, показники варіації C_v та асиметрії C_s відхилень $|\Delta \tilde{Q}|$.

Модель прогнозу максимальних витрат води може бути застосована для невивчених у гідрологічному відношенні водозборів. Для визначення максимальних витрат води весняного водопілля з малих водозборів, при відсутності гідрометричних спостережень, необхідно мати відомості про: шар стоку, площу водозбору та похил місцевості водозборів.

Модель для територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля рівнинних річок на основі типізації типу водності водопіль. В Одеському державному екологічному університеті на основі численних напрацювань професора А.М. Бефані започаткована і досі діє Одеська наукова школа в галузі теоретичної та прикладної гідрології. На основі цієї школи розроблено та апробовано низку моделей, у тому числі і для територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля рівнинних річок. Значний внесок у розвиток вивчення і моделювання стоку вніс учень А.М. Бефані – професор Є.Д. Гопченко.

Ученицею Н.Ф. Бефані автором Ж.Р. Шакірзановою у 2005 році обґрунтований науковий метод територіального довгострокового прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля басейнів річок Верхнього Дніпра, Західної Двіни і Німану [118]. У 2011 р. даний метод, вже для максимальних витрата та шарів весняного стоку, був обґрунтований для басейну р. Прип'ять [119], а у 2015 р. для всієї рівнинної території України [120], [121], для басейну р. Дніпро [122]. В рамках даного проекту метод територіального довгострокового прогнозування характеристик весняного водопілля реалізований для басейну р. Південний Буг [123].

Метод довгострокового прогнозу [118]-[123] заснований на попередньому встановленні типу або діагнозі водності майбутньої весни, отриманні за регіональними залежностями прогнозних величин, та їх представлення у картографічному вигляді.

Методичною базою для довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля (шарів стоку та максимальних витрат води) на рівнинних річках використані регіональні залежності модульних коефіцієнтів шарів стоку або

максимальних витрат води від сумарних запасів води в сніговому покриві та весняних опадів, виражених відносно їх середньобогаторічних величин. Такі залежності встановлюються для річок, по яких є багаторічні ряди гідрометеорологічних спостережень у вигляді регіональних залежностей [119]-[123]:

$$Y_m/Y_0 = f[(S_m + X_1 + X_2)/(S_0 + X_{10} + X_{20})], \quad (1.62)$$

$$q_m/q_0 = f[(S_m + X_1)/(S_0 + X_{10})], \quad (1.63)$$

або, у вигляді модульних коефіцієнтів цих характеристик:

$$k_Y(k_q) = f(k_X), \quad (1.64)$$

де Y_m та Y_0 – шари весняного стоку і їх середньобогаторічні величини, мм;

q_m та q_0 – максимальний модуль весняного водопілля і його середньобогаторічна величина, м³/с;

$k_Y(k_q)$ – модульний коефіцієнт шарів стоку (максимальних витрат води) весняного водопілля;

k_X – модульний коефіцієнт сумарного надходження води на водозбір у період весняного водопілля.

Алгоритм довгострокового прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля річок має наступні етапи.

I. Складання альтернативного (якісного) прогнозу.

При використанні багатовимірного стохастичного аналізу – за знаком дискримінантної функції DF , при врахуванні комплексу гідрометеорологічних чинників водопілля, здійснюється попередня оцінка типу розвитку весняних процесів, тобто складається альтернативний (якісний) прогноз майбутнього

водопілля – вищий, близький або нижчий за норму. Функція DF розраховується в дату складання прогнозів (ДВП) за рівнянням типу [124], [125]:

$$DF = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2 + \dots + a_m x_m, \quad (1.65)$$

де $A (a_0, a_1, a_2, \dots, a_m)$ – вектор коефіцієнтів дискримінантної функції;

m – кількість ознак чи дискримінантних змінних ($j=1,2,\dots,m$), які характеризують об'єкт дослідження.

За знаком дискримінантних рівнянь (більше або менше нуля) водопілля на річках можна диференціювати за типами водності. Так, коли дискримінантна функція $DF1 > 0$, то слід очікувати формування весняного водопілля вищим за норму (середньо багаторічну величину значення). Якщо ж $DF1 \leq 0$, а $DF2 \geq 0$, то водопілля буде розвиватися за ситуацією, коли очікуються об'єми чи максимуми весняних вод близькими до норми. У випадку, коли $DF1 < 0$ і $DF2 < 0$, водопілля буде нижчим за норму.

Для рівнинних річок території України автором [120] встановлені сталі рівняння дискримінантні функцій, які мають вигляд:

- для лівобережних приток

$$DF = a_0 + a_1 k_x + a_2 k_{q_{09-01}} + a_3 k_L + a_4 \theta_{02}, \quad (1.66)$$

- для правобережних приток

$$DF = a_0 + a_1 k_x + a_2 k_{Q_{не}} + a_3 k_L + a_4 \theta_{02}. \quad (1.67)$$

Автором [120] встановлено, що для річкових систем, які знаходяться в однорідних умовах формування весняних водопіль дискримінантні рівняння є стійкими і можуть використовуватися для всіх річок таких районів. При цьому в

межах рівнинної території України виділено 11 однорідних районів з підрайонами (розд.1) [120], [121], а також в межах р. Південний Буг [126].

У вектор-предиктор гідрометеорологічних чинників дискримінантної моделі входять (включені у прогнозну схему у вигляді модульних коефіцієнтів, тобто по відношенню до середніх багаторічних величин):

- величини запасів води на водозборі в період весняного водопілля, які беруть участь у формуванні весняного водопілля і є основним чинником надходження тало-дошових вод на річковій водозбір;

- показник зволоження ґрунтів, в якості якого виступає індекс зволоження ґрунтів, який визначається, як середня річкова витрата води в осінньо-зимові місяці (з вересня попереднього року по січень поточного) для лівобережної України або передповенева витрата води Q_{nv} , віднесена до середньобагаторічної величини витрати води цього ж місяця $(Q_{nv})_0$ - для правобережної;

- температура повітря у лютому Θ_{02} °С, як показник погодних умов накопичення і, в окремі роки, танення снігу на річкових водозборах;

- показник промерзання ґрунтів, в якості якого виступає модульний коефіцієнт максимальної глибини промерзання ґрунтів.

II. Складання кількісного прогнозу.

На другому етапі прогностичної схеми відбувається встановлення кількісних величин модульних коефіцієнтів шарів стоку чи максимальних витрат води (відповідно групи водності водопіль за знаком дискримінантної функції DF) у вигляді [120], [121]:

$$k_Y(k_q) = b_0 + b_1 k_X + b_2 k_X^2 + b_3 k_X^3, \quad (1.68)$$

де b_0, b_1, b_2, b_3 – коефіцієнти рівняння (1.68) [120].

При встановленні за прогнозною методикою очікуваних модульних коефіцієнтів k_m визначаються самі величини:

- шарів весняного стоку

$$Y_m = k_m Y_0; \quad (1.69)$$

- максимальних витрат води

$$Q_m = k_m Q_0 = k_m q_0 F, \quad (1.70)$$

де Q_0 – середньобогаторічна величина максимальних витрат води весняного водопілля;

F – площі водозборів річок, км².

Можливість територіального прогнозування зумовлена розрахунком середньобогаторічного шару стоку Y_0 або максимального модуля весняного водопілля q_0 .

За наявності тривалих стокових спостережень норми весняного водопілля розраховуються для кожної конкретної річки за часовим рядом спостережень:

- для шарів стоку водопілля

$$Y_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Y_m}{n}, \quad (1.71)$$

- для максимальних витрат або їх модулів

$$q_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Q_m}{nF}, \quad (1.72)$$

де Y_m або Q_m – шари стоку або максимальні витрати води весняного водопілля за багаторічний період;

n – кількість років у багаторічному періоді стокових спостережень.

Середньобагаторічні величини шарів стоку весняного водопілля (норми) Y_0 , мм, визначаються для будь-яких річок території, у т.ч. невивчені в гідрологічному відношенні, за карта-схемою їх розподілу по території. Вплив лісу та боліт на шар весняного стоку Y_0 враховується при використанні коефіцієнтів:

$$k_L = 1 - 0,082lg(f_L + 1); \quad (1.73)$$

$$k_B = 1 - 0,24lg(f_B + 1), \quad (1.74)$$

де f_L та f_B – площі лісу і болот на басейні (у %).

Середньобагаторічні величини максимальних модулів весняного водопілля q_0 , м³/(с·км²), визначаються за моделлю редуційних типових гідрографів водопіль за рівнянням [22], [127], у тому числі для басейну р.Південний Буг [128]:

$$q_0 = q'_0 \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F \cdot r, \quad (1.75)$$

де q_0 – середній багаторічний модуль максимального стоку, м³/(с·км²);

q'_0 – середній багаторічний модуль максимальної витрати води схилового припливу, м³/(с·км²);

$\psi(t_p / T_0)$ – трансформаційна функція розпластування повеневих хвиль під впливом руслового добігання;

ε_F – коефіцієнт русло-заплавного регулювання;

r – коефіцієнт трансформації водопіль під впливом озер і водосховищ руслового типу.

III. Визначення забезпеченостей очікуваних величин у багаторічному розрізі.

На третьому етапі ведеться визначення ймовірнісних характеристик весняного водопілля в багаторічному періоді та їх представлення в прогнозній схемі, де забезпеченість прогнозних величин $P_Y(Q)$ встановлюється при

використанні кривої трипараметричного гама-розподілу С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля [22], у вигляді інтервалу забезпеченостей:

$$P_1 < P_{Y(Q)} < P_2, \quad (1.76)$$

де P_1, P_2 – верхня і нижня межі забезпеченості, що встановлюються по таблицям С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля (для середнього по території значення ($C_s/C_v = 2,5$)) [15].

Практична схема складання довгострокового прогнозу характеристик максимального стоку весняного водопілля на рівнинних річках України може бути представлена у вигляді блок-схеми (рис. 1.12).



Рисунок 1.12 – Блок-схема довгострокового прогнозу характеристик максимального стоку весняного водопілля

В запропонованому методі територіальних довгострокових прогнозів характеристик максимального стоку річок використовується картографічна форма представлення прогнозних величин, а саме, розподілу по території очікуваних модульних коефіцієнтів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля, їх забезпеченостей настання у багаторічному періоді [118] – [123], а також строків проходження весних водопіль [129].

Прогностичні карта-схеми дозволяють оцінювати ймовірні гідрологічні небезпеки підтоплення заплавлених територій річок (включаючи й водопілля річок рідкісної ймовірності перевищення, такі, як 1 раз на 100 років, тобто при забезпеченості 1%) для своєчасного прийняття управлінських рішень з метою запобігання надзвичайним ситуаціям, зменшення руйнівних наслідків повеней, забезпечення безаварійного пропуску льодоходу та паводкових вод.

1.6 Теоретичне обґрунтування використання методу водно-сольового балансу водойм та методи його математичного моделювання

1.6.1 Дослідження водно-сольових режимів водойм

Одним з основоположних наукових підходів, при дослідженнях гідрологічного режиму водосховищ, озер і ставків, відомим в літературі, є метод водного балансу [130]-[137]. Рівняння водного балансу водойм дають можливість докладно вивчити та зіставити між собою складові приходної та витратної частин водних балансів, що є необхідним при плануванні використання вод, визначенні заходів щодо задоволення потреб у воді господарства і населення. На основі водних балансів розробляються й сольові баланси, які дозволяють оцінювати мінералізацію та якість води водойм для різних водогосподарських потреб.

Сучасними та найбільш науково-обґрунтованими є дослідження водно-сольових режимів, розробки, калібрування та верифікації імітаційних моделей водно-сольових балансів в умовах водогосподарських перетворень та змін клімату,

виконані Н.С. Лободою, Ю.С. Тучковенком, Є.Д. Гопченком, О.М. Грибом для лиманів Північно-Західного Причорномор'я (група Тузловських лиманів, Дофінівський лиман) [138], з більш детальними дослідженнями в межах Тілігульського [139] та Куяльницького [140] лиманів.

Дослідження водних і сольових балансів, математичне та сценарне моделювання водно-сольових режимів Придунайських озер в умовах їх зарегульованості було виконано для системи озер Ялпуг-Кугурлуй (С.Д. Кузніченко [141]) та озера Китай (Ю.С. Медведєва, Є.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакірзанова [142]).

Обґрунтуванню структури та окремих складових водних балансів протягом тривалого періоду були присвячені роботи таких видатних вчених, як М.А. Веліканова [130], Р.А. Нежиховського [131], О.В. Гушлі, В.С. Мезенцева [132], В.С. Вуглинського [133], В.Н. Михайлова [134], Є.Д. Гопченка, О.В. Гушлі [135], О.Ф. Литовченка [136], В.М. Тімченка [137] та інших.

Ще у 1948 році М.А. Велікановим [130] відмічено, що водний баланс водойм включає у себе розгляд усіх процесів, що впливають на зменшення чи збільшення кількості води всередині деякого виділеного об'єму. За Р.А. Нежиховським [131] рівняння водного балансу розглядається, як взаємозв'язана система компонентів, що відображає співвідношення між надходженням та витратою води, як метод вивчення процесів водообміну у водосховищі, як один із способів оцінки гідрологічної вивченості водойми та як засіб для визначення компонентів водного балансу, вимірювання яких неможливе чи ускладнене співвідношенням основних компонентів водного балансу визначається, зокрема, інтенсивність водообміну в озері, а отже динаміка наносів, солей, біогенних речовин і ін. [131], [137].

Баланси поділяються на місячні, ті, що складають систематично на протязі року, річні – у кінці року та декадні – для періодів високої водності (весняне наповнення) [132], [136], а також в середньому за багаторіччя [136].

Спосіб вирішення водного балансу визначається характером водойми, її типом (озеро, водосховище), проточністю (стічні, безстічні, проміжні), притоком та об'ємом, наявністю льодяного покриву та ін. [132], [134], [135], [136]. Безстічні

озера представлені у класифікації Б.Б. Богословського, як акумулятивні водойми [137].

Під структурою водного балансу будь-якої водойми розуміють співвідношення між різними прибутковими та витратними складовими рівняння водного балансу, що складається за будь-який період часу [134]. Різниця між сумою надходження та втрат води повинна дорівнювати збільшенню чи зменшенню запасу води в озері [136].

У зарубіжній практиці дослідженню водно-сольового балансу озер (річних, сезонних, місячних) в останні роки приділяється досить велика увага у зв'язку з багатьма випадками катастрофічних наслідків підвищення мінералізації [143]-[150], падіння рівнів води чи, взагалі, обміління водойм [143]-[147], а іноді зростання рівнів води в них [148].

1.6.2 Структура моделі водного і сольового балансів Придунайських водойм

Водний баланс внутрішніх водойм, який визначається процесами надходження і витрат води, являє собою головну характеристику їхнього гідрометеорологічного режиму [132], [137], [151]. На основі водного балансу визначається водообмін, фізичні та хімічні процеси (сольові баланси), що відбуваються у водоймах, а також оцінюється ефект заходів, спрямованих на можливе господарське використання водних ресурсів водойм, що відображено у сучасних монографіях [138]-[142].

Для Придунайських озер приходні та витратні складові водного балансу наочно можна представити у вигляді блок – схеми (рис. 1.13, 1.14).

Узагальнюючи наведені вище блок-схеми, їх можна надати в аналітичному вигляді:

$$(\sum V_i)_{np} - (\sum V_i)_{вумр} = V_{Pi} + V_{ri} + V_{bi} + V_{gi} + V_{dri} + V_{Di} - V_{Ei} - V_{tri} - V_{fi} - V_{zi} - V_{Di}' - V_{ozi}, \quad (1.77)$$

де V_{Pi} – атмосферні опади;

V_{ri} – річковий стік;

V_{bi} – бічний приплив;

V_{gi} – приплив ґрунтових вод;

V_{dri} – надходження дренажних і комунально-побутових вод;

V_{Di} – стік р. Дунай;

V_{Ei} – об'єм випаровування;

V_{tri} – об'єм транспірації водною рослинністю;

V_{fi} – об'єм фільтрації;

V_{zi} – сумарний забір води з озера;

V_{Di}' – скиди води у р. Дунай;

i – розрахунковий місяць.

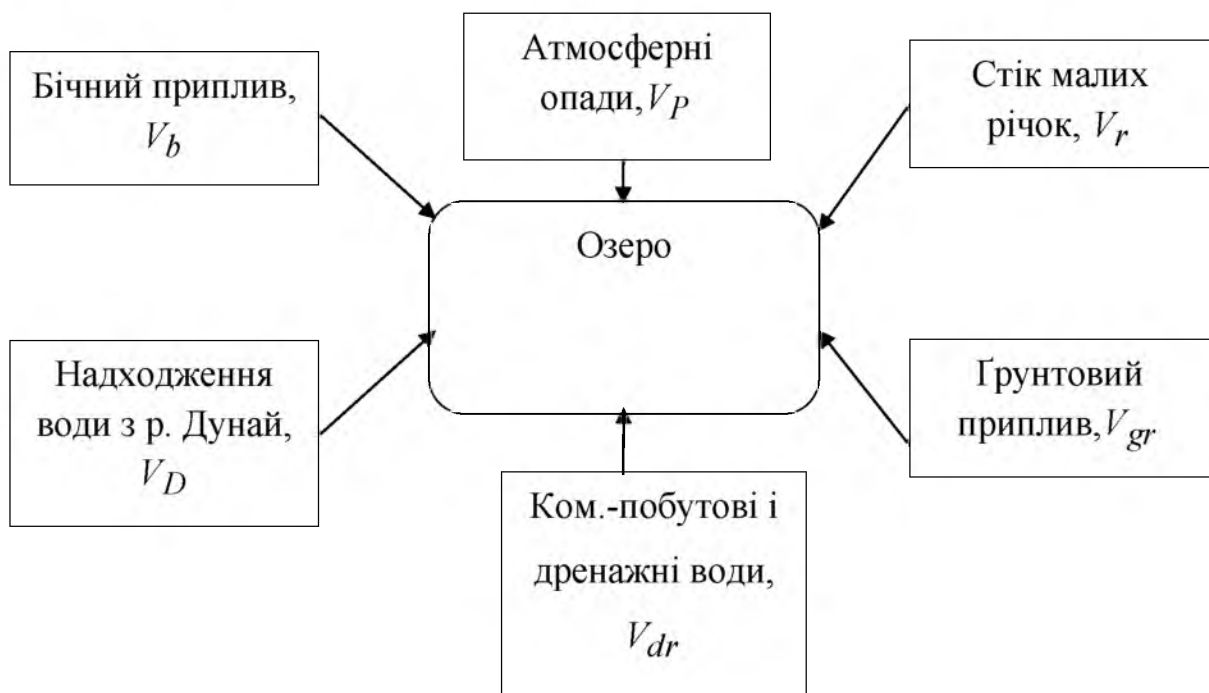


Рисунок 1.13 – Блок – схема приходної частини водного балансу системи озер

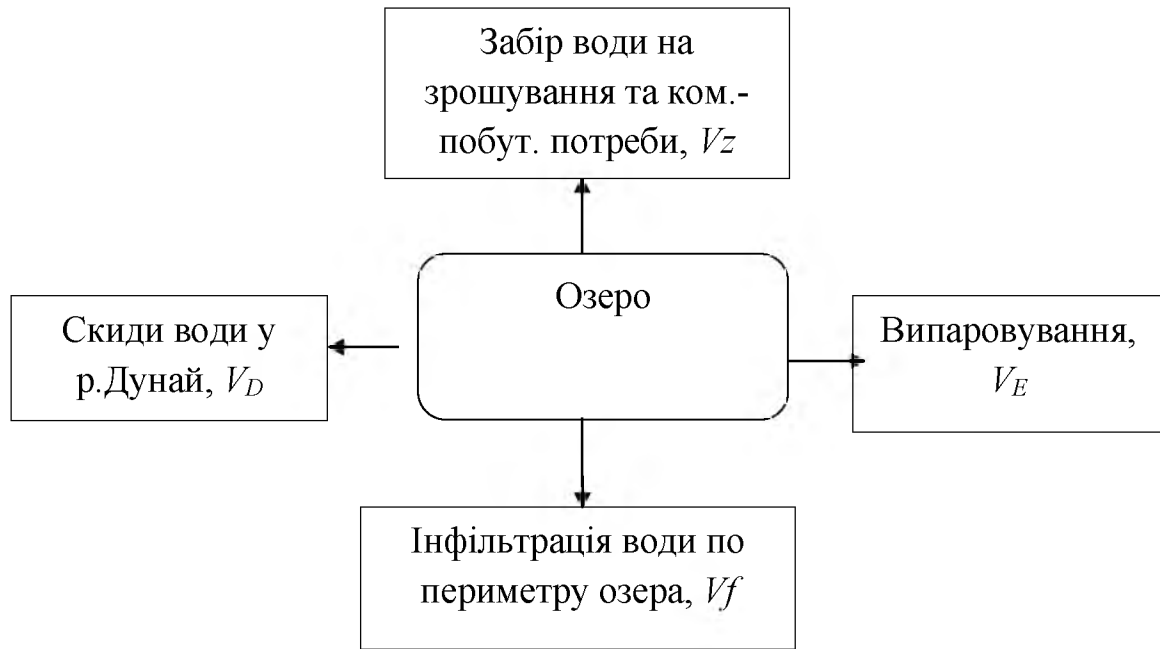


Рисунок 1.14 – Блок – схема витратної частини водного балансу системи озер

Структура моделі сольового балансу водойм. Мінералізація у водоймі протягом року визначається надходженням та витратою води, а разом і солей. Спираючись на рівняння водного балансу (1.77), рівняння сольового балансу для системи Придунайських озер можна записати у вигляді:

$$\begin{aligned}
 W_1 S_1 + V_p S_p + V_r S_r + V_b S_b + V_g S_g + V_{dr} S_{dr} + V_D S_D = \\
 = W_2 S_2 + V_f S_f + V_z S_z + V_{D'} S_{D'} + V_{oz} S_{oz}
 \end{aligned}
 \quad , \quad (1.78)$$

де S_1 і S_2 – середні по озеру мінералізація на початку та у кінці розрахункових місяців;

W_1 і W_2 – об'єми води в озері на початку та у кінці розрахункових місяців;

$S_p, S_r, S_b, S_g, S_{dr}, S_{Dn}, S_f, S_z, S_{DB}$ – мінералізація складових водного балансу (атмосферних опадів, води річок, бічного припливу, ґрунтового стоку, дренажних вод та води, що надходить з р. Дунай, води що витрачається на зрошування, фільтрацію та скиди до р. Дунай).

Вирішення рівнянь водного (1.77) і сольового (1.78) балансів реалізовано авторами проекту на прикладі Придунайського озера Катлабух [151].

1.7 Методи оцінки якості природних вод згідно вимог Водної рамкової директиви 2000/60/ЄС

1.7.1 Основні вимоги ВРД до якості природних вод

У ЄС за період з 1972 року склалася розгорнута система законодавчого регулювання водних відносин.

До її складу входять десять законодавчих актів, затверджених Радою, що мають безпосереднє та виключне відношення до питань управління водою, а також 9 нормативних актів (та їх груп), тісно з ними пов'язаних. Крім того, в ЄС існує законодавство, що регулює класифікацію, маркування та оцінку ризику хімікатів (шість основних законодавчих актів), метою якого є оцінити ризик і врегулювати надходження до ринку промислових речовин, які можуть спричинити забруднення [152], [153].

В основу Водної Рамкової Директиви (Water Framework Directive (2000/60/EC)), прийнятої у жовтні 2000 р., покладено інтегроване управління водними ресурсами.

Водна Рамкова Директива встановлює правила, спрямовані на:

- 1) захист усіх форм води (поверхнева, підземна, внутрішня і перехідна),
- 2) відновлення екосистем у водоймах та навколо них,
- 3) зменшення забруднення водних об'єктів,
- 4) забезпечення сталого використання води окремими особами та підприємствами [154].

У грудні 2006 р. до Рамкової Директиви про воду була прийнята дочірня Директива, спрямована на запобігання забрудненню підземних вод від

сільськогосподарських відходів, таких як пестициди та інші шкідливі хімікати [154].

Директива щодо якості води, призначеної для споживання людиною (Drinking water directive (98/83/EC)), встановлює стандарти для питної води. Вона спрямована на захист громадського здоров'я від несприятливого впливу будь-якого забруднення шляхом постачання чистої води для споживання людиною. Відповідно до цієї Директиви країни ЄС повинні: вжити необхідних заходів для забезпечення того, щоб вода не містила концентрацій мікроорганізмів, паразитів або шкідливих речовин, які можуть становити небезпеку для здоров'я людини, і відповідала мінімальним мікробіологічним та хімічним стандартам [155].

Директива 2008/105/ЄС Європейського Парламенту та Ради від 16 грудня 2008 р. Про стандарти якості навколишнього середовища в галузі водної політики (The Environmental Quality Standards Directive) встановлює екологічні стандарти якості для пріоритетних речовин та деяких інших забруднюючих речовин відповідно до ст. 16 Водної Рамкової Директиви з метою досягнення гідного хімічного статусу поверхневих вод та вносить зміни і скасовує директиви 82/176/ЄЕС, 83/513/ЄЕС, 84/156/ЄЕС, 84/491/ЄЕС, 86/280/ЄЕС та поправки до Директиви 2000/60/ЄС [156].

Водна Рамкова Директива взаємодіє також і з Директивами попередніх хвиль водної політики Європейського Союзу, зокрема Директивою щодо очищення міських стічних вод (Urban wastewater treatment Directive (91/271/ЄЕС), прийнятою 21 травня 1991 р. Завданням цієї Директиви є захист навколишнього середовища в Європейському Союзі (ЄС) від негативних наслідків (наприклад, евтрофікації) міських стічних вод. Вона визначає загальноєвропейські правила збирання, очищення та скидання стічних вод [157].

15 листопада 2012 р. Європейська комісія представила Схему захисту водних ресурсів Європи (Blueprint to safeguard Europe's Water Resources), що передбачає тристоронню стратегію, спрямовану на забезпечення якості та стійкості цього ключового ресурсу. Часовою межею проекту є 2020 р., оскільки він тісно

пов'язаний зі Стратегією ЄС 2020 та, зокрема, Дорожньою картою ефективності ресурсів [158].

Об'єктом спрямованих дій ВРД є всі поверхневі, підземні, перехідні та прибережні води (до 1 морської милі від берегової лінії, а для оцінки хімічного стану – до 12 морських миль) у межах кожного річкового басейну. Тобто, як і в Україні, для управління водними ресурсами задіяно басейновий підхід. Основною структурною одиницею, стосовно якої встановлюються екологічні цілі та проводиться звітування, є "водний об'єкт" (water body). Водний об'єкт являє собою цілісну субодинацію річкового басейну і розглядається як інструмент упровадження ВРД [159].

Іншою важливою особливістю ВРД є те, що водний об'єкт насамперед розглядається як середовище життєдіяльності біологічного угруповання. У цьому випадку гідроморфологічні та фізико-хімічні показники відображають умови розвитку гідробіонтів і за своєю суттю доповнюють висновки, отримані за біологічними параметрами. Останнє пояснюється тим, що біологічні показники часто досить повільно реагують на забруднення і не завжди своєчасно і повно відображають екологічний стан об'єкта. Тому використання біологічних параметрів якості води нерозривно пов'язане з фізико-хімічними показниками. Загальний алгоритм оцінки якості води подано на рис. 1.15, з якого випливає, що розрізняють п'ять класів якості вод за їх станом: відмінний, добрий, задовільний, поганий і дуже поганий.

ВРД надає базові підходи щодо класифікації поверхневих водних об'єктів за їхнім екологічним станом. Класифікація екологічного стану базується на коефіцієнті екологічної якості, який встановлюється за біологічними елементами (показниками). Базові принципи класифікації екологічного стану можна представити наступним чином див. рис. 1.15 [160].

Таким чином слід відзначити, що добрий екологічний стан того чи іншого водного об'єкту буде досягнуто тоді, коли відхилення від референційних умов є незначним, або відсутнє взагалі. Оскільки більшість водних об'єктів України та

Європи все ж таки зазнала певних змін, то досягнення ними доброго стану можливо лише завдяки знов-таки антропогенному втручанню – природоохоронним заходам.

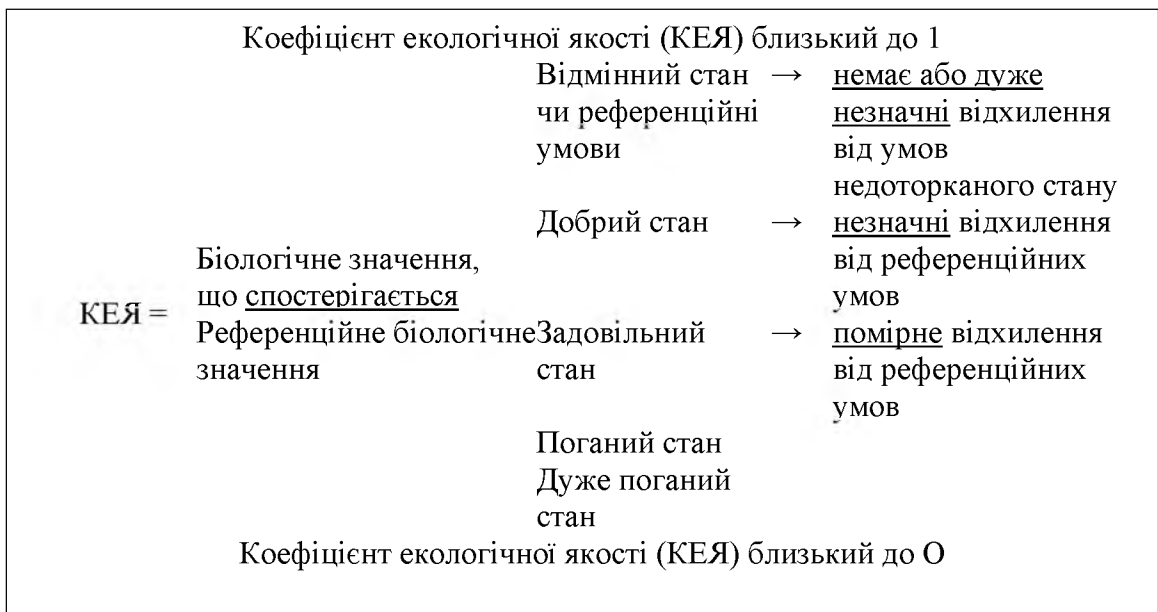


Рисунок 1.15 – Базові принципи ВРД для класифікації екологічного стану на основі коефіцієнтів екологічної якості

На прикладі річкових водних об'єктів можна представити, які елементи входять до класифікації екологічного стану (рис. 1.16). Насамперед це біологічні елементи, до яких відносяться:

- склад і різноманіття водної флори;
- склад та різноманіття фауни донних безхребетних;
- склад, різноманіття та вікова структура фауни риби.

Додатковими до біологічних є гідроморфологічні та фізико-хімічні елементи. Вони необхідні для кращого розуміння умов проживання тих чи інших біологічних елементів [160].

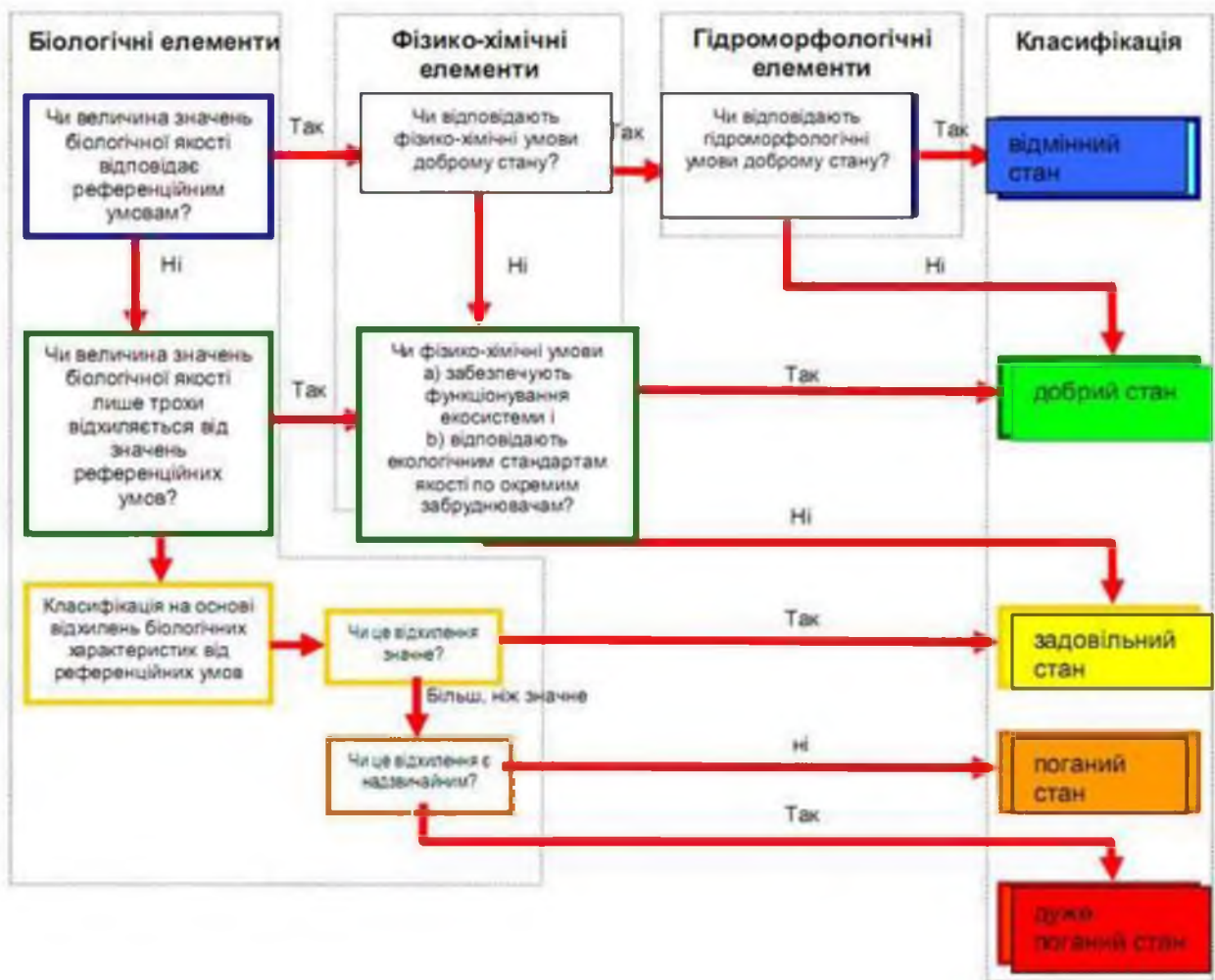


Рисунок 1.16 – Класифікація екологічного стану водних об'єктів [160]

Для категорій поверхневої води, класифікація екологічного стану для масиву води репрезентується нижчим із значень результатів біологічного і фізико-хімічного моніторингу для відповідних складових якості, класифікованих за першим стовпчиком таблиці, поданої нижче. Держави-члени надають карту для кожного регіону басейну ріки, що ілюструє класифікацію екологічного стану для кожного масиву води, позначеного кольором згідно другого стовпчика таблиці, поданої нижче з метою відобразити класифікацію екологічного стану масиву води:

Класифікація екологічного стану

Відмінний
Добрий
Помірний
Посередній
Поганий

Кольоровий код

Синій
Зелений
Жовтий
Оранжевий
Червоний

До гідроморфологічних елементів відносяться:

- гідрологічний режим, насамперед, витрати води та їхня динаміка, а також наявність гідравлічного зв'язку з підземними водами;
- неперервність вільного руху водного потоку (тобто, чи існують на річці гідротехнічні споруди, які регулюють її стік);
- морфологічні характеристики, такі як коливання ширини і глибини русла, структура і склад донних відкладів, структура прилеглої до русла території (заплави або її частини).

Хімічні та фізико-хімічні елементи якості поділяються на дві групи. До першої, так званої загальної, відносяться температура води, кисневий режим, солоність, стан окислюваності та поживні речовини. До другої групи входять специфічні речовини-забрудники, до яких відносяться всі речовини, які скидаються у водний об'єкт у великих об'ємах та пріоритетні речовини незалежно від обсягу скидів (до списку пріоритетних речовин, що наводяться у Додатку X у документі ВРД ЄС входять 33 речовини, 4 з яких метали – кадмій, свинець, нікель і ртуть).

Держгідромет забезпечує здійснення базових гідрохімічних та гідробіологічних спостережень за вмістом забруднювальних речовин у річкових, озерних і морських водах. Фактично на сьогодні в Україні це єдине відомство, що може надати узагальнений аналіз стану поверхневих вод, який, окрім того, оцінюється за екологічними принципами, що викладені у "Методиці екологічної оцінки якості води за відповідними категоріями" [161]. Держгідромет має розгалужену мережу спостережень, яка нараховує 240 пунктів і 373 створи, розміщених на 151 водному об'єкті (127 річках, 15 водосховищах, 7 озерах, 1 лимані, 1 каналі).

На відміну від чинної в Україні системи моніторингу водних ресурсів, у ВРД застосовано принцип багаторівневого моніторингу, що істотно різниться за цілями і включає контрольний (Surveillance), робочий (Operational) та дослідницький (Investigative) моніторинги. Головною метою контрольного моніторингу є визначення довгострокових змін якості водних об'єктів, робочий моніторинг застосовується для об'єктів з екологічним станом, відмінним від категорії

"доброго" стану, а дослідницький моніторинг, коли потрібно з'ясувати причини забруднення або в разі виникнення аварійної ситуації.

З огляду на поставлені завдання *система моніторингу* має дати відповіді на три основні запитання: де відбирати проби, коли відбирати і які показники визначати.

Кількість пунктів спостереження контрольного моніторингу найбільш узагальнено мають забезпечити надійну оцінку стану всіх поверхневих вод держави у межах кожного басейну та суббасейну. Однозначно, що організувати мережу спостережень екстенсивним шляхом є недоцільним. Має зберігатися рівновага між якістю інформації, що отримується на мережі, та її вартісними показниками. У басейнах з одноманітними характеристиками водного об'єкта або антропогенного впливу кількість пунктів спостереження може бути меншою порівняно з тими басейнами, що мають більш різноманітні умови. У такому випадку допускається групування водних об'єктів, виконаних за принципами типології або характеристиками антропогенної діяльності.

ВРД передбачає, що обов'язковий контроль має здійснюватись у пунктах, що відповідають таким критеріям:

- величина водного стоку є значною в межах району річкового басейну включно із точками на великих річках із площею водозбору більше ніж 2500км²;
- об'єм водного стоку річки або водної маси озера є значним у межах району річкового басейну;
- місця перетину державного кордону;
- гирлові ділянки річок та при транскордонному перетині для визначання хімічного стоку поллютантів та інших хімічних речовин.

Розмірна типологія водних об'єктів, наведена в Додатку II у документі ВРД ЄС (Система А) [162], припускає, що річки з площами водозбору > 10 км² та озера з площею водного дзеркала > 0,5 км² підпадають під вимоги ВРД і потенційно мають бути включені до системи контролю. Менші об'єкти також можна включати, коли вони мають значне екологічне значення, наприклад, водний об'єкт є важливим

нерестовищем або він перебуває під значним антропогенним тиском, який проявляється вже в іншому місці басейну.

Як зазначалося вище, контрольний моніторинг має надавати інформацію про довгострокові зміни хімічного складу поверхневих вод у непорушених умовах та про зміни, що виникають через типове для регіону виробництво. Інформація стосовно природних змін є дуже важливою, якщо вона стосується референсних умов, тобто тих, що відповідають нормальному функціонуванню екосистеми. Очевидним є те, що довгострокові природні зміни доцільно відстежувати на об'єктах "відмінного" і, в окремих випадках, "доброго" стану, адже зазначені зміни, як правило, є незначними і поступовими і можуть бути зафіксовані, коли немає антропогенного впливу, який їх маскує. Дослідження довгострокових змін унаслідок найбільш розповсюдженої антропогенної діяльності будуть важливими для визначання, наприклад, впливу транспорту або надходження поллютантів з атмосферними опадами. Якщо дійсно буде встановлено, що ці показники призведуть до погіршення стану водного об'єкта, то останні слід включити до програми робочого моніторингу [159].

Частоти моніторингу вибираються такими, щоб було враховано змінність параметрів, що виникає внаслідок дії як природних, так і антропогенних чинників. Час виконання моніторингу вибирається таким чином, щоб звести до мінімуму вплив сезонних коливань на результати і таким чином забезпечити, щоб результати відображали зміни у масиві води внаслідок змін, спричинених антропогенним тиском. Здійснюється додатковий моніторинг під час різних сезонів того самого року, коли це необхідно, щоб досягти мети.

Європейською Комісією в березні 2007 р. відкрито Інтернет-сайт WISE «Водна інформаційна система для Європи» (<http://water.europa.eu>). Це найбільший Інтернет-ресурс в світі, що містить інформацію про стан поверхневих і підземних водних об'єктів Європи, законодавчу і нормативну базу, звіти, карти тощо.

Складова якості	Ріки	Озера
Біологічний		
Фітопланктон	6 місяців	6 місяців
Інша водна флора	3 роки	3 роки
Макробезхребетні	3 роки	3 роки
Риба	3 роки	3 роки
Гідроморфологічні		
Безперервність	6 років	
Гідрологія	постійно	1 місяць
Морфологія	6 років	6 років
Фізико-хімічні		
Температурні умови	3 місяці	3 місяці
Насичення киснем	3 місяці	3 місяці
Солоність	3 місяці	3 місяці
Стан поживних речовин	3 місяці	3 місяці
Стан підкислення	3 місяці	3 місяці
Інші забруднювачі	3 місяці	3 місяці
Речовини, боротьба із забрудненням якими вимагає першочергових заходів	1 місяць	1 місяць

1.7.2 Характеристика нормативів показників якості поверхневих вод для потреб різних споживачів

Якість води для того чи іншого водокористування встановлюється за *критеріями якості води* – спеціальними ознаками (показниками), величина (концентрація) яких у воді науково обґрунтована і гарантує той чи інший рівень якості води відповідно до конкретних вимог [163].

Основними критеріями якості є *гранично допустимі концентрації* (ГДК) забруднювальних речовин санітарно-гігієнічні і рибогосподарські, які входять до складу санітарних і рибогосподарських норм відповідно.

Оцінка і класифікація якості води базується на системі контрольних показників, з якими порівнюється якість досліджуваної води. Тому найчастіше

оцінки та класифікації якості води базуються на окремих критеріях, що є показниками найвідчутніших процесів забруднення води.

Але кількість параметрів, що регламентуються, досить велика, тому виникає необхідність узагальнення інформації про екологічний стан поверхневих вод на базі використання комплексних показників, які усереднюють та згладжують вихідну інформацію [163].

Комплексна оцінка якості вод використовується у випадках, коли необхідно простежити тенденцію просторово-часової зміни стану вод під впливом природних і антропогенних процесів, може бути вона використана так само для зіставлення стану водного середовища різних водних об'єктів.

Комплексні індекси, на основі яких здійснюється оцінка, розраховуються за всіма показниками якості вод чи їхніми частинами [163], [164].

До комплексних показників відносять *ІЗВ*, *КІЗ*, *КПЕС*, узагальнений екологічний індекс I_E , і такі гідробіологічні показники як трофність, сапробність та ін.

Для оцінки якості води поверхневих водойм використовують *індекс забруднення води (ІЗВ)* [163]-[167]. Перевага ІЗВ полягає в тому, що він дозволяє порівняти якість води в різних річках між собою, навіть якщо в них наявні різні забруднювальні речовини, дозволяє виявляти тенденцію зміни якості води впродовж низки років.

Кількість показників, які беруться для розрахунку ІЗВ, дорівнює шести й охоплює розчинений кисень (O_2), біохімічне споживання кисню (BCK_5), амоній (NH_4^+), нітрити (NO_2^-), нафтопродукти (НП), феноли (C_6H_5OH). На відміну від інших показників, для розчиненого кисню при розрахунках ІЗВ береться співвідношення норматив ($\Gamma ДК_i$) / реальна концентрація (C_i). Розрахунок ІЗВ здійснюється за формулою:

$$IЗВ = \frac{1}{6} \sum_{i=1}^6 \frac{C_i}{\Gamma ДК_i}, \quad (1.79)$$

де $ГДК_i$ – гранично допустима концентрація хімічного компонента;

C_i – фактична концентрація хімічного компонента;

b – кількість інгредієнтів.

Для того, щоб порівняти якість вод у різних створах, визначити їх динаміку, використовують як критерії класи якості води (табл. 1.10).

Таблиця 1.10 – Критерії оцінки якості вод за ІЗВ для поверхневих вод

Клас якості вод	Текстовий опис	Величина ІЗВ
I	Дуже чиста	$\leq 0,3$
II	Чиста	$> 0,3 - 1,0$
III	Помірно забруднена	$> 1,0 - 2,5$
IV	Забруднена	$> 2,5 - 4,0$
V	Брудна	$> 4,0 - 6,0$
VI	Дуже брудна	$> 6,0 - 10,0$
VII	Надзвичайно брудна	$> 10,0$

До I класу належать води, на які найменше впливає антропогенне навантаження. Значення їх показників забруднення води (ІЗВ) близькі до природних значень даного регіону.

Для вод II класу характерні певні зміни порівняно з природними, однак ці зміни не порушують екологічної рівноваги.

До III класу належать води, які перебувають під значним антропогенним впливом, рівень якого близький до межі стійкості екосистем.

Води IV–VII класів відносять до вод із порушеними екологічними параметрами.

Модифікований ІЗВ [163]-[167] розраховується теж за шістьма показниками: біохімічне споживання кисню ($БСК_5$) та розчинений кисень (O_2) є обов'язковими, а інші чотири показники беруть за найбільшим відношенням до ГДК з переліку: SO_4 , Cl^- , $XСК$, NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , $Fe_{заг}$, Mn^{2+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} , Cr^{6+} , Ni^{2+} , Al^{3+} , Pb^{2+} , Hg^{2+} , As^{3+} , нафтопродукти (НП), синтетичні поверхневі активні речовини (СПАР).

Для узагальненої оцінки стану поверхневих вод і для виявлення можливих тенденцій у зміні їх якості здійснюється оцінка рівня забрудненості за коефіцієнтом забруднення.

Коефіцієнт забрудненості (КЗ) [167] є узагальненим показником, що характеризує рівень забрудненості сукупно за низкою показників якості води, які багаторазово виміряні у кількох пунктах (створах) спостережень водних об'єктів.

Величина КЗ характеризує кратність перевищення нормативів у частках ГДК. Наприклад, $KЗ = 1,2$ означає, що нормовані показники якості води даного водного об'єкта (регіону, ділянки) у середньому в 1,2 рази (або на 20 %) перевищують ГДК. Іншими словами, якість води у цьому випадку у 1,2 рази гірша від нормативної.

Будь-які значення КЗ, що перевищують одиницю, свідчать про порушення чинних норм. Тотожність КЗ одиниці означає, що для даного водного об'єкта всі нормовані показники якості води в усіх пунктах (створах) спостережень при всіх вимірюваннях протягом досліджуваного періоду відповідають чинним нормам якості води. Значень, менших за одиницю, коефіцієнт забрудненості набувати не може.

Оскільки водний об'єкт призначено для кількох видів водокористування, то під час розрахунку КЗ слід враховувати ті нормативи, які висувають найбільш високі вимоги до якості води. Зазвичай такими є нормативи якості води для водойм рибогосподарського призначення.

Перелік промислових ділянок рибогосподарських водних об'єктів (їх частин) затверджено постановою Кабінету міністрів України від 27 травня 1996 р. №552. Під час розрахунку КЗ водних об'єктів, що не є рибогосподарськими, потрібно використовувати гранично допустимі концентрації (ГДК) для об'єктів господарсько-побутового водокористування (або інші норми, офіційно встановлені для даного об'єкта). Втім, КЗ дозволяє зіставляти обидва типи цих об'єктів з погляду дотримання у кожному із них своїх нормативів.

Значення КЗ розраховуються за формулами:

$$\gamma = 0,1 \sum_{i=1}^{10} \left(\frac{1}{N} \sum_{j=1}^J \sum_{n=1}^{N_{ij}} \gamma_{ijn} \right); \quad (1.80)$$

$$\gamma_{ijn} = \begin{cases} \frac{C_{ijn}}{ГДК_i}, & \text{якщо } ГДК_i \text{ порушено } (C_{ijn} > ГДК_i), \\ 1, & \text{якщо } ГДК_i \text{ задовольняє } (C_{ijn} \leq ГДК_i), \end{cases} \quad (1.81)$$

де i , 10 – порядковий номер і загальна кількість контрольованих показників;

j , J – порядковий номер і загальна кількість пунктів (створів) спостережень;

n , N_{ij} – порядковий номер і загальна кількість вимірювань i -го показника в j -му пункті (створі) за період часу, що аналізують (квартал, рік, тощо);

N_i – загальна кількість вимірювань i -го показника в усіх пунктах (створах) спостережень;

γ_{ijn} – кратність перевищення ГДК при n -му вимірюванні i -го показника у j -му пункті (створі) спостережень.

Значення КЗ розраховується тільки для десяти показників. До складу цих показників входять ті показники, що найбільшою мірою перевищують значення ГДК. У разі, якщо кількість показників, що перевищують ГДК, менша від десяти (наприклад, 7), у формулі (1.80) значення величин γ_{ijn} для решти показників (наприклад, для восьмого, дев'ятого і десятого) приймається таким, що дорівнює одиниці.

Для деяких речовин нормативи вимагають повної їх відсутності у природних водах. Для кожного із них у формулі (3) замість $ГДК_i = 0$ необхідно підставляти те значення концентрації, яке ще може бути виявлене за найбільш чутливою методикою вимірювання даної речовини, тобто найменший із порогів його виявлення.

Наведені формули застосовують для тих показників якості води, для яких ГДК задає верхню допустиму границю (тобто те значення, що не можна перевищувати). Якщо ж нормується нижня границя (наприклад, для розчиненого кисню і водневого

показника рН), то в разі їх порушення розрахунок кратності перевищення (γ_{ijn}) ведеться за іншими формулами:

$$\gamma_{ijn} = \begin{cases} 1 \text{ при } C_{ijn} \geq \Gamma ДК_i \\ 1 + 9 \frac{\Gamma ДК_i - C_{ijn}}{\Gamma ДК_i - ВЗ_i} \text{ при } ВЗ_i \leq C_{ijn} < \Gamma ДК_i \\ 10 + 90 \frac{ВЗ_i - C_{ijn}}{ВЗ_i - ЕВЗ_i} \text{ при } C_{ijn} < ВЗ_i \end{cases} \quad (1.82)$$

Для розчиненого у воді кисню значення ВЗ (високе забруднення) та ЕВЗ (екстремально високе забруднення) згідно з додатком 2 ЄМК („Єдине міжвідомче керівництво по організації та здійсненню державного моніторингу вод”), дорівнюють 3 мг/дм³ та 2 мг/дм³. Для рН тимчасово (до встановлення критеріїв ВЗ та ЕВЗ) можна використовувати у формулі (1.82) значення ВЗ_i = 6 од. рН та ЕВЗ_i = 4 од. рН.

Методика дає можливість підрахувати не тільки загальний КЗ для водного об'єкта чи ділянки, а також узагальнені характеристики забрудненості за одним будь-яким показником по всій ділянці (γ_i) і за всіма показниками для будь-якого створу (γ_j):

$$\gamma_i = \frac{1}{N_i} \sum_{j=1}^J \sum_{n=1}^{N_{ij}} \gamma_{ijn} , \quad (1.83)$$

$$\gamma_j = \frac{1}{I_j} \sum_{i=1}^{I_j} \left(\frac{1}{N_{ij}} \sum_{n=1}^{N_{ij}} \gamma_{ijn} \right) , \quad (1.84)$$

де I_j – кількість показників якості води, що виміряні у j -му створі.

Отримані числові значення КЗ дозволяють оцінити стан води за рівнями забрудненості відповідно до табл. 1.11.

Таблиця 1.11 – Показники забрудненості вод за коефіцієнтом забрудненості

Значення КЗ	1	1,01...2,50	2,51...5,00	5,01...10,00	Більше 10
Рівень забрудненості	Незабруднені (чисті)	Слабко забруднені	Помірно забруднені	Брудні	Дуже брудні

У діяльності установ Державної гідрометслужби та Державного агентства водних ресурсів України застосовується методика оцінки якості води Гідрохімічного інституту. Відповідно до цієї методики, оцінка на основі комбінаторного індексу забруднення (КІЗ) [163], [164] починається з визначення умовного коефіцієнта комплексності, що розраховується за формулою:

$$K\% = (m' / m) \cdot 100\% , \quad (1.85)$$

де m' – кількість речовин, вміст яких перевищує ГДК;

m – загальна кількість нормативних інгредієнтів, обумовлених програмою досліджень.

При $K < 10\%$ проводиться обстеження по конкретних забруднювальних речовинах. Визначаються максимальні концентрації і забезпеченість перевищень ГДК (1, 10, 100 ГДК).

При оцінюванні якості води за (КІЗ) проводиться триступенева класифікація.

Встановлення міри стійкості забруднення (повторюваності P випадків перевищення ГДК) є першою сходинкою класифікації:

$$P_i = N_{ГДК_i} / N_i , \quad (1.86)$$

де $N_{ГДК_i}$ – кількість результатів аналізу, у яких вміст i -го інгредієнта перевищує його гранично допустиму концентрацію;

N_i – загальна кількість результатів аналізу i -го інгредієнта.

Друга сходинка класифікації ґрунтується на встановленні рівня забруднення, мірою якого є кратність K перевищення ГДК:

$$K_i = C_i / ГДК_i . \quad (1.87)$$

Бали для встановлення результатів визначаються за табл. 1.12 та 1.13.

Таблиця 1.12 – Класифікація водних об'єктів за повторюваністю забруднення

Повторюваність, %	Характеристика забруднення води	Часткові оцінні бали	
		виражені умовно	абсолютні значення
0 – 10	одиничне	<i>a</i>	1
10 – 30	нестійке	<i>b</i>	2
30 – 50	стійке	<i>c</i>	3
50 – 100	характерне	<i>d</i>	4

Таблиця 1.13 – Класифікація водних об'єктів за рівнем забруднення

Кратність перевищення нормативів	Характеристика рівня забруднення	Часткові оцінні бали	
		виражені умовно	абсолютні значення
0 – 2	низький	<i>a</i> ₁	1
2 – 10	середній	<i>b</i> ₁	2
10 – 50	високий	<i>c</i> ₁	3
50 – 100	дуже високий	<i>d</i> ₁	4

При визначенні першого і другого ступенів класифікації води за кожним із інгредієнтів розраховують узагальнені оцінки якості води за табл. 1.14, а потім третьої сходинки класифікації (заключного) *KIЗ* розраховується шляхом складання узагальнених оціночних балів *S_i* за всіма *n* показниками:

$$KIЗ = \sum S_i . \quad (1.88)$$

Класифікація якості води (табл. 1.15) виконується залежно від значення *KIЗ* і кількості лімітуючих показників забруднення (ЛПЗ). До ЛПЗ води відносять будь-який показник, за яким значення *S_i* дорівнює 12 чи 16.

Таблиця 1.14 – Оцінка стану вод водних об'єктів за окремими показниками

Комплексна характеристика стану забруднення води водних об'єктів	Загальні оцінні бали		Характеристика якості води водних об'єктів
	виражені умовно	абсолютні значення	
Одинична забрудненість низького рівня	$a \times a_1$	1	слабко забруднена
– “ – середнього рівня	$a \times b_1$	2	забруднена
– “ – високого рівня	$a \times c_1$	3	брудна
– “ – дуже високого рівня	$a \times d_1$	4	брудна
Нестійка забрудненість низького рівня	$b \times a_1$	2	забруднена
– “ – середнього рівня	$b \times b_1$	4	брудна
– “ – високого рівня	$b \times c_1$	6	дуже брудна
– “ – дуже високого рівня	$b \times d_1$	8	дуже брудна
Стойка забрудненість низького рівня	$c \times a_1$	3	брудна
– “ – середнього рівня	$c \times b_1$	6	дуже брудна
– “ – високого рівня	$c \times c_1$	9	дуже брудна
– “ – дуже високого рівня	$c \times d_1$	12	неприпустимо брудна
Характерна забрудненість низького рівня	$d \times a_1$	4	брудна
– “ – середнього рівня	$d \times b_1$	8	дуже брудна
– “ – високого рівня	$d \times c_1$	12	неприпустимо брудна
– “ – дуже високого рівня	$d \times d_1$	16	неприпустимо брудна

Метод інтегральної оцінки якості води передбачає визначення коефіцієнту забруднення χ за формулою [163], [164]:

$$\chi = \frac{\sum [(N_i / C_{i.d.}) \phi(i)]}{\sum \phi(i)}, \quad (1.89)$$

де N_i – значення показника забрудненості;

i – номер показника забрудненості в ранговій послідовності з m показників;

$C_{i,d}$ – норматив (ГДК) показника;

$\varphi(i) = i/2^{i-1}$ – вагова функція;

$\sum \varphi(i)$ – приведена кількість показників.

Таблиця 1.15 – Класифікація якості води водних об'єктів за значенням $KI3$

Клас якості води	Розряд класу якості	Характеристика забрудненості води	Значення $KI3$ з урахуванням ЛПЗ					
			без ЛПЗ	1ЛПЗ ($k=0,9$)	2ЛПЗ ($k=0,8$)	3ЛПЗ ($k=0,7$)	4ЛПЗ ($k=0,6$)	5ЛПЗ ($k=0,5$)
I	–	Слабо забруднена	$1n$	$0,9n$	$0,8n$	$0,7n$	$0,6n$	$0,5n$
II	–	Забруднена	$1n-2n$	$0,9n-1,8n$	$0,8n-1,6n$	$0,7n-1,4n$	$0,6n-1,2n$	$0,5n-1,0n$
III	–	Брудна	$2n-4n$	$1,8n-3,6n$	$1,6n-3,2n$	$1,4n-2,8n$	$1,2n-2,4n$	$1,0n-2,0n$
III	а	Брудна	$2n-3n$	$1,8n-2,7n$	$1,6n-2,4n$	$1,4n-2,1n$	$1,2n-1,8n$	$1,0n-1,5n$
III	б	Брудна	$3n-4n$	$2,7n-3,6n$	$2,4n-3,2n$	$2,1n-2,8n$	$1,8n-2,4n$	$1,5n-2,0n$
IV	а	Дуже брудна	$4n-6n$	$3,6n-5,4n$	$3,2n-4,8n$	$2,8n-4,2n$	$2,4n-3,6n$	$2,0n-3,0n$
IV	б	Дуже брудна	$6n-8n$	$5,4n-7,2n$	$4,8n-6,4n$	$4,2n-5,6n$	$3,6n-4,8n$	$3,0n-4,0n$
IV	в	Дуже брудна	$8n-10n$	$7,2n-9,0n$	$6,4n-8,0n$	$5,6n-7,0n$	$4,8n-6,0n$	$4,0n-5,0n$
IV	г	Дуже брудна	$10n-11n$	$9,0n-9,9n$	$8,0n-8,8n$	$7,0n-7,7n$	$6,0n-6,6n$	$5,0n-5,5n$

Як основні беруться такі показники забрудненості з відповідною ранговою послідовністю (i): БСК₅ ($i = 1$); NH₄⁺ ($i = 2$); нафтопродукти ($i = 3$); O₂ ($i = 4$). Ранги іншим показникам встановлюють експертно або за співвідношенням: $N_i / C_{i,d}$ залежно від значення коефіцієнта χ складено атестаційну шкалу оцінки ступеня забрудненості водного середовища (табл. 1.16).

Таблиця 1.16 – Інтегральна оцінка забрудненості водного середовища

Коефіцієнт забруднення вод χ	Якісна оцінка ступеня забрудненості
до 1,00	Нешкідлива (чиста)
1 – 1,99	Мала
2 – 2,99	Припустима
3 – 3,99	Істотна
4 – 5,00	Інтенсивна
Більше за 5,00	Катастрофічна

Мороков В.В. [167], [168] рекомендує комплексний показник забрудненості води (КЗ) визначати як середню величину показників хімічного (K_x) та бактеріологічного (K_b) забруднення за формулою:

$$KЗ = \sqrt{K_x} \cdot \sqrt{K_b} . \quad (1.90)$$

Найповнішу і найбільш надійну оцінку якості води річок і водойм із екологічних позицій дають класифікації, які будуються на комплексі фізичних, хімічних, бактеріологічних та гідробіологічних показників.

За даними О. М. Никанорова [167], [169]: зараз існують два основні напрямки оцінки якості води і стану водних екосистем: біологічна індикація та біотестування.

Метод біологічної індикації (біоіндикації) – це метод оцінки якості води за видовим складом гідробіонтів, які проживають у ній. Він дає можливість здійснювати пряму оцінку стану біоти, яка зазнає шкідливого впливу від забруднення водного середовища.

В екології найчастіше використовують індекси Глісона, Маргалєфа, Симпсона, Фішера, Корбета, Вільямса, Шеннона та інші. Найбільш популярні індекси видової різноманітності є ті, що укладені за інформаційною формулою Шеннона [167]:

$$H = -\sum_{1}^{m} n_1 / N \log n_1 / N , \quad (1.91)$$

де N – загальна кількість (біомаса) організмів в одиниці об'єму води або на одиницю поверхні дна;

n_1 – кількість особин (біомаса) даного виду;

m – кількість видів.

Метод біологічного тестування (біотестування) – це метод оцінки шкідливого впливу певного токсиканта або компонентів водного середовища шляхом реєстрації змін біологічних показників піддослідних організмів (тест-

об'єктів). Принцип біотестування полягає в тому, що в експериментальних умовах вивчають реакцію організмів на певний токсикант, забруднену або природну воду і порівнюють її з контролем, який не підлягає дії токсиканта.

Методи біотестування показують наявність у воді біологічно небезпечної речовини за реакціями тест – об'єктів, але не підміняють хімічні методи визначення якості води. Після того як біотести покажуть наявність небезпечних речовин у водоймі, проводяться детальні хімічні аналізи.

1.7.3 Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями до різних господарських задач

Оцінка якості поверхневих вод суші за узагальненим екологічним індексом I_E [161] повинна обов'язково включати три блоки показників:

- сольового складу;
- трофо-сапробіологічні (еколого-санітарні);
- специфічні токсичної і радіаційної дії.

Вихідні дані аналізуються по кожному блоку окремо. Результати подаються у вигляді єдиної екологічної оцінки, яка складається із заключних висновків по трьох блоках.

Екологічна оцінка якості води може бути орієнтовною і ґрунтовною. *Орієнтовна екологічна оцінка* виконується на основі разових вимірів окремих показників якості води, які найточніше характеризують екологічний стан водного об'єкта (чи його ділянки) і відповідно цьому стану якість води. Ці разові значення окремих показників якості води зіставляються з відповідними критеріями якості води, представленими в таблицях системи екологічної класифікації. На основі такого зіставлення визначаються категорії і класи якості води за окремими показниками, взятими для разового виміру. Об'єднання результатів разових вимірів для узагальненої оцінки якості води не допускається. Клас і категорія води в цілому встановлюються за показником з найбільшим номером категорії.

Процедура виконання *грунтової екологічної оцінки* якості поверхневих вод складається з чотирьох послідовних етапів, а саме:

a) *етап групування і обробки вихідних даних;*
b) *етап визначення класів і категорій* якості води за окремими показниками;
c) *етап узагальнення оцінок якості* води за окремими показниками (вираженими в класах і категоріях) по окремих блоках з визначенням інтегральних значень класів і категорій якості води;

d) *етап визначення об'єднаної оцінки* якості води (з визначенням класів і категорій) для певного водного об'єкта в цілому чи окремих ділянок за визначений період спостережень.

a) Вихідні дані за окремими показниками *грунуються* у просторі і часі в певному, чіткому порядку: окремо для різних пунктів спостережень, або ж вкупі (з різних пунктів спостережень) для певних ділянок водного об'єкта, або ж для водного об'єкта в цілому за певний відрізок часу (місяць, сезон, рік, кілька років підряд тощо).

Вихідні дані про якість води за окремими показниками грунуються в межах трьох блоків. Згруповані по блоках щодо кожного наявного показника якості води, вихідні дані (вибірки) піддаються певній обробці: обчислюються середньоарифметичні значення, визначаються мінімальні та максимальні (найгірші) значення, які всі разом характеризують мінливість величин кожного з показників якості води в реальних умовах виконання і аналізу результатів спостережень.

Серед вихідних даних трапляються поодинокі дані, котрі своїми екстремальними значеннями виходять за межі окресленого діапазону мінливості величин цієї вибірки, досить далеко від максимальних (найгірших) значень.

Екстремальні значення окремих показників якості води підлягають спеціальному аналізу: з'ясуванню природних чи антропогенних причин, які могли спричинити їх появу. Після такого аналізу приймаються рішення про використання чи вилучення екстремальних значень певних показників якості води.

b) *Етап визначення класів та категорій* якості води для окремих показників

полягає у виконанні таких дій:

- середньоарифметичні (середні) значення для кожного показника окремо зіставляються з відповідними критеріями якості води, представленими в таблицях системи її екологічної класифікації;

- найгірші значення якості води (максимальні чи мінімальні) серед цих показників кожного блоку також зіставляються з відповідними критеріями якості води;

- на основі проведеного зіставлення середньоарифметичних та найгірших значень для кожного показника окремо визначаються категорії якості води за середнім і найгіршим значеннями (найбільшим за номером) для кожного показника окремо;

- зіставлення середніх і найгірших значень з критеріями спеціалізованих класифікацій та визначення класів і категорій якості води за окремими показниками теж (як і на першому етапі) виконується в межах відповідних блоків.

с) *Етап узагальнення оцінок якості* води за окремими показниками з визначенням інтегральних значень класів і категорій якості води виконується лише на основі аналізу показників в межах відповідних блоків. Це *узагальнення полягає у визначенні середніх і найгірших значень для трьох блокових індексів* якості води, а саме: для індексу забруднення компонентами сольового складу (I_1), для трофо-сапробіологічного (еколого-санітарного) індексу (I_2), для індексу специфічних показників токсичної і радіаційної дій (I_3). Таким чином, повинно бути визначено шість значень блокових індексів, а саме: I_{1CER} та I_{1MAX} ; I_{2CER} та I_{2MAX} ; I_{3CER} та I_{3MAX} . Маючи значення блокових індексів якості води, легко визначити їх приналежність до певного класу та категорії якості води за допомогою системи екологічної класифікації.

Середні значення для трьох блокових індексів якості води визначаються шляхом обчислення середнього номера категорії за всіма показниками даного блоку; при цьому категорія 1 має номер 1, категорія 2 – номер 2 і т.д.

Середні значення блокових індексів можуть бути дробовими числами. Це

дозволяє диференціювати оцінку якості води, зробити її більш точною і гнучкою. Для визначення субкатегорій якості води, які відповідають середнім значенням блокових індексів, треба весь діапазон десятинних значень номерів (поміж цілими числами) розбити на окремі частини і позначити їх таким чином:

Середні значення субкатегорій якості вод	Позначення відповідних блокових індексів
1,0 – 1,2	1
1,3 – 1,4	1 (2)
1,5 – 1,6	1 – 2
1,7 – 1,8	2 (1)
1,9 – 2,2	2
2,3 – 2,4	2 (3)

і т.д. для категорії 3 – 7.

Найгірші значення для трьох блокових індексів якості води визначаються за відносно найгіршим показником (з найбільшим номером категорії) серед всіх показників даного блоку.

d) *Етап визначення об'єднаної оцінки якості води для певного водного об'єкта в цілому або для окремих його ділянок полягає в обчисленні інтегрального або екологічного індексу I_E .* Використання екологічного індексу якості води доцільно в тих випадках, коли зручніше користуватися однозначною оцінкою: для планування і опрацювання водоохоронної діяльності, здійснення екологічного і еколого-економічного районування, екологічного картографування тощо. Значення екологічного індексу якості води визначається за формулою (4.44):

$$I_E = \{I_1 + I_2 + I_3\}/3, \quad (1.92)$$

де I_1 – індекс забруднення компонентами сольового складу;

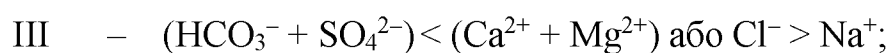
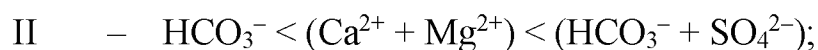
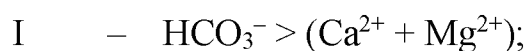
I_2 – індекс трофо-сапробіологічних показників;

I_3 – індекс специфічних показників токсичної і радіаційної дії.

Екологічний індекс якості води, як і блокові індекси (п. с), обчислюється для середніх і для найгірших значень категорій окремо. Він може бути дробовим числом.

Визначення субкатегорій якості води на основі екологічного індексу здійснюється так само, як для блокових індексів.

Сольовий склад поверхневих вод суші та естуаріїв оцінюється за сумою іонів та окремими інгредієнтами. При групуванні даних у просторі і часі оцінка дається за середніми і максимальними (найгіршими) значеннями показників. Клас води визначається за переважаючими аніонами (Cl^- ; SO_4^{2-} ; HCO_3^-), група – за переважаючими катіонами (Ca^{2+} ; Mg^{2+} ; Na^+ + K^+), тип води визначається за співвідношеннями між іонами (в еквівалентах):



Один грам-еквівалент Cl^- дорівнює 35,45 г; SO_4^{2-} – 48,03 г; HCO_3^- – 61,02 г; Ca^{2+} – 20,04 г; Mg^{2+} – 12,15 г; Na^+ – 22,99 г; K^+ – 39,10 г.

Для позначення видів природних вод вживаються символи, наприклад:

гідрокарбонатний клас, група кальцію, тип другий – $\text{C}^{\text{Ca}}_{\text{II}}$;

сульфатно–хлоридно–кальцієві води другого типу – $\text{SCl}^{\text{Ca}}_{\text{II}}$.

Прісні гіпо- і олігогалінні та солонуваті β-мезогалінні води оцінюються також за критеріями їх забруднення компонентами сольового складу, а саме за значеннями суми іонів, хлоридів і сульфатів.

Екологічна оцінка якості поверхневих вод та естуаріїв за трофо–сапробіологічними (еколого–санітарними) критеріями виконується на основі середніх та найгірших значень кожного з гідрофізичних, гідрохімічних, бактеріологічних показників, а також індексів сапробності. Для цього блоку бажана узагальнена оцінка, оскільки більшість показників є взаємопов'язаними і в кінцевому підсумку вони відповідають певному ступеню трофності та зоні сапробності вод. Загальна кількість показників цього блоку для забезпечення обґрунтованих висновків не повинна бути меншою, ніж 10. Інтегрування показників при узагальненій оцінці пов'язане з втратою інформації. Тому поряд з

узагальненою оцінкою обов'язково мають наводитись значення категорій для всіх тих показників, які перевищують узагальнені (середні) значення.

Екологічна оцінка якості поверхневих вод та естуаріїв за специфічними показниками токсичної і радіаційної дії виконується за кожним показником окремо. Для даних, згрупованих у часі й просторі, оцінка дається за середнім та найгіршим значеннями кожного з показників.

Назви класів і категорій якості вод, дані про їх стан та ступінь їхньої чистоти (забруднення), а також ступінь трофності і зона сапробності оцінюваних поверхневих вод представлені у табл. 1.17.

Таблиця 1.17 – Класи та категорії якості поверхневих вод суші та естуаріїв України за екологічною класифікацією [161]

Клас якості вод	I		II		III		IV	V
Категорія якості вод	1	2	3	4	5	6	7	
Назва класів і категорій якості вод за їх станом	відмінні	добрі		задовільні		погані	дуже погані	
	відмінні	дуже добрі	добрі	задовільні	посередні	погані	дуже погані	
Назва класів і категорій якості вод за ступенем їх чистоти	дуже чисті	чисті		забруднені		брудні	дуже брудні	
	дуже чисті	чисті	досить чисті	слабо забруднені	помірно забруднені	брудні	дуже брудні	
Трофність (переважно тип)	оліго-трофні	мезотрофні		евтрофні		політ-рофні	гіпер-трофні	
	оліго-трофні оліго-мезо- трофні	мезо- трофні	мезо- евтрофні	евтрофні	евполі- трофні	полі-трофні	гіпер-трофні	
Сапробність	олігосапробні		β -мезосапробні		α -мезосапробні		поліса-пробні	
	β – оліго-сапробні	α – оліго- сапро- бні	β' – мезо- сапробні	β'' – мезо- сапробні	α' – мезо- сапробні	α'' – мезоса-пробні	поліса-пробні	

2 РЕАЛІЗАЦІЯ РЕГІОНАЛЬНОЇ МЕТОДИКИ ВИЗНАЧЕННЯ МІНІМАЛЬНОГО СТОКУ РІЧОК В ЗОНІ НЕДОСТАТНЬОЇ ВОДНОСТІ УКРАЇНИ

Забезпеченість водними ресурсами населення та різних галузей економік є однією з найважливіших та стратегічних задач кожної країни. Незважаючи на те, що по території України протікає значна кількість річок та розташовані гірла багатьох великих річок, наприклад Дунаю, забезпеченість водними ресурсами населення є одним з найменших в Європі.

За даними [1] ресурси річкового стоку України становлять в середньому 87 млрд. м³ на рік (в маловодний рік цей показник зменшується до 56 млрд.м³). Питома забезпеченість річковим стоком в Україні – близько 1 тис. м³ на особу в рік, що нижче в 2,5 рази ніж в Німеччині та Швеції, в 3,5 рази ніж у Франції та у 5 разів ніж в Англії. У зв'язку з вичерпанням водних ресурсів у багатьох річках, наприклад, у басейні Південного Бугу, Сіверського Дінця, річок Приазов'я та Криму, склалася надзвичайно напружена ситуація щодо забезпеченістю водними ресурсами.

В останні роки ця ситуація ускладнюється в зв'язку з різними проявами змін клімату, зокрема підвищення середньорічної температури повітря та збільшення ймовірності настання екстремальних гідрологічних явищ – маловоддя та посух. За даними наведеними в роботі [2], найбільш загрозлива ситуація з формування дефіциту водних ресурсів на даний час спостерігається для Херсонської, Одеської, Миколаївської, Кіровоградської областей. Отже, особливо гостро ці проблеми відчуються зоні недостатньої водності України, мінімальний та екологічний стік якої є предметом даного дослідження [2].

2.1 Умови формування мінімальних витрат води в зоні недостатньої водності України

Зона недостатньої водності – територія, в межах якої величина випаровування за рік у сукупності з інфільтрацією в середньому за багаторічний період перевищує кількість атмосферних опадів.

Відповідно до схеми гідрологічного районування території України [3] зона недостатньої водності в основному відповідає степовій зоні, яка займає найбільшу площу. В межах цієї зони виділяється 5 областей (рис. 2.1, IIIa-IIIд), але в даній роботі Кримська рівнинна область дуже низької водності (рис.2.1, IIIд) не розглядається по причині відсутності даних про стік водотоків на цій території.



Рисунок 2.1 – Карта-схема гідрологічного районування України [3]

В межах решти чотирьох областей протікають річки, що, згідно сучасному гідрографічному районуванню, належать до районів басейну Дунаю (IIIв), річок Причорномор'я (IIIв), басейну Південного Бугу (IIIа, IIIв), річок Приазов'я (IIIг), басейну Дніпра (IIIа-IIIв) та басейну Дону (IIIб) [3].

Мінімальний стік річок в зоні недостатньої водності формується за рахунок підземного живлення, яке визначається місцевими гідрогеологічними і кліматичними умовами, характером підстильної поверхні (рельєф, ґрунти, рослинність, заболоченість, озерність, залісеність) та господарською діяльністю. В цілому на території України у водному режимі річок виділяють літньо-осінню та зимову межень. Літньо-осіння межень спостерігається від кінця повені до початку осінніх паводків (червень-листопад) або до льодових явищ. Літньо-осіння межень пов'язана з малою кількістю опадів і значними витратами води на випаровування. В цей період річки живляться в основному ґрунтовими водами, інколи літня межень може перериватися короткочасними паводками. Зимова межень спостерігається від початку льодових явищ до початку повені. Цей період зазвичай співпадає з періодом льодоставу [4],[5],[6].

Умови формування мінімального стоку розглядаються окремо для річок з зі стійким і нестійким льодоставом. Для розглядуваної території більш низька межень характерна для літньо-осіннього періоду, коли відбувається виснаження підземних вод, що формують стік (рис. 2.2-2.3). Але в окремі роки межень може бути не вираженою і перериватися дощовими паводками (рис. 2.4).

Основними розрахунковими характеристиками мінімального стоку, які використовуються на практиці, є середні місячні, або 30-добові, і середньодобові витрати води зимової й літньої межені.

Для аналізу мінімального стоку в зоні недостатньої водності України [7] використана гідрометеорологічна багаторічна інформація про мінімальні витрати води у період відкритого русла та зимовий період зі стійким льодовим покривом [4].

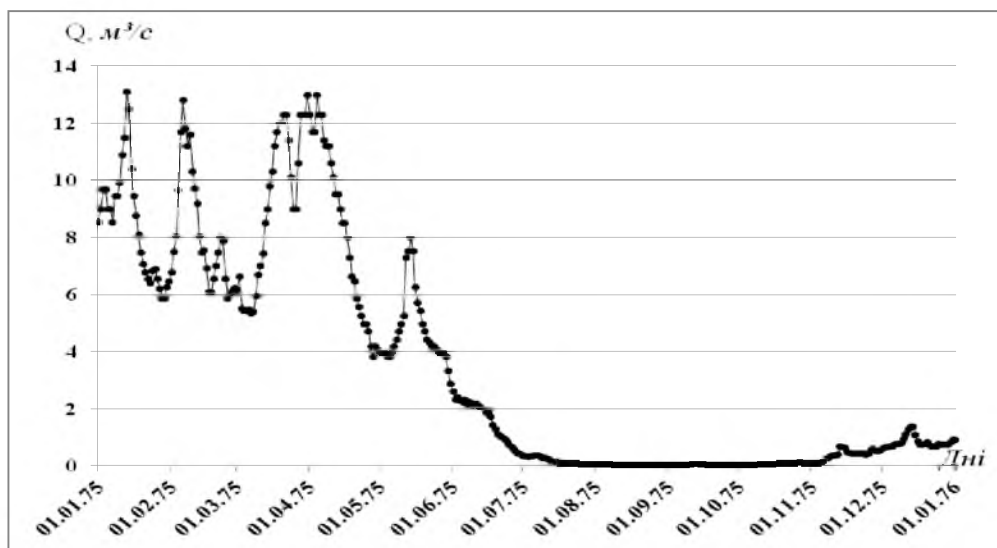


Рисунок 2.2– Гідрограф р. Самара – с. Кочережки (1975 р.)

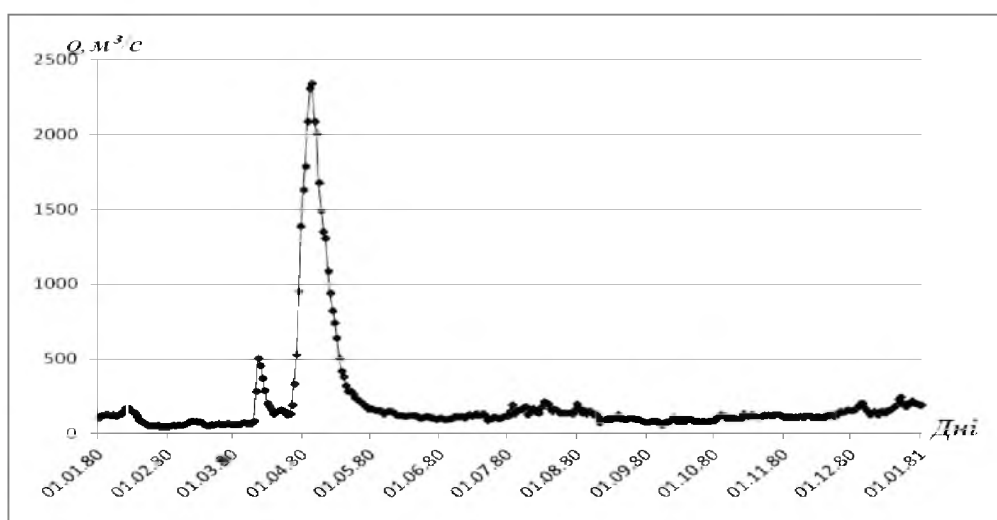


Рисунок 2.3 – Гідрограф стоку р. Південний Буг – смт Олександрівка (1980 р.)

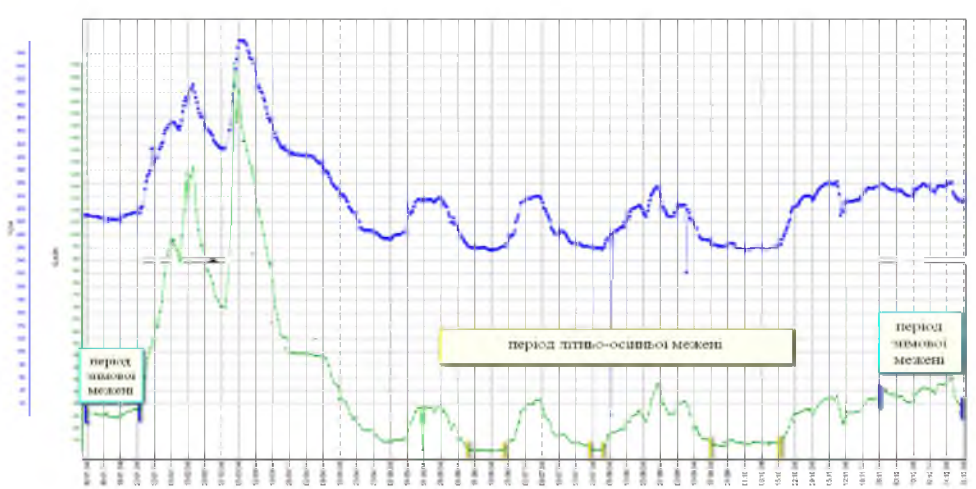


Рисунок 2.4 – Гідрограф стоку р. Самара – с. Кочережки (2004 р.)

2.2 Створення бази вихідної інформації по часових рядах мінімального стоку зимової межени річок

Для створення бази вихідної інформації по часових рядах мінімального стоку річок у період зимової межени використано дані по 67 гідрологічних постах з періодом спостережень від їх початку по 2015 р. включно, та діапазоном водозбірних площ від 145 км² (р. Кодима – с. Обжила) до 46200 км² (р. Південний Буг – смт Олександрівка) (табл. 2.1). У середньому довжина рядів спостережень за мінімальними витратами води у зимовий період зі стійким льодовим покривом в зоні недостатньої водності України становить 47 років, змінюючись від 7 до 100 (табл. 2.2).

Таблиця 2.1 – Розподіл водозборів по тривалості спостережень за мінімальними витратами води і величині їх площ на річках зі стійким льодоставом (станом на 2015 рік)

Площа водозбору, км ²	Кількість гідрологічних постів з періодом спостережень							
	≤ 10	11 - 20	21 - 30	31 - 40	41 - 50	> 50	Всього	%
≤100		1					1	1,5
101 – 1000		8	7	10	4		29	43,3
1001 – 5000		1	11	6	1	6	25	37,3
5001 – 10000		2	1	1	1	1	6	8,9
10001 – 20000		1	1	1	1		4	6,0
20001 – 50000			1			1	2	3,0
Всього		13	21	18	7	8	67	100
%		19,4	31,3	26,9	10,4	12,0	100	

Проаналізувавши діапазон площ водозборів річок, на яких ведуться спостереження, можна зробити висновок, що згідно класифікації запропонованої А.І. Чеботарьовим [8], більша частина річок відноситься до малих річок – 47 із 69 тобто 68 % та 22 із 69 (32 %) відносяться до середніх річок.

Таблиця 2.2 – Список пунктів гідрологічних спостережень за мінімальними витратами води у зимовий період зі стійким льодовим покривом

№ з/п	Код поста	Річка-пункт	Площа водозборів, F , км ²	Для річок у період зимової межні	
				період спостережень	число років, n
1	81459	Чага - с. Мирнопілля	1150	1985-91	7
2	81336	Тилігул - с. Новоукраїнка	810	1956-88	33
3	81338	Тилігул - с. Березівка	3170	1954-2000	47
4	81411	Кодима - с. Обжила	145	1947,1949-60, 1962-74, 1976-78,1980-88	38
5	81414	Кодима - с. Катеринка	2390	1931-41, 1945-60, 1962-2015	81
6	81437	Чорний Ташлик - с. Піщаний Брід	1830	1965-88	24
7	81438	Чорний Ташлик - с. Тарасівка	2230	1933-41,1943, 1945-47,1949-60, 1962-2015	79
8	81801	Південний Буг - смт Олександрівка	46200	1914-41, 1943-74, 1976-2015	100
9	81439	Мертвовід - с. Крива Пустош	252	1949-60, 1962, 1964-77	27
10	81444	Гнилий Єланець - с. Женево-Криворіжжя	1190	1936-41, 1945-47, 1949-60, 1962-88	48
11	81446	Інгул - м. Кіровоград	840	1945-47, 1949-54, 1956-74, 1976-79	32
12	81449	Інгул - с. Седнівка	4770	1955-60, 1963-2015	59
13	81450	Інгул - с. Новогорожене	6670	1931-41, 1944-47, 1949-60, 1962-2015	81
14	81454	Громоклія - с. Михайлівка	1410	1957-60, 1965-88	28
15	80551	Базавлук - с. Катерино-Наталівка	1050	1951-56, 1958-86	35
16	80598	Оріль - с. Степанівка	627	1989-2015	27
17	80469	Оріль – с. Черноглазівка	1600	1956-77	22
18	80477	Берестова - м. Красноград	1050	1952-56, 1959-2008	55
19	80478	Орчик - с. Чернещина	1310	1958-2015	58

Продовження таблиці 2.2

№ з/п	Код поста	Річка-пункт	Площа водозборів, F , км ²	Для річок у період зимової межені № з/п	
				період спостережень	число років, n
20	80473	Оріль - смт Царичанка	9100	1953-2015	63
21	80483	Самара - с. Коханівка	1430	1958-2015	58
22	80493	Бик - с. Самарське (Іванівка)	1130	1955-75	21
23	80494	Велика Тернівка - с. Богданівка	924	1938-39, 1957-2015	61
24	80496	Вовча - х. Артемівський	120	1962-88	27
25	80513	Мокрі Яли - х. Грушівський	2660	1937-41, 1952-55, 1957-62, 1964-2015	67
26	80516	Солона - с. Новопавлівка	680	1959, 1961-62, 1964-2015	55
27	80503	Вовча - смт Покровське	7150	1968-84	17
28	80518	Гайчур - с. Андріївка	2100	1937-41, 1951-52, 1955-2015	68
29	80505	Вовча - смт Васильківка	11600	1930-41, 1946-52	19
30	80523	Середня Терса - х. Роздолля	269	1946, 1948-50, 1952-75	28
31	80522	Мала Терса - с. Троїцьке	750	1958-2015	58
32	80486	Самара - с. Кочеріжки	19800	1939-41, 1953-62, 1964-2015	65
33	80524	Кільчень - с. Олександрівка Перша	376	1959-2015	57
34	80527	Мокра Сура - смт Кринички	389	1959-2015	57
35	80530	Кінська - м. Пологи	353	1953-2015	63
36	78291	Сіверський Донець - с. Протопопівка	19400	1969-2015	47
37	78293	Сіверський Донець - м. Ізюм	22600	1953-65, 1967-2015	62
38	78413	Казенний Торець - смт Райське	936	1954-55, 1957, 1959-2015	60
39	78427	Сухий Торець – смт Черкаське	1310	1959-69, 1971-2015	56
40	78436	Жеребець - с. Торське	857	1959, 1961-2015	56
41	78434	Бахмут - м. Сіверськ	1560	1959, 1961-2015	56
42	78439	Красна - с. Червонопопівка	2540	1957-2015	59
43	78443	Айдар - смт Білолуцьк	2250	1950-2015	66

Кінець таблиці 2.2

№ з/п	Код поста	Річка-пункт	Площа водозборів, F , км ²	Для річок у період зимової межені № з/п	
				період спостережень	число років, n
44	78445	Айдар - с. Новоселівка	6370	1951-2015	65
45	78446	Айдар - с. Бахмутівка	7160	1960-61, 1964-88	27
46	78450	Євсуг - смт Петрівка	784	1964-2015	52
47	78453	Лугань - с. Калинове (пос. Долиновське)	751	1950-2014	65
48	78456	Лугань - м. Зимогір'я	1820	1965-2014	50
49	78458	р. Лугань - м. Луганськ	3510	1962-2014	53
50	78470	Луганчик – смт Білосвітлівка	558	1956-72	17
51	78474	Деркул - х. Юганів	5090	1959, 1961, 1967-88	24
52	78484	Велика Кам'янка – с. Верхньогерасимівка	1450	1942, 1945-46, 1956-2002	50
53	83066	Кріпенька - х. Чугуно-Крепинка	224	1964-88	25
54	83478	Нагольна - с. Дякове	780	1983-2014	32
55	83083	Вільхова - смт Олексієво-Орловка	272	1952-2014	63
56	83040	Мокра Волноваха – с. Миколаївка	194	1947-49, 1955-2015	64
57	83036	Кальміус - смт Приморське (Сартана)	3700	1928-30, 1932-41, 1951-69	32
58	83049	б.Полкова - с. Кременівка	63	1958-75	18
59	83045	Кальчик - с.Кременівка	469	1958-2015	58
60	83052	Калець - х. Перемога	164	1961-75	15
61	83026	Берда - с. Захарівка	718	1963-2015	53
62	83027	Берда - с.Осипенко	1620	1916-18, 1927-30, 1934-40, 1951-2015	79
63	83023	Кільтиччя - с. Новотроїцьке	398	1949-51, 1953-88	39
64	83020	Обитічна - с. Шевченко	390	1954-88	35
65	83022	Обитічна - м. Приморськ	1300	1938-40, 1950-2015	69
66	83019	Лозуватка - с. Новоолексіївка	331	1953, 1955-2015	62
67	83016	Корсак - с. Аннівка	194	1955-56, 1959-72	16
68	83006	Молочна - с. Токмак	760	1950-80	31
69	83012	Молочна - с. Терпіння	2780	1957-2004	48

Відповідно до типології розміру, заснованої на площі водозбірного басейну [9] досліджувані річки розподіляються так: малі річки – 1 із 69 тобто 1,4 %, середні – 30 із 69 (43,4 %), великі – 33 із 69 (48 %) та до дуже великих річок відноситься 5 із 69 тобто 7,2 %.

2.3 Створення бази вихідної інформації по часових рядах мінімального стоку літньо-осінньої межени річок

Аналогічно для створення бази вихідної інформації по часових рядах мінімального стоку літньо-осінньої межени річок також використано дані по 69 гідрологічних постах (табл. 2.3).

Тривалість спостережень (з перервами) на постах досліджуваної території у період літньо-осінньої межени досить різна, у середньому складає 49 років і варіюється від 8 до 101 років. Найдовший (і найбільш повний) ряд спостережень має гідрологічний пост р.Південний Буг – смт Олександрівка, найменший – р. Чага – с. Мирнопілля.

2.4 Визначення статистичних характеристик мінімального стоку зимової межени річок зони недостатньої водності України

Для статистичної обробки характеристик часових рядів мінімальних 30-добових витрат використані багаторічні дані по 69 гідрологічних постах за зимовий період в зоні недостатньої водності України. За розрахунковий взято період з початку спостережень по 2015 р. включно. Для визначення статистичних параметрів використано метод моментів та найбільшої правдоподібності (табл. 2.4) [10].

Таблиця 2.3 – Список пунктів гідрологічних спостережень за мінімальними витратами води у літньо-осінній період відкритого русла

№ з/п	Код поста	Річка-пункт	Площа водозборів, F , км ²	Для річок у період літньо-осінньої межені	
				період спостережень	число років, n
1	81459	Чага - с. Мирнопілля	1150	1984-91	8
2	81336	Тилігул - с. Новоукраїнка	810	1955-87	33
3	81338	Тилігул - с. Березівка	3170	1953-2000	48
4	81411	Кодима - с. Обжила	145	1946-88	43
5	81414	Кодима - с. Катеринка	2390	1931-40, 1944-2015	82
6	81437	Чорний Ташлик - с. Піщаний Брід	1830	1964-87	24
7	81438	Чорний Ташлик – с. Тарасівка	2230	1933-40, 1942-43, 1945-2015	81
8	81801	Південний Буг - смт Олександрівка	46200	1914-40, 1942-2015	101
9	81439	Мертвовід - с. Крива Пустош	252	1948-77	30
10	81444	Гнилий Єланець - с. Женево-Криворіжжя	1190	1936-40, 1944-87	49
11	81446	Інгул - м. Кіровоград	840	1945-80	36
12	81449	Інгул - с. Седнівка	4770	1955-60, 1963-2015	60
13	81450	Інгул - с. Новогорожене	6670	1931-40, 1943-2015	83
14	81454	Громоклія - с. Михайлівка	1410	1957-60, 1965-88	28
15	80551	Базавлук - с. Катерино-Наталівка	1050	1951-85	35
16	80598	Оріль - с. Степанівка	627	1988-2015	28
17	80469	Оріль - с. Черноглазівка	1600	1955-77	23
18	80477	Берестова - м. Красноград	1050	1951-2008	58
19	80478	Орчик - с. Чернещина	1310	1957-2015	59
20	80473	Оріль - смт Царичанка	9100	1952-2015	64
21	80483	Самара - с. Коханівка	1430	1957-2015	59
22	80493	Бик - с. Самарське (Іванівка)	1130	1955-74	20
23	80494	Велика Тернівка - с. Богданівка	924	1940, 1956-2015	61
24	80496	Вовча - х. Артемівський	120	1961-87	27

Продовження таблиці 2.3

№ з/п	Код поста	Річка-пункт	Площа водозборів, F , км ²	Для річок у період літньо-осінньої межени	
				період спостережень	число років, n
25	80513	Мокрі Яли - х. Грушівський	2660	1936-40, 1952-2015	69
26	80516	Солона - с. Новопавлівка	680	1956-2015	60
27	80503	Вовча - смт Покровське	7150	1968-83	16
28	80518	Гайчур - с. Андріївка	2100	1936-40, 1950-2015	71
29	80505	Вовча - смт Васильківка	11600	1929-40, 1945-52	20
30	80523	Середня Терса - х. Роздолля	269	1946-74	29
31	80522	Мала Терса - с. Троїцьке	750	1957-2015	59
32	80486	Самара - с. Кочеріжки	19800	1938-40, 1952-2015	67
33	80524	Кільчень - с. Олександрівка Перша	376	1957-2015	59
34	80527	Мокра Сура - смт Кринички	389	1955-2015	61
35	80530	Кінська - м. Пологи	353	1952-2015	64
36	78291	Сіверський Донець - с. Протопопівка	19400	1969-2015	47
37	78293	Сіверський Донець - м. Ізюм	22600	1952-2015	64
38	78413	Казенний Торець - смт Райське	936	1953-2015	63
39	78427	Сухий Торець – смт Черкаське	1310	1958-68, 1970-2015	57
40	78436	Жеребець - с. Торське	857	1957-2015	59
41	78434	Бахмут - м. Сіверськ	1560	1957-2015	59
42	78439	Красна - с. Червонопопівка	2540	1948, 1956-2015	61
43	78443	Айдар - смт Білолуцьк	2250	1949-2015	67
44	78445	Айдар - с. Новоселівка	6370	1950-2015	66
45	78446	Айдар - с. Бахмутівка	7160	1960, 1963-87	26
46	78450	Євсуг - смт Петрівка	784	1963-2015	53
47	78453	Лугань - с. Калинове (пос. Долиновське)	751	1938, 1941, 1949-2013	67
48	78456	Лугань - м. Зимогір'я	1820	1964-2014	51
49	78458	Лугань - м. Луганськ	3510	1959, 1961-2014	55

Кінець таблиці 2.3

№ з/п	Код поста	Річка-пункт	Площа водозборів, F , км ²	Для річок у період літньо-осінньої межени	
				період спостережень	число років, n
50	78470	Луганчик - смт Білосвітлівка	558	1955-72	18
51	78474	Деркул - х. Юганів	5090	1959-60, 1966-87	24
52	78484	Велика Кам'янка – с. Верхньогерасимівка	1450	1940-41, 1944-46, 1955-2002	53
53	83066	Кріпенька - х. Чугуно-Крепинка	224	1963-87	25
54	83478	Нагольна - с. Дякове	780	1983-2014	32
55	83083	Вільхова - смт Олексієво-Орловка	272	1946-47, 1951-2014	66
56	83040	Мокра Волноваха – с. Миколаївка	194	1946-49, 1954-2015	66
57	83036	Кальміус - смт Приморське (Сартана)	3700	1928-40, 1950-69	33
58	83049	б.Полкова - с. Кременівка	63	1958-74	17
59	83045	Кальчик - с.Кременівка	469	1958-2015	58
60	83052	Калець - х. Перемога	164	1960-75	16
61	83026	Берда - с. Захарівка	718	1963-2015	53
62	83027	Берда - с.Осипенко	1620	1915-18, 1926-30, 1933-40, 1950-2015	83
63	83023	Кільтиччя - с. Новотроїцьке	398	1949-51, 1953-87	38
64	83020	Обитічна - с. Шевченко	390	1954-87	34
65	83022	Обитічна - м. Приморськ	1300	1938-40, 1951-53, 1955-2015	67
66	83019	Лозуватка – с. Новоолексіївка	331	1953, 1955-2015	62
67	83016	Корсак - с. Аннівка	194	1955, 1957-70	15
68	83006	Молочна - с. Токмак	760	1950-80	31
69	83012	Молочна - с. Терпіння	2780	1957-2004	48
50	78470	Луганчик - смт Білосвітлівка	558	1955-72	18

Таблиця 2.4 – Статистичні характеристики часових рядів 30-добових мінімальних витрат води за зимовий період зі стійким льодоставом в зоні недостатньої водності

№ з/п	Річка-пост	F, км ²	n, років	Q _{сер} , м ³ /с	r(1)	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
						C _v	C _s	C _v /C _s	C _v	C _s	C _v /C _s
1	Чага-с.Мирнопілля	1150	7	0,1	-0,27	0,68	-0,63	-0,9	0,72	0,66	0,9
2	Тилігул-с.Новоукраїнка	810	33	0,3	0,24	0,93	1,86	2	0,97	2,57	2,7
3	Тилігул-с.Березівка	3170	47	0,2	-0,06	3,39	3,92	1,2	3,78	6,35	1,7
4	Кодима-с.Обжила	145	38	0,1	0,29	0,64	1,97	3,1	0,67	2,66	4
5	Кодима-с.Катеринка	2390	81	0,9	0,47	0,94	1,48	1,6	0,96	1,67	1,7
6	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	24	1,0	0,55	0,50	1,07	2,2	0,52	1,45	2,8
7	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	79	1,4	0,64	0,64	0,61	0,9	0,65	0,65	1
8	Південний Буг-с-мт Олександрівка	46200	100	53,1	0,39	0,50	1,11	2,2	0,50	1,18	2,4
9	Мертвовід-с.Крива Пустош	252	27	0,1	0,15	0,77	1,71	2,2	0,79	2,32	2,9
10	Гнилий Єланець- с.Женево-Криворіжжя	1190	48	0,0	0,00	2,77	4,04	1,5	3,01	6,60	2,2
11	Інгул-м.Кіровоград	840	32	0,4	0,17	0,88	2,11	2,4	0,90	2,96	3,3
12	Інгул-с.Седнівка	4770	59	4,2	0,50	0,53	0,70	1,3	0,54	0,77	1,4
13	Інгул-с.Новогорожене	6670	81	2,9	0,58	0,80	1,39	1,7	0,81	1,56	1,9
14	Громоклія-с.Михайлівка	1410	28	0,4	0,09	1,87	3,60	1,9	2,02	6,91	3,4
15	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	35	0,2	0,13	1,15	2,10	1,8	1,19	2,87	2,4
16	Оріль-с.Степанівка	627	27	0,5	0,18	0,75	1,27	1,7	0,77	1,57	2
17	Оріль-с.Чорноглазівка	1600	22	0,2	0,05	1,39	1,70	1,2	1,48	2,44	1,6
18	Берестова-м.Красноград	1050	55	0,7	0,11	0,89	1,46	1,6	0,90	1,65	1,8

Продовження таблиці 2.4

№ з/п	Річка-пост	F, км ²	n, років	Q _{сер} , м ³ /с	r(1)	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
						C _v	C _s	C _v /C _s	C _v	C _s	C _v /C _s
17	Оріль-с. Черноглазівка	1600	22	0,2	0,05	1,39	1,70	1,2	1,48	2,44	1,6
18	Берестова-м. Красноград	1050	55	0,7	0,11	0,89	1,46	1,6	0,90	1,65	1,8
19	Орчик-с. Чернещина	1310	58	0,9	0,27	0,74	1,31	1,8	0,75	1,49	2
20	Оріль-с-мт Царичанка	9100	63	5,3	0,42	0,89	1,61	1,8	0,92	1,91	2,1
21	Самара-с. Коханівка	1430	58	0,4	0,25	0,82	1,09	1,3	0,83	1,21	1,5
22	Бик-с. Самарське (Іванівка)	1130	21	0,3	0,11	0,87	2,93	3,4	0,96	5,67	5,9
23	Велика Тернівка-с. Богданівка	924	61	0,3	0,40	1,15	1,63	1,4	1,20	1,96	1,6
24	Вовча-х. Артемівський	120	27	0,1	-0,08	1,26	3,69	2,9	1,48	7,30	4,9
25	Мокрі Яли-х. Грушівський	2660	67	0,7	0,31	0,49	0,53	1,1	0,49	0,56	1,2
26	Солона-с. Новопавлівка	680	55	0,7	0,19	0,58	0,90	1,5	0,59	0,99	1,7
27	Вовча-с-мт Покровське	7150	17	2,3	0,40	0,62	0,90	1,5	0,67	1,31	1,9
28	Гайчур-с. Андріївка	2100	68	0,6	0,24	1,21	3,97	3,3	1,32	5,87	4,5
29	Вовча-с-мт Васильківка	11600	19	1,9	-0,18	0,47	1,37	2,9	0,47	1,89	4
30	Середня Терса-ж. Роздолля	269	28	0,0	0,34	1,11	1,12	1	1,17	1,39	1,2
31	Мала Терса-с. Троїцьке	750	58	0,2	0,18	0,80	0,91	1,1	0,81	0,96	1,2
32	Самара-с. Кочеріжки	19800	65	8,1	0,37	0,79	1,74	2,2	0,80	2,04	2,6
33	Кільчень-с. Олександрівка Перша	376	57	0,3	0,32	0,97	1,75	1,8	0,99	2,11	2,1
34	Мокра Сура-с-мт Кринички	389	57	0,1	0,23	1,63	2,46	1,5	1,70	3,24	1,9
35	Кінська-м. Пологи	353	63	0,4	0,46	0,56	0,39	0,7	0,57	0,43	0,8

Продовження таблиці 2.4

№ з/п	Річка-пост	F, км ²	n, років	Q _{сер} , м ³ /с	r(1)	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
						C _v	C _s	C _v /C _s	C _v	C _s	C _v /C _s
36	Сіверський Донець-с.Протопопівка	19400	47	33,3	0,43	0,36	1,34	3,7	0,36	1,62	4,5
37	Сіверський Донець-м.Ізюм	22600	62	33,9	0,61	0,56	1,43	2,5	0,57	1,67	2,9
38	Казенний Торець-сmt Райське	936	60	1,1	0,35	0,57	0,49	0,9	0,57	0,52	0,9
39	Сухий Торець-сmt Черкаське	1310	56	0,6	0,16	0,90	1,43	1,6	0,91	1,61	1,8
40	Жеребець-с.Горське	857	56	0,7	0,41	0,61	0,89	1,5	0,62	1,00	1,6
41	Бахмут-м.Сіверськ	1560	56	2,4	0,53	0,37	0,58	1,6	0,37	0,64	1,7
42	Красна-с.Червонопопівка	2540	59	1,8	0,47	0,69	1,11	1,6	0,70	1,27	1,8
43	Айдар-сmt Білолуцьк	2250	66	2,0	0,53	0,74	1,20	1,6	0,75	1,36	1,8
44	Айдар-с.Новоселівка	6370	65	4,8	0,42	0,71	1,30	1,8	0,73	1,48	2
45	Айдар-с.Бахмутівка	7160	27	5,3	0,13	0,60	1,08	1,8	0,61	1,27	2,1
46	Євсуг-сmt Петрівка	784	52	0,5	0,18	0,83	2,12	2,6	0,86	2,65	3,1
47	Лугань-с.Калинове (сел.Долиновське)	751	65	1,0	0,36	0,65	1,00	1,5	0,66	1,09	1,6
48	Лугань-м.Зимогір'я	1820	50	5,1	0,33	0,43	1,29	3	0,44	1,49	3,4
49	Лугань – м.Луганськ	3510	53	7,7	0,50	0,43	1,20	2,8	0,43	1,41	3,2
50	Луганчик-сmt Білосвітлівка	558	17	0,1	0,17	1,11	0,97	0,9	1,18	1,22	1
51	Деркул-х.Юганів	5090	24	3,2	-0,25	0,52	0,97	1,9	0,53	1,14	2,2
52	Велика Кам'янка-с.Верхньогерасимівка	1450	50	2,4	0,35	0,84	1,82	2,2	0,85	2,27	2,7
53	Кріпенька - х.Чугуно-Крепинка	224	25	0,7	0,14	0,39	0,34	0,9	0,39	0,39	1

Кінець таблиці 2.4

№ з/п	Річка-пост	F, км ²	n, років	Q _{сер} , м ³ /с	r(1)	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
						C _v	C _s	C _v /C _s	C _v	C _s	C _v /C _s
54	Нагольна-с. Дякове	780	32	1,2	0,22	0,74	2,96	4	0,90	4,97	5,5
55	Вільхова - смт Олексієво-Орловка	272	63	0,9	0,30	0,54	0,62	1,1	0,54	0,66	1,2
56	Мокра Волноваха – с.Миколаївка	194	64	0,3	0,38	0,78	1,09	1,4	0,79	1,19	1,5
57	Кальміус - смт Приморське (Сартана)	3700	32	4,6	0,83	0,85	1,06	1,3	0,89	1,34	1,5
58	б.Полкова – с.Кременівка	63	18	0,1	0,02	0,47	1,15	2,5	0,47	1,51	3,2
59	Кальчик - с,Кременівка	469	58	0,7	0,26	0,42	1,42	3,4	0,43	1,63	3,8
60	Калець-х.Перемога	164	15	0,2	0,21	0,47	0,68	1,4	0,48	0,83	1,7
61	Берда - с.Захарівка	718	53	0,9	0,33	0,64	1,41	2,2	0,65	1,64	2,5
62	Берда -с.Осипенко	1620	79	1,3	0,30	0,85	2,08	2,5	0,86	2,46	2,9
63	Кільтиччя - с.Новотроїцьке	398	39	0,4	0,36	0,53	0,80	1,5	0,54	0,90	1,7
64	Обитічна - с.Шевченко	390	35	0,5	0,44	0,63	0,82	1,3	0,65	0,98	1,5
65	Обитічна - м.Приморськ	1300	69	0,9	0,37	0,76	1,12	1,5	0,77	1,22	1,6
66	Лозуватка - с.Новоолексіївка	331	62	0,3	0,20	0,77	3,16	4,1	0,80	4,32	5,4
67	Корсак - с.Аннівка	194	16	0,3	0,12	0,70	0,35	0,5	0,72	0,43	0,6
68	Молочна - с.Токмак	760	31	0,7	0,30	0,70	1,16	1,7	0,71	1,43	2
69	Молочна - с.Терпіння	2780	48	1,0	0,08	1,02	2,99	2,9	1,07	4,28	4

Аналіз статистичних характеристик часових рядів 30-добових мінімальних витрат води за зимовий період зі стійким льодоставом в зоні недостатньої водності, показує, що вони змінюються в широкому діапазоні.

Так, коефіцієнти варіації C_v , розраховані за методом моментів, змінюються від 0,36 (р. Сіверський Донець – с. Протопопівка) до 3,39 (р. Тилігул – с. Березівка). Коефіцієнти асиметрії C_s коливаються в межах від – 0,63 (р. Чага – с. Мирнопілля) до 4,04 (р. Гнилий Єланець – с. Женево-Криворіжжя). Співвідношення C_v/C_s на досліджуваній території змінюється від – 0,9 (р. Чага – с. Мирнопілля) до 4,0 (р. Нагольна – с. Дякове).

Статистичні характеристики розраховані за допомогою методу найбільшої правдоподібності змінюються практично в тих самих межах. Коефіцієнт C_v від 0,36 (р. Сіверський Донець – с. Протопопівка) до 3,78 (р. Тилігул – с. Березівка), коефіцієнт C_s 0,39 (р. Кріпенька – х. Чугуно-Крепинка), співвідношення C_v/C_s – 0,6 (р. Корсак – с. Аннівка) – 5,9 (р. Бик – с. Самарське (Іванівка)).

Середнє значення співвідношення C_v/C_s розраховане за допомогою методу моментів дорівнює 1,9, а за допомогою методу найбільшої правдоподібності дорівнює 2,3. В подальших розрахунках, враховуючи той факт, що значення C_v практично для всіх рядів перевищують 0,5, згідно нормативного документу рекомендується використовувати метод найбільшої правдоподібності [11], а співвідношення C_v/C_s осереднити на рівні 2,5.

2.5 Визначення статистичних характеристик мінімального стоку літньо-осінньої межні річок зони недостатньої водності України

Розраховані статистичні характеристики мінімального стоку у період літньо-осінньої межні представлено у таблиці 2.5.

Таблиця 2.5 – Статистичні характеристики часових рядів 30-добових мінімальних витрат води за літньо-осінній період зі стійким льодоставом в зоні недостатньої водності

№ з/п	Річка-пост	F, км ²	n, років	Q _{сер} , м ³ /с	r(1)	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
						C _v	C _s	C _v /C _s	C _v	C _s	C _v /C _s
1	Чага-с.Мирнопілля	1150	8	0,04	0,64	1,12	0,51	0,5	1,44	0,90	0,6
2	Тилігул-с.Новоукраїнка	810	33	0,1	0,73	1,11	1,12	1	1,19	1,41	1,2
3	Тилігул-с.Березівка	3170	48	0,0							
4	Кодима-с.Обжила	145	43	0,04	0,62	0,72	0,36	0,5	0,74	0,42	0,6
5	Кодима-с.Катеринка	2390	82	0,3	0,35	1,43	1,76	1,2	1,47	2,01	1,4
6	Чорний Ташлик-с.Піщаний Брід	1830	24	0,8	0,36	0,57	0,33	0,6	0,59	0,40	0,7
7	Чорний Ташлик-с.Тарасівка	2230	81	0,7	0,64	0,75	0,98	1,3	0,77	1,06	1,4
8	Південний Буг-с.мт Олександрівка	46200	101	32,3	0,46	0,49	0,97	2	0,50	1,04	2,1
9	Мертвовід-с.Крива Пустош	252	30	0,0	0,69	1,03	0,83	0,8	1,11	1,03	0,9
10	Гнилий Єланець- с.Женево- Криворіжжя	1190	49	0,0	0,07	3,86	5,53	1,4	4,37	10,55	2,4
11	Інгул-м.Кіровоград	840	36	0,2	0,53	0,73	1,58	2,2	0,76	2,12	2,8
12	Інгул-с.Седнівка	4770	60	2,1	0,54	0,50	0,69	1,4	0,51	0,75	1,5
13	Інгул-с.Новогорожене	6670	83	1,9	0,72	0,79	1,24	1,6	0,80	1,37	1,7
14	Громоклія-с.Михайлівка	1410	28	0,0	0,19	1,49	1,41	0,9	1,58	1,77	1,1
15	Базавлук-с.Катерино-Наталівка	1050	35	0,0	0,52	1,27	1,60	1,3	1,36	2,16	1,6
16	Оріль-с.Степанівка	627	28	0,1	0,20	1,76	2,37	1,3	1,90	3,63	1,9
17	Оріль-с.Чорноглазівка	1600	23	0,1	0,20	3,37	4,34	1,3	4,15	10,65	2,6

Продовження таблиці 2.4

№ з/п	Річка-пост	F, км ²	n, років	Q _{сер} , м ³ /с	r(1)	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
						C _v	C _s	C _v /C _s	C _v	C _s	C _v /C _s
18	Берестова-м.Красноград	1050	58	0,3	0,40	1,11	1,82	1,6	1,15	2,26	2,0
19	Орчик-с. Чернещина	1310	59	0,3	0,49	0,93	1,61	1,7	0,95	1,94	2,0
20	Оріль-сmt Царичанка	9100	64	1,7	0,36	1,01	2,80	2,8	1,08	3,72	3,4
21	Самара-с.Коханівка	1430	59	0,1	0,36	1,32	1,34	1	1,37	1,52	1,1
22	Бик-с.Самарське (Іванівка)	1130	20	0,1	-0,34	1,26	1,55	1,2	1,34	2,22	1,7
23	Велика Тернівка-с.Богданівка	924	61	0,04	0,13	2,04	3,26	1,6	2,14	4,51	2,1
24	Вовча-х,Артемівський	120	27	0,04	0,47	0,60	0,38	0,6	0,63	0,47	0,7
25	Мокрі Яли-х.Грушівський	2660	69	0,2	0,65	1,12	1,44	1,3	1,16	1,66	1,4
26	Солона-с.Новопавлівка	680	60	0,1	0,39	1,22	1,83	1,5	1,25	2,20	1,8
27	Вовча-сmt Покровське	7150	16	0,3	-0,13	1,75	2,47	1,4	1,98	4,93	2,5
28	Гайчур-с.Андріївка	2100	71	0,1	0,15	1,58	4,79	3	1,72	7,43	4,3
29	Вовча-сmt Васильківка	11600	20	0,9	0,30	0,64	1,44	2,2	0,67	2,10	3,1
30	Середня Терса-ж.Роздолля	269	29	0,0	0,06	2,56	3,38	1,3	2,88	6,13	2,1
31	Мала Терса-с.Троїцьке	750	59	0,1	0,35	1,76	2,69	1,5	1,85	3,61	2,0
32	Самара-с.Кочеріжки	19800	67	2,6	0,71	0,98	2,29	2,3	1,01	2,90	2,9
33	Кільчень-с.Олександрівка Перша	376	59	0,1	0,39	1,61	3,69	2,3	1,68	5,53	3,3
34	Мокра Сура-сmt Кринички	389	61	0,1	0,30	2,04	4,67	2,3	2,16	7,66	3,6
35	Кінська-м.Пологи	353	64	0,2	0,62	0,67	0,55	0,8	0,69	0,60	0,9

Продовження таблиці 2.4

№ з/п	Річка-пост	F, км ²	n, років	Q _{сер} , м ³ /с	r(1)	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
						C _v	C _s	C _v /C _s	C _v	C _s	C _v /C _s
36	Сіверський Донець-с.Протопопівка	19400	47	22,5	0,49	0,27	0,08	0,3	0,27	0,13	0,5
37	Сіверський Донець-м.Ізюм	22600	64	23,6	0,75	0,46	0,32	0,7	0,47	0,36	0,8
38	Казенний Торець-сmt Райське	936	63	0,4	0,51	0,77	1,44	1,9	0,78	1,69	2,1
39	Сухий Торець-сmt Черкаське	1310	57	0,2	0,43	0,93	1,96	2,1	0,96	2,48	2,6
40	Жеребець-с.Торське	857	59	0,4	0,61	0,74	0,58	0,8	0,76	0,63	0,8
41	Бахмут-м.Сіверськ	1560	59	1,5	0,76	0,48	0,65	1,4	0,48	0,72	1,5
42	Красна-с.Червонопопівка	2540	61	1,3	0,67	0,72	0,64	0,9	0,74	0,70	0,9
43	Айдар-сmt Білолуцьк	2250	67	1,3	0,71	0,76	1,95	2,6	0,80	2,38	3,0
44	Айдар-с.Новоселівка	6370	66	3,5	0,76	0,84	1,73	2,1	0,86	2,08	2,4
45	Айдар-с.Бахмутівка	7160	26	4,8	-0,07	2,12	4,89	2,3	2,34	11,81	5,0
46	Євсуг-сmt Петрівка	784	53	0,2	0,40	1,15	1,73	1,5	1,20	2,16	1,8
47	Лугань-с.Калинове (сел.Долиновське)	751	67	0,4	0,30	0,63	0,62	1	0,64	0,66	1,0
48	Лугань-м.Зимогір'я	1820	51	3,4	0,52	0,36	0,23	0,6	0,36	0,28	0,8
49	Лугань – м.Луганськ	3510	55	4,5	0,43	0,53	1,69	3,2	0,54	2,08	3,9
50	Луганчик-сmt Білосвітлівка	558	18	0,0	0,22	1,45	1,33	0,9	1,62	1,96	1,2
51	Деркул-х.Юганів	5090	24	1,2	0,26	0,51	0,70	1,4	0,52	0,83	1,6
52	Велика Кам'янка-с.Верхньогерасимівка	1450	53	1,5	0,37	0,63	0,96	1,5	0,64	1,06	1,7

Кінець таблиці 2.4

№ з/п	Річка-пост	F, км ²	n, років	Q _{сер} , м ³ /с	r(1)	Метод моментів			Метод найбільшої правдоподібності		
						C _v	C _s	C _v /C _s	C _v	C _s	C _v /C _s
53	Кріпенька - х,Чугуно-Крепинка	224	25	0,6	0,39	0,40	-0,12	-0,3	0,41	0,01	0,0
54	Нагольна-с. Дякове	780	32	0,8	0,26	0,67	2,81	4,2	0,78	4,60	5,9
55	Вільхова - смт Олексієво-Орловка	272	66	0,6	0,69	0,61	0,38	0,6	0,62	0,42	0,7
56	Мокра Волноваха – с.Миколаївка	194	66	0,1	0,62	0,79	1,47	1,9	0,80	1,71	2,1
57	Кальміус - смт Приморське (Сартана)	3700	33	2,5	0,71	0,99	1,39	1,4	1,05	1,84	1,8
58	б,Полкова – с.Кременівка	63	17	0,1	0,33	0,32	0,41	1,3	0,33	0,52	1,6
59	Кальчик - с,Кременівка	469	58	0,4	0,31	0,60	2,13	3,6	0,63	2,67	4,3
60	Калець-х.Перемога	164	16	0,1	0,47	0,64	1,39	2,2	0,70	2,33	3,3
61	Берда - с.Захарівка	718	53	0,4	0,38	0,91	1,79	2	0,93	2,19	2,4
62	Берда -с.Осипенко	1620	83	0,7	0,63	0,73	2,45	3,4	0,76	3,03	4,0
63	Кільтиччя - с.Новотроїцьке	398	38	0,2	0,64	0,52	0,57	1,1	0,54	0,66	1,2
64	Обитічна - с. Шевченко	390	34	0,2	0,46	0,81	0,95	1,2	0,85	1,16	1,4
65	Обитічна - м.Приморськ	1300	67	0,3	0,50	0,84	1,06	1,3	0,87	1,18	1,4
66	Лозуватка - с.Новоолексіївка	331	62	0,1	0,46	0,52	0,29	0,6	0,53	0,33	0,6
67	Корсак - с.Аннівка	194	15	0,1	0,69	0,96	0,85	0,9	1,09	1,27	1,2
68	Молочна - с.Токмак	760	31	0,3	0,61	0,55	0,64	1,2	0,57	0,76	1,3
69	Молочна - с.Терпіння	2780	48	0,2	0,21	1,24	2,26	1,8	1,28	3,02	2,4

Як видно з таблиці 2.5, статистичні характеристики часових рядів 30-добових мінімальних витрат води за літньо-осінній період зі стійким льодоставом в зоні недостатньої водності, також як й для періоду зимової межени, коливаються в досить значних межах. Коефіцієнт C_v розрахований за методом моментів коливається в межах від 0,27 (р. Сіверський Донець – с. Протопопівка) до 3,86 (р. Гнилий Єланець – с. Женево-Криворіжжя), коефіцієнт C_s від – 0,12 (р. Кріпенька – х. Чугуно-Крепинка) до 5,53 (р. Гнилий Єланець – с. Женево-Криворіжжя), співвідношення C_v/C_s змінюється від – 0,3 (р. Кріпенька – х. Чугуно-Крепинка) до 4,2 (р. Нагольна – с. Дякове). Середнє значення C_v/C_s становить 1,5.

Значення статистичних характеристик розрахованих за методом найбільшої правдоподібності розраховані за період літньо-осінньої межени змінюються в такому діапазоні: коефіцієнт C_v від – 0,27 (р. Сіверський Донець – с. Протопопівка) до 4,37 (р. Гнилий Єланець – с. Женево-Криворіжжя), C_s від 0,01 (р. Кріпенька – х. Чугуно-Крепинка) до 11,81 (р. Айдар – с. Бахмутівка). Співвідношення C_v/C_s коливається від 0,0 (р. Кріпенька – х. Чугуно-Крепинка) до 5,9 (р. Нагольна – с. Дякове), середнє значення співвідношення C_v/C_s дорівнює 2,0.

З метою аналізу територіального розподілу статистичних характеристик мінімального стоку річок в періоди зимової та літньо-осінньої межени виконане їх осереднення в межах суббасейнів [12] на досліджуваній території.

2.6 Просторовий розподіл статистичних параметрів часових рядів мінімального стоку в межах суббасейнів

В період зимової межени (табл. 2.6) для річок Причорномор'я характерним є практична відсутність автокореляції в часових рядах, але водночас значна мінливість стоку з середнім значенням коефіцієнту варіації на рівні 1,67-1,82 при максимальних його значеннях 3,39-3,78. Мінімальні значення коефіцієнтів варіації

становлять 0,68-0,72, а середнє співвідношення C_v/C_s за методом найбільшої правдоподібності становить 1,77.

Таблиця 2.6 – Характерні величини параметрів C_v , C_s і C_v/C_s часових рядів мінімальних витрат у період зимової межени в зоні недостатньої водності України

№	Басейн	Характерні величини	Метод моментів				Метод найбільшої правдоподібності		
			$r(1)$	C_v	C_s	C_v/C_s	C_v	C_s	C_v/C_s
1	Річок Причорномор'я	Середн.	-0,03	1,67	1,72	0,77	1,82	3,19	1,77
		Мінім.		0,68	-0,63	-0,9	0,72	0,66	0,9
		Макс.		3,39	3,92	2	3,78	6,35	2,7
2	Південний Буг	Середн.	0,35	0,98	1,80	1,91	1,03	2,61	2,45
		Мінім.		0,50	0,61	0,9	0,50	0,65	1,0
		Макс.		2,77	4,04	3,1	3,01	6,91	4,0
3	Басейн Дніпра	Середн.	0,22	0,91	1,66	1,79	0,95	2,33	2,33
		Мінім.		0,47	0,39	0,7	0,47	0,43	0,8
		Макс.		1,63	3,97	3,4	1,70	7,30	5,9
4	Басейн Дону	Середн.	0,33	0,64	1,19	1,97	0,65	1,39	2,25
		Мінім.		0,36	0,49	0,9	0,36	0,52	0,9
		Макс.		1,11	2,12	3,7	1,18	2,65	4,5
5	Річок Приазов'я	Середн.	0,29	0,66	1,36	2,01	0,69	1,78	2,45
		Мінім.		0,39	0,34	0,5	0,39	0,39	0,6
		Макс.		1,02	3,16	4,1	1,07	4,97	5,5

Для річок в межах суббасейну *Південного Бугу* вже добре виражена автокореляція (на рівні 0,35) та дещо зменшуються коефіцієнти варіації – середні значення коливаються на рівні 0,98-1,03. З іншого боку, співвідношення C_s/C_v збільшується й досягає 1,91-2,45. Максимальні та мінімальні значення досліджуваних параметрів несуттєво відрізняються від річок Причорномор'я.

Для суббасейну *Дніпра* в межах зони недостатньої водності статистичні характеристики рядів зимової межени дещо зменшуються за абсолютними значеннями: середнє значення коефіцієнта автокореляції становить 0,22, а діапазон коливань мінливості стоку зменшується до 0,91-0,95, а співвідношення C_s/C_v до 1,79-2,33. У порівнянні з попередніми суббасейнами суттєво зменшуються

максимальні значення коефіцієнтів варіації, які досягають тільки 1,63-1,70, та продовжується зменшення мінімальних значень цього параметру, водночас максимальні значення C_v/C_s значно підвищуються й досягають вже значень 3,4-5,9.

По мірі просування на схід досліджуваної території, в суббасейні *Дону*, продовжується суттєве зменшення коефіцієнтів варіації – до 0,64-0,65, однак спостерігається незначне збільшення співвідношення C_s/C_v – на рівні 1,97-2,25. З іншого боку, автокореляція часових рядах тут підвищується й середнє значення відповідного коефіцієнту становить вже 0,33 та практично досягає значення, яке отримане для річок суббасейну Південного Бугу. Граничні значення мінливості мінімального зимового стоку в суббасейні *Дону* значно нижче у порівнянні з усіма попередніми.

Статистичні параметри в суббасейні річок *Приазов'я* не суттєво відрізняються від аналогічних характеристик суббасейні *Дону*, але середні значення дещо вище при не значному зниженні коефіцієнта автокореляції.

В графічному виді територіальній розподіл середніх значень статистичних характеристик по суббасейнам представлений на рис. 2.5.

На відміну від зимової межени у період літньо-осінньої межени (табл. 2.7) на *річках Причорномор'я* спостерігається високий коефіцієнт автокореляції (0,68), максимальне значення коефіцієнту варіації (C_v) коливається на рівні 1,12-1,44, мінімальне – на рівні 1,11-1,19. Середнє співвідношення C_s/C_v за методом найбільшої правдоподібності становить 0,90.

В межах суббасейну *Південного Бугу* максимальні значення коефіцієнту варіації змінюються від 3,86 до 4,37, мінімальні значення коливаються на рівні 0,49-0,50, що суттєво відрізняється від річок *Причорномор'я*. Середнє співвідношення C_s/C_v також збільшується 1,26-1,51. Однак дещо зменшується коефіцієнт автокореляції (на рівні 0,47).

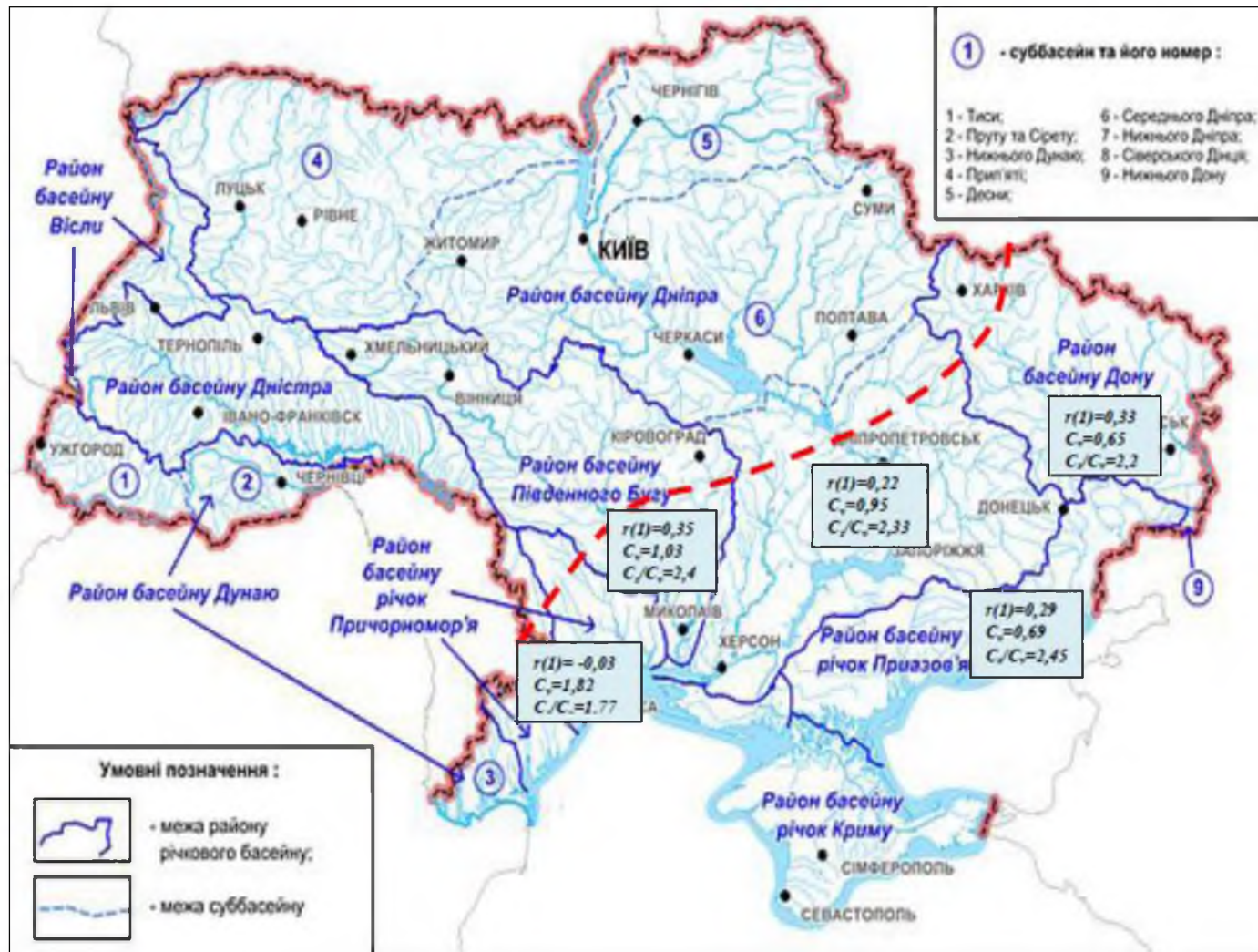


Рисунок 2.5 – Розподіл статистичних параметрів часових рядів мінімальних витрат у період зимової межені по суббасейнах головних річок [12] в межах зони недостатньої водності України

Таблиця 2.7 – Характерні величини параметрів C_v , C_s і C_s/C_v часових рядів мінімальних витрат у період літньо-осінньої межени в зоні недостатньої водності України

№	Басейн	Характерні величини	Метод моментів				Метод найбільшої правдоподібності		
			$r(1)$	C_v	C_s	C_s/C_v	C_v	C_s	C_s/C_v
1	Річок Причорномор'я	Середн.	0,68	1,12	0,81	0,75	1,31	1,16	0,90
		Мінім.		1,11	0,51	0,5	1,19	0,90	0,6
		Макс.		1,12	1,12	1	1,44	1,41	1,2
2	Південний Буг	Середн.	0,47	1,12	1,42	1,26	1,20	2,05	1,51
		Мінім.		0,49	0,33	0,5	0,50	0,40	0,6
		Макс.		3,86	5,53	2,2	4,37	10,55	2,8
3	Басейн Дніпра	Середн.	0,31	1,46	2,39	1,63	1,58	3,71	2,24
		Мінім.		0,60	0,38	0,6	0,63	0,47	0,7
		Макс.		3,37	4,79	3	4,15	10,65	4,3
4	Басейн Дону	Середн.	0,48	0,79	1,26	1,48	0,82	1,88	1,86
		Мінім.		0,27	0,08	0,3	0,27	0,13	0,5
		Макс.		2,12	4,89	3,2	2,34	11,81	5,0
5	Річок Приазов'я	Середн.	0,49	0,71	1,22	1,67	0,75	1,63	2,09
		Мінім.		0,32	-0,12	-0,3	0,33	0,01	0,0
		Макс.		1,24	2,81	4,2	1,28	4,60	5,9

Мінімальні значення C_v в межах суббасейну *Дніпра* продовжують збільшуватися (0,60-0,63) та збільшується середнє співвідношення C_s/C_v (1,63-2,24), у порівнянні з суббасейном *Південного Бугу*. З іншого боку, зменшується середнє значення коефіцієнта автокореляції (0,31) та максимальне значення коефіцієнт варіації (3,37-4,15).

Для суббасейну *Дону* в межах досліджуваної території коефіцієнт автокореляції знову підвищується і становить 0,48, що майже співпадає зі значенням, яке спостерігається в суббасейні *Південного Бугу*. Щодо інших статистичних параметрів (C_v , C_s/C_v) то їхні максимальні та мінімальні значення

у порівнянні з попередніми суббасейнами *Південного Бугу* та *Дніпра* продовжують зменшуватися.

Порівнюючи з попередніми суббасейнами в межах суббасейну річок *Приазов'я* спостерігається незначне збільшення коефіцієнта автокореляції на рівні 0,49, мінімального значення коефіцієнта варіації до 0,32-0,33 та середнього співвідношення C_s/C_v за методом моментів до 2,09, але зменшується максимальне значення коефіцієнту варіації до 1,24-1,28.

В графічному виді територіальній розподіл середніх значень статистичних характеристик параметрів часових рядів мінімальних витрат у період літньо-осінньої межени по суббасейнах головних річок в межах зони недостатньої водності України представлений на рис. 2.6.

2.7 Дослідження впливу зональних, інтразональних та азональних факторів на мінімальний стік зимової межени річок зони недостатньої водності України

Гідрологічний режим річок України, зокрема й в період межени, обумовлюється багатьма факторами. Всі фактори стоку можна розбити на три великі групи [13]:

а) Фактори зональні, величина яких визначається повністю географічними координатами басейну.

б) Фактори азональні. Їх величини зовсім не пов'язані з географічним положенням басейнів. Сюди відносяться такі фактори, як площа басейну, довжина і звивистість головного русла та інші характеристики розмірів басейну.

в) Фактори інтразональні. Сюди відносяться такі фактори, як лісистість, ґрунтовий покрив, сільськогосподарське використання земель, заболоченість, густина річкової мережі та ін.

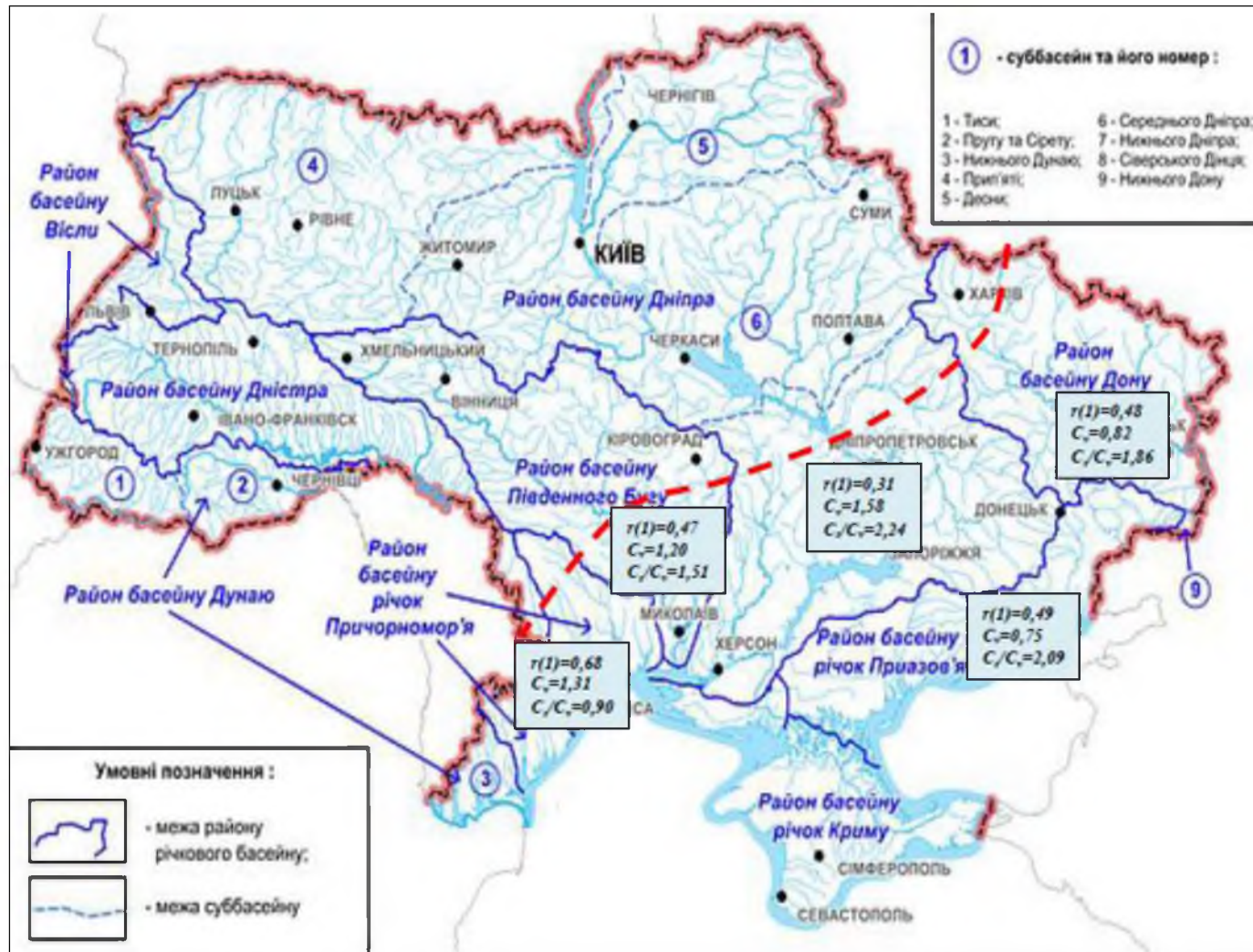


Рисунок 2.6 – Розподіл статистичних параметрів часових рядів мінімальних витрат у період літньо-осінньої межені по суббасейнах головних річок [12] в межах зони недостатньої водності України

Основними розрахунковими характеристиками мінімального стоку, які використовуються на практиці, є середні місячні, або 30-добові, і середньодобові витрати води зимової й літньої межени [11].

Норма мінімального 30-добового стоку (зимового або літнього) \bar{Q}_{30} визначається як середньобагаторічне значення із середньомісячних величин мінімального стоку:

$$\bar{Q}_{30} = \frac{\sum_{i=1}^N Q_{30_i}}{N}, \quad (2.1)$$

де Q_{30_i} – середньомісячні (30-добові) величини мінімального стоку в i -му році;

N – кількість років спостережень.

Тривалість періодів перемерзання й пересихання визначається за регіональними залежностями мінімальної 30-добової (середньомісячної) витрати води [13]. Для оцінки відсутності стоку протягом 30 діб може використовуватись формула (2.2). З цією метою виконується розрахунок $Q_{80\%}$ для деяких значень площ, і для тих з них, для яких витрата води, обчислена за формулою (2.2) буде не вище $0,001 \text{ м}^3/\text{с}$, приймається за площу пересихання або перемерзання:

$$Q_{80\%} = 10^{-3} a \cdot (F \pm f)^n, \quad (2.2)$$

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

a і n – параметри, які характеризують зволоженість даного району й інтенсивність зміни стоку із зростанням площі водозборів. Їх значення наведені в таблицях СНиП 2.01.14-83 [11].

2.7.1 Аналіз факторної обумовленості стоку зимової межени річок зони недостатньої водності України

З метою аналізу впливу різних факторів на мінімальний стік зимової межени в якості вихідної інформації використано дані по 67 гідрологічному посту за мінімальними витратами води для річок зі стійким льодоставом з діапазоном водозбірних площ від 63 км² (б. Полкова - с. Кременівка) до 73200 км² (р. Сіверський Донець - с. Кружилівка), періодом спостережень з 1914 р. по 2015 р. та середньою висотою водозбору від 90 м (р. Лозуватка – с. Новоолексіївка, р. Корсак – с. Аннівка) до 240 м (р. Вільхова – смт. Олексієво-Орловка) стаціонарної мережі Гідрометслужби України.

Побудовані залежності зміни середньорічних модулів мінімального стоку зимової межени від широти центрів тяжіння, залісеності водозборів, розораності водозборів та площі водозборів (рис. 2.7) – (рис. 2.10).

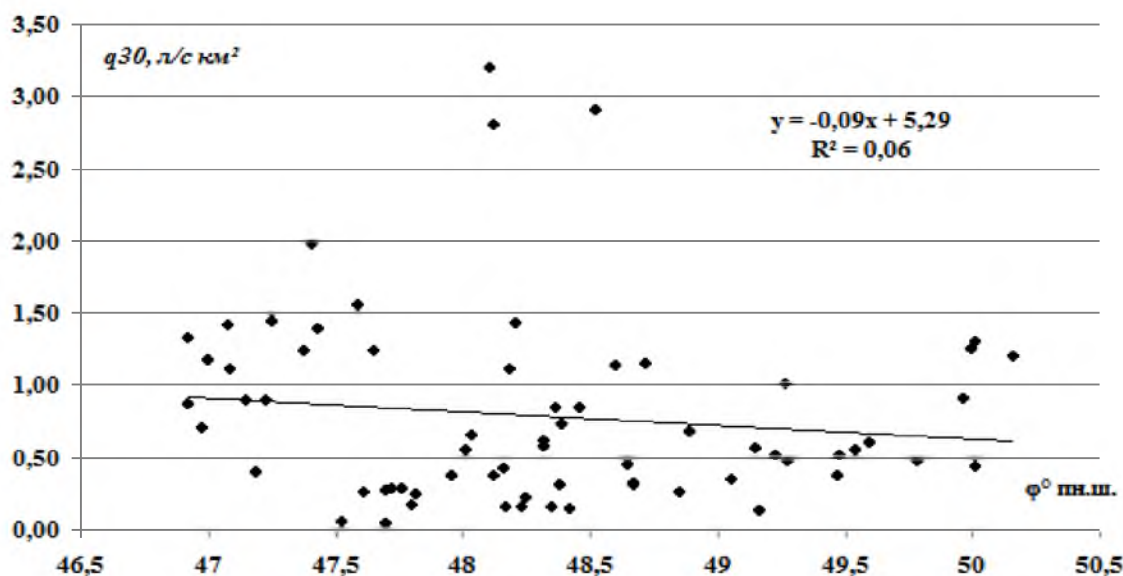


Рисунок 2.7 – Залежність модулів стоку зимової межени в зоні недостатньої водності України від географічної широти геометричних центрів водозборів

В цілому, як відомо, мінімальний стік річок підкоряється географічній зональності. На рис. 2.7 спостерігається доволі чітка залежність від широтного положення водозборів зі значущим коефіцієнтами кореляції ($r=0,25$). Наявність такої залежності є підставою для картографічного узагальнення цієї характеристики, але необхідно також дослідити можливий вплив інших фізико-географічних чинників формування стоку.

З метою дослідження можливого впливу на меженний стік залісеності та розораності басейнів річок побудовані відповідні залежності (рис. 2.8), (рис. 2.9).

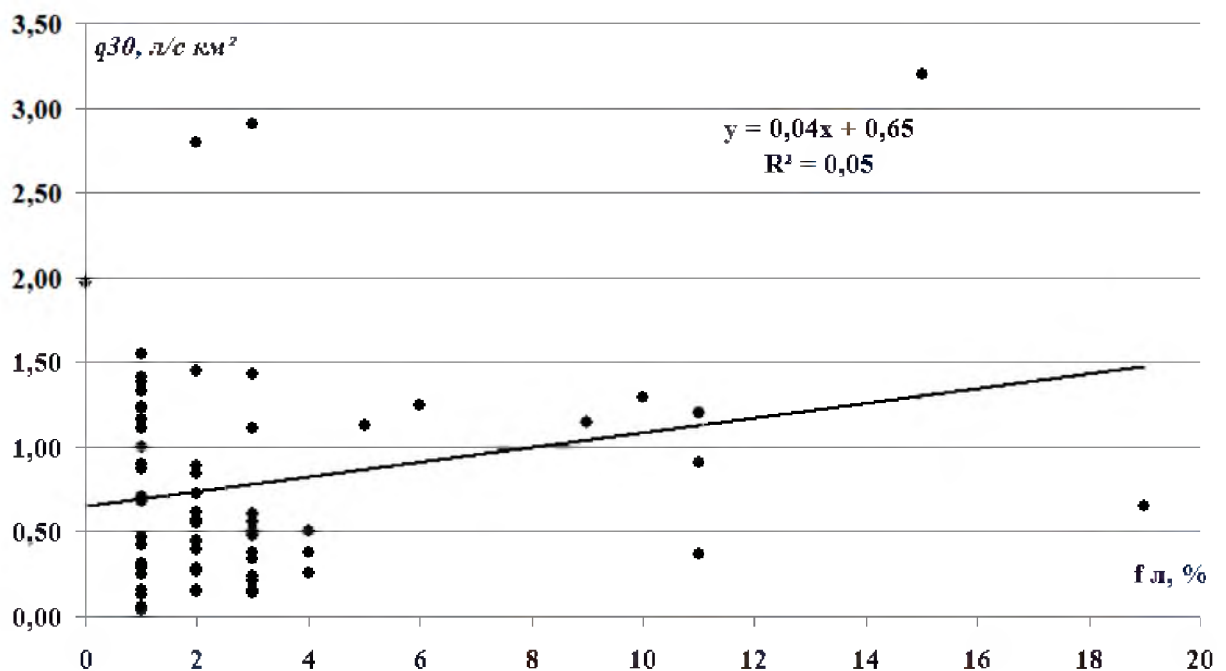


Рисунок 2.8 – Залежність модулів стоку зимової межени від залісеності водозборів річок в зоні недостатньої водності України

Як видно з рис. 2.8 спостерігається тенденція до збільшення меженного стоку зі збільшенням залісеності водозборів. Механізм цього впливу можна пояснити тим, що маючи підвищену вбираючу здатність, лісові ґрунти сприяють накопиченню в передмеженний період вологи, яка потім є одним з джерел живлення річок.

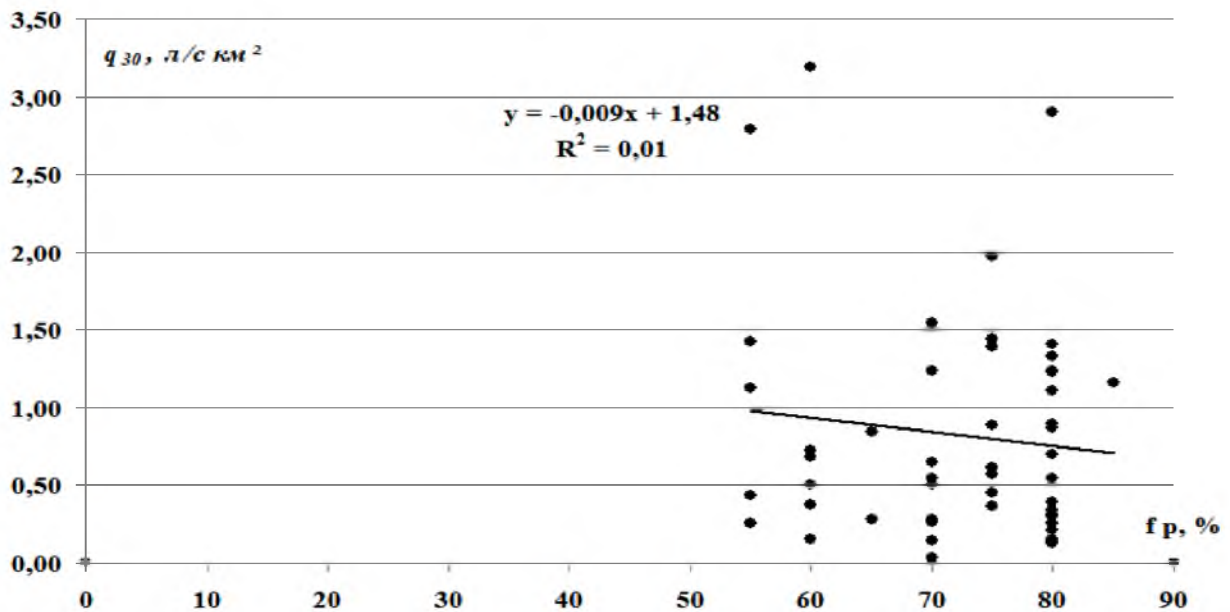


Рисунок 2.9 – Залежність модулів стоку зимової межени від розораності водозборів річок в зоні недостатньої водності України

Максимальна залісеність водозборів на досліджуваній території становить 19 %, тому у подальших розрахунках цей вплив можна не враховувати. Що стосується впливу розораності водозборів для зимової межени він відсутній (див.рис. 2.9).

Необхідно також дослідити вплив середньої висоти водозборів на мінімальний стік зимової межени. На рис. 2.10 представлена залежність, що показує збільшення мінімального стоку зимової межени із ростом середньої висоти водозборів, коефіцієнт кореляції значущий ($r=0,46$).

Також була перевірена залежність мінімальному стоку зимової межени від розмірів водозборів, які є непрямою, але об'єктивною характеристикою ерозійного врізу русел. Як добре ілюструє рис. 2.11, із збільшенням ерозійного врізу збільшується ступінь дренажу ґрунтових запасів вологи. Отримана залежність має значущий коефіцієнт кореляції ($r=0,81$).

Аналізуючи отримані залежності можна сказати, що більш значим на мінімальний стік зимової межени є вплив географічної широти геометричних центрів водозборів, середньої висоти водозбору та площі водозборів. Решта факторів значного впливу не мають.

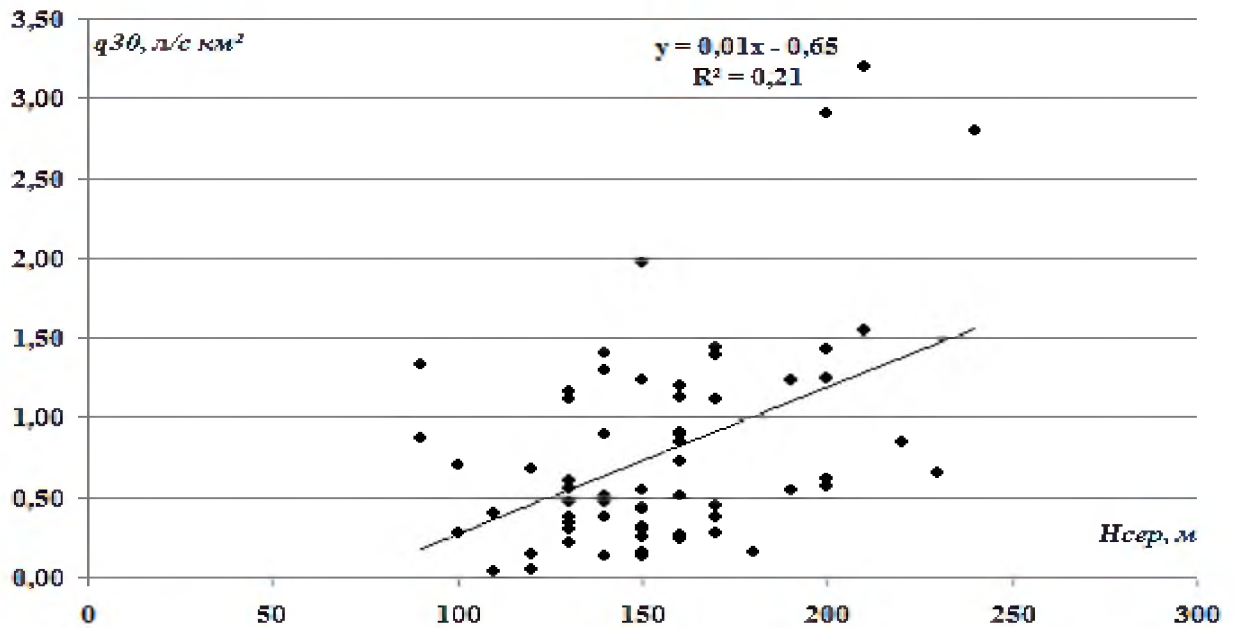


Рисунок 2.10 – Залежність модулів стоку зимової межені від середньої висоти водозборів річок в зоні недостатньої водності України

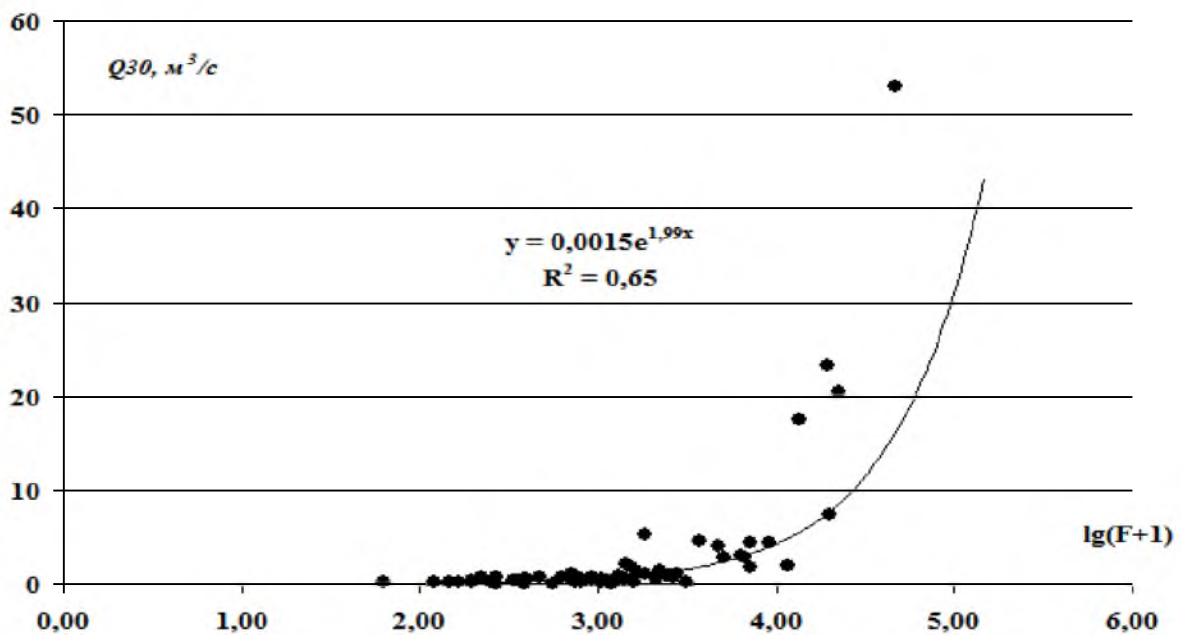


Рисунок 2.11 – Залежність середніх витрат зимової межені від площі водозборів річок в зоні недостатньої водності України

З метою визначення тривалості періодів перемерзання досліджуваних річок отримані регіональні залежності між цими періодами та мінімальними 30-добовими модулями стоку зимової межені, які представлені у вигляді табл. 2.8.

Таблиця 2.8 – Тривалість перемерзання малих річок в зоні недостатньої водності України за зимовий період зі стійким льодоставом

Період	Мінімальні 30-добові модулі стоку q_{30} , л/(с·км ²)											
	0	0,05	0,1	0,15	0,2	0,25	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	
Зимова межень												
Тривалість перемерзання, доба	56	47	39	33	27	23	19	14	10	7	5	

Ще один аспект, який розглядається у зв'язку з перемерзанням річок, – це встановлення найбільших площ водозборів, при яких щорічно спостерігаються ці явища. Для оцінки площі перемерзання використана формула (2.2). Спочатку для річок розглядуваної території визначені параметри цієї формули, які представлені в табл. 2.9. Надалі виконаний розрахунок $Q_{80\%}$ для деяких значень площ, і для тих з них, для яких витрати води, обчислені за формулою (2.2), були не вище 0,001 м³/с, прийняті за площі перемерзання.

Таблиця 2.9 – Найбільші площі перемерзання малих річок в зоні недостатньої водності України за зимовий період зі стійким льодоставом

Район	Параметри формули (2.2)			Найбільша площа перемерзання, км ²
	a	n	f	
Верхів'я р. Південний Буг	3,10	0,73	0	0,2
Правобережжя р. Південний Буг (середня течія)	0,15	1,08	0	5,0
Лівобережжя р. Південний Буг (середня і нижня течія) та малі річки між Дністром і Південним Бугом	1,36	0,55	-150	0,5

2.7.2 Аналіз факторної обумовленості стоку літньо-осінньої межени річок зони недостатньої водності України

Дослідження просторового розподілу модулів мінімального стоку літньо-осінньої межени річок зони недостатньої водності України виконане на базі багаторічних стокових рядів спостережень, за аналогією зі стоком зимової межени (67 гідрологічних постів).

На рис. 2.12 представлена залежність модулів стоку літньо-осінньої межени від географічної широти геометричних центрів водозборів річок досліджуваної території, яка на відмінно від залежності для зимової межени не виявлена. Коефіцієнт кореляції не значущий ($r=0,03$).

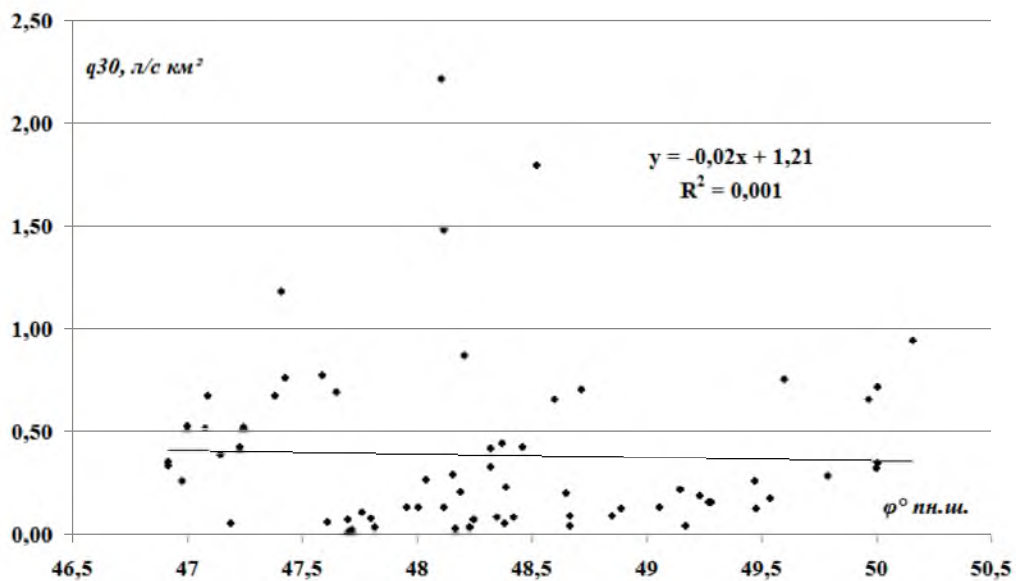


Рисунок 2.12 – Залежність модулів стоку літньо-осінньої межени від географічної широти геометричних центрів водозборів річок в зоні недостатньої водності України

Як у випадку з зимовою межею, так і для літньо-осінньої виникає необхідність дослідження можливих впливів інших фізико-географічних чинників

формування стоку. Як видно з рис.2.13 спостерігається тенденція до збільшення мінімального стоку в період літньо-осінньої межени зі збільшенням залісеності водозборів. Що стосується впливу розораності водозборів для літньо-осінньої межени, як і для зимової межени він відсутній (рис. 2.14).

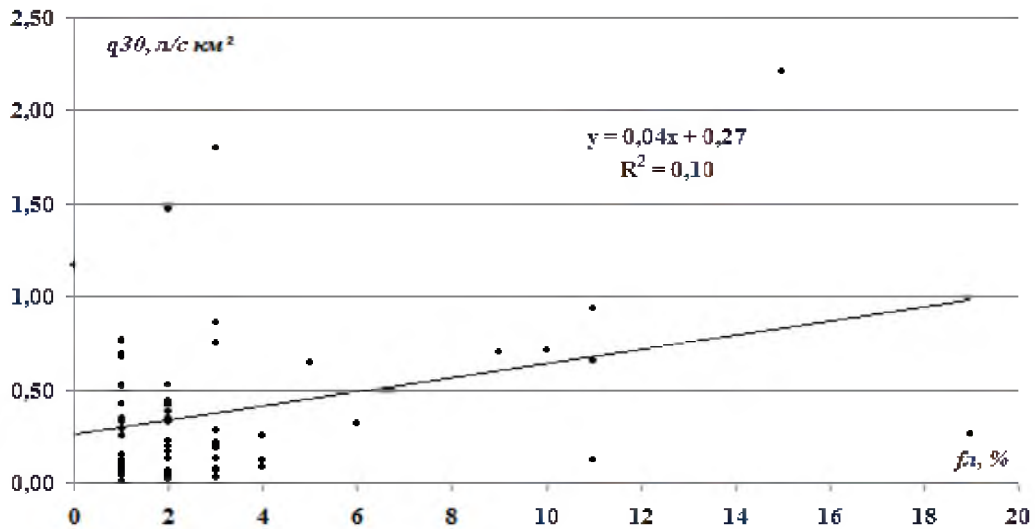


Рисунок 2.13 – Залежність модулів стоку літньо-осінньої межени від залісеності водозборів річок в зоні недостатньої водності України

Отримана залежність для літньо-осінньої межени від середньої висоти водозборів (рис. 2.15) зі значущим коефіцієнтом кореляції ($r=0,46$) як і для зимової межени.

Як у випадку з зимовою, так і для літньо-осінньої межени перевірена залежність від розмірів водозборів (рис. 2.16), яка показує збільшення витрат води зі збільшенням площі водозборів річок.

Аналізуючи результати дослідження факторної обумовленості стоку річок в період літньо-осінньої межени слід відмітити, що найбільш значущим є вплив площі водозборів, географічної широти геометричних центрів водозборів, та середньої висоти водозбору. На відміну від зимової межени, в період літньо-осінньої межени значущий вплив також виявлено від ступеня залісеності водозборів.

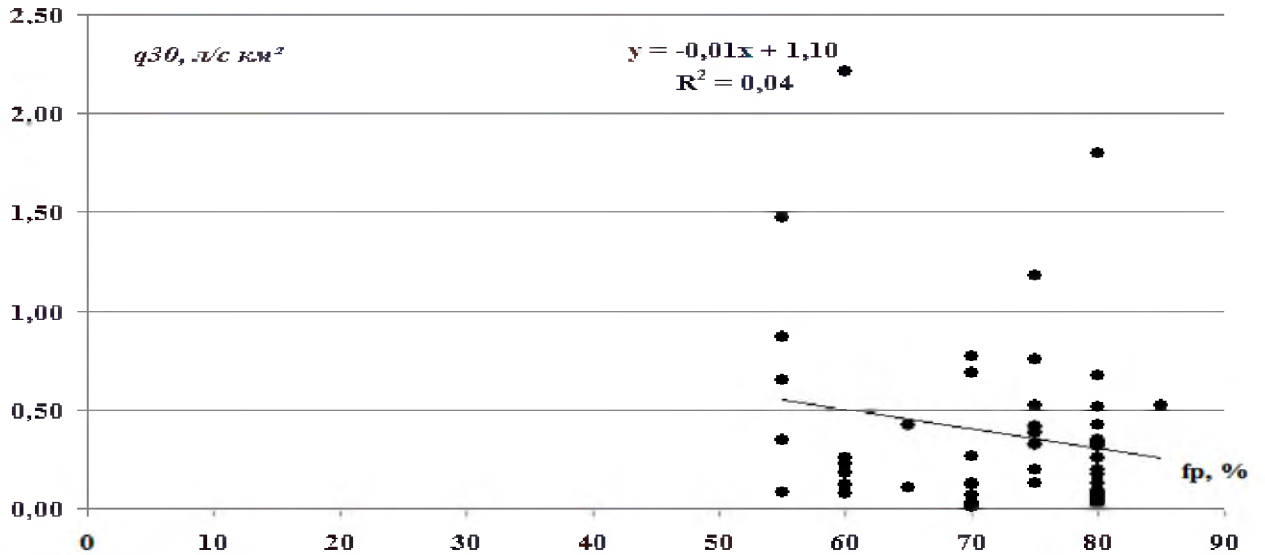


Рисунок 2.14 – Залежність модулів стоку літньо-осінньої межени від розораності водозборів річок в зоні недостатньої водності України

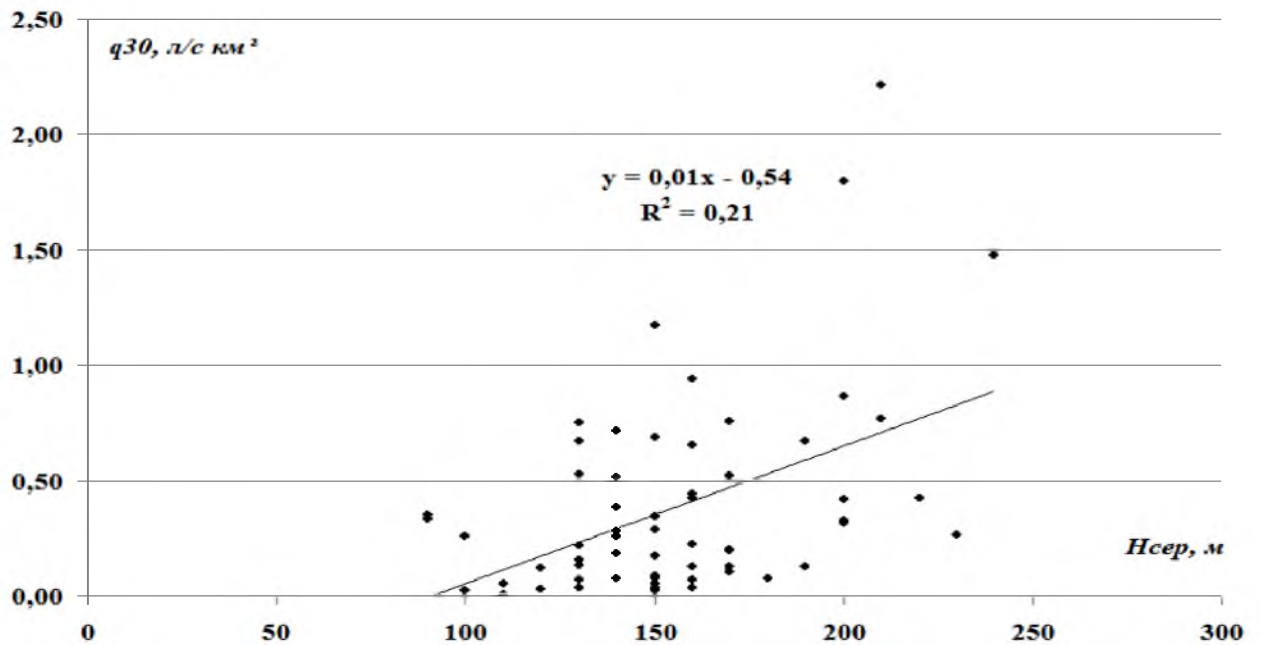


Рисунок 2.15 – Залежність модулів стоку літньо-осінньої межени від середньої висоти водозборів річок в зоні недостатньої водності України

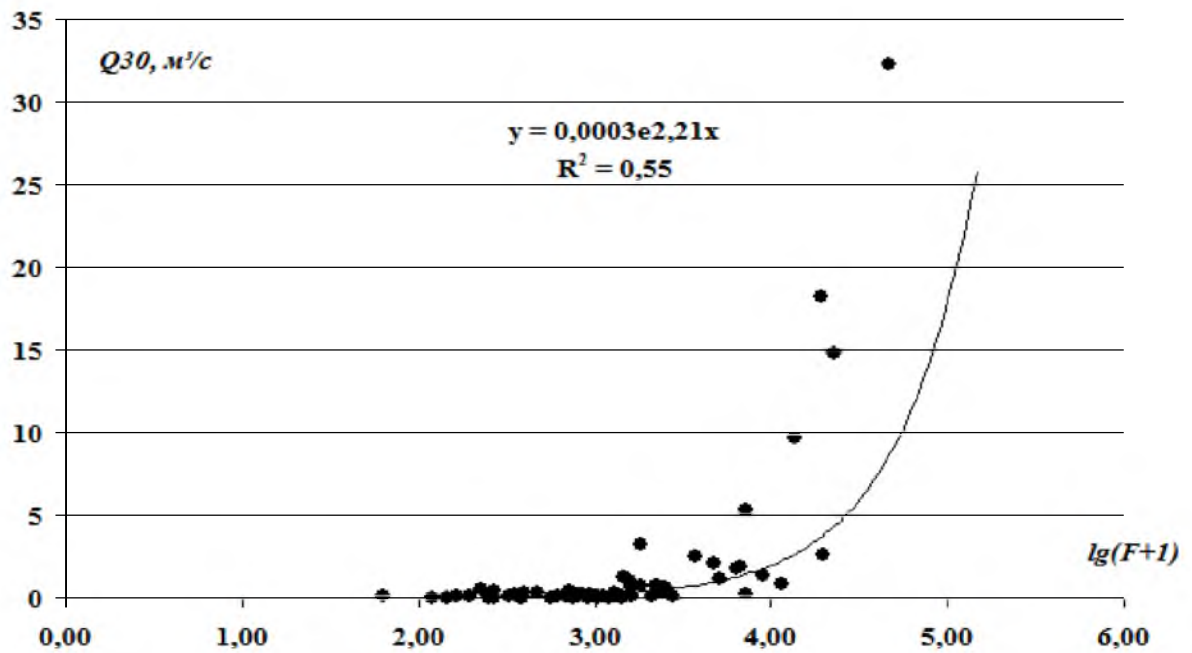


Рисунок 2.16 – Залежність середніх витрат літньо-осінньої межени від площі водозборів річок в зоні недостатньої водності України

Для визначення тривалості періодів пересихання досліджуваних річок отримані регіональні залежності між цими періодами та мінімальними 30-добовими модулями стоку літньо-осінньої межени, які представлені у вигляді табл. 2.10.

За процедурою, яка описана вище по аналогії із зимовою меженню, встановлено також найбільші площі водозборів, при яких щорічно спостерігаються явище пересихання річок (табл. 2.11).

Таблиця 2.10 – Тривалість пересихання малих річок в зоні недостатньої водності України за період відкритого русла зі стійким льодоставом

Період	Мінімальні 30-добові модулі стоку q_{30} , л/(с·км ²)											
	0	0,02	0,04	0,06	0,08	0,10	0,12	0,14	0,16	0,18	0,20	
Літньо-осіння межень												
Тривалість пересихання, доба	100	69	48	33	23	16	11	7	5	4	2	

Таблиця 2.11 – Найбільші площі пересихання малих річок в зоні недостатньої водності України за період відкритого русла зі стійким льодоставом

Район	Параметри формули (2.2)			Найбільша площа пересихання, км ²
	<i>a</i>	<i>n</i>	<i>f</i>	
Верхів'я р.Південний Буг	0,03	1,38	0	12
Середня течія р.Південний Буг	0,04	1,3	0	11
Нижня течія р.Південний Буг та малі річки між Дністром і Південним Бугом	0,011	1,31	0	30

2.8 Регіональні обґрунтування та узагальнення розрахункових параметрів сучасних методів для розрахунку мінімального та екологічного стоку річок зони недостатньої водності України

Міжнародне поняття екологічного стоку (environmental flow), яке широко застосовується, приведено в Брісбенській декларації: *екологічний стік* визначає кількісні, якісні і часові характеристики річкового стоку, необхідні для підтримки функціонування прісноводних екосистем, забезпечення умов для благополучного проживання населення, яке залежить від стану цих екосистем.

З початку 80-х років минулого століття дослідження екологічного стоку відіграють важливу роль в управлінні річковими ресурсами. Особливої актуальності визначення екологічного стоку набуває в регіонах світу з вираженим дефіцитом прісної води. Водні законодавства Австралії, США, ПАР, Кенії вказують на важливість екологічного стоку. У Китаї, Індії, Мексиці, Бразилії, Туреччині та ряді інших країн реалізуються проекти з метою визначення його параметрів для основних річок. Країни-члени Європейського Союзу зобов'язані дотримуватися Водної рамкової директиви [9], яка вимагає забезпечення необхідної величини стоку для підтримки доброго стану річок. Екологічний стік також є мірою кліматичної адаптації до таких явищ, як річкові повені і посухи.

Отже, екологічний стік – це частина природного стоку, яка повинна залишатися в річці в результаті безповоротного вилучення водних ресурсів або регулювання водного режиму нижче за течією від місця впливу на річку для забезпечення стійких умов розвитку і функціонування прісноводної екосистеми [14]. Якщо зміни гідрологічного режиму перевищують гранично допустимі величини, то можуть статися безповоротні процеси в екологічних системах та їх перехід в інший стан. Визначення цих меж (в частині водного режиму) лежить в основі встановлення параметрів допустимого антропогенного зниження природного стоку, критичних для відтворення організмів функціонування екосистеми [15]. Для того щоб досягти «доброго стану води» у всіх річках Європейського союзу, Водна рамкова директива ЄС (ВРД) включає в себе докладні інструкції щодо проведення характеристики річкових басейнів. Незважаючи на те, що ВРД не містить безпосереднього поняття «екологічний стік», очевидно, що екологічні режими важливі для досягнення такого статусу.

Дослідженням в напрямі визначення екологічних витрат річок займалися багато вчених. Зокрема Б.В. Фащевський визначає екологічний стік як частину природного стоку, що залишається нижче створів регулювання і вилучення вод за умовами охорони річкових екосистем щоб уникнути змін водних ресурсів та самих руслових утворень при безповоротному вилученні і регулюванні [14]. І.Б. Коренева і А.В. Христофоров визначають екологічний стік як мінімальну кількість води, що протікає в заданому річковому створі та забезпечує абіотичні і біотичні умови існування гідробіонтів і збереження характерного видового складу іхтіофауни [16]. З іншого боку, З.К. Іофін в своїх роботах [17], [18] відмічає, що всі публікації стосовно визначення екологічних витрат можна поділити на два основних напрями. В першому випадку екологічно припустима остаточна витрата визначається, як деяка доля річкового стоку (річного, мінімального) та мінлива витрата води, яка залишається у річці після вилучення стоку. Останній розраховується в залежності від «врожайності» іхтіофауни, як кінцевої трофічної ланки водних екосистем. При цьому автори використовують критерії, які застосовуються до різних точок відліку: від от залишкової в річці мінімальної середньомісячної витрати води до 15-

20 % річного стоку [14]. Автори другого напрямку не прив'язуються до конкретної точки гідрографу і визначають залишкову витрату води, як деяку екологічну величину, за якої іхтіофауна не відчуває гноблення. Сам З.К. Іофін [18] в результаті пропонує визначати базисний екологічний стік використовуючи коефіцієнт природної зарегульованості [6]. В Україні питанням визначення екологічно допустимих заборів води займалась група авторів під керівництвом А.В. Яцика [15] на прикладі малих річок Прип'ятського Полісся. Авторами цього дослідження встановлені екологічно допустимі об'єми відбору води з річок за багаторічний період у роки різної водної забезпеченості (50 %, 75 %, 95 %) та виконано оцінку екологічно допустимого об'єму відбору стоку за умови збереження річкових екосистем. Розрахунки свідчать, що в дуже маловодний рік ($P = 95 \%$) водні ресурси не забезпечують об'єми екологічного стоку, а в маловодний рік ($P = 75 \%$) його водні ресурси незначно перебільшують екологічний стік.

Основним нормативним документом, який регламентує визначення основних гідрологічних характеристик річок при проектуванні та інженерних розрахунках, залишається й на даний час СНиП 2.01.14-83. Аналізуючи нормативні рекомендації СНиП 2.01.14-83, слід відзначити, що матеріали на яких виконані дослідження в цьому документі обмежуються 1976 р. Таким чином, період тривалістю більше 40 років на даний час в цих рекомендаціях не врахований, і отже не враховані сучасні тенденції в часових рядах мінімального стоку, які суттєво відрізняються від кінця 1980-х років минулого сторіччя [15].

Для розрахунку мінімальних витрат води заданої забезпеченості використовуються стандартні параметри теоретичних кривих розподілу: середнє арифметичне, коефіцієнт варіації та коефіцієнт асиметрії. Нормативним документом СНиП 2.01.14-83 рекомендується теоретичний трьох параметричний гама розподіл С.М. Крицького та М.Ф. Менкеля та біноміальний розподіл Пірсона III типу. У зарубіжній практиці частіше використовуються розподіл Гумбеля або логарифмічно нормальний.

Норма мінімального 30-добового стоку (зимового або літнього) \bar{Q}_{30} , як вже було показано вище, визначається як середньобагаторічне значення із середньомісячних величин мінімального стоку [19] за формулою (2.1):

$$\bar{Q}_{30} = \frac{\sum_{i=1}^N Q_{30i}}{N},$$

де Q_{30i} – середньомісячні (30-добові) величини мінімального стоку в i -му році;

N – кількість років спостережень.

Розрахункова щорічна ймовірність перевищення мінімальної 30-добової (або середньомісячної) витрати води при проектуванні: зрошування – 85 %, гідроелектростанцій – 90 %, для господарсько-питних потреб у зоні надмірного зволоження – 95 %, а в зоні недостатнього зволоження – 97 %. Опорною, у відповідності з нормативним документом СНиП 2.01.14-83 [11], прийнята забезпеченість $P = 80$ %. Щодо інших забезпеченостей, то:

$$Q_{30p} = \lambda_p Q_{3080\%}, \quad (2.3)$$

де λ_p – перехідний коефіцієнт від опорної $P=80$ % до інших ймовірностей перевищення.

Значення коефіцієнтів для окремих районів наведені у [11].

При коротких рядах спостережень за стоком або за їх відсутності витрати води $Q_{3080\%}$ для великих і середніх річок рекомендується визначати по річках-аналогах або інтерполяцією їх модулів по річках районуякі, наприклад, наведені у СНиП 2.01.14-83 (окремо за літньо-осінній і зимовий періоди) [17].

Для малих річок з площею водозборів менше за 2000 км² нормативним документом рекомендується $Q_{80\%}$ визначати за формулою, запропонованою А.М. Владимировим [19]:

$$Q_{80\%} = 10^{-3} a \cdot (F \pm f)^n, \quad (2.4)$$

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

a і n – параметри, які характеризують зволоженість даного району й інтенсивність зміни стоку із зростанням площі водозборів.

Їх значення наведені в таблицях СНиП [11], зокрема, на території України при розрахунках стоку зимової межени виділяється 22 таких райони, а літньо-осінньої – 19.

Для визначення мінімальних 30-добових витрат води забезпеченістю 80 % в зоні недостатньої водності України використано ординати трьохпараметричного гамма розподілу Крицького-Менкеля та Пірсона III типу (біноміальна крива розподілу). Порівняльний аналіз отриманих значень показав, що вони практично співпадають в діапазоні забезпеченостей 75-90 %, але при ймовірності перевищення 97 % використання біноміальної кривої призводить до від'ємних значень мінімального стоку. Отже, використання біноміальної кривої є обмеженим забезпеченістю 97 %, а саме вона є розрахунковою для забезпечення водогосподарських потреб у зоні недостатньої водності. Таким чином, для досліджуваної території можна рекомендувати лише теоретичний розподіл Крицького-Менкеля.

З метою оцінки відповідності теоретичного розподілу емпіричним даним побудовані емпіричні криві мінімальних витрат води за зимовий та літньо-осінній період та окремо для постів з нестійким льодовим покривом. Для визначення мінімальних витрат води різної забезпеченості, а саме $P=75\%$, 80% , 90% та 97% в зоні недостатньої водності України було обрано річки з найбільшим періодом спостережень за зимовий період та період відкритого русла (р. Кодима – с. Катеринка, р. Чорний Ташлик – с. Тарасівка, р. Південний Буг – смт Олександрівка, р. Інгул – с. Новогорожене, р. Гайчур – с. Андріївка, р. Берда – с. Осипенко) та з нестійким льодовим покривом (р. Сіверський Донець –

м. Лисичанськ). Аналіз отриманих кривих показав, що величини, розраховані за теоретичним розподілом практично співпадають з емпіричними значеннями. Виключенням є значення мінімальних витрат води на р. Кодима – с. Катеринка та р. Чорний Ташлик – с. Тарасівка за зимовий період, де теоретична крива дає завищені значення у порівнянні з емпіричним розподілом. Причини такого результату потребують додаткових досліджень, тем не менш у переважній більшості теоретичний розподіл добре збігається з емпіричним. Подальшим етапом дослідження стало порівняння мінімальних витрат води опорної 80 %-вої забезпеченості, які отримані на сучасних вихідних даних, з аналогічними даними зі СНиП 2.01.14-83. Згідно з нормативним документом, мінімальні витрати води були отримані для великих та середніх річок за допомогою карт ізоліній та допоміжних таблиць, а для малих річок – за формулою А.М. Владимириова. Порівняння отриманих величин представлені на рис. 2.17-2.20.

Як добре проілюстровано на рис. 2.17-2.20, сучасні розрахункові значення мінімального стоку у зимовий період практично в 2 рази, а у літньо-осінній період на 25 % вище у порівнянні зі значеннями, розрахованими за методикою СНиП. Отже, необхідним є обґрунтування нової розрахункової методики на сучасних вихідних даних [20], [21].

Для річок з недостатньою тривалістю спостережень (середня квадратична похибка визначення середнього більше 15 %) за допомогою метода аналогії та з використанням лінійної регресії були відновлені ряди спостережень. Такий підхід дозволив суттєво підвищити точність вихідної інформації, яка отримана шляхом визначення відносних стандартних похибок 80 % квантилів. Для літньо-осінньої межні вона становить $\pm 23,1$ %, а для зимової - $\pm 20,5$ %.

Для визначення мінімального стоку у випадку відсутності спостережень, нормативним документом СНиП 2.01.14-83 рекомендується використовувати карти - для середніх річок та районування - для малих річок. Порівняння отриманих значень модулів 80 % забезпеченості для літньо-осінньої та зимової межні з даними сучасної статистичної обробки показало, що похибки досягають $\pm 47,0$ % та $\pm 42,9$ %, відповідно.

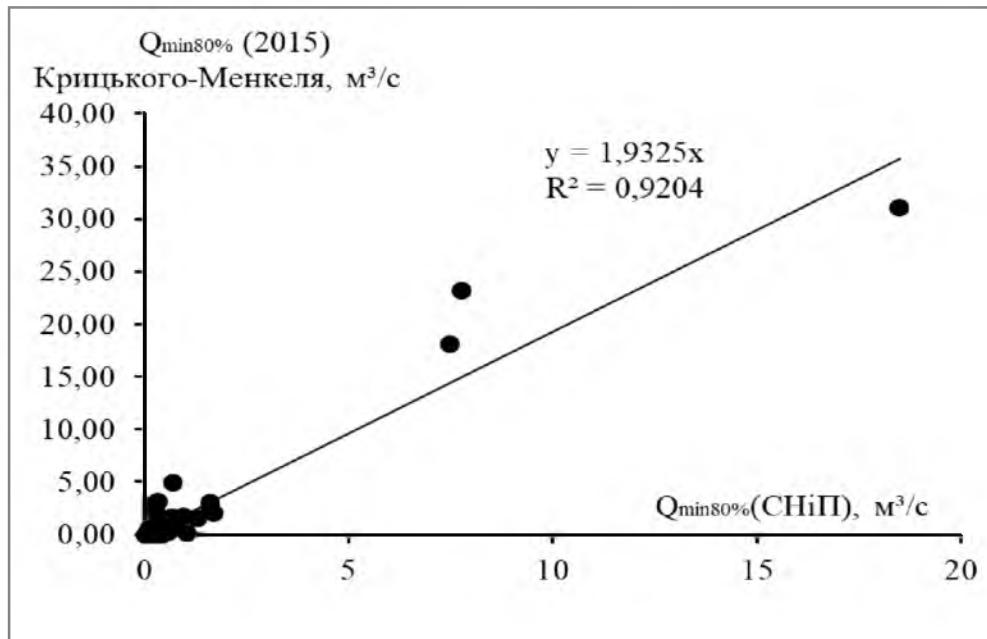


Рисунок 2.17 – Порівняння мінімальних 30-добових витрат води опорної 80%-відсоткової забезпеченості, розрахованих за теоретичним розподілом Крицького-Менкеля та за методикою СНиП 2.01.14.83 (зимовий період)

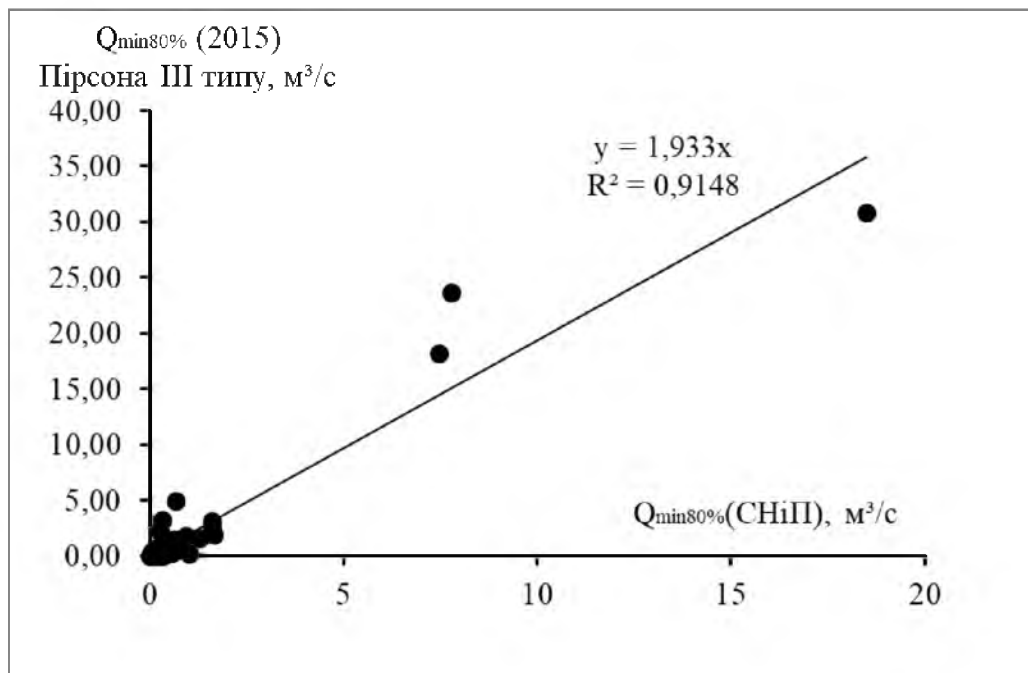


Рисунок 2.18 – Порівняння мінімальних 30-добових витрат води опорної 80% - відсоткової забезпеченості, розрахованих за теоретичною кривою розподілу Пірсона III типу та за методикою СНиП 2.01.14.83 (зимовий період)

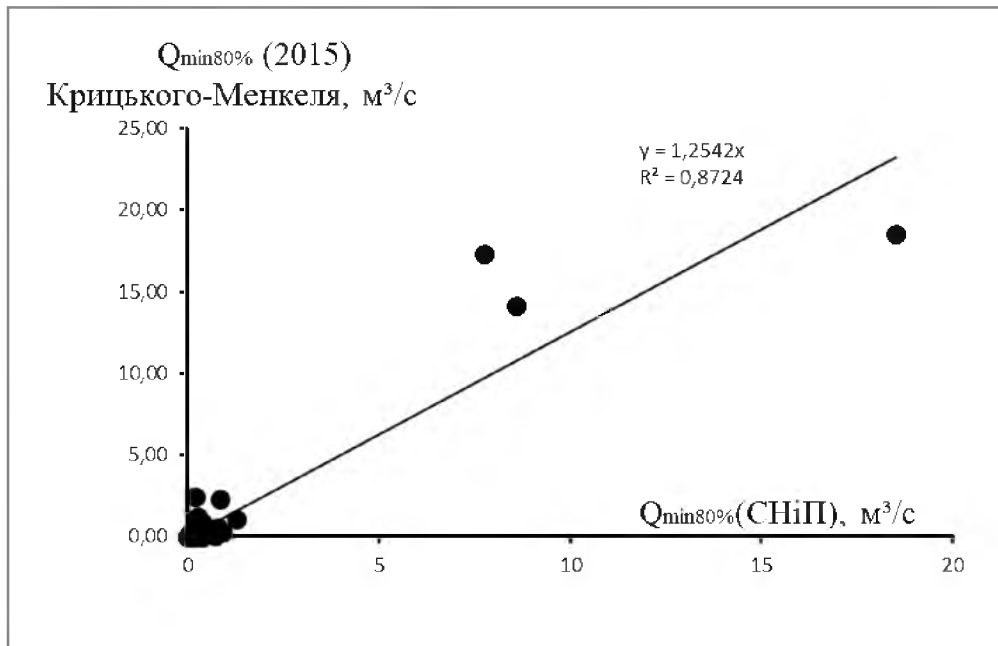


Рисунок 2.19 – Порівняння мінімальних 30-добових витрат води опорної 80% - відсоткової забезпеченості, розрахованих за теоретичним розподілом Крицького-Менкеля та за методикою СНиП 2.01.14.83 (період відкритого русла)

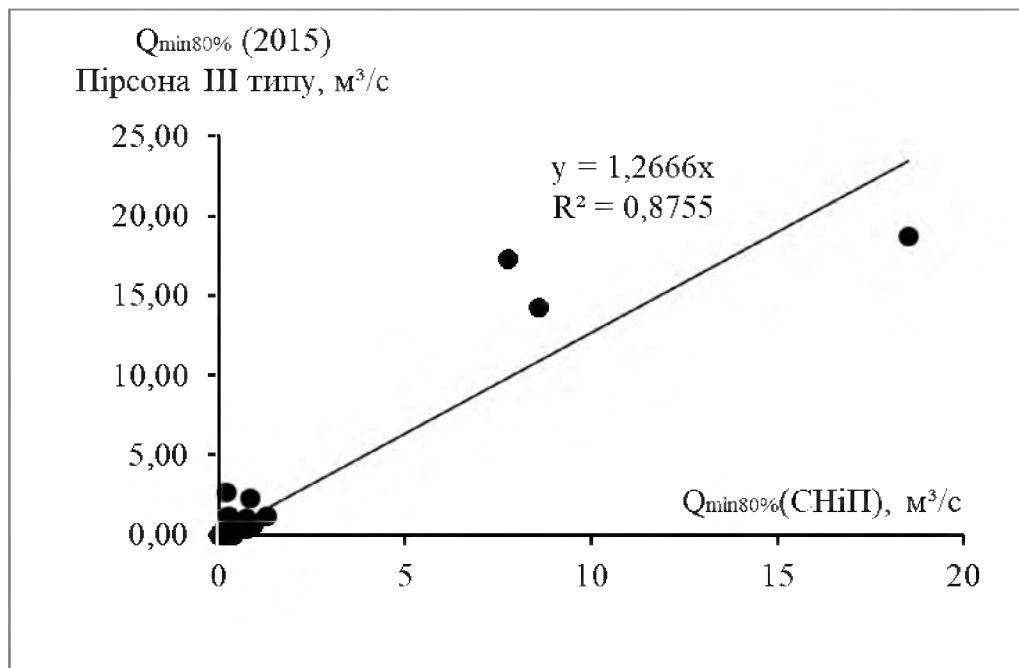


Рисунок 2.20 – Порівняння мінімальних 30-добових витрат води опорної 80% - відсоткової забезпеченості, розрахованих за теоретичною кривою розподілу Пірсона III типу та за методикою СНиП 2.01.14.83 (період відкритого русла)

З метою удосконалення методики розрахунку мінімальних модулів стоку, за даними сучасних спостережень побудовані карти ізоліній (рис. 2.21-2.22) окремо для літньо-осінньої та зимової межені, які дозволяють суттєво підвищити точність визначення мінімальних модулів стоку 80% забезпеченості, у порівнянні зі СНиП 2.01.14-83 [21].

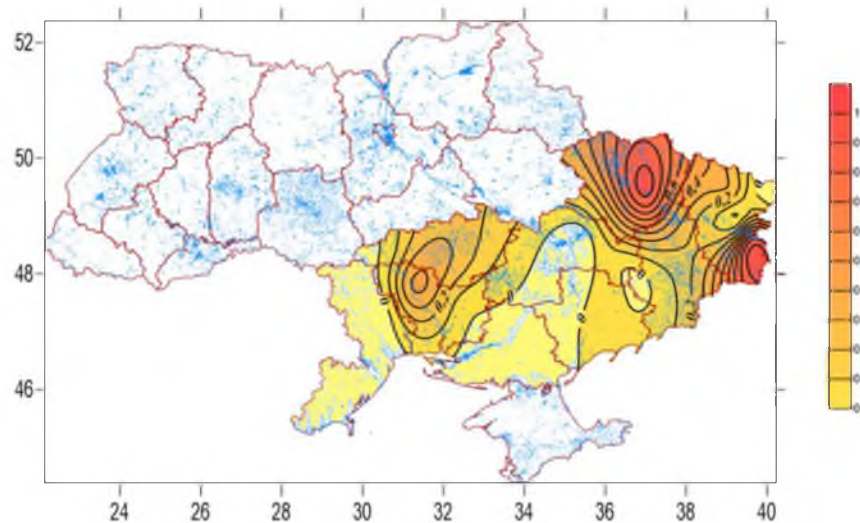


Рисунок 2.21 – Карта ізоліній модулів мінімального стоку 80-% забезпеченості літньо-осінньої на річках зони недостатньої водності України (з площею водозборів $50000 \geq F \geq 2000 \text{ км}^2$), л/(с·км²)

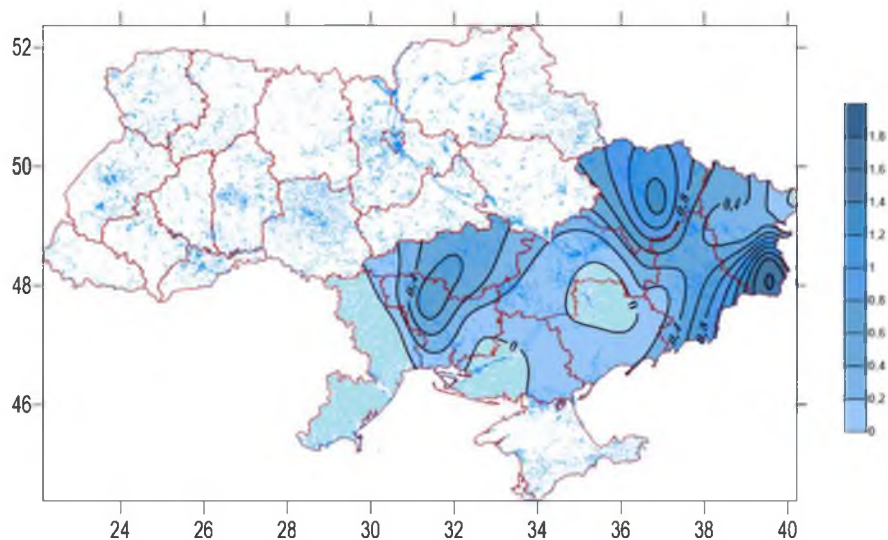


Рисунок 2.22 – Карта ізоліній модулів мінімального стоку 80-% забезпеченості зимової межені на річках зони недостатньої водності України (з площею водозборів $50000 \geq F \geq 2000$), л/(с·км²)

2.8.1 Визначення екологічних витрат річок за методикою, яка рекомендована УкрГМЦ

У зв'язку з глобальними змінами клімату, урбанізацією та господарською діяльністю, насамперед зарегулювання стоку (греблі, дамби, укріплення берегів, ГЕС та ГАЕС тощо) з року в рік в Україні збільшується кількість річок з докорінно зміненим режимом. Все це призводить до значних екологічних збитків та негативно відбивається на умовах життя населення. З іншого боку, в останні роки найбільш гострою проблемою, зокрема на території Півдня України, постає гідрологічна ситуація природного характеру – маловоддя або гідрологічна посуха [22], [23].

Відповідно до Водного кодексу України, маловоддя це період (фаза) гідрологічного режиму водного об'єкта, при якому спостерігається зменшення його водності, внаслідок чого погіршуються умови забезпечення потреб у водних ресурсах. У маловодні роки ситуація катастрофічно погіршується. Багато річок перетворюються на колектори стічних вод, використання яких для побутових цілей непридатне, а очистка такої води потребує значно більших коштів порівняно із заходами щодо запобігання її забрудненню [1].

В Україні для визначення екологічних витрат використовується Положення про порядок оцінки та інформування про маловоддя (гідрологічну посуху) на водних об'єктах суші України, яке затверджене для використання у 2020 році [24].

Відповідно до цього Положення, встановлено такий порядок визначення (розрахунку) екологічної витрати води:

1. Побудова кривої забезпеченості – будується за середніми річними витратами води за весь період спостережень.

2. Після побудови кривої, визначається значення середньої річної витрати води, що відповідає 95 % забезпеченості.

3. Визначивши значення середньорічної витрати 95 % забезпеченості, вибирається рік, середня витрата якого відповідає або близька до даного значення.

4. Визначивши рік – вибирається найменша середня місячна витрата води у період літньо-осінньої межени (червень-листопад).

5. Визначається 75 % від отриманої середньої місячної витрати води.

Для визначення екологічних витрат річок зони недостатньої водності України використано багаторічні дані по 12 гідрологічних постах за літньо-осінній період.

Як приклад розрахунку екологічної витрати представлений розрахунок для гідрологічного поста у с. Катеринка, що розташований на річці Кодима:

1. Побудовано криву забезпеченості за період з початку спостережень по 2015 рік включно (рис. 2.23).

2. Після побудови кривої, визначено значення середнього річного модулю стоку, що відповідає 95 % забезпеченості. Для р. Кодима – с. Катеринка значення середнього річного модулю стоку складає 0,19 л/с км² або середня місячна витрата води – 0,45 м³/с.

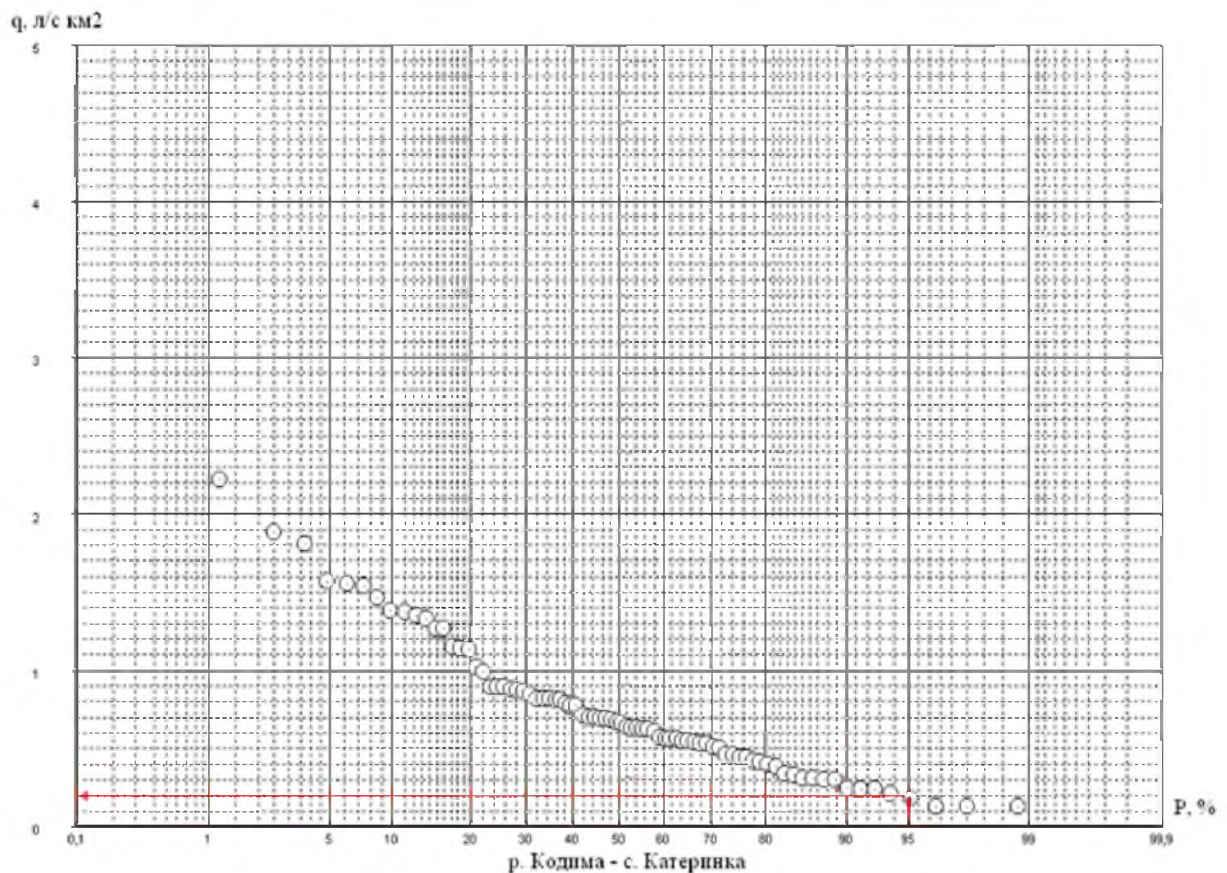


Рисунок 2.23 – Крива забезпеченості середньорічних модулів стоку р. Кодима – с. Катеринка

3. Визначивши значення середньорічної витрати води 95 % забезпеченості, вибирається рік, середня витрата якого відповідає або близька до даного значення. Для даного гідрологічного поста це 1959 рік.

4. Визначивши рік – вибрано найменшу середню місячну витрату води у період літньо-осінньої межени (червень-листопад). Для р. Кодима – с. Катеринка значення середньої місячної витрати води у період літньо-осінньої межени складає $0 \text{ м}^3/\text{с}$.

5. Визначаємо 75 % від отриманої середньої місячної витрати води.

Для р. Кодима – с. Катеринка, що є прикладом, отримуємо значення витрати $0 \text{ м}^3/\text{с}$, яка і є показником екологічної витрати води для даного поста.

Результати визначення екологічних витрат води згідно з Положенням про порядок оцінки та інформування про маловоддя (гідрологічну посуху) в зоні недостатньої водності України представлено в табл. 2.12.

2.8.2 Уточнення методики визначення екологічного стоку з використанням даних про мінімальний стік річок зони недостатньої водності України

Для запобігання виснаження водних ресурсів регіону необхідним є їх раціональне використання протягом року, а також сучасна інформація щодо об'ємів витрат, які повинні залишитися в річці для підтримки її нормального стану, який характеризується екологічною витратою. Ця важлива характеристика може бути визначена різними способами, в тому числі й на базі мінімальних витрат води різної забезпеченості [23].

Для визначення екологічних витрат на річках зони недостатньої водності України запропоновано два варіанти розрахунку, а саме: «Положення про порядок оцінки та інформування про маловоддя (гідрологічну посуху) на водних об'єктах суші України» – методика УкрГМЦ та визначення з використанням розрахункових мінімальних витрати води періоду відкритого русла 95 %-ої та 75 %-ої

забезпеченості, які визначені за методикою СНиП 2.01.14-83 або за теоретичним розподілом С.М. Крицького та М.Ф. Менкеля [10].

Як вже було сказано вище, використання нормативного документу СНиП 2.01.14-83 [11] на даний час обмежується вихідними даними до 1976 року, які були використані для обґрунтування розрахункових рівнянь та побудови карт ізоліній і районів. На сьогодні виникає необхідність у суттєвому уточненні розрахункових параметрів на сучасних вихідних даних, що й було зроблено в ході представленого дослідження.

Для визначення екологічних витрат авторами пропонується рівняння виду [1]:

$$Q_{ек} = Q_{30\%_{л-0}} * 0,75, \quad (2.5)$$

де $Q_{30\%_{л-0}}$ – мінімальна витрата води за період відкритого русла 95 % ймовірності перевищення.

Для малих річок з площею водозборів менше за 2000 км²

$$Q_{ек} = Q_{30\%_{л-0}} * 0,75, \quad (2.6)$$

де $Q_{30\%_{л-0}}$ – мінімальна витрата води за період відкритого русла 75 % ймовірності перевищення.

Результати розрахунку та визначення екологічних витрат води різними методами в зоні недостатньої водності України представлені в табл. 2.13.

Аналізуючи отримані результати, які розраховані за допомогою методики УкрГМЦ та за методикою СНиП 2.01.14-83 або за теоретичним розподілом С.М. Крицького та М.Ф. Менкеля, можна зробити висновок, що, в цілому вони мають добру збіжність, у більшості випадків величини екологічних витрат (р. Кодима – с. Катеринка, р. Кінська – м. Пологи, р. Орчик – с. Чернечина, р. Самара – с. Кочеріжки, р. Казенний Торець – смт Райське, р. Сіверський Донець – м. Ізюм, р. Кальчик – с. Кременівка та р. Обитічна – м. Приморськ), які розраховані через мінімальні витрати води заданої забезпеченості перевищують ті, що отримані за методикою УкрГМЦ. Такі результати дозволяють рекомендувати такий варіант визначення екологічних витрат нарівні з методикою, яка рекомендована УкрГМЦ.

Таблиця 2.12 – Визначення екологічних витрат води згідно з Положенням про порядок оцінки та інформування про маловоддя (гідрологічну посуху) в зоні недостатньої водності України

№ за/п	Річка - пост	Період спостережень, <i>n</i> років	Площа водозборів, <i>F</i> , км ²	Суббасейн	$Q_{95\%}$, м ³ /с	Рік близький до $P = 95\% / Q_{сер}$	Мінімальна середня місячна витрата води з червня по листопад	Екологічна витрата $\left(\frac{Q_{min,сер}}{місяць} \right) * 0,75$, м ³ /с
1	Тилігул – м. Березівка	47	3170	Річки Причорномор'я	0	1972/0; 1974-1977/0; 1990/0; 1995/0;	0	0
2	Кодима – с. Катеринка	80	2390	Південний Буг	0,45	1959/0,43	0	0
3	Інгул - с. Новогорожене	81	6670		1,73	1995/1,73	1,01	0,76
4	Південний Буг – смт Олександрівка	98	46200		42,5	1954/42,5	18,0	13,5
5	Кінська – м. Пологи	62	353	Басейн Дніпра	0,18	1995/0,19	0,032	0,024
6	Орчик – с. Чернещина	59	1310		0,66	1961/0,66	0,012	0,009
7	Самара – с. Кочеріжки	61	19800		3,17	1969/3,37	0,35	0,26
8	Казенний Торець – смт Райське	57	936	Басейн Дону	0,67	1962/0,66	0,020	0,015
9	Айдар – с. Новоселівка	66	6370		3,12	2015/3,12	1,11	0,83
10	Сіверський Донець – м. Ізюм	73	22600		21,4	1954/21,9	7,13	5,35
11	Кальчик – с. Кременівка	58	469	Річки Приазов'я	0,54	1986/0,54; 2013/0,54	0,17 0,067	0,13 0,05
12	Обитічна – м. Приморськ	69	1300		0,33	2015/0,33	0,056	0,042

Таблиця 2.13 – Визначення екологічних витрат води різними методами в зоні недостатньої водності України

№ за/п	Річка - пост	n років	Площа водозборів, F, км ²	Район річкового басейну	$Q_{95\%}$, м ³ /с	Рік близький до $P=95\%/Q_{сер}$	Мінімальна середня місячна витрата води з червня по листопад	Екологічна витрата $(Q_{min}^{95\%} * 0,75)$	Екологічна витрата $(Q_{min}^{95\%} * 0,75)$ СНиП 2.01.14-83	Екологічна витрата $(Q_{min}^{95\%} * 0,75)$ розподіл Крицького-Менкеля
1	Тилігул – м. Березівка	47	3170	Річки Причорномор'я	0	1972;1977/0; 1990/0 1995/0;	0	0	0	0
2	Кодима – с. Катеринка	80	2390	Південний Буг	0,45	1959/0,43	0	0	0,01	0,07
3	Інгул – с. Новогорожене	81	6670		1,73	1995/1,73	1,01	0,76	0,12	0,40
4	Південний Буг – смт Олександрівка	98	46200		42,5	1954/42,5	18,0	13,50	10,82	10,86
5	Кінська – м. Пологи	62	353	Басейн Дніпра	0,18	1995/0,19	0,032	0,024	0,02	0,05
6	Орчик – с. Чернечина	59	1310		0,66	1961/0,66	0,012	0,009	0,13	0,03
7	Самара – с. Кочеріжки	61	19800		3,17	1969/3,37	0,350	0,260	0,37	0,26
8	Казенний Торець – смт Райське	57	936	Басейн Дону	0,67	1962/0,66	0,020	0,015	0,09	0,09
9	Айдар – с. Новоселівка	66	6370		3,12	2015/3,12	1,11	0,830	0,74	0,64
10	Сіверський Донець – м. Ізюм	73	22600		21,4	1954/21,9	7,13	5,35	5,03	8,27
11	Кальчик – с. Кременівка	58	469	Річки Приазов'я	0,54	1986/0,54; 2013/0,54	0,17 0,067	0,13 0,05	0,05	0,08
12	Обитічна – м. Приморськ	69	1300		0,33	2015/0,33	0,056	0,042	0,10	0,04

3 РЕАЛІЗАЦІЯ РЕГІОНАЛЬНОЇ МЕТОДИКИ ВИЗНАЧЕННЯ МАКСИМАЛЬНОГО СТОКУ РІЧОК

3.1 Регіональна методика розрахунку максимального стоку річок басейну р. Вісла

При розрахунках максимального стоку річок басейну р. Вісла а межах України була використана операторна розрахункова структура максимального стоку, запропонована проф. Є.Д. Гопченко [1], [2]:

$$q_m = q_{1\%}' \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F r \lambda_p, \quad (3.1)$$

де q_m – максимальний модуль руслового стоку забезпеченістю $P\%$, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;

$\psi(t_p / T_0)$ – трансформаційна функція, яка обумовлена часом руслового добігання t_p ;

ε_F – коефіцієнт русло-заплавного регулювання;

r – коефіцієнт зарегулювання максимального стоку озерами і водосховищами проточного типу;

λ_p – коефіцієнт забезпеченості.

Однією з складових максимального стоку є модуль схилового припливу, що визначається за формулою:

$$q_{1\%}' = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_{1\%}; \quad (3.2)$$

де $q_{1\%}'$ – максимальний модуль схилового припливу забезпеченістю $P=1\%$, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

$\frac{n+1}{n}$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу;

T_0 – тривалість схилового припливу, год;

$Y_{1\%}$ – шар стоку дощових паводків і весняних водопіль забезпеченістю $P=1\%$, мм.

Шари стоку рідкісної імовірності перевищення визначаються за результатами стандартної статистичної обробки.

Коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу визначається через коефіцієнт часової нерівномірності руслового стоку $\left(\frac{m+1}{m}\right)$ [3], [4]:

$$\frac{m+1}{m} = \frac{\overline{T_n \overline{Q_m}}}{\overline{Y_m} F} 86,4; \quad (3.3)$$

де $\overline{T_n}$, $\overline{Q_m}$, $\overline{Y_m}$ – середні багаторічні значення тривалості паводку або водопілля, максимальні витрати води за паводок або водопілля, шари стоку.

F – площа водозбору, км².

Таким чином, коефіцієнти нерівномірності руслового стоку узагальнюються по території з врахуванням площі водозборів і верхнє граничне значення $\frac{m+1}{m}$ при $F \rightarrow 0$ буде дорівнювати коефіцієнту нерівномірності схилового припливу.

Тривалість схилового припливу (T_0) також визначається розрахунковим методом, користуючись генетичною формулою А.М. Бефані та базовою формулою максимального стоку (3.1). Розрахункові рівняння тривалості схилового припливу (T_0) можна представити у вигляді:

- при $\frac{t_p}{T_0} < 1,0$

$$T_0 = \left\{ \frac{\varepsilon_F Y_m}{n q_m} \left[(n+1) T_0^n - \frac{m_1 + 1}{n + m_1 + 1} t_p^n \right] \right\}^{\frac{1}{n+1}}; \quad (3.4)$$

- при $\frac{t_p}{T_0} \geq 1,0$

$$T_0 = \left[\left(\frac{m_1 + n + 1}{n + 1} - \frac{q_m}{Y_m \varepsilon_F} \right) \frac{m_1 (n + m_1 + 1)}{n + 1} t_p^{m_1} \right]^{\frac{1}{m_1}}. \quad (3.5)$$

Коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F визначається оберненим способом на одному з етапів розрахунку (T_0). Для спрощення розрахунку (T_0) на кафедрі гідрології суші ОДЕКУ була розроблена програма “Caguar”, за допомогою якої можливо проводити наведені вище розрахунки.

Для визначення трансформаційної функції використовуються розрахункові рівняння, які будуть відрізнятися залежно від співвідношення $\frac{t_p}{T_0}$:

- при $0 < \frac{t_p}{T_0} < 1,0$

$$\psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) = 1 - \frac{m_1 + 1}{(n + 1)(m_1 + n + 1)} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n; \quad (3.6)$$

- при $\frac{t_p}{T_0} \geq 1,0$

$$\psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) = \frac{n}{n + 1} \frac{T_0}{t_p} \left[\frac{m_1 + 1}{m_1} - \frac{n + 1}{m_1 (m_1 + n + 1)} \left(\frac{T_0}{t_p} \right)^{m_1} \right], \quad (3.7)$$

де n і m_1 – показники степені в рівнянні кривих схилового припливу та ізохрон;

t_p – час руслового добігання, год;

Коефіцієнт зарегулювання максимального стоку озерами і водосховищами проточного типу r , а також коефіцієнт для переходу від 1 % забезпеченості до інших забезпеченості (λ_p) розраховуються згідно рекомендацій нормативного документу СНиП 2.01.14-83 [5].

3.1.1 Просторове узагальнення розрахункових шарів стоку весняного водопілля і дощових паводків в басейні р. Вісла в межах України

Існує два підходи щодо узагальнення шарів стоку у просторі: картування або районування. Приступаючи до картування необхідно виключити можливий вплив місцевих факторів таких, як залісеність або заболоченість водозборів.

Спочатку досліджується залежність $Y_{1\%}$, мм від широти геометричних центрів тяжіння водозборів φ ° дощових паводків та весняного водопілля (рис. 3.1).

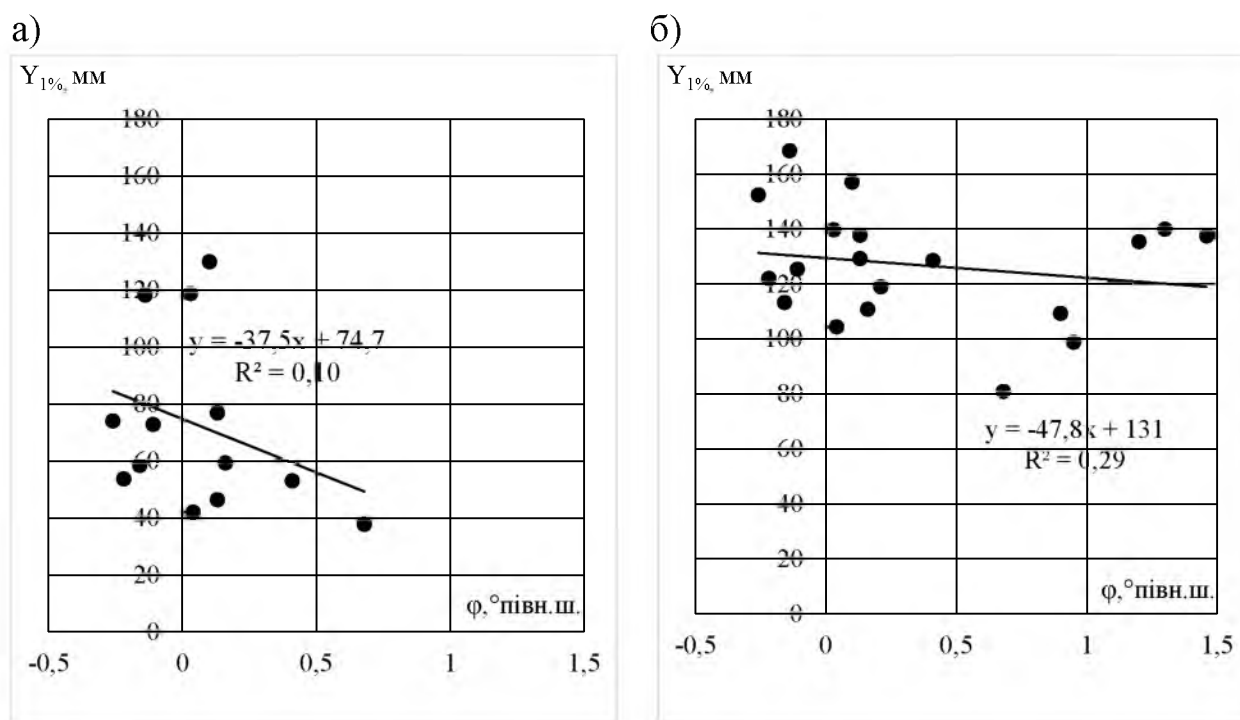


Рисунок 3.1– Залежність $Y_{1\%}$ (а) дощових паводків та(б) весняних водопіль від широти геометричних центрів тяжіння водозборів річок басейну р. Вісла

Побудовані залежності $(Y_{1\%})_{\varphi=50^\circ, \text{півн.ш.}}$, мм від залісеності водозборів, наведені на рис. 3.2 для весняного водопілля, та для дощових паводків, а також залежності $(Y_{1\%})_{\varphi=50^\circ, \text{півн.ш.}}$, мм від заболоченості водозборів для весняного водопілля та дощових паводків (рис. 3.23).

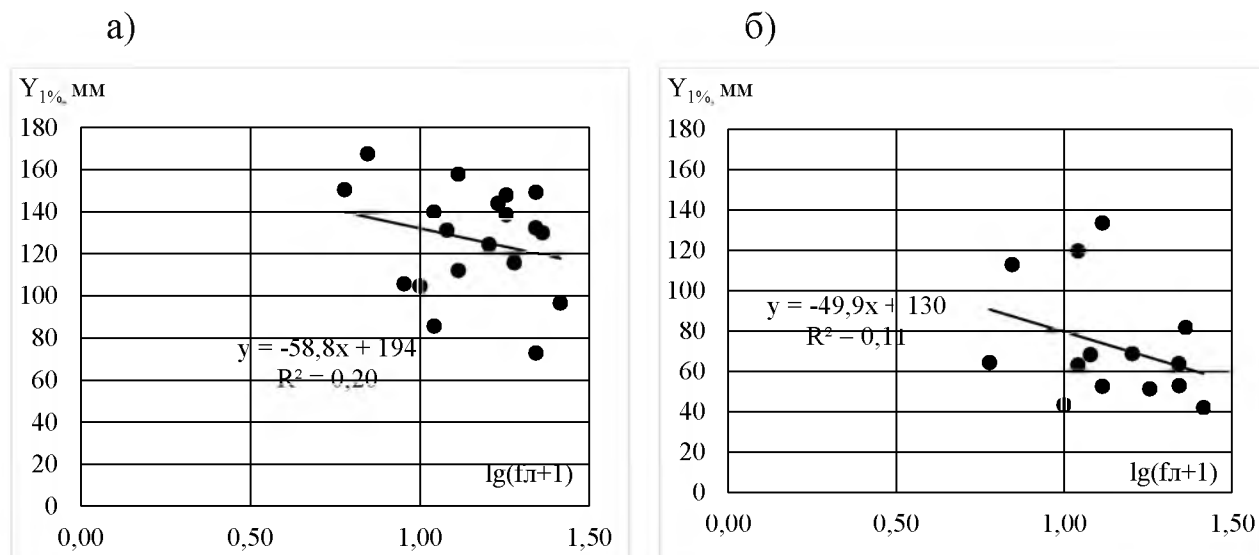


Рисунок 3.2 – Залежність $(Y_{1\%})_{\varphi=50^{\circ}, \text{півн.ш.}}$, мм (а) весняного водопілля та (б) дощових паводків від залісеності водозборів річок басейну р. Вісла

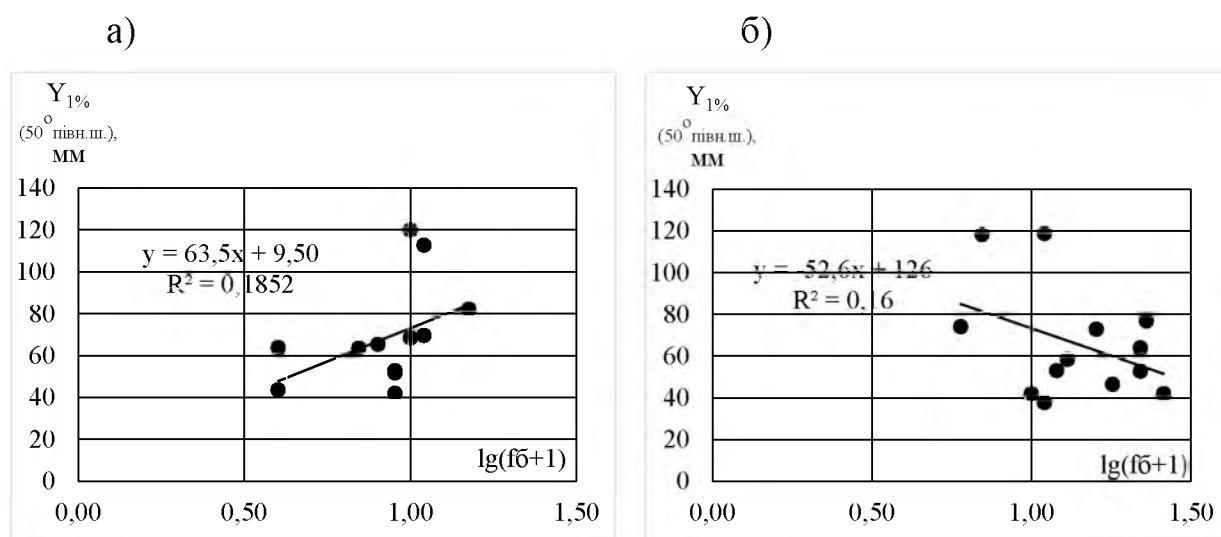


Рисунок 3.3 – Залежність $(Y_{1\%})_{\varphi=50^{\circ}, \text{півн.ш.}}$, мм (а) весняного водопілля (б) дощових паводків від заболоченості водозборів річок басейну р. Вісла

У обох випадках, як для дощових паводків, так і для весняних водопіль вплив лісистості на максимальний стік був незначним, проте спостерігалася залежність шарів стоку дощових паводків і весняних водопіль рідкісної імовірності перевищення від заболоченості водозбору.

Після виключення впливу заболоченості водозборів на максимальний стік дощових паводків і весняних водопіль отримали кращу залежність шарів стоку дощових паводків і весняних водопіль рідкісної імовірності перевищення від географічної широти центрів тяжіння водозборів.

Отже, було прийняте рішення побудувати карти ізоліній шарів стоку дощових паводків та весняних водопіль (рис. 3.4) рідкісної імовірності перевищення з виключенням впливу заболоченості водозборів.

Для того, щоб скористуватися картами для визначення шарів стоку дощових паводків і весняних водопіль рідкісної імовірності перевищення для будь-якої точки водозбору потрібно зняти значення з карти у потрібній точці за допомогою ізоліній та скористатися формулам (3.8), (3.9) для дощових паводків і (3.8), (3.10) для весняних водопіль [9]:

$$Y_{1\%} = K_{\sigma} Y_{1\%(f_{\sigma}=0)}; \quad (3.8)$$

$$K_{\sigma} = 1 + 0,64(\lg(f_{\sigma} + 1)); \quad (3.9)$$

$$K_{\sigma} = 1 + 1,40(\lg(f_{\sigma} + 1)) \quad (3.10)$$

де $Y_{1\%}$ – шари стоку весняних водопіль чи дощових паводків, мм;

K_{σ} – коефіцієнт заболоченості водозбору;

$Y_{1\%(f_{\sigma}=0)}$ – шари стоку рідкісної імовірності перевищення (весняних водопіль або дощових паводків) з виключенням впливу заболоченості, зняті з карти ізоліній шарів стоку, мм;

f_{σ} – відсоток площі заболоченої території на водозборі, %.

Як видно з рис. 3.4, ізолінії шарів стоку рідкісної імовірності перевищення $Y_{1\%(f_{\sigma}=0)}$ проведені через 2 мм і збільшуються з північного сходу на південний захід. Шари стоку весняних водопіль рідкісної імовірності перевищення змінюються від 36 мм до 68 мм, у той час як шари стоку дощових паводків рідкісної імовірності перевищення збільшуються від 20 мм до 40 мм.

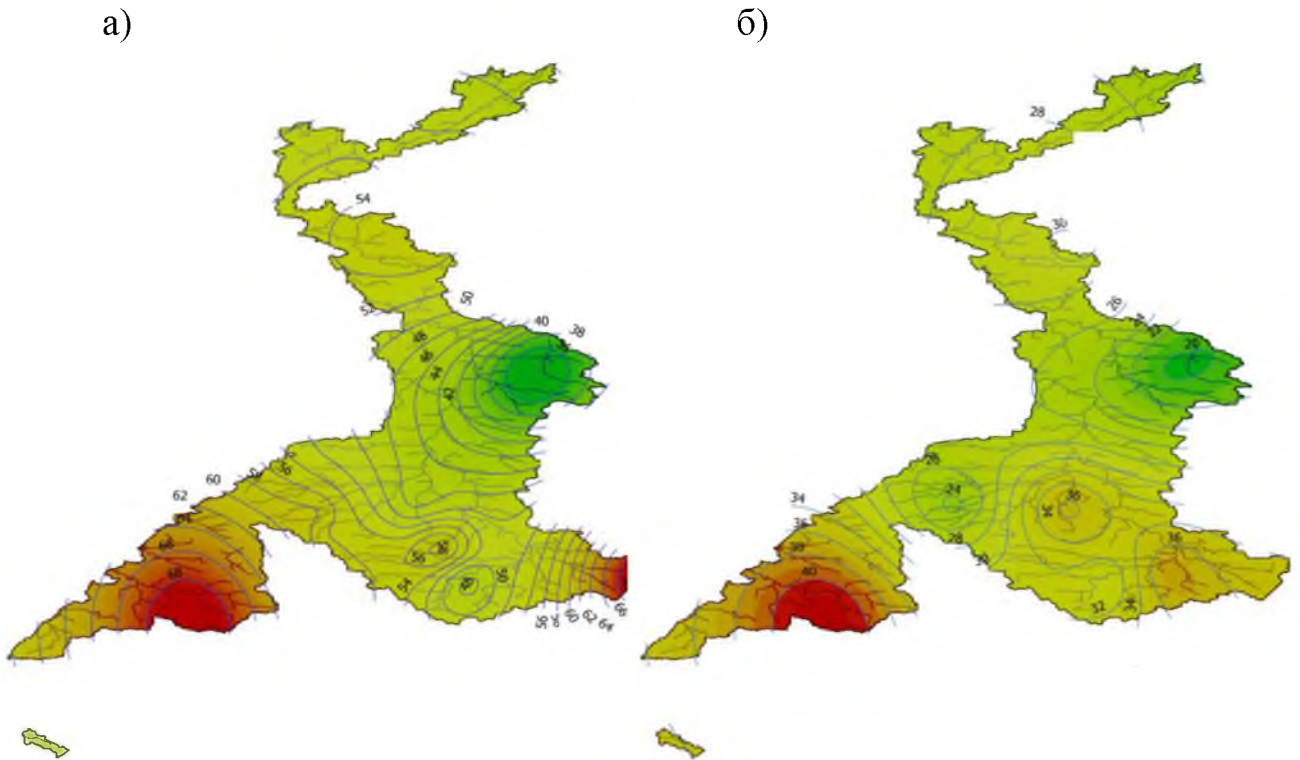


Рисунок 3.4 – Карта ізолій шарів стоку (а) весняних водопіль(б) дощових паводків рідкісної імовірності перевищення $Y_{1\%(f_{\bar{n}}=0)}$, мм для річок басейну р. Вісла

3.1.2 Визначення та просторове узагальнення параметрів операторної розрахункової структури максимального стоку весняного водопілля і дощових паводків в басейні р. Вісла в межах України

З метою визначення коефіцієнтів часової нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$ попередньо були розраховані коефіцієнти часової нерівномірності руслового стоку $\frac{m+1}{m}$ які для весняних водопіль коливаються незначно, від 1,85 до 5,36, а для дощових паводків – від 0,72 до 3,18. Побудована залежність $\frac{m+1}{m} = f(\lg(F+1))$, за допомогою якої визначено коефіцієнт нерівномірності

руслового стоку (рис. 3.5). Для весняного водопілля $\frac{n+1}{n} = 7,38$, а $n=0,16$, для

дощових паводків відповідно $\frac{n+1}{n} = 3,94$, а $n=0,34$.

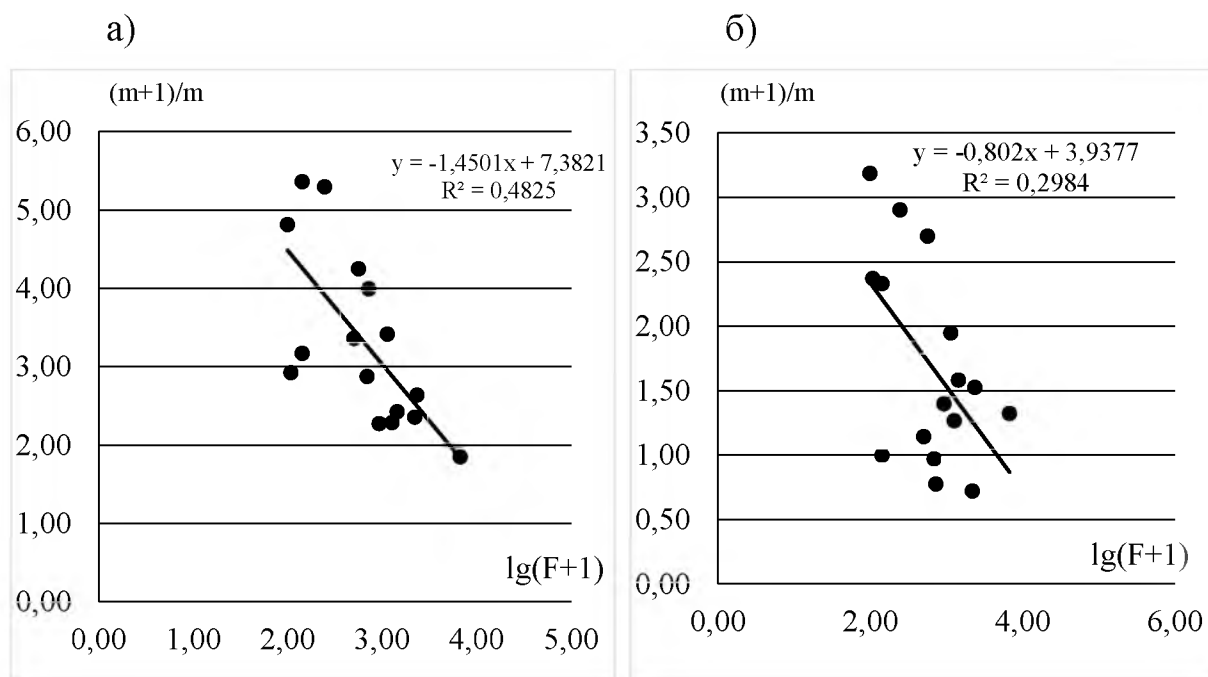


Рисунок 3.5 – Залежність коефіцієнтів нерівномірності руслового припливу підчас весняного водопілля (а) та дощових паводків (б) від площі водозбору р. Вісла в межах України

Тривалість схилового припливу T_0 була визначена за наведеною вище методикою за допомогою програми «Сагуар». Також як й шари стоку весняних водопіль та дощових паводків цей параметр розрахункової методики узагальнений за територією в вигляді карти ізоліній (рис.3.6) [10], [11].

Отже, маючи всі складові формули (3.52), розраховані максимальні модулі схилового припливу весняних водопіль і дощових паводків [11], які також підлягають просторовому узагальненню та представлені на рис. 3.27.

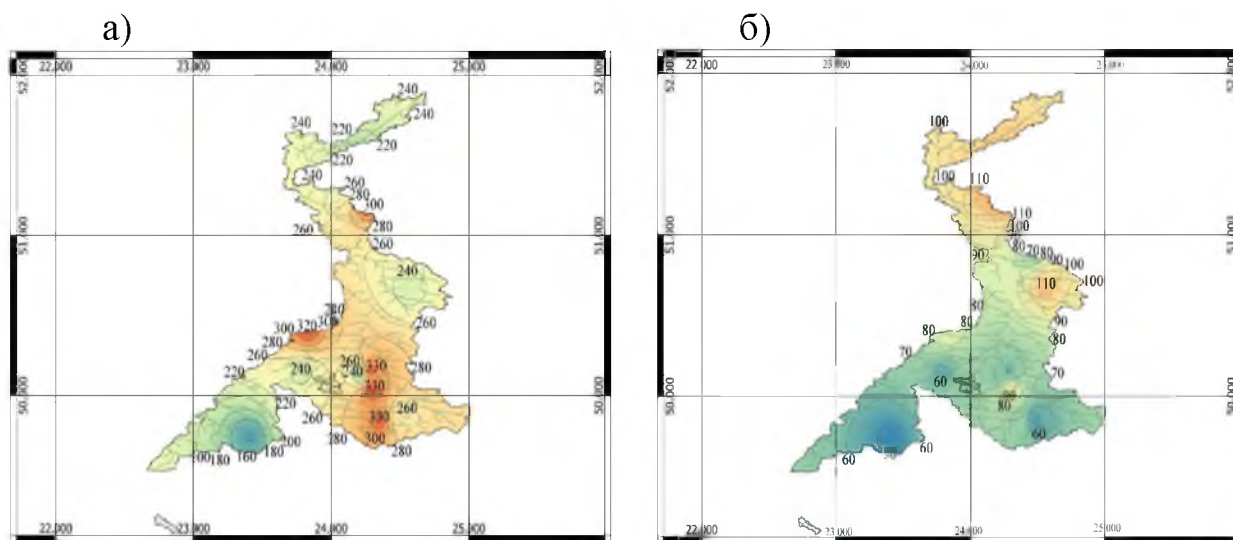


Рисунок 3.6 – Просторовий розподіл тривалості схилового припливу під час весняного водопілля (а) та дощових паводків (б) в басейні р. Вісла в межах України.

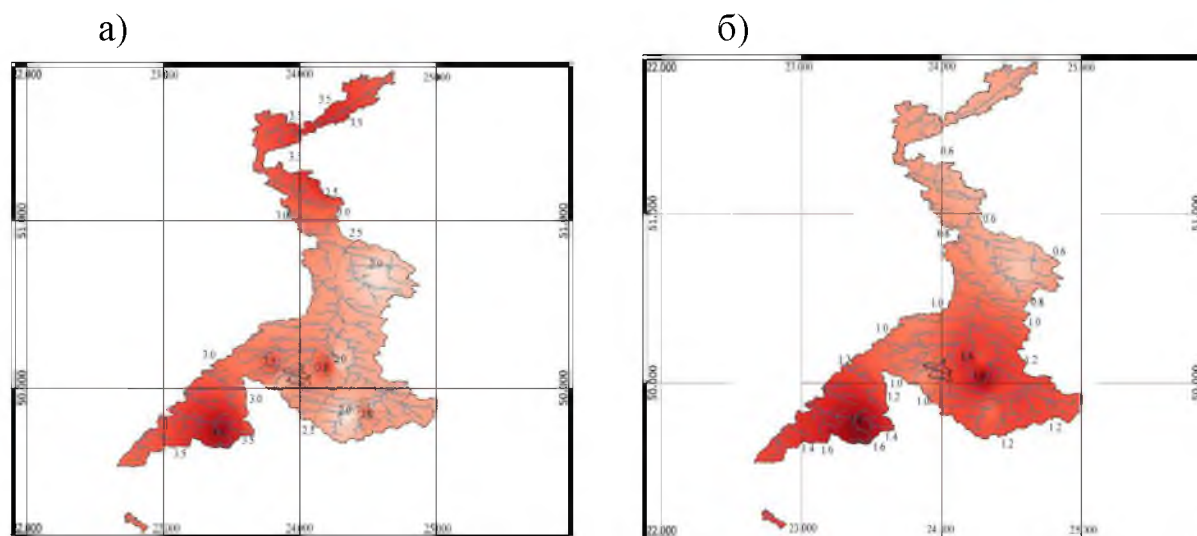


Рисунок 3.7 – Просторовий розподіл максимальних модулів схилового припливу під час весняного водопілля (а) та дощових паводків (б) в басейні р. Вісла в межах України.

Аналізуючи отриманий розподіл, слід відмітити, що найбільші величини $q'_{1\%}$ слід очікувати як для весняних водопілля, так й для дощових паводків в суббасейні

р. Сяну. Високі весняні водопілля також можливі на півночі досліджуваного басейну наряду з окремими локальними дощовими паводками в центральній частині.

Згідно з операторною моделлю формування максимального стоку, сформовані підчас паводків та водопіль максимальні модулі схилового припливу надалі трансформуються русловою мережею за рахунок руслового добігання та русло заплавного регулювання.

Регіональна розрахункова формула для визначення трансформаційної функції в басейні р. Вісла, при $T_0 \gg t_p$, після підставлення отриманих розрахункових величин в рівняння (3.6), буде мати вигляд:

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - 0,75\left(\frac{t_p}{T_0}\right)^{0,2}. \quad (3.11)$$

Вплив русло-заплавного регулювання на максимальний стік визначається за допомогою коефіцієнта що являє собою функцію ε_F убутого вигляду (з верхнім граничним значенням $\varepsilon_F = 1,0$, при $F \rightarrow 0$) із зростанням водозбірної площі. Розрахувати її можна зворотним шляхом з формули (3.1), як:

$$\varepsilon_F = \frac{q_m / q_m'}{\psi(t_p / T_0)}. \quad (3.12)$$

Редукція максимального модуля q_m / q_m' може бути описана рівнянням:

$$q_m / q_m' = \frac{1}{(F + 1)^{n_1}}. \quad (3.13)$$

Для визначення цього коефіцієнту вихідними даними є величини модуля схилового припливу q_m' , який розраховується за рівнянням (3.2). Отримані для всіх постів

значення $\frac{q_{1\%}}{q_m}$ в логарифмічних координатах наносяться на графік $\left(\frac{q_{1\%}}{q_m}\right) = f(F)$. З

рис. 3.8. видно, що залежність добре виражена, а проведення лінії зв'язку спрощується тим, що залежність повинна виходити із $\lg\left(\frac{q_{1\%}}{q_m}\right) = 0$ при $\lg(F+1) = 0$.

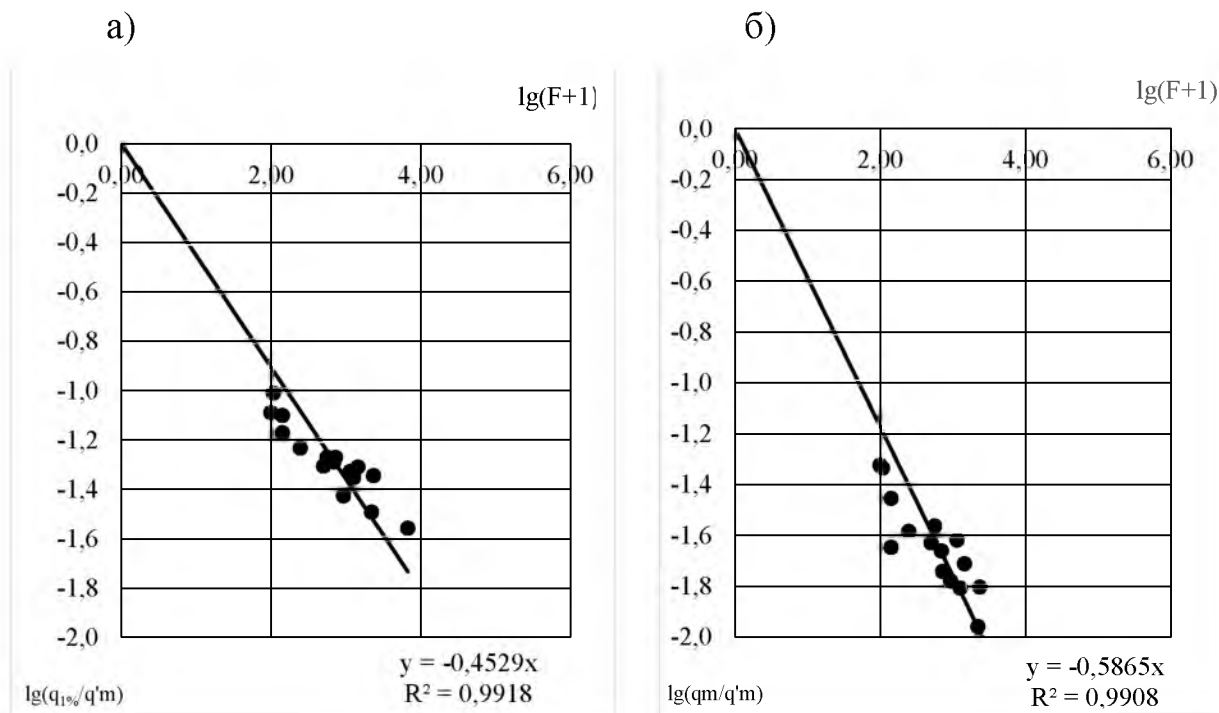


Рисунок 3.8 – Залежність відношення $\lg\left(\frac{q_m}{q_{q\%}}\right)$ для весняних водопіль (а) та дошових паводків (б) від площі водозбору для річок басейну р. Вісла в межах України

Так, для весняних водопіль степеневий показник склав 0,45, а для дошових паводків 0,59.

Таким чином, за допомогою рівняння (3.12) визначені розрахункові значення ε_F окремо для весняних водопіль та дошових паводків. Отримані величини узагальнені у вигляді їх залежності від площі водозборів (рис.3.9). Для визначення коефіцієнтів русло-заплавного регулювання невивчених річок досліджуваної території рекомендується використовувати представлені на графіках розрахункові рівняння.

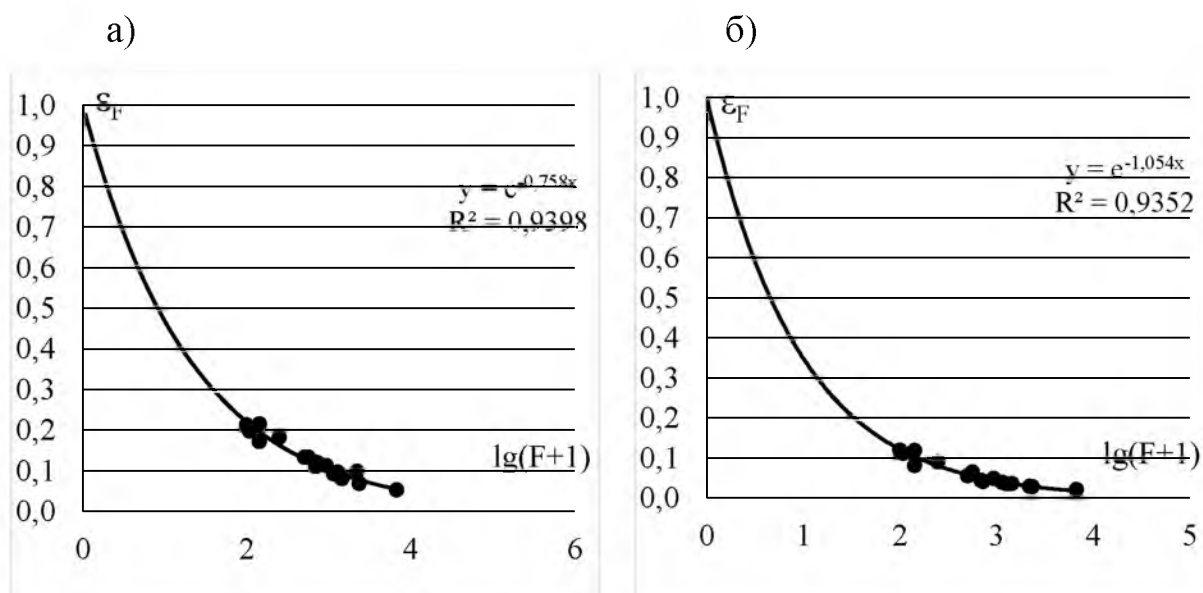


Рисунок 3.9 – Залежність коефіцієнтів русло-заплавного регулювання ε_F в період весняного водопілля (а) та дощових паводків (б) від площі водозбору для річок басейну р. Вісла в межах України

3.1.3 Практична реалізація регіональної методики для визначення максимальних модулів стоку дощових паводків та весняних водопілля річок басейну р. Вісла

Завершальним етапом роботи став розрахунок максимальних модулів стоку $q_{1\%}$ для дощових паводків та весняних водопілля за формулою (3.1), що наведені в табл. 3.3 – 3.4.

Як видно з табл. 3.3 – 3.4, отримані значення $q_{1\%}$ для весняного водопілля коливаються в межах $0,04 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ (р. Західний Буг – с. Литовеж) до $0,37 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ (р. Західний Буг – смт Сасів), і від $0,01 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ (р. Західний Буг – с. Литовеж) до $0,1 \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ (р. Кам'янка – м. Кам'янка-Бузька) – для дощових паводків.

Таблиця 3.3 – Розрахунки максимального модуля стоку під час весняного водопілля в басейні р. Вісла в межах України

№ з/п	Річка – пост	$q_{1\%},$ м ³ /(с·км ²)	$\psi(t_p / T_0)$	ε_F	$q_{m_p},$ м ³ /(с·км ²)
1	Вишня – с. Твіржа	4,1	0,43	0,13	0,24
2	Західний Буг – смт Сасів	3,1	0,62	0,20	0,37
3	Західний Буг – м. Камянка-Бузька	2,2	0,44	0,07	0,07
4	Західний Буг – с. Литовеж	1,9	0,36	0,05	0,04
5	Полтва – м. Буськ	1,7	0,47	0,08	0,07
6	руч. Каменка – м. Каменка-Бугская	2,5	0,50	0,21	0,27
7	Рата – с. Волиця	3,2	0,46	0,09	0,14
8	Свиня – м. Жовква (м. Нестерів)	2,4	0,59	0,21	0,31
9	Желдець – с. Лугове	3,5	0,46	0,18	0,30
10	Солокія – м. Червоноград	2,6	0,41	0,11	0,12
11	Луга – м. Володимир-Волинський	1,8	0,41	0,10	0,07
12	Прип'ять – с. Річиця	3,8	0,32	0,10	0,12
13	Вижівка – с. Руда	2,3	0,63	0,17	0,24
14	Вижівка – смт Стара Вижівка	4,0	0,43	0,12	0,21
15	Тур'я – с. Ягідне	2,5	0,46	0,13	0,15
16	Стохід – с. Малинівка	2,0	0,48	0,11	0,10

З метою оцінки методики розрахунку максимальних модулів стоку виконані перевірені розрахунки [12]. Точність розрахунку оцінювалася за середнім відносним відхиленням між розрахованими і фактичними значеннями за формулою

$$|\Delta| = \frac{|q_{m_p} - q_{m_\phi}|}{q_{m_\phi}} \cdot 100\%, \quad (3.14)$$

де q_{m_ϕ} – величина максимального модуля стоку весняного водопілля або дощових паводків, що визначена за даними статистичної обробки.

q_{m_p} – модуль стоку, розрахований за наведеною вище методикою.

Таблиця 3.4 – Розрахунки максимального модуля стоку під час дощових паводків в басейні р. Вісла в межах України

№ з/п	Річка – пост	$q_{1\%},$ $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$\psi(t_p / T_0)$	ε_F	$q_{m_p},$ $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$
1	Вишня – с. Твіржа	1,87	0,37	0,25	0,17
2	Західний Буг – смт Сасів	1,19	0,57	0,30	0,20
3	Західний Буг – м. Камянка-Бузька	1,34	0,36	0,14	0,07
4	р.Західний Буг – с. Литовеж	1,20	0,26	0,13	0,04
5	р.Полтва – м. Буськ	1,03	0,38	0,17	0,06
6	руч. Каменка – г. Каменка-Бугская	1,78	0,45	0,34	0,27
7	р.Рата – с.Волиця	0,96	0,40	0,17	0,07
8	Свиня – м. Жовква (м. Нестерів)	0,80	0,56	0,31	0,14
9	Желдець – с. Лугове	1,46	0,43	0,29	0,18
10	Солокія - м. Червоноград	0,84	0,36	0,21	0,06
11	Луга – м. Володимир-Волинський	0,45	0,42	0,16	0,03
12	Прип'ять–с.Річиця	0,64	0,37	0,15	0,03
13	Вижівка–с.Руда	0,34	0,66	0,23	0,05
14	Вижівка –смт Стара Виживка	0,39	0,50	0,16	0,03
15	Тур'я–с.Ягідне	0,55	0,46	0,21	0,05
16	Стохід–с.Малинівка	0,41	0,48	0,17	0,03

Перевірочні розрахунки максимальних модулів стоку дощових паводків та весняних водопіль в басейні р. Вісла наведені в табл. 3.5 – 3.6.

Для весняного водопілля розраховане значення $|\Delta| = \pm 24,3 \%$, а для дощових паводків $|\Delta| = \pm 20,1 \%$. Такі результати відповідають точності вихідної інформації по максимальному стоку річок ($\pm 20 \%$) та дозволяють рекомендувати операторну модель для визначення максимальних модулів стоку та максимальних модулів схилового припливу весняного водопілля і дощових паводків в басейні р. Вісла в межах України при відсутності спостережень за стоком.

Таблиця 3.5 – Перевірочні розрахунки максимального модуля стоку річок під час весняного водопілля в басейні р. Вісла в межах України

№	Річка – пост	$q_{m_{\phi}}, \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$q_{m_p}, \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$ \Delta , \%$
1	Вишня – с. Твіржа	0,22	0,24	7,79
2	Західний Буг – смт Сасів	0,30	0,37	24,7
3	Західний Буг – м. Кам'янка-Бузька	0,10	0,07	32,7
4	Західний Буг – с. Литовеж	0,05	0,04	31,7
5	Полтва – м. Буськ	0,08	0,07	22,6
6	руч. Каменка – г. Каменка-Бугская	0,17	0,27	59,6
7	Рата – с. Волиця	0,15	0,14	10,4
8	Свиня – м. Жовква (м. Нестерів)	0,20	0,31	55,2
9	Желдець – с. Лугове	0,21	0,30	43,4
10	Солокія – м. Червоноград	0,10	0,12	23,2
11	Луга – м. Володимир-Волинський	0,08	0,07	-9,58
12	Прип'ять – с. Річиця	0,12	0,12	2,69
13	Вижівка – с. Руда	0,18	0,24	35,8
14	Вижівка – смт Стара Виживка	0,22	0,21	3,58
15	Тур'я – с. Ягідне	0,13	0,15	23,0
16	Стохід – с. Малинівка	0,10	0,10	2,44
				<i>Середнє ± 24,3 %</i>

Таблиця 3.6 – Перевірочні розрахунки максимального модуля стоку річок під час дощових паводків в басейні р. Вісла в межах України

№	Річка – пост	$q_{m_{\phi}}, \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$q_{m_p}, \text{ м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$	$ \Delta , \%$
1	Вишня – с. Твіржа	0,20	0,17	17,8
2	Західний Буг – смт Сасів	0,35	0,20	42,5
3	Західний Буг – м. Кам'янка-Бузька	0,09	0,07	19,5
4	Західний Буг – с. Литовеж	0,04	0,04	0,83
5	Полтва – м. Буськ	0,07	0,06	7,40
6	руч. Каменка – м. Каменка-Бугская	0,19	0,27	39,5
7	Рата – с. Волиця	0,08	0,07	21,4
8	Свиня – м. Жовква (м. Нестерів)	0,15	0,14	7,26
9	Желдець – с. Лугове	0,20	0,18	7,69
10	Солокія – м. Червоноград	0,05	0,06	32,6
11	Луга – м. Володимир-Волинський	0,02	0,03	28,3
12	Прип'ять – с. Річиця	0,03	0,03	15,5
13	Вижівка – с. Руда	0,04	0,05	24,0
14	Вижівка – смт Стара Виживка	0,03	0,03	5,83
15	Тур'я – с. Ягідне	0,08	0,05	38,3
16	Стохід – с. Малинівка	0,03	0,03	12,7
				<i>Середнє ± 20,1 %</i>

3.2 Регіональна методика визначення максимального стоку річок Прикарпаття

Географічно басейни річок Прикарпаття розташовані на північних схилах Українських Карпат на заході України [13]. Це праві притоки гірської частини Дністра вище Бистриця, ліві притоки до Стрвяж, а також верхів'я річок Прут до м. Чернівці та Сірет до м. Сторожинець басейну Дунай.

Для дослідження паводкового стоку у теплий період було створено базу багаторічних часових рядів спостереження по максимальних витратах води та шарах стоку дощових паводків по 43 діючих та 9 закритих гідрологічних постах [13]-[14]. Карта-схема гідрологічної мережі наведена на рис. 3.10 свідчить про досить рівномірний розподіл постів по території, що дозволить отримати достовірну інформацію. Розподіл постів за площею водозборів та періодом спостережень наведено у табл. 3.7.

Таблиця 3.7 – Розподіл басейнів річок Прикарпаття за площею водозборів та періодом спостережень

	< 20	21-40	41-50	51-70	71-100	> 100	Усього
За класифікацією, наведеною у Водному кодексі України, стаття 79 (1995, зі змінами 2016) [15]							
Малі(<2000км ²)	2	12	4	29	3	-	50
Середні 2-50 тис. км ²	-	1	-	-	-	1	2
Великі>50 тис. км ²	-	-	-	-	-	-	-
За класифікацією, наведеною у Водній Рамковій Директиві ЄС (2000) [16]							
Малі(10-100 км ²)	1	2	1	3	-	-	7
Середні (100-1000 км ²)	1	8	3	23	2	-	37
Великі(1000-10000 км ²)	-	3	-	3	1	1	8
Дуже великі (>10 тис. км ²)	-	-	-	-	-	-	-
Усього	2	13	4	29	3	1	52

Відповідно класифікації, що наведена у Водному кодексі України [15], на досліджуваній території 96 % (50 із 52) водозборів за площею відносяться до малих річок ($F < 2000 \text{ км}^2$) трохи більше половини з них мають ряди спостережень 50-

70 років. До середніх річок за площею водозборів (2-50 тис. км²) відносять лише 2 басейни (Прут – м. Чернівці та Стрий – смт Верхнє Синьовидне).



Рисунок 3.10 – Карта-схема гідрологічної мережі на території Прикарпаття

Однак, за класифікацією згідно ВРД ЄС [16] 71% (37 з 52) розглянутих басейнів відносяться до середніх річок, проте їх площа водозборів змінюється від 100 км² лише до 1000 км² та більшість з них (62 %) мають період інструментальних спостережень 50-70 років. При цьому 13 % (7) – це малі річки ($F = 10-100$ км²) та 15 % (8) – великі річки ($F = 1000-10000$ км²).

Тривалість часові рядів спостережень за максимальними витратами води та шарами стоку дощових паводків теплого періоду на території Прикарпаття коливається в межах 19-104 років та в середньому складає 52 роки.

3.2.1 Обґрунтування запропонованої методики визначення максимального стоку дощових паводків гірських річок Прикарпаття

Для річок Прикарпаття прийнята операторна структура з використанням даних по максимальних шарах паводкового стоку.

Базова структура, взяти як основа при розробці методики розрахунку максимального стоку на річках Прикарпаття [14], має вигляд:

$$q_p = q'_{1\%} \psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_F r \lambda_p, \quad (3.15)$$

де q_p – максимальний модуль руслового стоку, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;

$q'_{1\%}$ – максимальний модуль схилового припливу, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, рівний

$$q'_{1\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_{1\%}; \quad (3.16)$$

$\frac{n+1}{n}$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу;

T_0 – тривалість схилового припливу, год.;

$Y_{1\%}$ – шар стоку дощових паводків забезпеченістю $P=1\%$, мм. Для річок Прикарпаття, за дослідженнями у [14] опираючись на ряди спостережень по 2000 рік з урахуванням високого паводку 2008 року, величина шару стоку визначається за регіональним рівнянням вигляду

$$Y_{1\%} = 195 + 0,15(H_{сер} - 800), \quad (3.17)$$

де $H_{сер}$ – середня висота водозборів, м;

$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ – трансформаційна функція, яка зумовлена часом руслового

добігання t_p , опираючись на узагальнення зроблені у [14] визначається як:

а) при $\frac{t_p}{T_0} = 0$

$$\Psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1,0; \quad (3.18)$$

б) при $t_p < T_0$

$$\Psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - 0,83\left(\frac{t_p}{66}\right)^{0,13}; \quad (3.19)$$

в) при $t_p \geq T_0$

$$\Psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{7,59}{t_p} \left(2 - \frac{35}{t_p}\right); \quad (3.20)$$

г) при $t_p \gg T_0$

$$\Psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0, \quad (3.21)$$

t_p – тривалість руслового добігання визначається як співвідношення гідрографічної довжини річки L до швидкості добігання $V_\partial = 1,44F^{0,16}I^{0,33}$;

ε_F – коефіцієнт русло-заплавного регулювання. У межах Передкарпаття коефіцієнт русло-заплавного регулювання описується регіональним рівнянням

$$\varepsilon_F = \exp[-0,18 \cdot \lg(F + 1)]; \quad (3.22)$$

r – коефіцієнт регулювання максимального стоку озерами і водосховищами проточного типу, визначається згідно з рекомендаціями СНиП 3.01.14-83 [17]. При визначенні максимального стоку забезпеченістю менше 5 % - $r = 1,0$;

λ_p – коефіцієнт забезпеченості:

$P, \%$	1,0 %	3,0 %	5,0 %	10,0 %
λ_p	1,0	0,73	0,61	0,46

Для річок Прикарпаття визначені усі параметри, що входять до запропонованої структури, які узагальнені по матеріалах спостережень по 2000 рік з урахуванням висового паводку 2008 року.

3.2.2 Просторово-часовий аналіз гідрометеорологічної інформації по максимальному стоку на річках Прикарпаття

Оцінка однорідності і стаціонарності гідрометеорологічної інформації по максимальному стоку паводків річок Прикарпаття. Для оцінки однорідності та стаціонарності часових рядів спостережень по максимальному стоку дощових паводків на річках Прикарпаття було обрано 24 водозбори в басейні Дністер, 9 – Прут, 1 – Сірет. Усі обрані водозбори діючі на сьогодні, мають період безперервних спостережень більше 40 років (допускається пропуск 1-2 роки, не більше) та охоплює максимальну кількість екстремально високих паводків, відповідно емпіричної кривої забезпечення. Отримані результати можна вважати достатніми для визначення розрахункових характеристик по максимальному стоку, згідно нормативного документу [18]-[20].

Відповідно до статистичних методів оцінки однорідності стокових рядів виконується аналіз, що включає в себе вибір статистичного критерію, формування нульової та альтернативної гіпотез, призначення рівня значимості (1 %, 5 % або 10 %), визначення в залежності від обраного рівня значимості критичної області та довірчих меж, розрахунок емпіричного значення статистики критерію, прийняття або відхилення нульової гіпотези [20]. При виявленні неоднорідності формування річкового стоку статистичними методами, як правило, доповнюються гідролого-

генетичним аналізом, який розкриває фізичний зміст виявленої раніше статистичної неоднорідності [18]-[19], [21]-[22].

Статистичний метод передбачає використання критеріїв 2 типів: параметричні і непараметричні. В якості параметричних критеріїв обрані критерій Фішера для перевірки однорідності дисперсій двох вибірок та критерій Стюдента для порівняння двох середніх значень з нормально розподілених сукупностей. Обидва критерії адаптовані до гідрологічних рядів розробниками ДГІ [19] та рекомендовані нормативом, що досі використовуються в Україні [19]. Непараметричний критерій Вількоксона обраний для перевірки однорідності двох вибірок за статистикою U .

Результати перевірки часових рядів на однорідність зведені у табл. 3.8 свідчать, що за загальним висновком для басейнів річок Прут і Сиретяк для максимальних витрат води, так і для шарів стоку дощових паводків при рівнях значимості 1 % та 5 % встановлена їх однорідність. В басейні Дністра виявлено неоднорідність часових рядів максимальних витрат води по 2 водозборах при рівні значимості 1 % та 4-ох – при 5 %, тоді як шари стоку однорідні у 100 % випадків при 1 %-ому та у 96 % - при 5 %-ому рівнях значимості.

Неоднорідність часових рядів можна пояснити майже всіма причинами, що викладені у роботах А.В. Рождественского [20]. На досліджуваних басейнах можливий прояв неоднорідності у часових рядах стокової інформації найімовірніше через перерозподіл стоку за рахунок метеорологічних чинників та суттєвий вплив антропогенної діяльності, тобто значна зарегульованість стоку.

Дослідження трендів та циклічності у рядах максимальних витрат води та шарів стоку річок Прикарпаття. Наступним етапом дослідження часових рядів максимальних витрат води та шарів стоку дощових паводків необхідно визначити тренди та цикли водності на річках Прикарпаття [23].

Таблиця 3.8 – Результати перевірки часових рядів спостереження максимальних витрат води та шарів стоку дощових паводків на території Прикарпаття

Критерій / висновок	Витрати води Q_m , м ³ /с				Шари стоку Y_m , мм			
	Рівень значимості				Рівень значимості			
	1 %		5 %		1 %		5 %	
	однорі д.	неоднорі д.	однорі д.	неоднорі д.	однорі д.	неоднорі д.	однорі д.	неоднорі д.
Басейн Дністра								
Критерій Фішера	18	5	14	9	20	3	19	4
Критерій Ст'юдента	21	2	19	4	23	0	22	1
Критерій Вількоксона	21	2	19	4	23	0	22	1
Загальний висновок	21	2	19	4	23	0	22	1
Басейн річок Прут і Сірет								
Критерій Фішера	8 і 1	1 і 0	7 і 1	2 і 0	7 і 1	2 і 0	7 і 0	2 і 1
Критерій Ст'юдента	9 і 1	0 і 0	9 і 1	0 і 0	9 і 1	0 і 0	9 і 1	0 і 0
Критерій Вількоксона	9 і 1	0 і 0	9 і 1	0 і 0	9 і 1	0 і 0	9 і 1	0 і 0
Загальний висновок	9 і 1	0 і 0	9 і 1	0 і 0	9 і 1	0 і 0	9 і 1	0 і 0

По побудованих хронологічних графіках максимальних витрат води та шарів стоку на річках Прикарпаття було оцінено значимість коефіцієнтів кореляції за нерівністю $r > 2\sigma_r$. Встановлено, що у 82 % тренд часових рядів по максимальному стоку не виявлено, тобто він не значимий, та у 94 % – не виявлено тенденцій ні до зменшення ні до збільшення стоку по часових рядах максимальних шарів стоку на річках Прикарпаття.

У табл. 3.9 зведені результати перевірки на наявність трендів у неоднорідних стокових рядах дощових паводків на Прикарпатті. Виявлено, що:

а) по посту Бистриця Солотвинська – с. Гута за хронологічним графіком Q_m відмічається тенденція до зменшення стоку, але по шарах стоку Y_m тренд незначимий;

б) по посту Лімниця – с. Осмолода як для Q_m , так і для Y_m тренди не значимі;

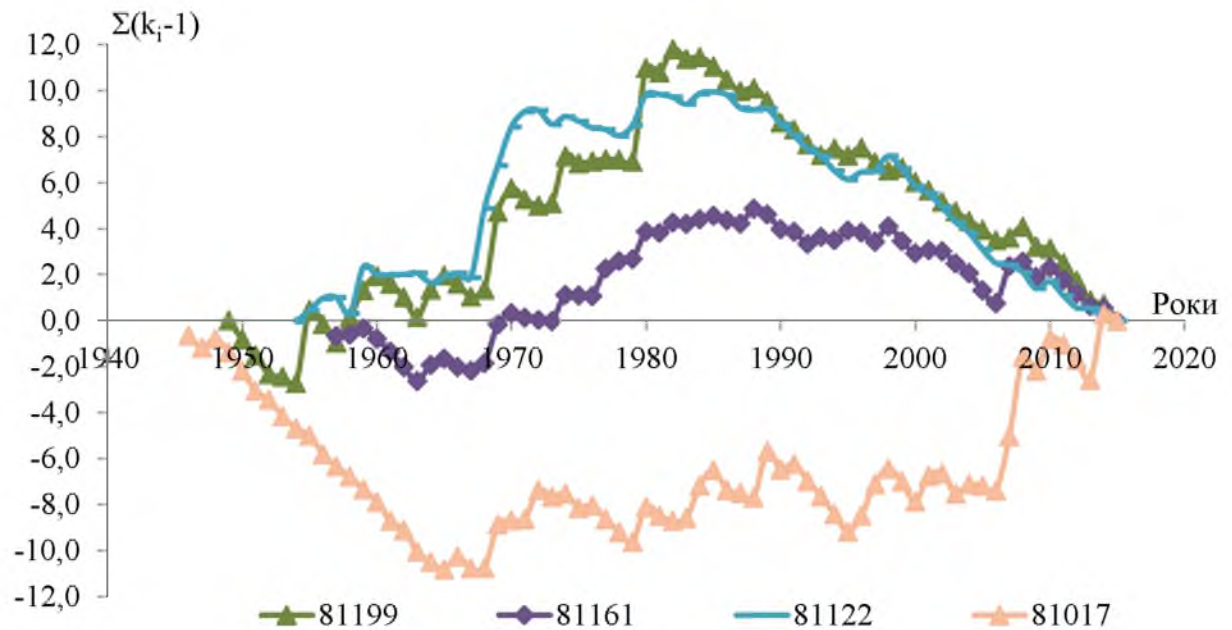
в) по посту Славська – смт Славське за максимальними витратами води прослідковується тенденція до зменшення стоку, але за шарами стоку тренд не виявлено;

г) по посту Дністер – м. Самбір також розбіжність у трендах, за шарами стоку аналогічно тренд не значимий, а за максимальними витратами відмічається тенденція до збільшення стоку дощових паводків.

Таблиця 3.9 – Оцінка значущості лінійних трендів по неоднорідних часових рядах максимальних витратах води та шарів стоку дощових паводків на річках Прикарпаття

Річка - пост	Рівняння за графіком	r	$2\sigma_r$	Висновок про значимість та напрям тренду
Витрати води				
Дністер – м.Самбір	$y = 3,6544x - 7004,9$	0,34	0,21	збільшення стоку
Славська – смт Славське	$y = -0,3973x + 812,7$	0,41	0,21	зменшення стоку
Лімниця – с. Осмолода	$y = -0,3964x + 853,49$	0,18	0,25	незначимий
Бистриця Солотвинська – с. Гута	$y = -0,9646x + 1990,9$	0,24	0,23	зменшення стоку
Шари стоку				
Бистриця Солотвинська – с. Гута	$y = -0,5584x + 1201,1$	0,17	0,24	незначимий

Тому, для остаточного рішення щодо можливості застосування статистичних методів обробки часових рядів максимальних витрат води та шарів стоку дощових паводків теплого періоду на річках Прикарпаття побудовані різницево-інтегральні криві (рис. 3.10) для виявлення повних циклів у коливання дощового стоку та фаз водності [24]-[26].



Примітка. 81199 – Бистриця Солотвинська-с.Гута; 81161 – Лімниця-с.Осмолода; 81122 – Славська-с-мт Славське; 81017 – Дністер-м.Самбір

Рисунок 3.11 – Різницево-інтегральні криві максимальних витрат води дощових паводків теплого періоду в гірській частині басейну Дністер

Як видно з рис. 3.11 розглянуті водозбори мають повні цикли водності, що є підставою для застосування статистичних методів при аналізі вихідної інформації по максимального стоку дощових паводків на річках Прикарпаття.

Статистична обробка та просторо-часовий аналіз статистичних параметрів часових рядів. Статистична обробка часових рядів максимальних витрат води і шарів стоку дощових паводків річок Прикарпаття виконана використовуючи два методи: моментів та найбільшої правдоподібності, які рекомендовані нормативним документом СНиП 3.01.14-83 [17]. В результаті визначені середнє значення ряду, коефіцієнти варіації і асиметрії та співвідношення C_s/C_v .

Для статистичного аналізу були залучені часові ряди вихідної інформації як діючих, так і закритих гідрологічних постів для збільшення густоти мережі спостережень, по якій є гідрологічні ряди, згідно рекомендацій нормативного документу [25]-[27].

В результаті статистичної обробки по 52 гідрологічних постах на території Прикарпаття встановлено, що середня максимальна витрата води коливається від 19,8 м³/с (р. Дуба – с. Дуба, $F = 35,1$ км²) до 576 м³/с (р. Бистриця – с. Ямниця, $F = 2450$ км²) в басейні Дністер; від 12,5 м³/с (р. Чорнява – с. Любківці, $F = 333$ км²) до 1285 м³/с (р. Прут – м. Чернівці, $F = 6890$ км²) в басейні Прут; від 32,9 м³/с (р. Міхидра – с. Липовани, $F = 144$ км²) до 177 м³/с (р. Сірет – м. Сторожинець, $F = 672$ км²) в басейні Сірет. Відповідно середній модуль максимального стоку дощових паводків в межах басейну Дністра змінюється в межах 0,08-0,71 м³/(с·км²), Прута – 0,04-0,81 м³/(с·км²) та Сірету – 0,20-0,48 м³/(с·км²).

Коефіцієнти варіації за методом моментів коливаються в межах 0,56-1,15 в басейні гірської частини Дністра; 0,53-1,75 – басейн Прут та 0,69-1,32 – басейн верхів'я Сірет. Оскільки по території Прикарпаття усі коефіцієнти варіації більше 0,50, то за рекомендаціями [17] необхідно використовувати оцінки статистичних параметрів за методом найбільшої правдоподібності, які у подальшому й будуть використані при подальших дослідженнях, а саме в басейні гірської частини Дністра $C_v = 0,57-1,18$, в басейнах Прута – 0,53-1,87 та Сірету – 0,70-1,43.

Коефіцієнти асиметрії мають більший діапазон коливань, при цьому середнє співвідношення $C_s/C_v = 2,5$ в басейні Сірету; 2,8 – Дністра та 3,4–Прута. Для території Прикарпаття прийнято середнє співвідношення C_s/C_v , прийнято на рівні 3,0 для максимальних витрат води дощових паводків теплого періоду.

Використовуючи трипараметричну криву гама-розподілу за статистичними параметрами C_v та прийнятого середнього співвідношення $C_s/C_v = 3,0$, визначені максимальні модулі дощових паводків на річках Прикарпаття забезпеченістю $P = 1\%$. Модуль стоку змінюється в межах досліджуваної території від 0,34-3,44 м³/(с·км²) в басейні гірської частини Дністра до 0,34-4,09 м³/(с·км²) в басейні Прута та 1,03-1,67 м³/(с·км²) в басейні Сірету [28]-[29].

В свою чергу статистичні параметри часових рядів максимальних шарів стоку дощових паводків теплого періоду мають наступні значення:

а) середній максимальний шар стоку:

- в межах гірської частини басейну Дністра коливається від 26 мм (р. Ворон – м. Тисмениця) до 94 мм (р. Бистриця Солотвинська – с. Гута);

- в межах верхів'я Прута – від 16 мм (р. Чорнява – с. Любківці) до 95 мм (р. Прут – смт Ворохта);

- в межах верхів'я Сірету – від 30 мм (р. Малий Сірет – с. Верхні Петрівці) до 56 мм (р. Сірет – с. Лопушна);

б) коефіцієнт варіації:

- за методом моментів: басейн гірської частини Дністер $C_v = 0,35-1,31$, верхів'я річок Прута $0,60-1,12$ та Сірету $0,53-0,99$;

- за методом найбільшої правдоподібності: басейн гірської частини Дністер $C_v = 0,35-1,49$, верхів'я річок Прута $0,60-1,16$ та Сірету $0,53-1,05$;

в) середнє співвідношення коефіцієнтів асиметрії до коефіцієнтів варіації для басейнів гірської частини Дністра складає 3,4, Прута – 3,2 та Сірету 2,7. Для подальших досліджень середнє співвідношення C_s/C_v прийнято на рівні 3,5 для території Прикарпаття;

г) максимальний шар стоку дощових паводків теплого періоду 1 %забезпеченості на території Прикарпаття змінюється від 20 мм до 491 мм в гірській частині Дністер, від 89 мм до 358 мм в верхів'ях Прут та 154-186 мм в верхів'ях Сірет.

Оцінка точності вихідних даних по максимальному стоку паводків. Визначення відносної стандартної похибки квантилів трипараметричного гамма-розподілу використовуючи номограми, розроблені С.М. Крицьким та М.Ф. Менкелем [20], [30]-[31].

Середньоквадратичні похибки 1 %-их квантилів максимальних витрат води дощових паводків $Q_{1\%}$ у межах Прикарпаття дорівнює 16,5 %, а шарів стоку $Y_{1\%}$ – 18,3 %, що задовольняє вимоги нормативного документу [17] до часових рядів спостереження при визначенні максимального стоку дощових паводків ($\sigma_{Q(Y)} = \pm 20 \%$).

Таким чином, отримані статистичні параметри часових рядів максимальних витрат води та шарів стоку дощових паводків теплого періоду на території

Прикарпаття будуть використані для розробки методики нормування величини дощового стоку на річках Прикарпаття для невивчених у гідрологічному відношенні річок.

3.2.3 Обґрунтування та узагальнення розрахункових параметрів сучасних методів для розрахунку максимального стоку на річках Прикарпаття

Пристаюючи до просторового узагальнення шарів стоку в гірських районах, необхідно насамперед мати на увазі, що стокові характеристики в горах, на відміну від рівнинних територій, підпорядковуються не географічній зональності, а висотній поясності. У силу цього, картування стокових величин, по суті, у гірських умовах неможливе або має певні труднощі. Тому в усіх випадках бажано приведення даних до якогось одного висотного рівня і до нього приводити їхнє просторове узагальнення [31]-[32].

Для шарів стоку \bar{y}_m така залежність показана на рис. 3.13. Її можна описати лінійним рівнянням вигляду:

$$\bar{y}_n = a_n + \alpha_n H_{cp}, \quad r = 0,66, \quad (3.23)$$

де a_n і α_n – параметри, обумовлені зв'язком \bar{y}_m і H_c .

Щоб одержати величину параметра α_n , яка відповідає реальним масштабам \bar{y} , здійснимо привідку всіх даних до середньої висоти $H_{cp}=500$ м. Тоді

$$\bar{y}_n = \bar{y}_{500} + \alpha_n (H_{cp} - 500), \quad (3.24)$$

де \bar{y}_{500} – середнє багаторічне значення шару паводкового стоку \bar{y}_m , приведене до умовної висоти $H_{cp}=500$ м.

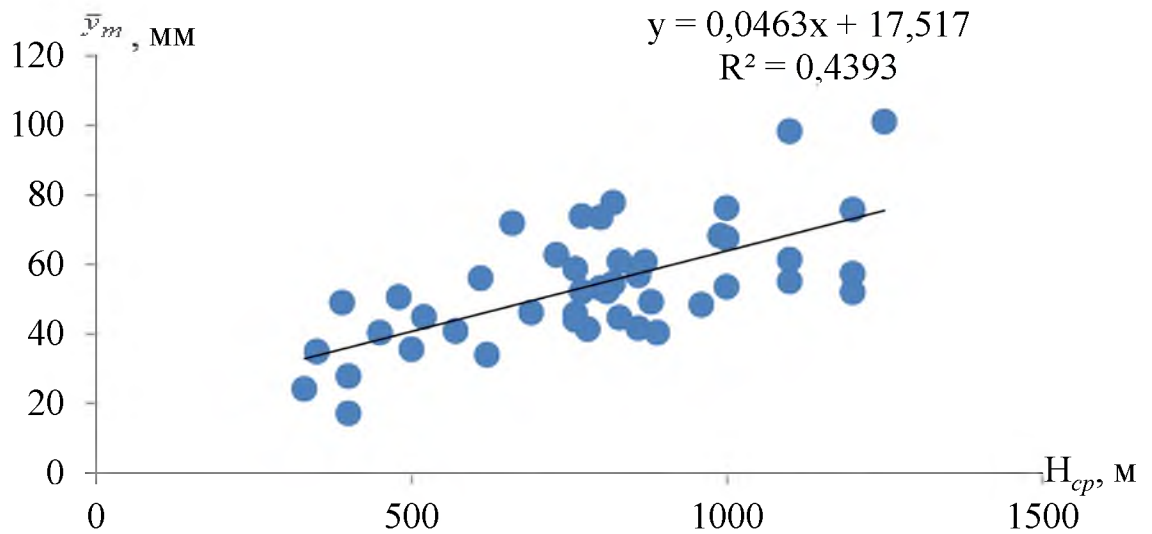


Рисунок 3.12 – Залежність середнього шару паводкового стоку від середньої висоти водозборів на території Прикарпаття

Параметр α_n для Прикарпаття дорівнює 0,045 і фізично відповідає градієнту зміни \bar{y}_m на кожний метр висоти. Легко бачити, що на кожні 100 м висоти шар стоку \bar{y}_m збільшується в середньому на 4,5 мм.

Вираз (3.10) можна записати й в іншій редакції:

$$\bar{y}_n = \bar{y}_{500} k_n, \quad (3.25)$$

де k_n – коефіцієнт впливу висоти місцевості на шар паводкового стоку, рівний

$$k_n = 1 + \frac{\alpha_n}{\bar{y}_{500}} (H_{cp} - 500). \quad (3.26)$$

Природа такої залежності обумовлена тим, що в гірських районах, особливо на навітряних схилах, має місце збільшення з висотою кількості опадів. З іншого боку, із ростом висоти зменшується температура повітря, що у свою чергу призводить до зниження втрат стоку на випаровування.

Другим важливим чинником, який спроможний порушити загальну закономірність зміни шару стоку з висотою, може бути залісеність f_l . У Карпатах залісеність водозборів досить значна – від 21 % (р. Яблунька – м. Турка) до 95 % (р. Свіча – х. Мислівка) при середній по регіону – біля 60 %.

Для оцінки впливу лісу на шар паводкового стоку річок Прикарпаття була побудована залежність приведених значень \bar{y}_{500} , встановлених для всіх 45 водозборів, від відносної залісеності f_l (у %). Як очевидно з рис. 3.3, має місце добре виражена тенденція збільшення шару стоку з ростом f_l . Її рівняння має вигляд:

$$\bar{y}_{500} = \bar{y}_{500;50} + \alpha_l(f_l - 50), \quad (3.27)$$

де $\bar{y}_{500;50}$ – середній шар паводкового стоку, приведений до висоти $H_{cp} = 500$ м і залісеності $f_l = 50$ %.

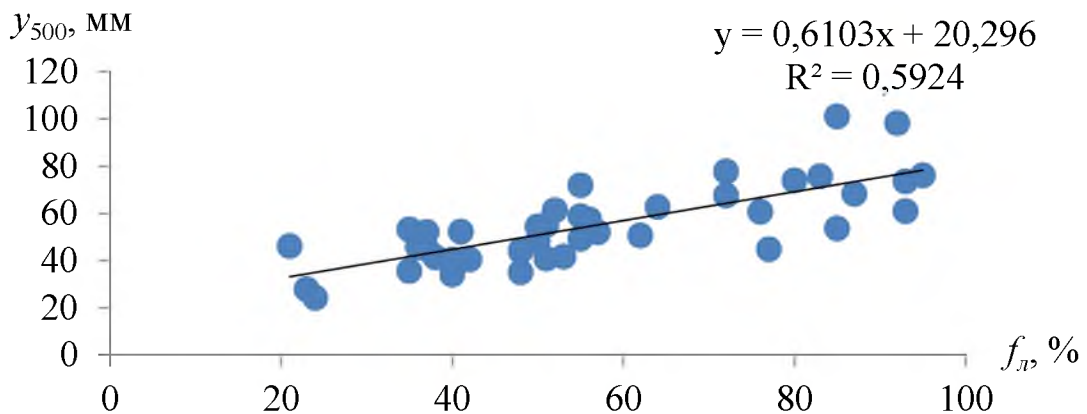


Рисунок 3.13 – Залежність приведених значень \bar{y}_{500} від відносної залісеності f_l (у %) для гірських річок Прикарпаття

На підставі залежностей (3.12) і (3.13):

$$\bar{y}_H = \bar{y}_{500}k_H = k_H[\bar{y}_{500;50} + \alpha_l(f_l - 50)]. \quad (3.28)$$

Вираз у квадратних дужках, запишемо за допомогою коефіцієнта впливу лісу k_L , тобто:

$$\bar{y}_{500;50} + \alpha_L (f_L - 50) = \bar{y}_{500;50} k_L \quad (3.29)$$

Тоді:

$$k_L = 1 + \frac{\alpha_L}{\bar{y}_{500;50}} (f_L - 50) \quad (3.30)$$

Рівняння для визначення розрахункових шарів стоку матиме вигляд:

$$\bar{y} = \bar{y}_{500;50} k_H k_L \quad (3.31)$$

Відхилення розрахункових величин шарів стоку \bar{y}_m від вихідних значень (при $\alpha_n = 0,045$, $\bar{y}_{500} = 39,0$ мм, $\alpha_L = 0,204$ і $\bar{y}_{500;50} = 38$ мм) становить $\pm 4,6$ %, що в загальному відповідає точності даних по визначенню характеристик максимального паводкового стоку гірських річок Карпат.

Визначення характеристик схилового припливу для річок Прикарпаття під час проходження паводків у теплий період року. Часова нерівномірність схилового припливу. За своєю сутністю, часова нерівномірність схилового припливу визначається відношенням максимальної витрати води Q'_m до її середньої величини за період водопілля або паводку \bar{Q}'_m , тобто:

$$\frac{n+1}{n} = \frac{Q'_m}{\bar{Q}'_m}, \quad (3.32)$$

де $(n+1)/n$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового стоку [23].

В сучасній практиці найбільш ефективним методом визначення коефіцієнтів нерівномірності $(n+1)/n$, за відсутності воднобалансових станцій, запропоновано в [23]. Він полягає в визначенні n через елементи руслових гідрографів, зокрема,

через коефіцієнти часової нерівномірності руслового стоку $(m+1)/m$, що дорівнюють:

$$\frac{m+1}{m} = \frac{Q_m}{\bar{Q}_{T_n}} = \frac{q_m T_n}{Y_m}, \quad (3.33)$$

де q_m – максимальний модуль руслового стоку;

T_n – тривалість руслового стоку;

\bar{Q}_{T_n} – середня за паводок витрата води.

Узагальнення $(m+1)/m$ по території може бути відображено за допомогою площі водозборів F . Причому, верхнє граничне значення $(m+1)/m$ при $F \rightarrow 0$ являє собою шуканий параметр нерівномірності схилових гідрографів $(n+1)/n$.

Але існують деякі труднощі у визначенні параметра $(n+1)/n$. Вони пов'язані з недосконалістю засобів розчленування гідрографів, унаслідок чого тривалість паводків T_n може бути як завищеною, так і заниженою. Це відбивається на числових значеннях $(m+1)/m$ і тісноті регіональних залежностей $(m+1)/m = f(F)$.

Тому у [3] рекомендується обчислювати шуканий параметр з використанням середніх величин $\bar{Y}_m, \bar{T}_n, \bar{Q}_m$, тобто:

$$\frac{m+1}{m} = \frac{\bar{T}_n \bar{Q}_m}{\bar{Y}_m F} 86,4. \quad (3.34)$$

Для річок Прикарпаття коефіцієнти часової нерівномірності $(m+1)/m$ встановлювались за даними 45 водозборів, а потім узагальнювались в залежності від їх площ водозборів (рис. 3.14). Залежність виражена достатньо добре і може бути проєкстрапольована на вісь ординат з метою визначення $(n+1)/n$.

Отже, для річок Прикарпаття рекомендується використовувати $(n+1)/n$ на рівні 9,19, звідки $n=0,13$.

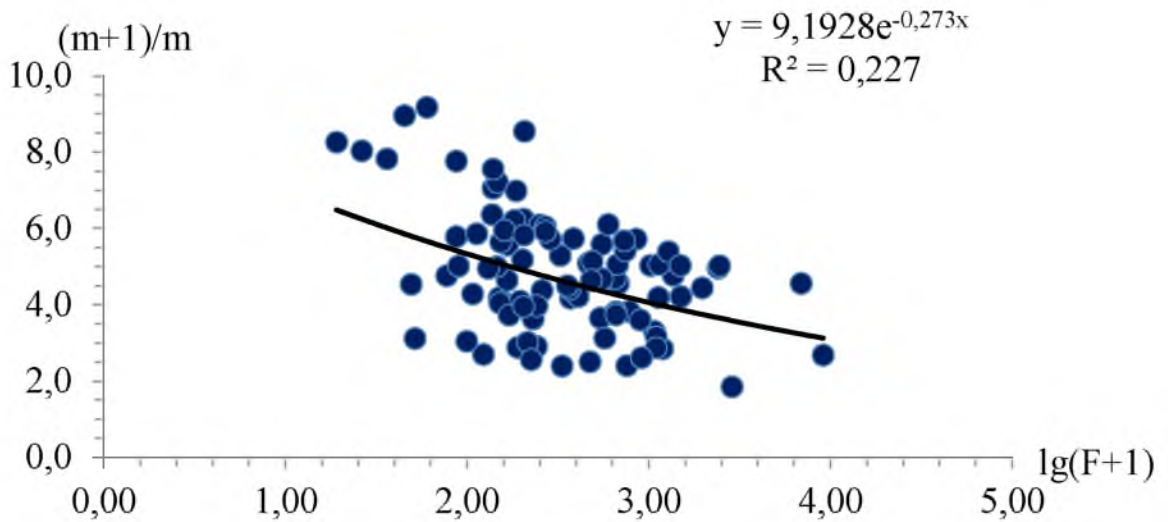


Рисунок 3.14 – Залежність коефіцієнтів часової нерівномірності руслового стоку від площі водозборів для гірських річок Прикарпаття

Просторове узагальнення T_0 дощових паводків на річках Прикарпаття. Враховуючи локальний характер паводкоформуєчих опадів, вихідні побудовання залежностей $T_0 = f(\varphi^{\circ} \text{пн.м.})$ у гірській місцевості не є ефективним науково-методичним прийомом. Тому, починаючи аналіз факторної обумовленості T_0 , доцільно починати з висотного положення водозборів, а потім поступово дослідити вплив на схилу зарегульованість паводкового стоку залісеності і заболоченості. Приведені величини $T_0 = (T_0)_{np}$ визначаються за рівнянням:

$$T_0 = \frac{T_0}{k_H \cdot k_L \cdot k_{\bar{\sigma}}}. \quad (3.35)$$

Осереднюються вони у межах розглядуваної території або районується.

Таким чином, автором при обґрунтуванні T_0 пропонуються методичні підходи, які спираються на структури об'ємного типу і операторні моделі.

Приступаючи до узагальнення T_0 по території, необхідно, як показано вище, проаналізувати вплив місцевих чинників на тривалість схилового припливу

(залісеності і заболоченості) і географічного положення водозборів. Дослідження місцевих факторів здійснювалось в основному за басейновим принципом.

Щоб з'ясувати ступінь впливу на тривалість схилового припливу дощових паводків кожного з місцевих чинників, необхідно спочатку виключити вплив висотного положення водозборів. З цією метою були побудовані залежності вигляду $T_0 = f(H_{cp})$, які показані на рис. 3.5.

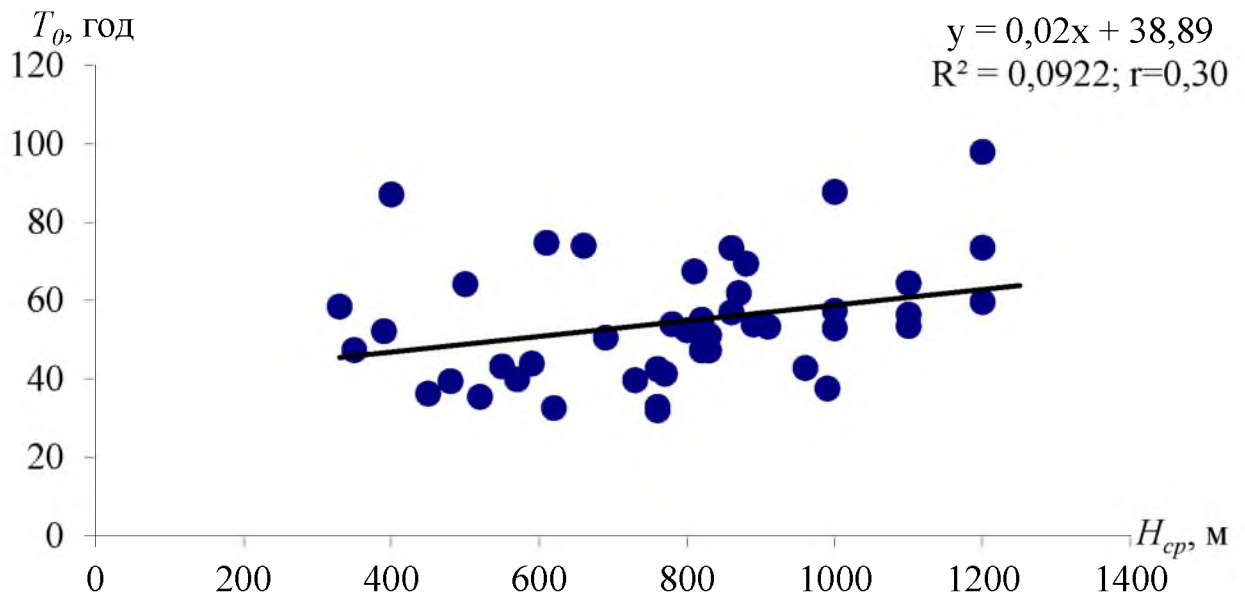


Рисунок 3.15 – Залежність тривалості схилового припливу (год.) дощових паводків теплого періоду від висотного положення водозборів річок Прикарпаття

З рис. 3.15 видно, що тривалість схилового припливу дощових паводків на річках Передкарпаття загалом підкоряється висотній поясності, причому із збільшенням висоти водозборів T_0 збільшується. Отримана залежність дозволяє привести всі дані до однієї висоти, наприклад, $H_{cp} = 500$ м, тобто:

$$(T_0)_{H=500} = T_0 - a_H(H - 500), \quad (3.36)$$

де $(T_0)_{H=500}$ – приведені до умовної висоти 500 м значення тривалості схилового припливу дощових паводків;

a_H – кутовий коефіцієнт.

Тоді для Прикарпаття коефіцієнт впливу висотного положення водозборів на T_0 буде становить:

$$k_H = 1 + 0,41 \cdot 10^{-3} (H_{cp} - 500). \quad (3.37)$$

Приведені значення тривалості схилового припливу $(T_0)_{H=500}$ можна досліджувати на можливий вплив на їх величину залісеності водозборів f_L (рис. 3.16). Для Передкарпаття вплив лісу незначущий.

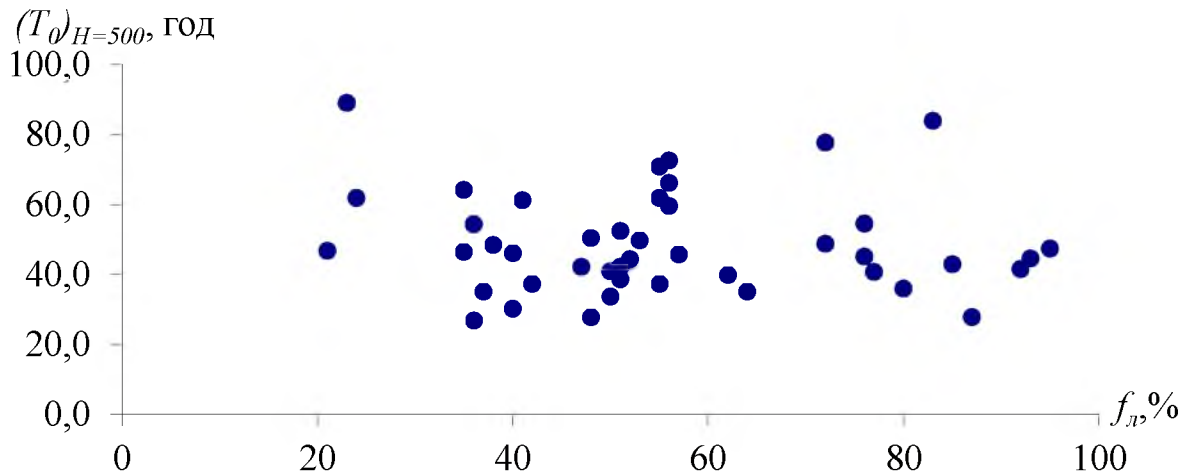


Рисунок 3.16 – Залежність приведених значень тривалості схилового припливу дощових паводків $(T_0)_{H=500}$ (год.) від залісеності водозборів на річках Прикарпаття

Заболоченість на гірських водозборах майже відсутня, тому не має сенсу виявляти її вплив [33].

Таким чином, досліджена тривалість схилового припливу на річках Прикарпаття порівняна з величинами T_0 знятих з карти (рис. 3.17) наведеної у [14], отримано, що похибка не перевищує $\pm 4,3 \%$. А тому для подальших розрахунків рекомендовано використовувати величини зняті з карти рис. 3.17.

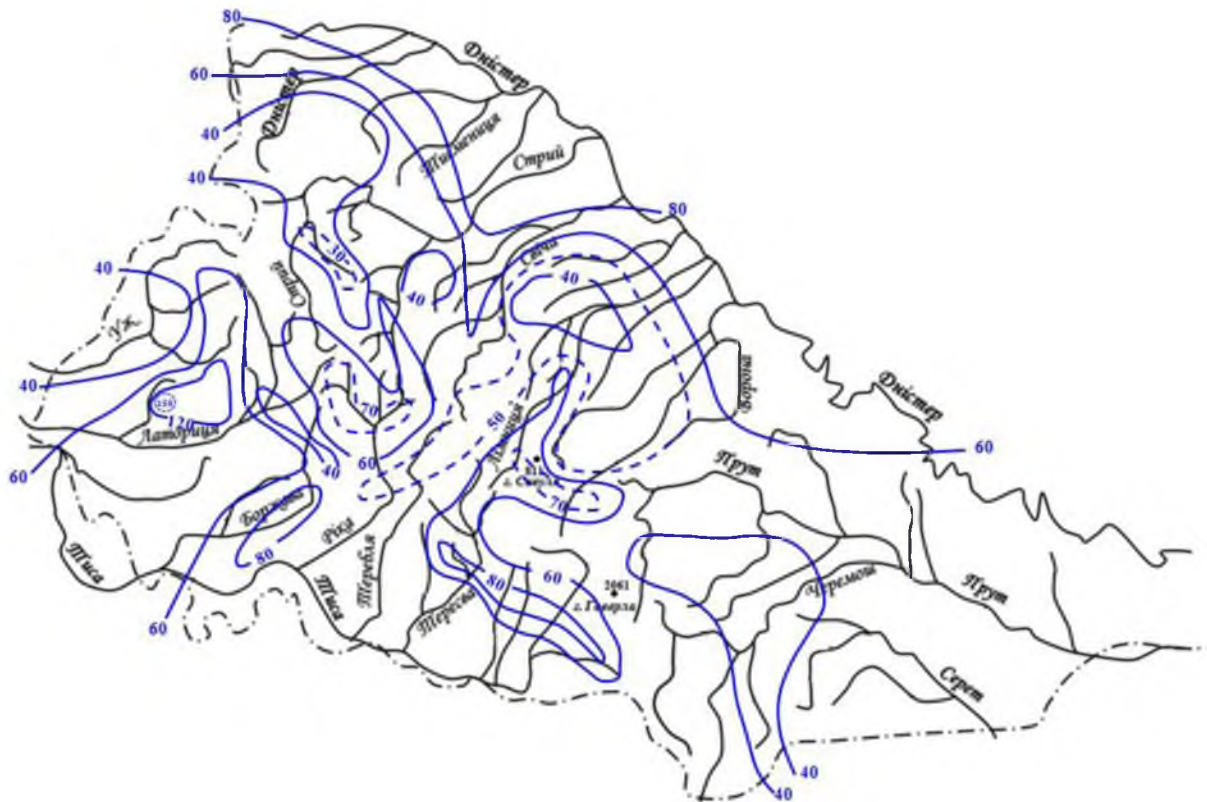


Рисунок 3.17 – Розподіл тривалості припливу води зі схилів у руслову мережу дощових паводків теплого періоду (год.), приведеної до $H_{cp} = 500$ м і

$f_d = 50\%$ на річках Українських Карпат [23]

Трансформація максимальних модулів схилового стоку під впливом часу руслового добігання. Як відзначалося вище, максимальний модуль стоку води зі схилів до руслової мережі q'_m під впливом трансформаційних ефектів, пов'язаних з переміщенням хвиль, їх регулюванням русло-заплатною ємністю і водоймами проточного типу (озерами, водосховищами, ставками) піддається редукції і тим у більшому ступені, чим більше розміри річок. Зупинимося на тій частині редукції q'_m , що обумовлена часом руслового добігання t_p , а також характером припливу води зі схилів до руслової мережі і будовою гідрографічної мережі.

Трансформаційна функція $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ визначається співвідношенням t_p / T_0

а) при $t_p/T_0 = 0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1,0; \quad (3.38)$$

б) при $0 < t_p/T_0 < 1,0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - 0,8423\left(\frac{t_p}{T_0}\right)^{0,12}; \quad (3.39)$$

в) при $t_p/T_0 \geq 1,0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0,1071 \frac{T_0}{t_p} \left[2 - 0,5283 \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^{1,0} \right]; \quad (3.40)$$

г) при $t_p \gg T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0. \quad (3.41)$$

Трансформація максимальних модулів схилового стоку під впливом русло-заплавного регулювання. У пропонуваній схемі русло-заплавне регулювання враховується за допомогою коефіцієнта ε_F . Слід відмітити, що русло-заплавна трансформація – одне з найменш досліджених питань у розрахункових схемах максимального стоку. Пов'язано таке положення насамперед відсутністю фактичних матеріалів спостережень і крайньою складністю процесів русло-заплавного водообміну і регулювання по довжині річок.

Слід зазначити, що виявляється чітко виражена закономірність убування ε_F (рис. 3.18) з ростом площі водозборів, також як і трансформаційної функції $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$. В загальному вигляді залежність коефіцієнта ε_F від площі водозборів може бути представлення рівнянням вигляду:

$$\varepsilon_F = e^{-a_3 \lg(F+1)}, \quad (3.42)$$

де a_3 - коефіцієнт.

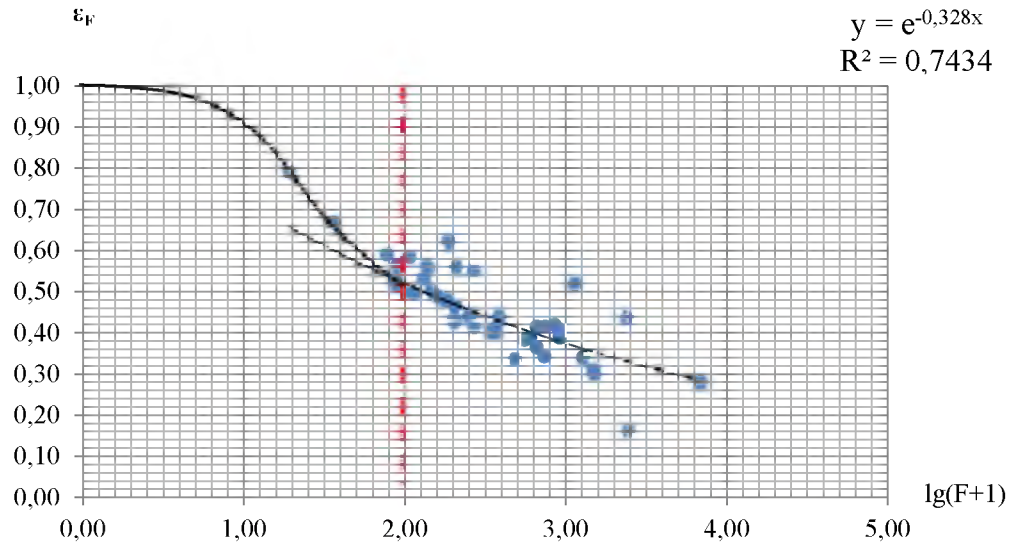


Рисунок 3.18 – Залежність коефіцієнтів русло-заплавного регулювання від площі водозборів для річок Прикарпаття

Коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F узагальнено по території Прикарпаття у вигляді:

- при $F > 100 \text{ км}^2$

$$\varepsilon_F = \exp[-0,350 \cdot \lg(F+1)]. \quad (3.43)$$

- при $F < 100 \text{ км}^2$ за табл. 3.10

Таблиця 3.10 – Коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F дощових паводків теплого періоду на річках Прикарпаття

$F, \text{ км}^2$	0	10	20	50	100
ε_F	1,00	0,91	0,79	0,60	0,52

Оцінка можливого впливу озер та водосховищ В басейнах річок Прикарпаття озерність не перевищує 1%, тому при розробці методики розрахунку максимального стоку дощових паводків на досліджуваній території враховувати їх не слід, згідно рекомендацій СНиП 3.01.14-83 [17].

3.2.4 Практична реалізація та оцінка запропонованої методики розрахунку максимального стоку дощових паводків гірських річок Прикарпаття

Надійність запропонованої методики можливо оцінити за допомогою відносної похибки розрахунків максимальних модулів стоку $|\Delta q_{1\%}|$.

Відносна похибка $|\Delta q_{1\%}|$ (у %) розраховується як відхилення розрахункових значень від вихідних даних, тобто:

$$|\Delta q_{1\%}| = \frac{|q_{1\%роз} - q_{1\%ф}|}{q_{1\%ф}} \cdot 100\%, \quad (3.45)$$

де $q_{1\%роз}$ – значення $q_{1\%}$, визначені в результаті перевірочних розрахунків за формулою (3.15);

$q_{1\%ф}$ – фактичні значення $q_{1\%}$, визначені в результаті статистичної обробки вихідних рядів максимальних витрат води дощових паводків.

Таким чином, для того, щоб розрахувати $q_{1\%}$ у межах Передкарпаття за формулою (3.15), необхідно мати такий мінімум вихідних даних: площу водозборів F (км²), довжину річок L (км), середньозважений уклон річок I (‰).

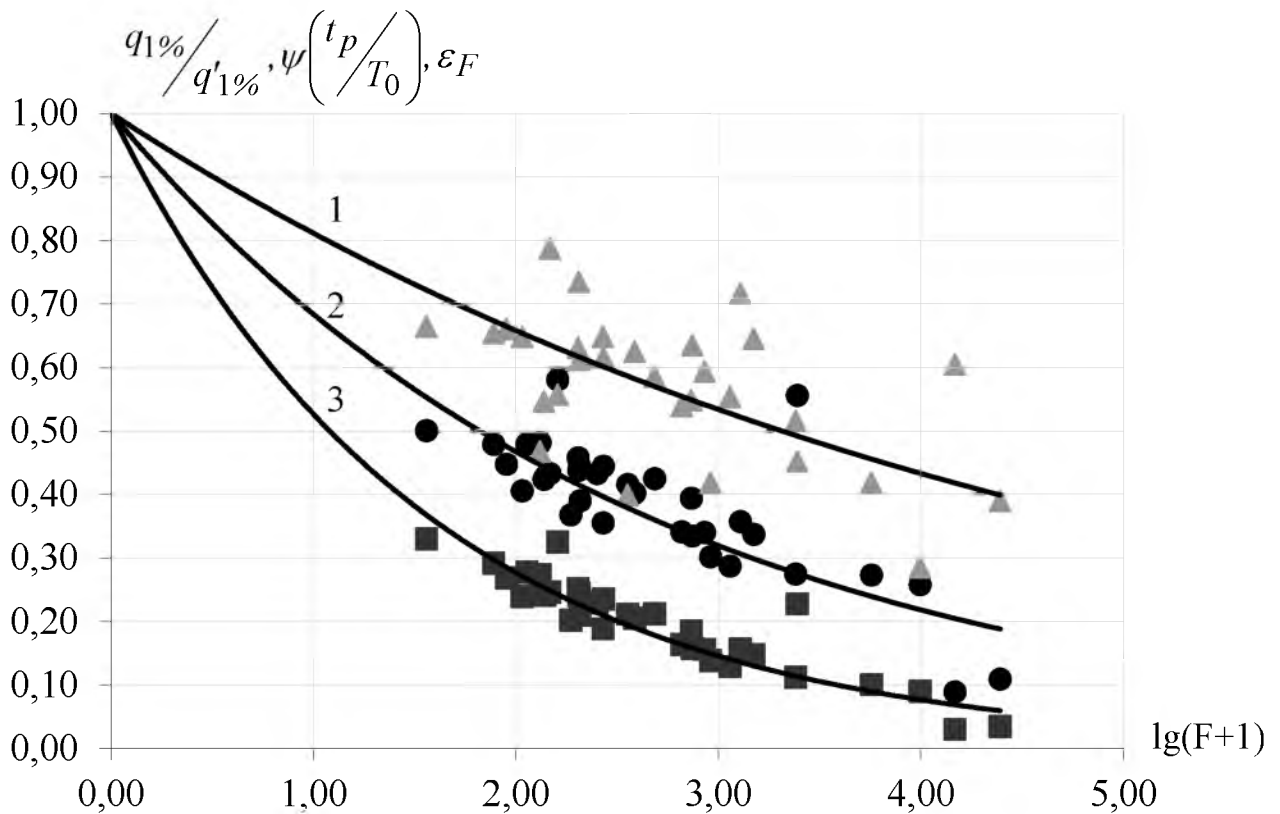


Рисунок 3.19 – Трансформаційні функції максимального стоку дощових паводків у межах Передкарпаття:

$$1 - \psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right); \quad 2 - \epsilon_F; \quad 3 - \frac{q_{1\%}}{q'_{1\%}}.$$

Порядок розрахунку:

1. Для розрахунку максимального модуля схилового припливу $q'_{1\%}$:

- коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу $\frac{n+1}{n}$ узагальнено

по території на рівні 9,19;

- тривалість припливу води зі схилів до руслової мережі T_0 узагальнено по території у вигляді карти ізоліній (рис. 3.17);

- шар стоку $Y_{1\%}$ визначається за допомогою регіонального рівняння (3.31) в залежності від середньої висоти водозборів $H_{сер}$, м.

3. Трансформаційна функція $\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ розраховується в залежності від співвідношення $\frac{t_p}{T_0}$ (при $n = 0,13$ і $m = 1,0$) за рівняннями (3.38)-(3.41), причому тривалість руслового добігання t_p визначається як співвідношення гідрографічної довжини річки L до швидкості добігання V_D .

3. Коефіцієнт русло-заплавного регулювання ε_F визначається за допомогою регіонального рівняння (3.43) в залежності від площі водозборів F .

Точність запропонованої методики знаходиться на рівні 18,9 % при точності вихідної інформації по максимальному стоку $\sigma_{Q_{1\%}} = 16,5\%$. Це дозволяє рекомендувати запропоновану методику як регіональну для визначення максимальних витрат води у межах річок Передкарпаття без якихось доробок.

4 РЕАЛІЗАЦІЯ РЕГІОНАЛЬНОЇ МЕТОДИКИ ВИЗНАЧЕННЯ РІЧНОГО СТОКУ В БАСЕЙНІ Р. ДЕСНА

Метою дослідження, яка стосується цього розділу, є оцінка просторово-часової мінливості параметрів річного стоку, аналіз ступеня впливу місцевих факторів на ці параметри та узагальнення розрахункових характеристик по території базуючись на сучасних даних.

Для рішення цієї задачі вибраний басейн р. Десна, яка є найдовшою лівою притокою Дніпра. Українська частина басейну розташована на крайній півночі Лівобережної України в поліській і лісостеповій зонах Придніпровської низовини.

Попередньо була виконана статистична обробка часових рядів середньорічних модулів річного стоку за методами моментів та найбільшої правдоподібності по 36 гідрологічних постах досліджуваної території. Отримані такі результати: значення середньорічних модулів стоку змінюється від 3,06 л/с·км² до 5,60 л/с·км². Середня квадратична похибка в середньому по басейну р. Десна складає $\sigma_{q_{cp}} = 5,5 \%$.

Коефіцієнти варіації змінюються від 0,19 до 0,56, це свідчить про те, що в цілому для річного стоку в басейні р. Десна характерна висока ступень мінливості у рядах середньорічних модулів стоку. Точність коефіцієнтів варіації $\sigma_{C_V} = 12,8 \%$.

При відсутності або недостатності гідрологічної інформації фахівці звертаються до карт ізоліній гідрологічних величин.

Для встановлення критеріїв використання побудованих карт необхідно визначити наявність залежності картованого параметра від площі водозбору. При побудові графіків зв'язку норми та мінливості річного стоку від площі водозбору для території було отримано поля точок, виходячи з яких виділення розрахункової залежності неможливе. Для коефіцієнта варіації характерне деяке зниження його абсолютних значень від мінімальних площ водозборів до великих, проте виділити розрахункову залежність для цієї території неможливо.

Отримані залежності також не можуть використовуватися як розрахункові. Таким чином, норма та коефіцієнт варіації річного стоку підлягають картуванню для річок з площею водозбору від 100 км² до 50000 км². Нижня межа площ водозбору визначається обмеженістю даних спостережень за стоком на менших річках, верхня межа відповідає категорії великих рік з полізональним гідрологічним режимом, визначення стоку цих водних об'єктів можливе з використанням даних стаціонарної мережі спостережень.

4.1 Просторове узагальнення норми річного стоку по басейну р. Десна

Приступаючи до узагальнення норми річного стоку по території басейну р. Десна, слід перевірити наявність залежності величини норми річного стоку від широтного положення водозборів для річок басейну р. Десна (рис. 4.1). Але з іншого боку на величину норми річного стоку можуть також впливати місцеві фактори (лісистість та заболоченість) досліджуваного району (рис. 4.2).

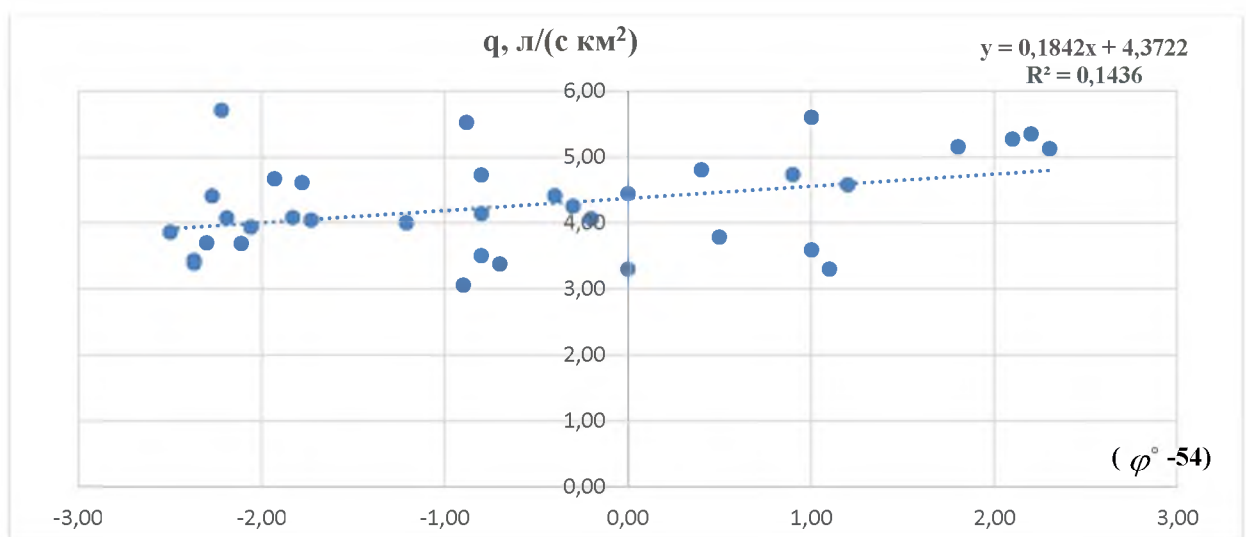


Рисунок 4.1 – Залежність модулів річного стоку (норми стоку) від широтного положення водозборів в басейні р. Десна

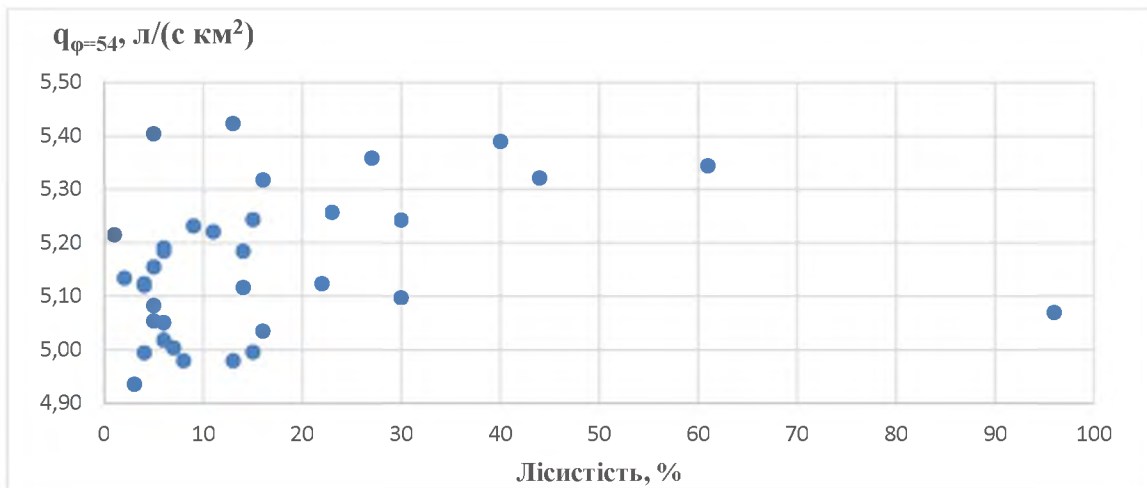


Рисунок 4.2 – Графік зв'язку норми річного стоку від лісистості водозборів в басейні р. Десна

Значимих регіональних залежностей норми річного стоку від лісистості водозборів не виявлено.

Щодо заболоченості, то її вплив на середнє значення за багаторічний період не досліджувався, оскільки в басейні р. Десна вона майже відсутня.

Таким чином, прийнято рішення картувати величину норми річного стоку для річок басейну р. Десна, що базуються на даних по 2015 рік (рис. 4.3).

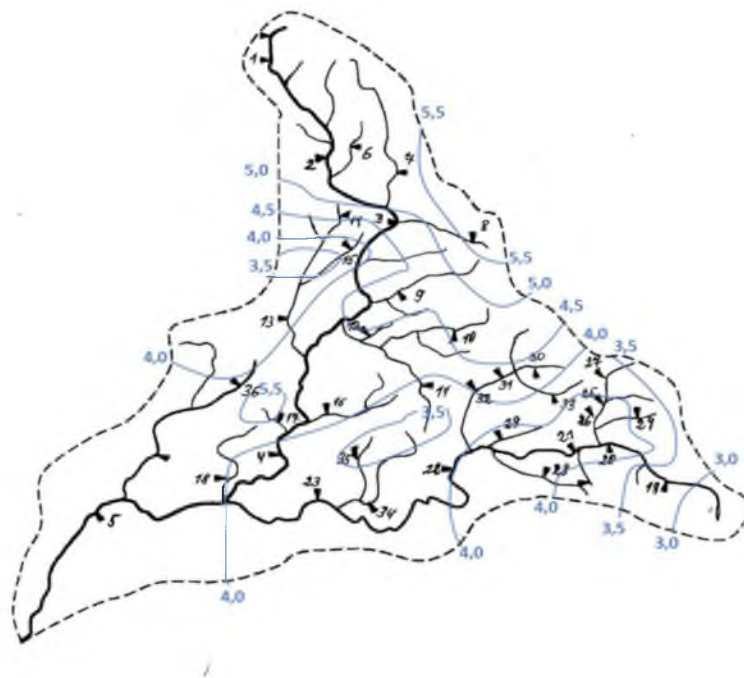


Рисунок 4.3 – Карта ізоліній норми річного стоку для річок басейну р. Десна

4.2 Перевірочні розрахунки

Для перевірки точності побудови карти ізоліній норми річного стоку були зняті значення з карти та порівняні з величинами розрахованими за результатами статистичної обробки (табл. 4.1).

Похибка карти складає $\pm 4,0 \%$, що задовольняє вимогам нормативного документа [1] для визначення норми річного стоку та вихідній інформації $\sigma_{cp}=5,5 \%$.

4.3 Мінливість річного стоку

Мінливість річного стоку як і норма стоку, відноситься до кількісних характеристик, які мають безпосереднє практичне використання. Мінливість є причиною коливань величин річного стоку. Коефіцієнт варіації C_v річного стоку є характеристикою багаторічної мінливості ряду стоку: чим більше значення коефіцієнта варіації, тим більший розмах коливань величин стоку відносно середнього багаторічного значення [2].

Коефіцієнти варіації були обчислені з використанням методів моментів і найбільшої правдоподібності [3]. Змінюються вони у досить широких межах від 0,19 до 0,56 при середній квадратичній похибці на рівні $\sigma_{C_v} \% = 12,8$, що задовольняє вимогам нормативного документа [1].

4.4 Узагальнення коефіцієнтів варіації часових рядів річного стоку в басейні р. Десна

Для узагальнення коефіцієнтів варіації часових рядів річного стоку в басейні р. Десна були побудовані залежності коефіцієнтів варіації від широти геометричних центрів водозборів та від площ водозборів (рис. 4.4, 4.5) [4].

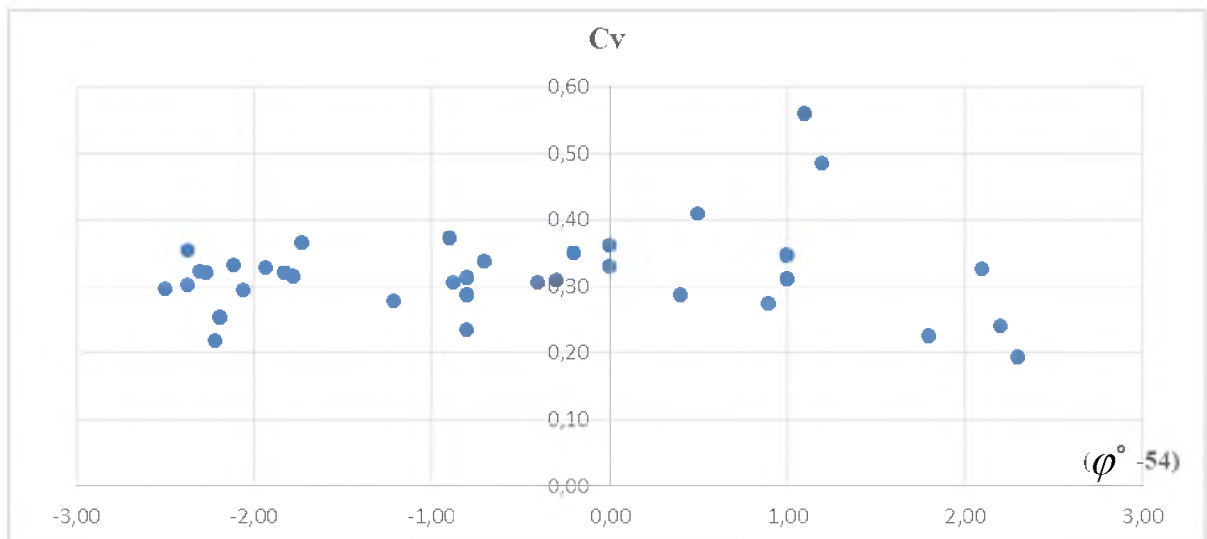


Рисунок 4.4 – Залежність коефіцієнтів варіації від широтного положення центрів водозборів

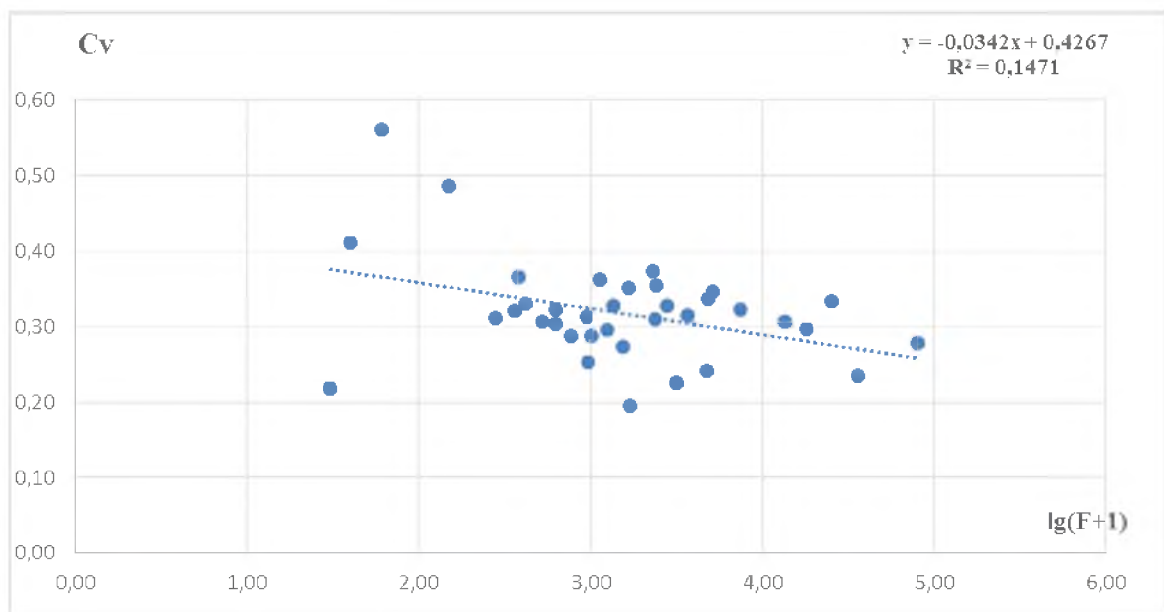


Рисунок 4.5 – Залежність коефіцієнта варіації від площі водозборів

На підставі рівняння, яке описує залежність на рис. 4.5 отримано регіональну формулу:

$$C_v = 0,4267 - 0,0342 \lg(F + 1). \quad (4.1)$$

При необхідності встановлення характеристик річного стоку різної забезпеченості необхідно крім q_{cp} і C_v також знати коефіцієнт асиметрії. Він представляє собою 3-й центральний момент, тобто:

$$C_s = \frac{\sum_{i=1}^n (K_i - 1)^3 n}{C_v^3 (n-1)(n-2)}. \quad (4.2)$$

Оскільки формула (4.2) потребує досить тривалих рядів, які в гідрології відсутні, то параметри C_s встановлюється шляхом осереднення по території відношення C_s / C_v [5]. Для басейну р. Десна пропонується прийняти в якості розрахункового C_s значення цього відношення для розглядуваної території $C_s / C_v = 2,5$.

4.5 Перевірочні розрахунки

Перевірочні розрахунки коефіцієнтів варіації, отриманих за регіональною формулою (4.2) виконувались за допомогою формули :

$$\Delta C_v = \frac{|C_{vp} - C_{v\phi}|}{C_{v\phi}} \cdot 100\% . \quad (4.3)$$

Отримані результати приведені в табл. 4.2. Середнє значення $\Delta C_v = 14,8$, що відповідає вихідній інформації $\sigma_{C_v} = 12,8\%$ по стоку річок і вимогам СНіП 2.01.14-83 ($\sigma_{C_v} \leq 15\%$) [1].

Це свідчить про те, що запропоновану методику можна використовувати для визначення розрахункової характеристики річного стоку – C_v , за відсутністю даних спостережень в басейні р. Десна.

5 РЕАЛІЗАЦІЯ РЕГІОНАЛЬНИХ МЕТОДИК ПРОГНОЗУВАННЯ ХАРАКТЕРИСТИК СТОКУ В БАСЕЙНІ Р. ПІВДЕННИЙ БУГ

5.1 Фізико-географічні умови формування стоку в басейні р. Південний Буг

5.1.1 Географічне положення річкового басейну Південного Бугу

Південний Буг – річка на південному заході України. Довжина – 806 км. Площа басейну складає 63 700 км². Єдина велика річка України, яка повністю протікає на її території [1]. Район басейну річки Південний Буг є цілісним, складається з басейну р. Південний Буг та перехідних вод [2], [3].

Виток Південного Бугу розташований у Поділлі, на схід від Волочиська і 90 км на захід від Хмельницького з боліт на Подільській височині, звідти тече на схід через Вінницю, поблизу якої змінює напрям на південно-східний і впадає у Бузький лиман, а потім утворює з Дніпром Дніпро-Бузький лиман. Далі тече по близь міста Ольвія і впадає у Чорне море. У верхів'ях тече заболоченою місцевістю у низьких берегах; у середній течії – у глибокій долині; маються пороги. Далі річка виходить на Причорноморську низовину [1], [4] – [6].

5.1.2 Фізико-географічні особливості формування річкового стоку

Басейн Південного Бугу розташований в межах трьох геоструктур цих районів: верхня частина басейну розміщена на Волино-Подільській височині, середня його частина – в межах Придніпровської височини, нижня течія належить до Причорноморської низовини [1], [4] – [5].

Частина басейну річки, розташованого на височинах, звичайно являє собою горбисту рівнину сильно розчленовану (вріз досягає 50-100 м) долинами річок, балок і ярів з виходами скельних порід.

Нижня течія характеризується рівним рельєфом з оголеннями на берегах вапняків і мергелів. Річка Південний Буг бере початок в піднесеній частині вільного

Подільського плато в 2 км на північний захід від с. Холодець Волочиського району Хмельницької області. Впадає в лиман Дніпро-Бугський, утворюючи нижче гирло р. Інгул (м. Миколаїв).

Ґрунти. До ґрунтоутворюючих порід лісостепової зони в межах даного басейну відносяться четвертинні відкладення й вихідні на поверхню продукти вивітрювання крейдових мергелів, третинних вапняків, піщаників, третинні піски й щільні балтські глини, а також продукти вивітрювання магматичних порід у межах поширення Українського кристалічного щита [1], [4] – [6].

Південь території здебільшого покривають південні чорноземи, а також каштанові ґрунти. За механічним складом вони є суглинистими. Основною ґрунтоутворюючою породою є лес. Ця порода відзначається слабкою стійкістю до розмиву, наслідком чого є значне надходження наносів у річки.

Рослинність. В межах лісостепової зони знаходиться велика частина басейну Південного Бугу. По географічному районуванню ця територія включає наступні округи: Дніпровсько-Бугський з дубовими лісами і луговими степами, правобережно-південно-західний з дубовими і грабово-дубовими лісами, лугові степи. Центральноподільський з грабово-дубовими, степові ділянки майже не збереглися Правобережно-центрального (з дубовими і грабовими лісами і луговими степами). Правобережно-північно-західний (з грабово-дубовими і дубовими лісами, лугами і луговими степами)

Територія характеризується сильною розчленованістю (глибока врізаність древніх ерозійних форм), поширенням крутосхильних поверхонь, перевагою великих площ зернових і просапних культур, стрімким таненням снігів і частих злив. Біля 60-70 % всієї площі округів задіяна процесами площинного змиву. Природна рослинність займає тільки 12 % всієї площі. З них 11 % доводиться на ліси, близько 1 % – на луки й 0,5 % – на болота. Степи збереглися тільки на дуже незначних, непридатних для землеробства ділянках [1], [4] – [6].

5.1.3 Вплив кліматичних умов на водний режим р. Південний Буг та загальна характеристика річкового стоку

Кліматична характеристика району надана за [1], [7], а також за довідковими виданнями [8] – [10].

Територія описуваного району є дуже складною в кліматичному відношенні місцевістю. Термічний режим залежить від радіаційних чинників і властивостей повітряних потоків, які надходять на дану територію. Суттєву роль відіграє підстильна поверхня, рослинний і сніговий покрив.

У холодний період року суттєву роль відіграють циркуляційні процеси. В результаті циркуляції відбувається часта зміна повітряних мас, унаслідок чого температура холодного сезону відрізняється великою нестійкістю. Описувана територія підлегла дії теплих повітряних мас, які надходять з Середземного моря, а також частим входженням повітря з Атлантичного океану. Тому для зимового сезону характерні похмура погода, тумани і відлиги, при яких добова температура підвищується до 5 °С і вище.

Температури повітря. Середні місячні температури повітря в зимовий період (з грудня по лютий) змінюються в межах від (-3,4 °С) – (-6,6 °С) у північно-східній частині басейну Південного Бугу до (-2,4 °С) – (-4,8 °С) у південній, з найнижчими температурами повітря в січні.

У літній період циклонічна діяльність загасає, температура стає більш стійкою. Головну роль відіграє місцева трансформація повітряних мас. Найбільш теплим місяцем є липень із середньою місячною температурою повітря 18,7-21,4 °С в басейні р. Південний Буг.

Весна починається з переходом температури повітря через 0 °С і руйнування стійкого снігового покриву. Весна настає близько 11.03 на півдні, потім просувається на північ, де вона становить приблизно 16-17.03. Найбільш жарка частина літа (з середньою добовою температурою вище 15 °С) продовжується 3-4 місяці, приблизно з другої декади (на півдні) до останньої декади серпня.

Настання осені пов'язане з переходом температури через 10 °С. Триває осінь 2-3 місяці. У другій половині осіннього періоду можливі потепління, для пізньої осені характерна похмура погода. Найбільш холодна частина зими збігається з переходом температури повітря через -5 °С, що зазвичай відбувається в першій декаді січня. Зима триває 2-3 місяці [7], [8].

Глибина промерзання ґрунту визначається, головним чином, тривалістю морозного періоду і мінімальними негативними значеннями температур. На описуваній території промерзання ґрунту можливе в листопаді і на деяких станціях може досягати 5-8 см. Проте на більшості станцій промерзання ґрунту починається в грудні. У січні і лютому середня глибина промерзання ґрунту по всій території досягає найбільших значень (в середньому до 40-56 см). У березні промерзання ґрунту можливе лише в окремі роки і відзначається повсюдно менше, ніж у 50 % зим [9].

Опади. Атмосферні опади відрізняються значною мінливістю по роках. Річні суми опадів коливаються від 570 мм на півдні до 654 мм – на півночі. В окремі періоди можуть спостерігатися посухи. На даній території на протязі всього року атмосферні опади визначаються головним чином циклонною діяльністю. У літній період істотну роль відіграють і внутрішньо масові опади, пов'язані з розвитком конвекції. На побережжі Чорного моря випадає найменша кількість опадів. У Південному степу за рік випадає 400 мм опадів, а на самому побережжі Чорного моря – близько 300 мм. Південно-західні схили отримують приблизно на 100 мм більше, ніж північно-східні на тих же висотах [7].

У рівнинній частині України кількість опадів, що випали за добу, становить 150-175 мм в різних фізико-географічних зонах. На узбережжі абсолютні максимуми за добу складають найменші суми в порівнянні з іншими районами України, а саме 110-150 мм.

Сніговий покрив у межах досліджуваної території характеризується значною нестійкістю. Середнє число днів зі сніжним покривом (ст. Хмельницький АМСГ) становить 82 днів [7], [9]. Середня дата появи стійкого сніжного покриву – 27.12, руйнування – 6.03.

Максимальні снігозапаси (Sm), а також дати їхньої появи змінюються із року в рік у широких межах. Самі ранні строки настання Sm відносять до третьої декади січня (а іноді й раніше) – першій декаді лютого, найбільш пізні – до другої-третьої декади березня [10].

Значення Sm змінюються від 60 мм до 65 мм у північній частині басейну Південного Бугу, до 35-40 мм – у південній його частині. В окремі зими сніжний покрив практично відсутній.

Вітровий режим описуваної території визначається умовами загальної циркуляції атмосфери й особливостями рельєфу [7]. У східній частині басейну річки Південний Буг переважає північний та північно-східний напрямок вітру. Середньорічні швидкості вітру коливаються від 3,5-4 м/сек. Великі швидкості вітру найбільш часто мають місце в березні, коли навіть його середньомісячна величина майже повсюдно перевищує 3,0 м/с. У басейні Південного Бугу протягом теплого періоду нерідкі суховії.

Водний режим визначається кліматичними, гідрогеологічними, орографічними і гідрографічними особливостями території. Досліджуваний район знаходиться в різко змінних кліматичних і орографічних умовах, у зв'язку з чим процеси формування стоку на різних його частинах вельми складні і обумовлюють істотні відмінності у водному режимі [1], [10].

Режим меженного стоку. Літня і зимова межінь на цих річках характеризується стійкістю, маловодістю і значною тривалістю; осінні підйоми спостерігаються після обложних дощів. Інколи межінь порушується невеликими дощовими паводками. Річний хід рівня на річках різних гідрологічних районів неоднаковий. Формування літньо-осінніх і зимових паводків, проходить за рахунок атмосферних опадів. Поряд з ним на річці спостерігається лише три періоди короткочасної межені в січні, липні і вересні.

Рівневий режим річки характеризується низькою літньою меженню, яка іноді переривається при проходженні дощових паводків та осінньо-зимовими підйомами води. Літньо-осіння межень встановлюється в середині травня на початку червня. Найменші рівні спостерігаються в липні-серпні, на пригирловій

ділянці – в вересні-жовтні. Найнижчі рівні зимової межени спостерігаються в кінці грудня – в першій половині січня. Середньорічна витрата води р. Південний Буг біля с. Олександрівка (в районі Південно-Української АЕС) становить 92,1 м³/с. Мінералізація води у цьому створі становить: літньо-осіння межень – 674 мг/дм³; зимова межень – 701 мг/дм.

Річки Північно-Західного Причорномор'я характеризуються короткочасними весняними паводками, які відбуваються в лютому-березні, та дощовими повеннями влітку. Для літньо-осіннього періоду характерно низький стік річок Північно-Західного Причорномор'я. Зимова межень на цих річках більш висока, оскільки відбувається поповнення запасів підземних вод за рахунок осіннього зволоження, а також при відлизі.

Режим стоку весняного водопілля. Водопілля на річці Південний Буг нерідко проходить декількома хвилями, що особливо проявляється при ранніх скресаннях і поверненнях холодів. Доволі часто, водопілля ускладнюється та підсилюється весняними дощами, що випадають.

В середньому, водопілля в верхів'ї Південного Бугу починається 5 березня, а в районі замикаючого створу (р. Південний Буг – смт Олександрівка) – 26 лютого. Найбільш рання із середніх дат початку водопілля відзначена в пунктах Синюха – Синюхин Брід і Ятрань – Покотилове – 24.02.

Проходження максимальних витрат води, в середньому, по території, спостерігається 15 березня і тільки у верхів'ї досліджуваної річки це явище спостерігається 20 березня. Триває водопілля, у середньому, від 40 діб до 60 діб. Закінчення водопілля на річці Південний Буг залежить від площ водозборів річок, у даному басейні. Найбільш пізня із середніх дат закінчення водопілля відзначена в пункті Південний Буг – смт Олександрівка – 05.05 [10], [11].

5.1.4 Гідрометеорологічна вивченість території

Об'єктом дослідження є басейн р. Південний Буг, з його основними притоками – річками Рів, Соб, Савранка, Кодима, Синюха, Інгул, а також деякі

річки північно-західного Причорномор'я (міжріччя Дністра і Південного Бугу). Для характеристики меженного і максимального стоку весняного водопілля – шарів стоку та максимальних витрат води використані матеріали режимних видань за багаторічний період спостережень (станом на 2015 р.) [11]. Розміщення гідрологічних постів та метеостанцій показано на рис. 5.1.



▼ – гідрологічний пост; ● – метеорологічна станція

Рисунок 5.1 – Гідрометеорологічна мережа спостережень в басейнах р. Південний Буг і малих річок північно-західного Причорномор'я

Діапазон водозбірних площ охоплює басейни за розміром від 36,5 км² (р. Південний Буг – с. Чорнява) до 46200 км² (р. Південний Буг – смт Олександрівка). Найбільша кількість гідрологічних постів (74 % від загального їх числа), мають величини площ водозборів до 5000 км². Кількість постів, розташованих на річках з площами водозборів 5001 км² – 10000 км² становить 6 %, 10001 км² – 20000 км² – 9 %, а з площами більшими за 20000 км² – 11 %.

Тривалість стокових спостережень на річках змінюється від 7-9 років (р. Південний Буг – с. Самчинці, р. Удич – с. Ягубець, р. Південний Буг – с. Селище,

р. Сухий Ташлик – с. Липняжка та ін.) до 102 років (р. Південний Буг – смт Олександрівка).

Причому 22 гідрологічних поста (42 % від загальної кількості) мають ряди спостережень більші ніж 50 років, на 9 постах (17 %) тривалість рядів складає 30-50 років. Ряди тривалістю 21-30 років є на 6 гідрологічних постах (11 %), а менші за 20 років – на 16 постах.

Дані спостережень за метеорологічними [8] та агрометеорологічними [9] чинниками весняного водопілля (температурою повітря, опадами, запасами води в сніговому покриві, глибиною промерзання ґрунтів, запасами продуктивної вологи в шарі ґрунту) здійснюють 26 метеостанцій, рівномірно розміщених по території (див. рис. 5.1).

5.2 Регіональні обґрунтування та узагальнення розрахункових параметрів методики прогнозу меженного стоку в басейні р. Південний Буг

5.2.1 Методичні основи регіональної методики прогнозу меженного стоку літньо-осіннього періоду річок в басейні р. Південний Буг

В основу прогнозу витрат води меженного періоду покладено рішення рівняння водного балансу. Прогнозна величина стоку за якийсь відрізок часу може бути представлена у вигляді [12], [13]:

$$\sum_n^{n+t} Q \Delta t = W_C + W_B - P_T + W + \sum_n^{n+t} Q_n \Delta t + \sum_n^{n+t} Q_D \Delta t, \quad (5.1)$$

де $\sum_n^{n+t} Q \Delta t$ – стік за час t ;

n – дата випуску прогнозу;

W_C, W_B, W – відповідно запаси води в сніговому покриві, на поверхні басейну і в русловій мережі в момент часу n ;

$\sum_n^{n+t} Q_n \Delta t$ – стік підземних вод за час Δt від дати n до дати $n+t$;

$\sum_n^{n+t} Q_D \Delta t$ – стік, який викликаний опадами за час Δt від n до дати $n+t$;

P_T – втрати талого стоку, якщо сніг в басейні повністю тане.

Практично розробка методики прогнозу полягає в будові кореляційних залежностей типу:

$$\bar{Q}_{t+\Delta t} = f(Q_t), \quad (5.2)$$

де $\bar{Q}_{t+\Delta t}$ – середня витрата води за період часу Δt , м³/с;

Q_t – витрата води у замикаючому створі річки на дату випуску прогнозу t , м³/с.

Період часу Δt прийнятий за одну декаду.

Наявність даної залежності для конкретної річки встановлюється шляхом побудови такої залежності за даними багаторічних спостережень та оцінки точності отриманої прогнозової залежності. Ці залежності, встановлюються для окремих місяців літньо-осіннього і зимового періодів. Точність прогнозів при цьому буде тим вища, чим менший вплив дощів на стік меженного періоду в даному районі дослідження.

За дату t , на яку визначаються величина Q_t , тобто дату складання прогнозу декадного стоку, приймається 10, 20-те, чи 30(31)-те число кожного місяця.

5.2.2 Формування бази вихідних даних

Для розробки методики територіального прогнозу середньодекадних витрат води меженного стоку були взяті дані про щоденні та середньодекадні витрати води за період літнього і осіннього (червень – вересень) сезонів з 1980 р. по 2015 р. для опорних гідрологічних постів річок басейну Південного Бугу з даних Державного

водного кадастру [11]. За подальші роки (за період до 2020 р.) вихідні дані залучено з системи Автоматизованого робочого місця гідролога [14], Гідрологічних щорічників та офіційного сайту Українського гідрометцентру ДСНС України [15]. Вихідні дані для розробки методики прогнозу середньодекадних витрат води сезонного меженного стоку річок в басейні р. Південний Буг сформовано в базі даних в Excel. До розробки методики залучені й річки північно-західного Причорномор'я (міжкріччя р. Дністер – р. Південний Буг) – Тилігул і Великий Куяльник.

Перелік опорних постів для розробки регіональної методики прогнозу середньодекадних витрат води меженного літнього, осіннього і зимового стоку річок в басейні р. Південний Буг:

- а) р. Південний Буг – с.Тростянчик (17400 км² площа водозбору);
- б) р. Південний Буг – с.Підгір'я (24600 км² площа водозбору);
- в) р. Велика Вись – с.Ямпіль (2820 км² площа водозбору);
- г) р. Синюха – с.Синюхін Брід (16700 км² площа водозбору);
- д) р. Ятрань–с.Покотилове (2140 км² площа водозбору);
- е) р. Рів – с.Демидівка (1130 км² площа водозбору);
- ж) нижньої течії Південного Бугу та річок Причорномор'я:
- з) р. Кодима – с. Катеринка(2390 км² площа водозбору);
- и) р. Чорний Ташлик – с. Тарасівка (2230 км² площа водозбору);
- к) р. Інгул – с. Новогорожене (6670 км² площа водозбору);
- л) р. Тилігул – с. Березівка (3170 км² площа водозбору);
- м) р. Великий Куяльник – с. Северинівка (1840 км² площа водозбору).

Вихідні дані для розробки методики прогнозу середньо декадних витрат води меженного літньо-осіннього стоку річок басейну р. Південий Буг та північно-західного Причорномор'я сформовано в базі даних Excel.

5.2.3 Побудова та узагальнення прогнозних залежностей для прогнозів літньо-осіннього меженого стоку річок

В основу прогнозу витрат води річок басейну р. Південний Буг для літньо-осіннього періоду покладено рішення рівняння водного балансу (5.1) у вигляді залежності (5.2) але узагальнених для низки постів однорідного за умовами формування річкового стоку. За даними про витрати води (модулі стоку) (на дату випуску прогнозу та середні за декаду) річок в басейні р. Південний Буг були побудовані залежності виду (5.2) для місяців літньо-осіннього періоду.

Залежності для короткострокових прогнозів середньодекадних модулів стоку (за серпень, липень, червень, вересень) річок в басейні р. Південний Буг (1980-2015 рр.) представлені на рис. 5.2-5.5.

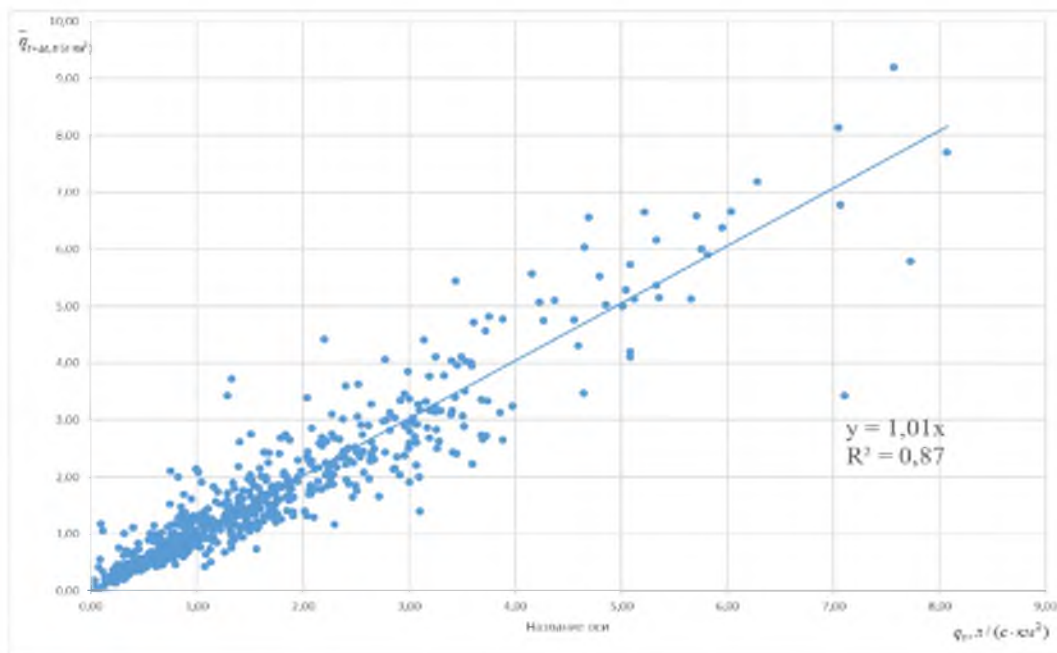


Рисунок 5.2 – Залежність для короткострокових прогнозів середньодекадних модулів стоку (за червень) річок в басейні р. Південний Буг (1980-2015 рр.)

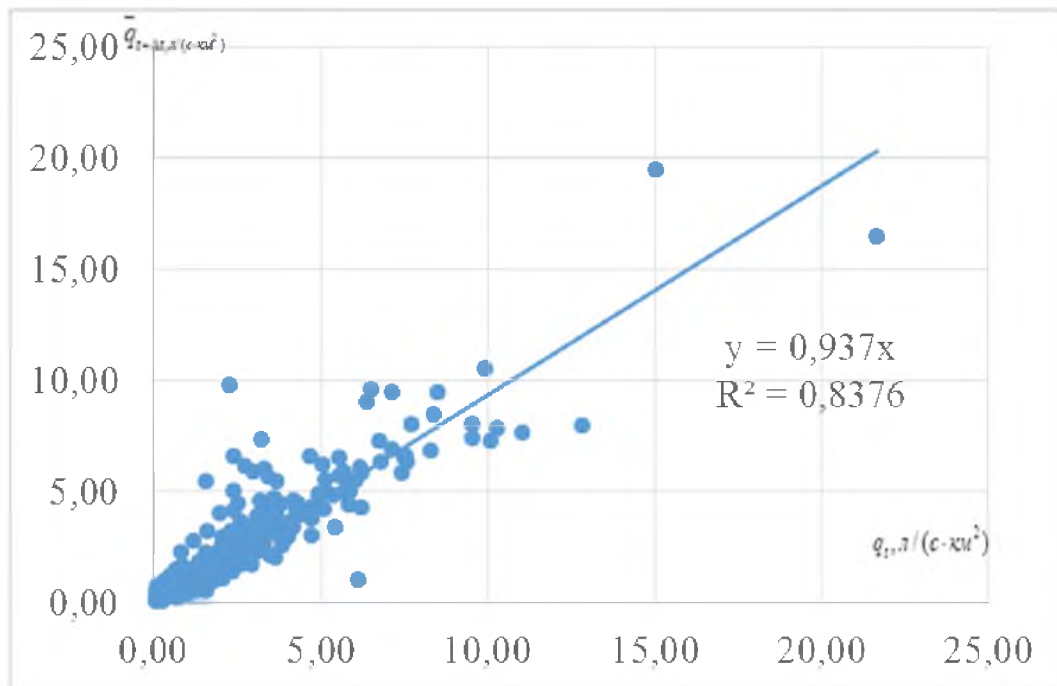


Рисунок 5.3 – Залежність для короткострокових прогнозів середньодадних модулів стоку (за липень) річок в басейні р. Південний Буг (1980-2015 рр.)

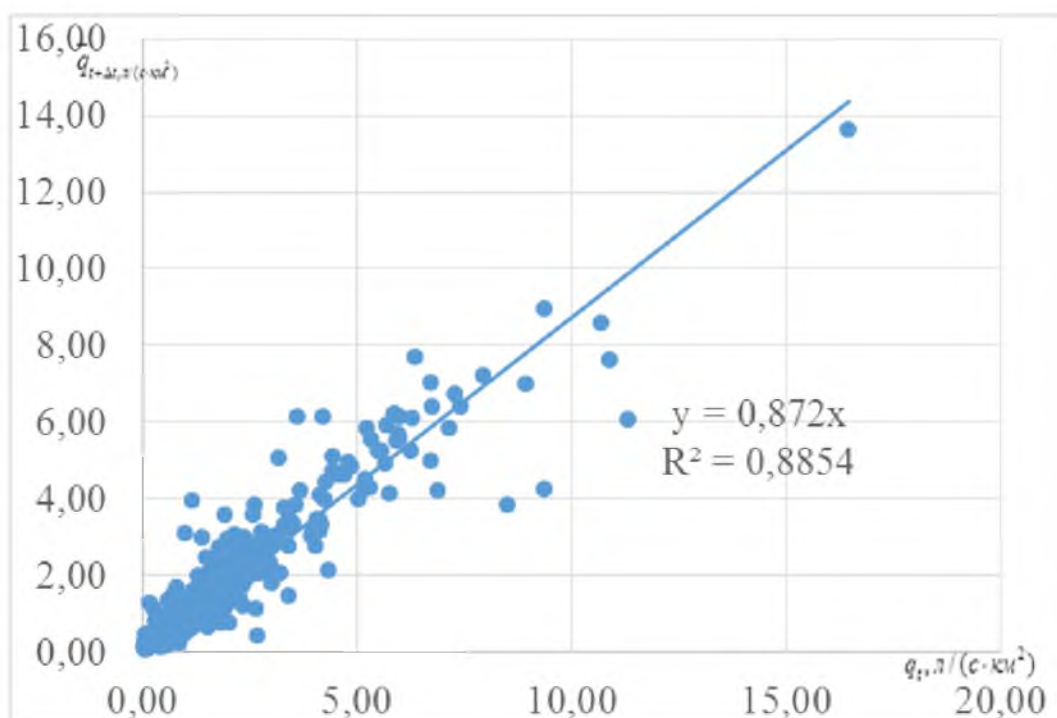


Рисунок 5.4 – Залежність для короткострокових прогнозів середньодадних модулів стоку (за серпень) річок в басейні р. Південний Буг (1980-2015 рр.)

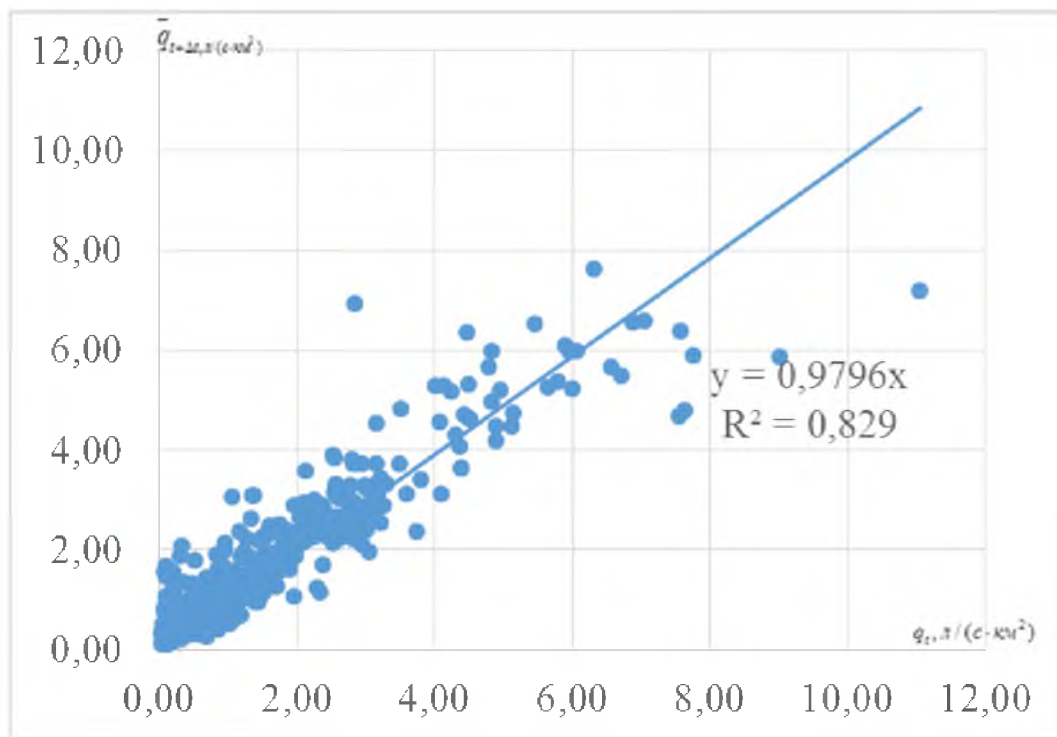


Рисунок 5.5 – Залежність для короткострокових прогнозів середньодекадних модулів стоку (за вересень) річок в басейні р. Південний Буг (1980-2015 рр.)

На графіках деякі точки значно відхиляються від лінії тренду, що пов'язано зі значними кількостями опадів, які випали за період завчасності прогнозу або при їх недостатньої кількості.

Параметри залежностей для просторових короткострокових прогнозів меженного стоку річок розглядуваної території та коефіцієнти кореляції зв'язків r наведені у табл. 5.1.

Таблиця 5.1 – Параметри залежностей для просторових короткострокових прогнозів меженного стоку річки Південний Буг $\bar{q}_{t+10} = f(q_t)$

Басейн річки	Період прогнозу							
	червень		липень		серпень		вересень	
	рівняння	r	рівняння	r	рівняння	r	рівняння	r
Південний Буг	$y = 1,01x$	0,93	$y = 0,94x$	0,92	$y = 0,87x$	0,94	$y = 0,98x$	0,91
річки нижньої течії Південного Бугу та річок Причорномор'я	$y = 0,95x$	0,91	$y = 0,80x$	0,84	$y = 0,81x$	0,83	$y = 0,99x$	0,94

5.2.4 Оцінка регіональної методики короткострокових прогнозів меженного стоку в басейні р. Південний Буг

За критерій якості методики прогнозів приймається [16], [17] відношення середньої квадратичної похибки S до середнього квадратичного відхилення σ_{Δ} .

Середнє квадратичне відхилення змін прогнозованої величини за період завчасності прогнозу від норми цієї змінної σ_{Δ} від норми обчислюється по формулі [16], [17]:

$$\sigma_{\Delta} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\Delta_i - \bar{\Delta})^2}{n-1}}, \quad (5.3)$$

де Δ_i – зміна прогнозованої величини за період завчасності прогнозу (різниця між кінцевим та початковим значенням);

$\bar{\Delta}$ – середнє значення цих змін;

n – число членів ряду.

Методика прогнозу може вважатися практично ефективною, якщо похибки прогнозу не перевищують допустиму похибку ($\delta_{\text{дон}}$).

Виходячи з припущення про те, що похибка будь-якого прогнозу випадкова, а розподіли похибок підпорядковуються нормальному закону, за допустиму похибку приймається ймовірне відхилення значень прогнозованого елемента (наприклад, шару стоку) від середнього у вигляді [16], [17]:

$$\delta_{\text{дон}} = \pm 0,674 \cdot \sigma_{\Delta}. \quad (5.4)$$

Мірою точності методики прогнозу є середня квадратична похибка перевірених прогнозів (S), яка при числі членів ряду не менше 25 обчислюється як

$$S = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Q_i - Q'_i)^2}{n}}. \quad (5.5)$$

Тут Q_i і Q'_i – спостережене і передбачене значення гідрологічного елементу, відповідно.

Методика прогнозу є прийнятною для практики, якщо забезпеченість припустимої похибки перевірочних прогнозів не менше, ніж на 10 % перевищує забезпеченість ймовірного відхилення прогнозованої величини від його норми.

Оцінка регіональної методики прогнозу середньодекадних витрат води меженого літньо-осіннього стоку річок басейну р. Південний Буг була виконана за перевірними прогнозами середньодекадних витрат води за період 1980-2015 рр. та представлена у зведеній табл. 5.2.

Таблиця 5.2 – Оцінка регіональної методики прогнозу середньо-декадних витрат води за літньо-осінній період річок басейну р. Південний Буг (1980-2015 рр.)

Місяць	σ_{Δ} , л/(с·км ²)	$\delta_{доп}$, л/(с·км ²)	S , л/(с·км ²)	S/σ_{Δ}	P , %
Басейн р. Південний Буг					
Червень	0,62	0,42	0,50	0,80	76
Липень	0,98	0,66	0,79	0,81	88
Серпень	0,69	0,46	0,52	0,76	85
Вересень	0,52	0,35	0,55	1,06	70
Басейни річки нижньої течії Південного Бугу та річок Причорномор'я					
Червень	0,32	0,22	0,27	0,84	86
Липень	0,37	0,25	0,33	0,89	80
Серпень	0,26	0,18	0,26	0,98	88
Вересень	0,20	0,13	0,16	0,81	91

Отже методика просторового прогнозу середніх за декаду витрат води меженого літньо-осіннього стоку річок басейну р. Південний Буг та річок Причорномор'я оцінюється як задовільна, так як забезпеченість допустимої похибки P складає більше 70 % (від 70 % до 91 %), а критерій якості та ефективності

методики відношення S/σ коливається в основному в межах 0,70 – 0,84, при числі членів ряду більше 500 точок.

Слід зазначити, що для річок басейну р. Південний Буг для вересня місяця методика має незадовільну оцінку. Це пов'язано з тим, що в цьому місяці збільшується кількість опадів, які впливають на точність прогнозів. Похибки прогнозів можна дещо скоротити якщо використовувати поточне коректування поточних прогнозів середньо декадних витрат води меженного періоду [12].

Але ж методика просторового прогнозу меженного літньо-осіннього стоку річки Південний Бугу дозволяє випускати прогнози середніх за декаду витрат води для будь якої річки басейну, не залежно від наявності регулярних спостережень за стоком води. В подальшому методика буде уточнюватися.

Основні результати з розробки регіональної методики прогнозування сезонного меженного стоку річок р. Південний Буг та річок Причорномор'я для забезпечення сталого водокористування представлені в науковій статті авторів проекту [19], а також тезисах Другого Всеукраїнського гідрометеорологічного з'їзду та наукових конференцій [18] – [23].

5.2.5 Практична реалізація і адаптація регіональної методики прогнозу меженного стоку річок в басейні р. Південний Буг

Для визначення забезпеченості прогнозних величин середньодекадних витрат води літньої, осінньої та зимової межени в роботі був встановлений емпіричний розподіл середньомісячних витрат води в зазначені сезони межени (за період 1981-2015 рр.) в басейнах річок в басейні р. Південний Буг (рис. 5.6 – рис. 5.7). З графіків емпіричного розподілу, для кожної прогнозної величини середньодекадних витрат води знімаються їх забезпеченості настання у багаторічному періоді $P\%$.

Методика визначення ймовірнісних характеристик при прогнозуванні меженних витрат води річок басейну Південного Бугу представлена в роботах авторів проекту [19], [23], [24].

В прогностичному регіональному методі короткострокових прогнозів величин меженного стоку річок в басейні р. Південний Буг пропонується для оцінки розмірів очікуваної межени у кожному році, представляти прогнозні величини витрат води на підставі карт модулів меженного стоку \bar{q}'_{t+10} , л/(с·км²). Одночасно з картами прогнозних значень модулів стоку меженного періоду надається й карта ймовірності перевищення прогнозних величин у багаторічному розрізі (P %) у будь-якій частині території, незалежно від стану її гідрометеорологічної вивченості.

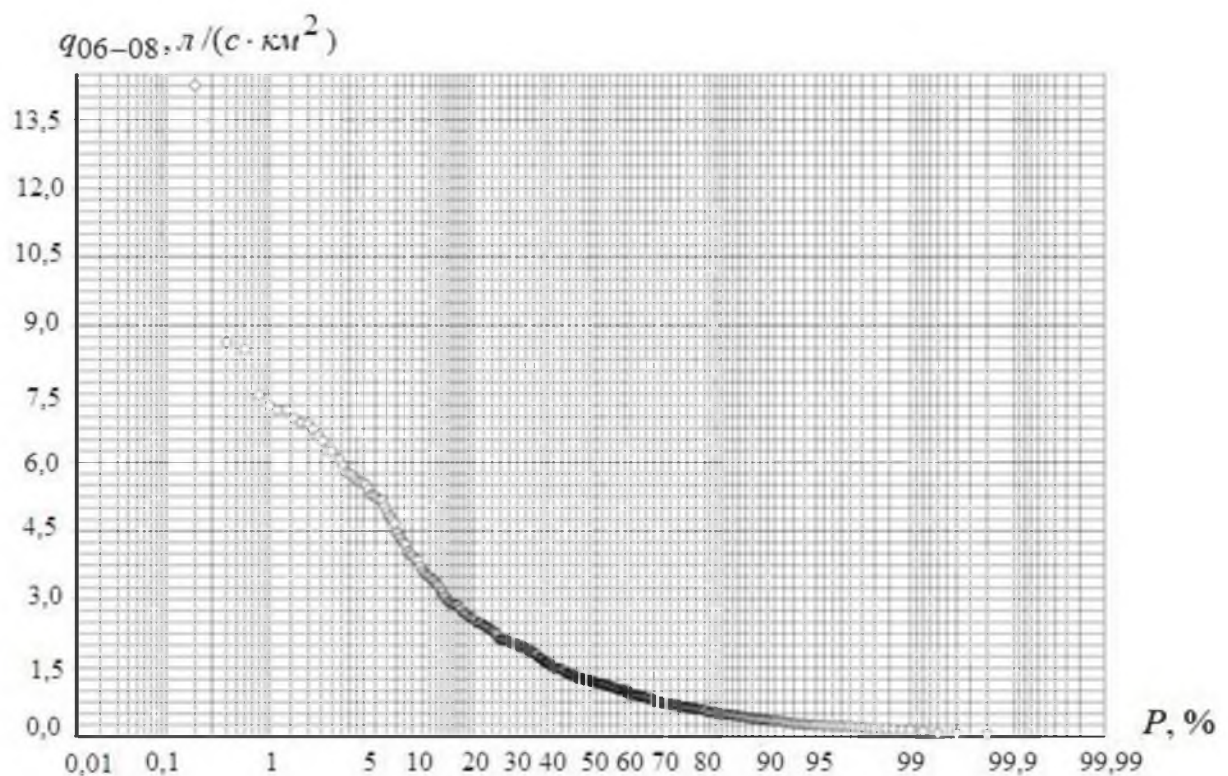


Рисунок 5.6 – Емпіричний розподіл середньомісячних витрат води періоду літньої межени в басейні р. Південний Буг (за період 1981-2015 рр.)

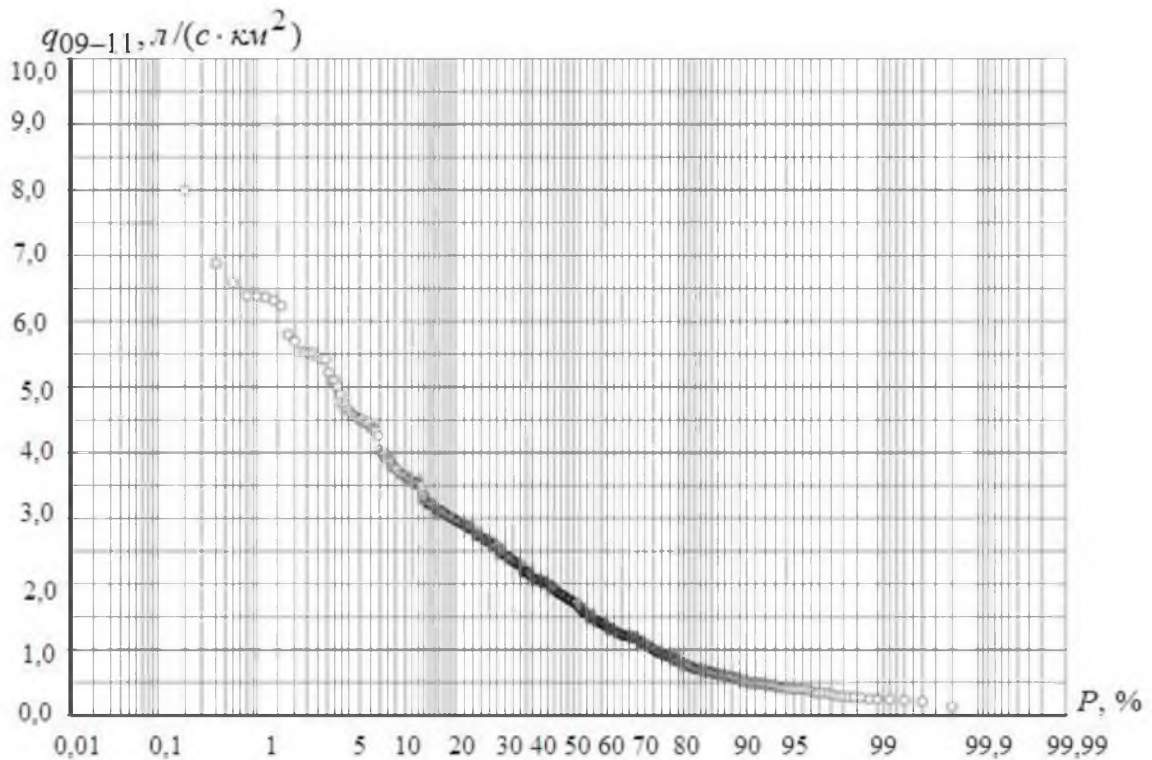


Рисунок 5.7 – Емпіричний розподіл середньомісячних витрат води періоду осінньої межні в басейні р. Південний Буг (за період 1981-2015 рр.)

Використання таких карто-схем прогнозних модульних коефіцієнтів межених витрат води дозволяє здійснити просторовий моніторинг та оцінити ступінь маловоддя на річці Південний Буг, включаючи й ті річки, по яких спостереження за стоком відсутні, а їх ймовірнісні характеристики – надавати оцінку можливого виникнення низького стоку, навіть при досягненні його значень близьких до екологічних витрат води.

Практична схема прогнозування меженого стоку річок за регіональною методикою в басейні р. Південний Буг виконана при випуску прогнозу середніх за період, що становить одну декаду ($\Delta t = 10$ діб), витрат води по місяцях літньої та осінньої межні на річках в басейні р. Південний Буг відбувається за такою схемою:

1. з автоматизованої системи АРМ-гідро виписуються витрати води Q_t , м³/с на дату випуску прогнозу;

2. витрати води Q_t , м³/с на дату випуску прогнозу перераховуються у модулі стоку q_t , л/(с·км²) за формулою $q_t = Q_t/F \cdot 1000$, л/(с·км²);
3. по прогностичних рівняннях для кожного місяця розглядуваного періоду (табл. 5.1) за даними про модулі стоку q_t , л/(с·км²) (на дату складання прогнозу) прогнозуються середньодекадні модулі стоку \bar{q}'_{t+10} , л/(с·км²), які перераховуються в \bar{Q}'_{t+10} , м³/с;
4. з графіків емпіричних кривих забезпеченості для прогнозних величин середньодекадних витрат води встановлюються їх забезпеченості (P %);
5. виконується представлення прогнозних величин середньодекадних витрат води та їх ймовірстних величин у вигляді карто-схем розподілу по території;
6. після закінчення періоду прогнозу за даним щоденних витрат води (взяті з автоматизованої системи АРМ-гідро) розраховуються середні за декаду витрати води \bar{Q}_{t+10} , м³/с;
7. розраховується похибка прогнозу за формулою $\delta = \bar{Q}_{t+10} - \bar{Q}'_{t+10}$, м³/с;
8. здійснюється оцінка справджуваності прогнозу за співвідношенням $\delta/\delta_{дон}$.

Авторами [19], [23] були побудовані карто-схеми розподілу по території прогнозних величин середньодекадних витрат води та їх ймовірстних величин при використанні програми Surface Mapping System Surfer Version 11.6.1159. Розподіл по території прогнозних величин середньодекадних модулів стоку літньої межні (для третьої декади серпня 2020 р.) на річках басейну Південного Бугу представлені на рис. 5.8.

За емпіричним розподілом середньомісячних витрат води у серпні (рис. 5.6) побудована карта розподілу по території забезпеченості прогнозних величин середньодекадних витрат води літньо-осінньої межні (для третьої декади серпня 2020 р.) на річках басейну Південного Бугу, що представлена на рис. 5.9.

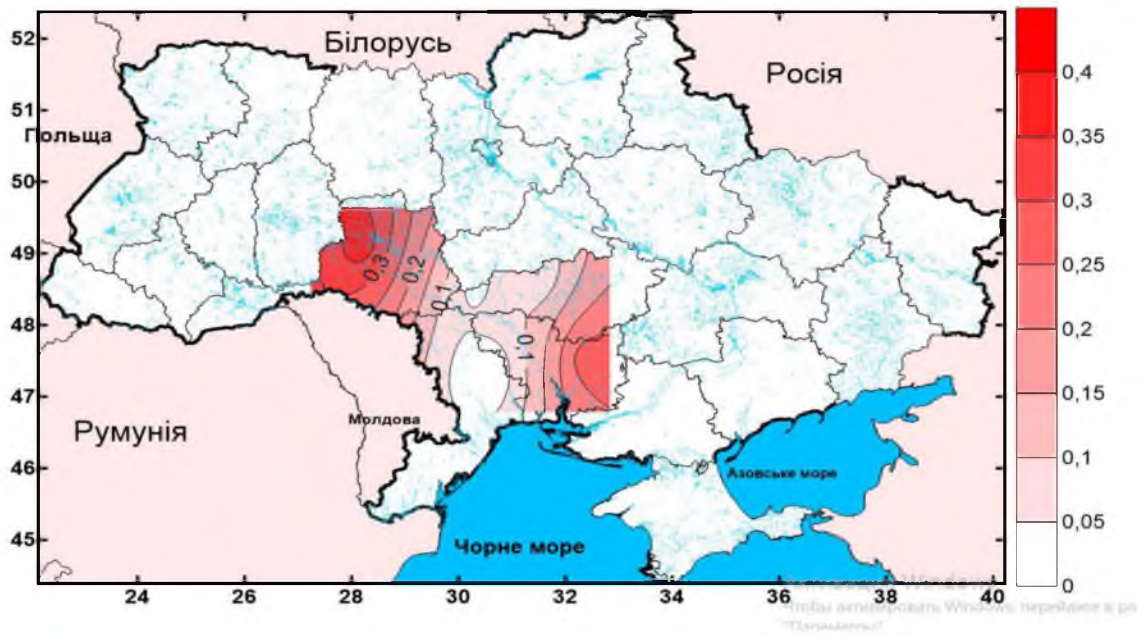


Рисунок 5.8 – Карто-схема прогнозних величин середньодадних модулів стоку періоду літньої межени (3 декада серпня) 2020 р. в басейнах річок Південного Бугу та Причорномор'я

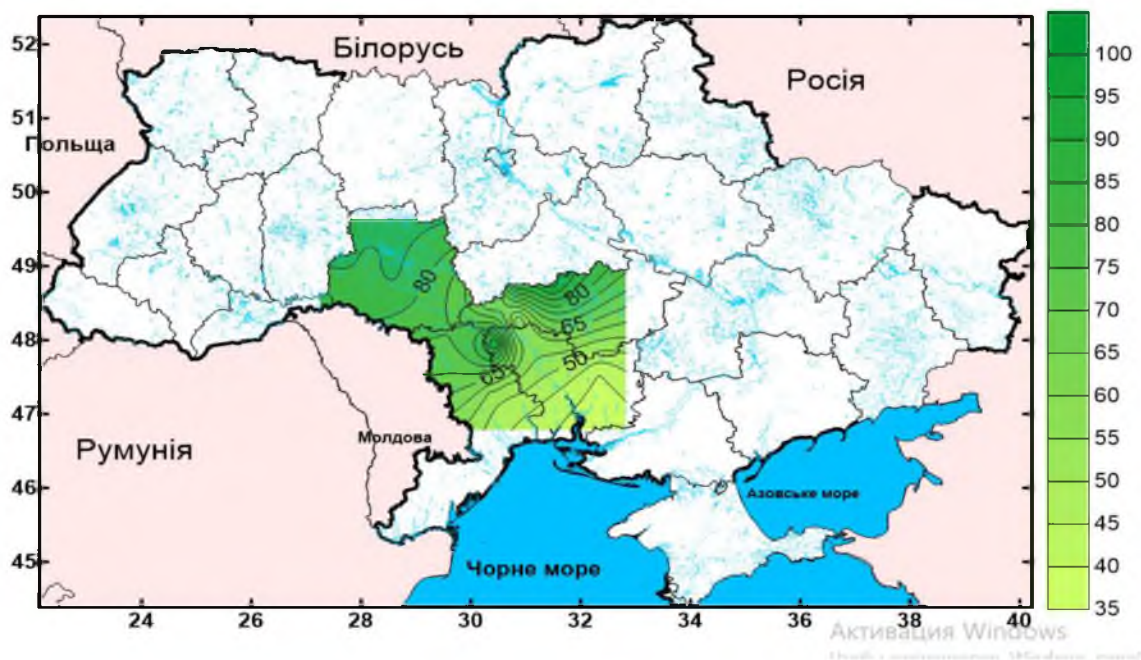


Рисунок 5.9 – Карто-схема прогнозних забезпеченостей середньодадних витрат води періоду літньої межени (3 декада серпня) 2020 р. в басейнах Південного Бугу та Причорномор'я

Модулі стоку \bar{q}_{t+10} змінюються в верхів'ях і середній течії Південного Бугу від 0,4-0,2 л/(с·км²) при забезпеченості P % 85-75 % до 0,1-0,05 л/(с·км²) при P % 65-50 % – в нижній течії. Слід відзначити, що для річок Тилігул і Великий Куяльник у третю декаду липня 2020 р. прогнозувалося їх пересихання, але забезпеченість таких нульових модулів стоку становить 50-55 %.

Побудовані на дату випуску прогнозу карто-схеми надають можливості здійснювати просторовий моніторинг меженного стоку річок та випускати прогнози витрат води у цей період в конкретному пункті території, навіть для тих річок, по яких спостереження за стоком відсутні. Крім того, такі карти дають змогу здійснити моніторинг майбутньої водності річок у найближчу декаду, навіть при досягненні значень витрат води близьких до найменших витрат води за багаторічний період.

5.3 Регіональні обґрунтування та узагальнення розрахункових параметрів методики територіальних довгострокових прогнозів максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг

5.3.1 Вихідні дані для розробки методики довгострокового прогнозування характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг в межах районування басейну за умовами формування весняного водопілля річок

Розробка методики довгострокового прогнозу характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг виконана в межах виділених районів та підрайонів однорідних за умовами формування весняного стоку (рис.5.10)[25]-[27].

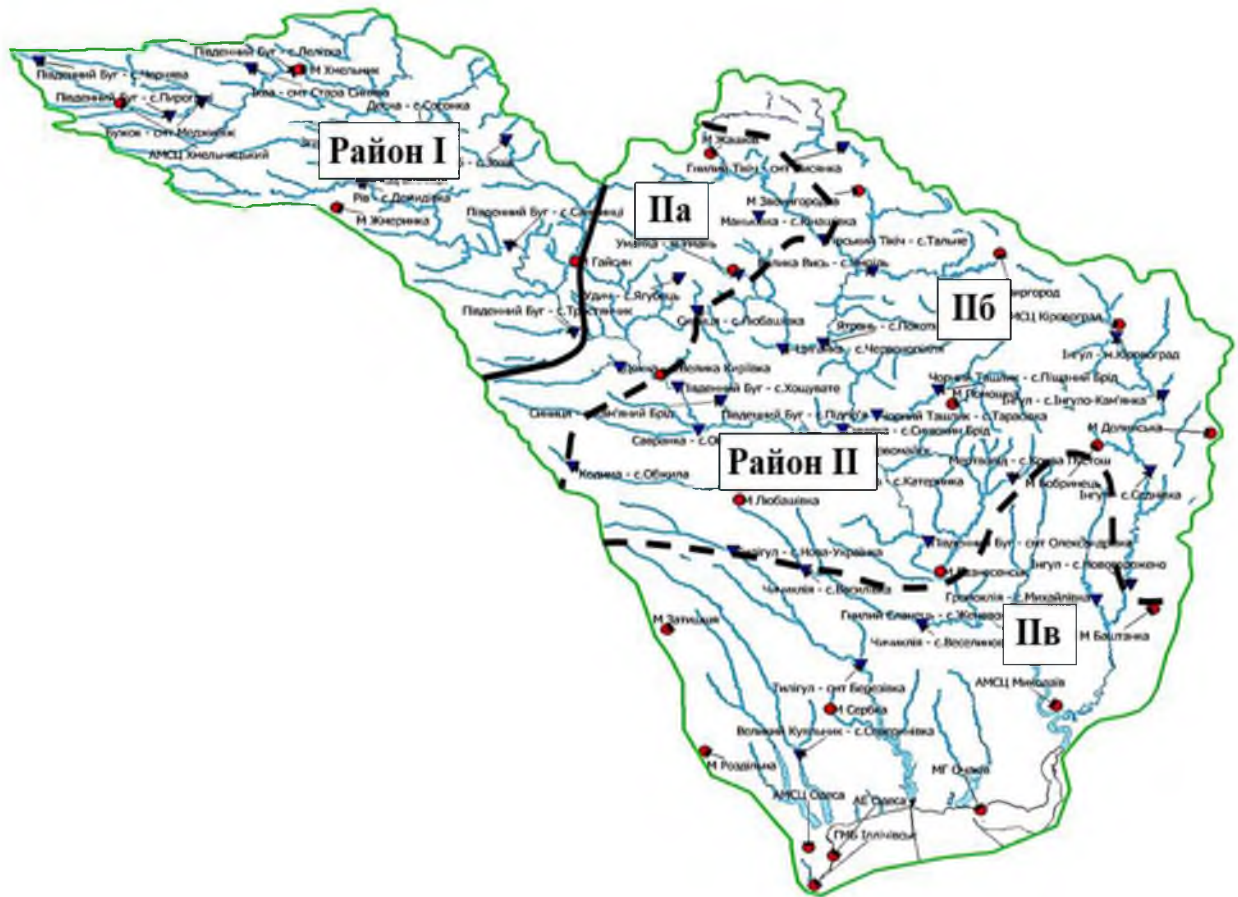


Рисунок 5.10 – Картосхема гідрологічного районування басейну р. Південний Буг за умовами формування весняного водопілля річок [25], [26]

Для розробки методики довгострокового прогнозу характеристик весняного водопілля (шарів стоку та максимальних витрат води) в басейні р. Південний Буг обрано 12 опорних гідрологічних постів та залучено два пости території басейнів річок між Дністром та Південним Бугом (рр. Тилігул і Великий Куяльник). Вибір 12-ти гідрологічних постів на головній річці й притоках в басейні р. Південний Буг обумовлено їх рівномірним розташуванням по території басейну та приналежності річкових водозборів до виділених однорідних за умовами формування весняних водопіль районів. Необхідною умовою є наявність в межах водозбору однієї та більше метеорологічних станцій [25], [28]. Додаткові два пости території басейнів річок між Дністром та Південним Бугом (р. Тилігул – с. Березівка та р. Великий Куяльник – с. Северинівка) залучено у зв'язку рідкою мережею

гідрометеорологічних спостережень на півдні досліджуваної території, а саме в районі ІІ, підрайоні ІІв. Таким чином, всього для розробки методики було залучено 14 гідрологічних постів (табл. 5.3).

Таблиця 5.3 – Опорні гідрологічні пости в басейні р. Південний Буг [25]

Індекс поста	Річка-пост	Приналежні метеорологічні станції
Район І		
81346	Південний Буг – с. Пирогівці	Хмельницький
81361	Південний Буг – с. Тростянчик	Хмельницький, Хмільник, Вінниця, Жмеринка, Липовець, Гайсин
81393	Рів – с. Демидівка	Жмеринка
Район ІІ		
підрайон ІІа		
81408	Савранка – с. Осички	Крижопіль, Гайворон
підрайон ІІб		
81363	Південний Буг – с. Підгір'я	Хмельницький, Хмільник, Вінниця, Жмеринка, Липовець, Гайсин, Гайворон, Крижопіль
81414	Кодима – с. Катеринка	Любашівка
81417	Синюха – с. Синюхін Брід	Жашків, Звенигородка, Умань, Новомиргород, Помошна, Первомайськ
81430	Велика Вись – с. Ямпіль	Новомиргород
81433	Ятрань – с. Покотилове	Умань
81438	Чорний Ташлик – с. Тарасівка	Помошна
81446	Інгул – м. Кропивницький	Знам'янка
підрайон ІІв		
81450	Інгул – с. Новогорожено	Знам'янка, Долинська, Бобринець
81338	Тилігул – с. Березівка	Любашівка
81475	Великий Куяльник – с. Северинівка	Затишся, Роздільна

Розрахунковий період при розробці методики обумовлено наявністю спільних спостережень за стоковими характеристиками, метеорологічними та агрометеорологічними чинниками весняного водопілля. При цьому, залучена режимна вихідна гідрометеорологічна інформація Державної гідрометеорологічної

мережі про запаси води в сніговому покриві, атмосферні опади, температури повітря, запаси вологи в метровому шарі ґрунту, глибини промерзання ґрунтів, витрати води річок у зимово-весняний період, шари стоку і максимальні витрати води та строки проходження весняних водопіль.

Опираючись на те, що спільний надійний період спостережень за опублікованими гідрометеорологічними характеристиками починається з 1966 р., для розробки методики було прийнято 50-ти річний період спостережень – з 1966 р. по 2015 р. [25], [28]. Але слід звернути увагу, що для визначення середньобагаторічних значень стокових величин характеристик використано наявний (у [29]) ряд спостережень – з початку спостережень по 2015 р. включно.

На умови формування та розміри весняних водопіль впливає комплекс гідрометеорологічних чинників, які при різних комбінаціях чи сполученнях призводять до формувань водопіль різної водності [30].

Так, у роботі [31] встановлено, що на річках басейну Південного Бугу шари стоку Y_m та максимальні витрати води Q_m весняного водопілля залежать від низки чинників формування річкового стоку: максимальних запасів води в сніговому покриві S_m , мм, суми дощових опадів періоду танення снігу X_1 , мм, суми дощових опадів періоду спаду весняного водопілля X_2 , мм, максимальної глибини промерзання ґрунтів L_m , см, передпаводкової витрати води $Q_{пв}$, м³/с, середньомісячної температури повітря лютого місяця, Θ_{02} , °С.

Ці фактори добре корелюють з характеристиками максимального стоку весняного водопілля, проте не встановлено з якою вагою кожен з них впливає на об'єм весняного стоку. Виявлення найбільш значущих факторів, що впливають на формування весняного стоку є вкрай важливим завданням, тому що, часто їх величини невідомі на дату випуску прогнозу підлягають попередньої оцінки, що впливає на точність і справджуваність прогнозів.

Виявлення угруповань типу водності водопіль було здійснено за комплексом гідрометеорологічних чинників. Враховуючи різноманітність умов формування стоку весняного водопілля в роботі виконаний ретельний аналіз різних

гідрометеорологічних чинників весняного водопілля в різних, однорідних за умовами формування весняного стоку районах розглядуваної території. Для визначення головних чинників формування весняного стоку на басейнах річок розглядуваної території був використаний метод факторного аналізу. При цьому, результати встановлення головних гідрометеорологічних чинників весняного стоку річок басейну Південного Бугу показали, що найбільші факторні навантаження на шар стоку весняного водопілля Y_m мають максимальні запаси води в сніговому покриві S_m , опади періоду весняного водопілля X_1 та максимальні глибини промерзання ґрунтів L_m [25].

Для встановлення гідрометеорологічних чинників для виявлення угруповань типу водності водопіль (високих, середніх або низьких) було використано апарат дискримінантної функції – багатовимірної статистичної моделі, яка дозволяє за комплексом гідрометеорологічних чинників (вектор-предиктором), що впливають на формування процесу, поділити вихідну вибірку на групи або класи [32]-[34].

Серед основних гідрометеорологічних чинників, що сформували вектор-предиктор найбільш надійно можуть бути встановлені шляхом їх вимірювання запаси води в сніговому покриві S_m та глибини промерзання ґрунтів L_m (як показник втрат води на інфільтрацію в період формування на басейнах весняного стоку річок). Дощові опади X_1 , які випадають на поверхню водозбору невідомі до початку весняного водопілля та враховуються в прогностичній схемі, за рекомендаціями автора [35], у вигляді нормованої величини з врахуванням метеорологічного прогнозу (як опади вище, близькі або нижче за норму).

Аналіз основних гідрометеорологічних чинників формування максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Південний Буг представлено у роботі [36].

5.3.2 Встановлення типу водності весняного водопілля в басейні р. Південний Буг

При розробці методики довгострокового прогнозу характеристик стоку весняного водопілля [25] в басейні р. Південний Буг визначення типу водності весняного водопілля річок здійснювалося при використанні методу дискримінантного аналізу [32]-[34].

За встановленим вектор-предиктором головних метеорологічних чинників весняного водопілля [25], [36] проводилась дискримінація весняних водопіль (класифікація за групами водності) [25].

При цьому, для проведення дискримінантного аналізу необхідно було групувати змінні, тобто віднести їх до тієї чи іншої групи, наприклад, групи А чи В. Далі, необхідно провести дискримінацію, причому, окрім параметрів, які підлягають дискримінації, ввести додатковий параметр – групувальну змінну (віднести водопілля до групи високої, середньої або низької водності). З цією метою для опорних створів басейну були побудовані регіональні залежності характеристик максимального стоку від їх метеорологічних чинників (у вигляді модульних коефіцієнтів) [25]:

- для шарів стоку весняного водопілля

$$k_Y = f(k_X), \quad (5.6)$$

де $k_Y = Y_m/Y_0$ – модульний коефіцієнт шарів стоку весняного водопілля (Y_m і Y_0 – шар стоку весняного водопілля і його середньобогаторічна величина, мм);

- для максимальних витрат води весняного водопілля

$$k_Q = f(k_X), \quad (5.7)$$

де $k_Q = q_m/q_0$ – модульний коефіцієнт максимальних витрат води весняного водопілля (q_m і q_0 – модуль максимального стоку весняного водопілля і його середньобагаторічна величина, $\text{м}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$);

k_X – модульний коефіцієнт сумарного надходження води на водозбір у період формування шару стоку чи максимальної витрати води весняного водопілля річок:

$$k_X = (S_m + X_1)/(S_{m_0} + X_{1_0}). \quad (5.8)$$

Для здійснення класифікації за групами водності на графіках $k_Y = f(k_X)$ або $k_Q = f(k_X)$ спочатку візуально обиралися групи водності весняних водопіль (високої, середньої або низької), що схематично показано при прогнозуванні шарів стоку та при прогнозуванні максимальних витрат води [25].

Далі, для кожної з обраних груп встановлювалися дискримінантні рівняння за сформованим вектор-предиктором стокоформуєчих чинників весняного водопілля річок басейну р. Південний Буг в межах виділених районів та підрайонів однорідних за умовами формування весняного стоку [26], [37]. Розрахунки проводилися при використанні програми Statistica [38]. При виділенні трьох груп водності весняних водопіль (високої, середньої та низької) отримано по три дискримінантних рівняння виду [25], [31]:

$$DF = a_1 \frac{S_m + X_1}{(S_m + X_1)_0} + a_2 \frac{L_m}{L_{m_0}} + a_3, \quad (5.9)$$

де a_1, a_2, a_3 – коефіцієнти дискримінантної функції.

Розв'язальним правилом дискримінації угруповань є встановлення максимального значення дискримінантної функції за одержаним рівнянням виду (5.9). Тобто, тип водності весняного водопілля в басейні р. Південний Буг прогнозується по значеннях дискримінантної функції ($DF1$, $DF2$ та $DF3$) за умов [25]:

- якщо $DF1 > DF2, DF3$ – очікується весняне водопілля високої водності;
- якщо $DF2 > DF1, DF3$ – очікується весняне водопілля середньої водності;
- якщо $DF3 > DF1, DF2$ – очікується весняне водопілля низької водності.

Аналіз залежностей $k_Y = f(k_X)$ та $k_Q = f(k_X)$ показав, що розподіл точок та їх угруповання однотипні в межах виділених в басейні р. Південний Буг районів I та II (з підрайонами).

В такому разі, отримані коефіцієнти дискримінантних рівнянь є сталими та можуть бути прийнятими, при типізації весняних водопіль для всіх річок однорідного району (підрайону) [25].

Значення коефіцієнтів дискримінантних рівнянь типу (5.9) для опорних водозборів в межах виділених однорідних за умовами формування весняного водопілля районів та підрайонів представлені при прогнозуванні шарів стоку у табл. 5.4, а максимальних витрат води у табл. 5.5.

По одержаних дискримінантних рівняннях було проведено оцінку значущості дискримінації. Так, критерій лямбда Вілкса λ , у більшості випадках, становив $\lambda \leq 0,05$. Це свідчить про те, що середні значення обраних груп значимо різняться, тобто доведено наявність дискримінантних особливостей обраних чинників. Рівень значущості p , який показує наскільки достовірними є отримані результати, у всіх випадках близький до 0, тобто похибка не перевищує 5 %.

5.3.3 Побудова регіональних залежностей для довгострокового прогнозування шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Південний Буг

По виділених угрупованнях весняних водопіль за типом їх водності (високої, середньої та низької) побудовані прогнозні залежності для визначення

Таблиця 5.4 – Коефіцієнти рівнянь дискримінантних функцій (5.9) при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг [25]

Опорний пост в районі (підрайоні) для отримання коефіцієнтів в (5.9)	Опорні пости в районі (підрайоні), для яких прийняті коефіцієнти DF	Дискримінантна функція, DF	a_1	a_2	a_3
Район I					
Південний Буг – с. Тростянчик	Південний Буг – с. Пирогівці, Рів – с. Демидівка	$DF1$	1,69	5,77	5,54
		$DF2$	3,42	3,10	3,75
		$DF3$	6,96	1,28	7,78
Район II					
підрайони IIa та IIб (правобережжя)					
Савранка – с. Осички	Кодима – с. Катеринка	$DF1$	1,26	5,92	-4,99
		$DF2$	5,29	3,94	-5,56
		$DF3$	6,86	3,36	-7,22
підрайон IIб (лівобережжя)					
Синюха – с. Синюхін Брід	Велика Вись – с. Ямпіль, Ятрань – с. Покотилово, Чорний Ташлик – с. Тарасівка, Інгул – м. Кропивницький, Інгул – с. Новогорожене	$DF1$	3,43	8,40	-8,80
		$DF2$	5,36	5,41	-6,01
		$DF3$	7,64	2,30	-6,87
підрайон IIв					
Тилігул – с. Березівка	Великий Куяльник – с. Северинівка	$DF1$	2,33	7,45	-8,41
		$DF2$	2,25	4,35	-3,96
		$DF3$	2,42	3,68	-3,69

Таблиця 5.5 – Коефіцієнти рівнянь дискримінантних функцій (5.9) при прогнозуванні максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Південний Буг [25]

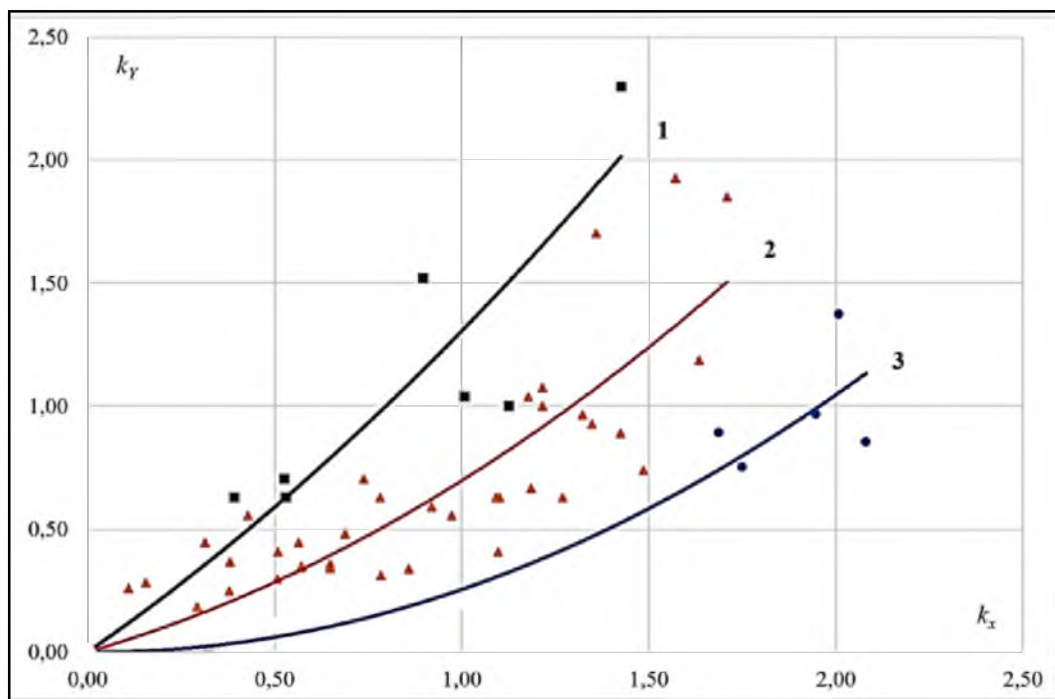
Опорний пост в районі (підрайоні) для отримання коефіцієнтів в (5.9)	Опорні пости в районі (підрайоні), для яких прийняті коефіцієнти DF	Дискримінантна функція, DF	a_1	a_2	a_3
Район I					
Південний Буг – с. Тростянчик	Південний Буг – с. Пирогівці, Рів – с. Демидівка	$DF1$	2,89	6,48	-7,89
		$DF2$	2,34	5,04	-4,56
		$DF3$	3,78	3,06	-4,28
Район II					
підрайон IIa та IIб (правобережжя)					
Савранка – с. Осички	Кодима – с. Катеринка	$DF1$	0,89	11,4	-12,2
		$DF2$	2,41	6,46	-5,27
		$DF3$	3,78	5,38	-5,27
підрайон IIб (лівобережжя)					
Синюха – с. Синюхін Брід	Велика Вись – с. Ямпіль, Ятрань – с. Покотилово, Чорний Ташлик – с. Тарасівка, Інгул – м. Кропивницький, Інгул – с. Новогорожене	$DF1$	5,26	13,7	-15,9
		$DF2$	3,93	10,9	-10,1
		$DF3$	6,22	5,69	-5,99
підрайон IIв					
Тилігул – с. Березівка	Великий Куяльник – с. Северинівка	$DF1$	2,33	7,45	-8,41
		$DF2$	2,25	4,35	-3,96
		$DF3$	2,42	3,68	-3,69

шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля (у вигляді модульних коефіцієнтів). Враховуючи максимальне значення дискримінантної функції ($DF1$, $DF2$ або $DF3$) прогнози залежності описуються рівняннями виду [25]:

$$k_Y(k_Q) = b_1 k_X + b_2 k_X^2 + \dots + b_m k_X^n, \quad (5.10)$$

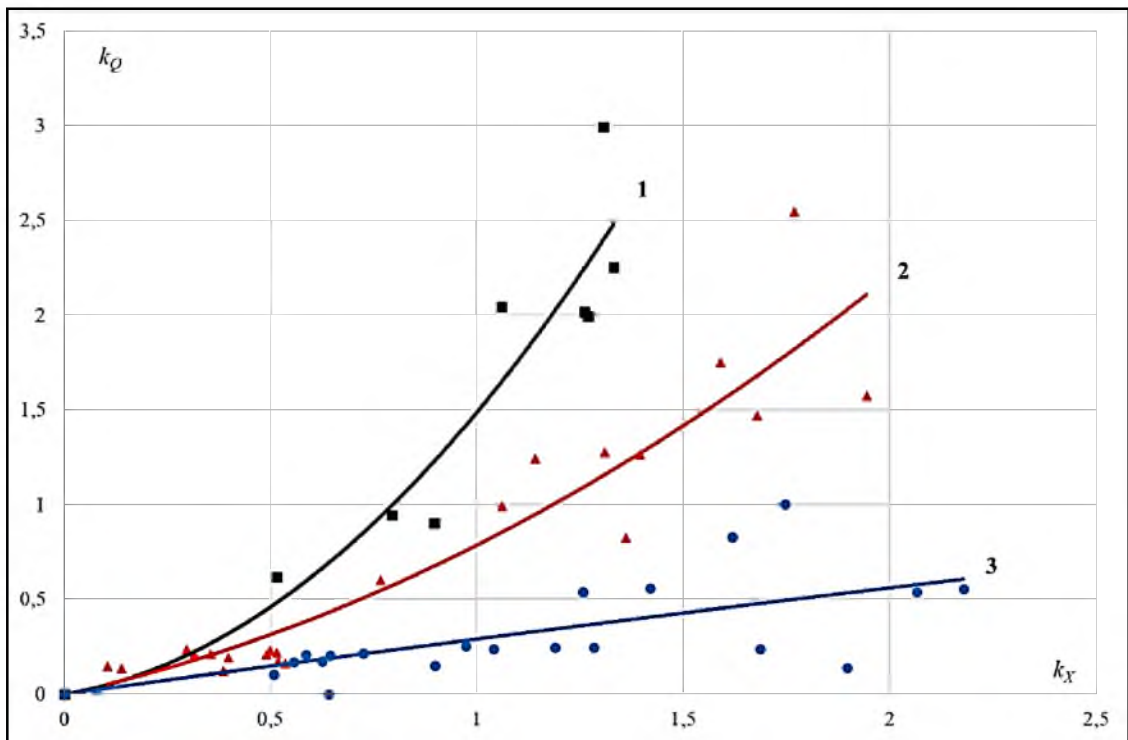
де b_1, b_2, \dots, b_m – коефіцієнти рівняння при прогнозуванні шарів стоку чи максимальних витрат води весняного водопілля на річках.

Приклад прогнозних залежностей для різних груп водності весняних водопілля для шарів стоку весняного водопілля представлено на рис. 5.11 (для р. Південний Буг – с. Підгір'я), а для максимальних витрат води – на рис. 5.12 (для р. Південний Буг – с. Тростянчик) [25].



1 – $DF1 > DF2, DF3$; 2 – $DF2 > DF1, DF3$; 3 – $DF3 > DF1, DF2$

Рисунок 5.11 – Залежність модульних коефіцієнтів шарів стоку весняного водопілля k_Y від модульних коефіцієнтів запасів вологи на басейні k_X для району II, підрайону Пб (басейн р. Південний Буг – с. Підгір'я) [5]



1 – $DF1 > DF2, DF3$; 2 – $DF2 > DF1, DF3$; 3 – $DF3 > DF1, DF2$

Рисунок 5.12 – Залежність модульних коефіцієнтів максимальних витрат води весняного водопілля k_Q від модульних коефіцієнтів запасів вологи на басейні k_X для району I (басейн р. Південний Буг – с. Тростяничик) [25]

Коефіцієнти прогностичних рівнянь (5.10) при прогнозуванні шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Південний Буг представлені в табл. 5.6 та табл. 5.7 відповідно [25].

Отримані коефіцієнти прогностичних рівнянь, також як і для дискримінантної функції, є сталими, а залежності регіональними для всіх річок однорідного району (підрайону) при прогнозуванні шарів стоку чи максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Південний Буг.

Таблиця 5.6 – Коефіцієнти рівнянь (5.10) при прогнозуванні шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг

Опорний пост в районі (підрайоні) для отримання коефіцієнтів в (5.10)	Опорні пости в районі (підрайоні), для яких прийняті коефіцієнти прогнозних кривих	Умови застосування прогнозних кривих по значеннях DF	b_1	b_2	b_3
Район I					
Південний Буг – с. Тростяничик	Південний Буг – с. Пирогівці, Рів – с. Демидівка	$DF1 > DF2, DF3$	2,28	-3,24	2,18
		$DF2 > DF1, DF3$	0,54	-0,91	0,96
		$DF3 > DF1, DF2$	0,18	-0,16	0,11
Район II					
підрайони IIa та IIб (правобережжя)					
Савранка – с. Осички	Кодима – с. Катеринка	$DF1 > DF2, DF3$	1,93	-1,14	1,17
		$DF2 > DF1, DF3$	0,18	0,12	0,28
		$DF3 > DF1, DF2$	0,11	0,16	-
підрайон IIб (лівобережжя)					
Синюха – с. Синюхін Брід	Велика Вись – с. Ямпіль, Ятрань – с. Покотилово, Чорний Ташлик – с. Тарасівка, Інгул – м. Кропивницький, Інгул – с. Новогорожене	$DF1 > DF2, DF3$	1,27	0,23	-
		$DF2 > DF1, DF3$	0,74	-0,21	-
		$DF3 > DF1, DF2$	0,31	-0,12	-
підрайон IIв					
Тилігул – с. Березівка	Великий Куяльник – с. Северинівка	$DF1 > DF2, DF3$	0,71	0,75	-
		$DF2 > DF1, DF3$	0,73	-0,23	-
		$DF3 > DF1, DF2$	0,33	-0,21	-

Таблиця 5.7 – Коефіцієнти рівнянь (5.10) при прогнозуванні максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Південний Буг

Опорний пост в районі (підрайоні) для отримання коефіцієнтів в (5.10)	Опорні пости в районі (підрайоні), для яких прийняті коефіцієнти прогнозних кривих	Умови застосування прогнозних кривих по значеннях DF	b_1	b_2
Район I				
Південний Буг – с. Тростянчик	Південний Буг – с. Пирогівці, Рів – с. Демидівка	$DF1 > DF2, DF3$	1,13	0,35
		$DF2 > DF1, DF3$	0,32	0,47
		$DF3 > DF1, DF2$	0,01	0,30
Район II				
підрайони IIa та IIб (правобережжя)				
Савранка – с. Осички	Кодима – с. Катеринка	$DF1 > DF2, DF3$	3,60	–
		$DF2 > DF1, DF3$	0,56	0,22
		$DF3 > DF1, DF2$	0,12	0,04
підрайон IIб (лівобережжя)				
Синюха – с. Синюхін Брід	Велика Вись – с. Ямпіль, Ятрань – с. Покотилово, Чорний Ташлик – с. Тарасівка, Інгул – м. Кропивницький, Інгул – с. Новогорожене	$DF1 > DF2, DF3$	1,57	-0,07
		$DF2 > DF1, DF3$	0,39	0,47
		$DF3 > DF1, DF2$	0,06	0,10
підрайон IIв				
Тилігул – с. Березівка	Великий Куяльник – с. Северинівка	$DF1 > DF2, DF3$	0,71	0,75
		$DF2 > DF1, DF3$	0,73	-0,23
		$DF3 > DF1, DF2$	0,33	-0,21

5.3.4 Визначення прогнозних величин очікуваних шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Південний Буг

По спрогнозованим модульним коефіцієнтам шарів стоку весняного водопілля k_Y річок басейну Південного Бугу очікувані шари стоку Y_m весняного водопілля визначаються при помноженні їх на середньобагаторічні значення Y_0 [25], [31], [35]:

$$Y_m = k_Y \cdot Y_0. \quad (5.11)$$

Об'єм стоку весняного водопілля W , млнм³, можна визначити за формулою [25]:

$$W = k_Y \left(\frac{Y_0 F}{1000} \right). \quad (5.12)$$

Встановлення середньобагаторічних величин шарів стоку весняного водопілля Y_0 для досліджених річок території визначено за часовими рядами стокових спостережень Y_m шляхом їх статистичної обробки [39], [40].

Також, визначено моментні значення коефіцієнтів варіації шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг.

Для досліджуваних річок вони коливаються в межах від 0,46 (р. Південний Буг – с. Селище, $F=9100$ км², $n=14$ років) до 2,03 (р. Великий Куяльник – с. Северинівка, $F=1840$ км², $n=58$ років) при середньому C_v по регіону – 0,90, а правдоподібні від 0,47 (р. Південний Буг – с. Селище, $F=9100$ км², $n=14$ років) до 2,44 (р. Великий Куяльник – с. Северинівка, $F=1840$ км², $n=58$ років) при середньому C_v по регіону – 0,92. Коефіцієнти варіації шарів стоку весняного водопілля, визначених за методом моментів та найбільшої правдоподібності мають тісну збіжність [25].

Дещо різняться співвідношення між C_s і C_v у цих методах ($C_s/C_v=1,74$ – у методі моментів і $C_s/C_v=2,18$ – у методі найбільшої правдоподібності). Аналіз даних показав, що по обох методах (найбільшої правдоподібності й моментів) отримані в загальному збіжні значення коефіцієнтів варіації C_v .

По спрогнозованим модульним коефіцієнтам максимальних витрат води весняного водопілля k_Q річок басейну р. Південний Буг очікувані величини максимальних витрат води весняного водопілля Q_m визначаються наступним чином [25], [31], [35]:

$$Q_m = k_Q \cdot Q_0 = k_Q \cdot q_0 \cdot F. \quad (5.13)$$

Встановлення середньобагаторічних величин максимальних витрат води весняного водопілля Q_0 для досліджених річок території визначено шляхом статистичної обробки часових рядів Q_m [39].

Моментні значення коефіцієнтів варіації C_v для максимальних витрат води весняного водопілля досліджуваних річок коливаються в межах від 0,66 (р. Південний Буг – с. Селище, $F=9100$ км², $n=14$ років) до 2,75 (р. Великий Куяльник – с. Северинівка, $F=1840$ км², $n=14$ років) при середньому C_v по регіону – 1,29, а правдоподібні від 0,67 до 3,48, при середньому їх значенню 1,35 відповідно. Коефіцієнти варіації визначені за двома методами також мають тісну збіжність. Співвідношення між C_s і C_v за методом моментів та найбільшої правдоподібності становлять ($C_s/C_v=1,81$ – у методі моментів і $C_s/C_v=2,37$ – у методі найбільшої правдоподібності) [25].

Відповідно до [41] при $C_v > 0,5$ рекомендується використовувати для розрахунків метод найбільшої правдоподібності, а при $C_v > 0,5$ і $C_s/C_v > 2,0$ – трипараметричний гамма-розподіл С.М. Крицького і М.Ф. Менкеля, який дає більш надійні значення розрахунків, у порівнянні з кривою біноміального розподілу [42]. Враховуючи, що значення коефіцієнтів варіації шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля досліджуваних річок практично у всіх випадках становлять $C_v \geq 0,50$, а $C_s/C_v > 2,0$ – для подальших розрахунків при

визначенні прогнозних забезпеченостей характеристик весняного водопілля прийнятий трипараметричний гама-розподіл С.М. Крицького і М.Ф. Менкеля.

В дослідженні також обґрунтована регіональна методика довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг для невивчених у гідрологічному відношенні річок досліджуваної території. Прогнозна методика використовується, також як й для інших річок басейну, за метеорологічними даними, тобто на основі типізації водопіль за їх водністю при встановленому вектор-предикторі стокоутворюючих чинників і регіональних рівняннях для модульних коефіцієнтів або по картосхемах прогнозних модульних коефіцієнтів максимального стоку водопіль (шарів стоку чи максимальних витрат води).

Перехід від спрогнозованих k_Y чи k_Q до очікуваних значень шарів стоку Y_m чи максимальних витрат води Q_m весняного водопілля здійснюється за рівняннями (5.11) та (5.13) відповідно, тобто шляхом помноження на їх середньобогаторічні величини. При цьому, для невивчених річок території басейну Південного Бугу середньобогаторічні величини стокових характеристик встановлюються за рівняннями:

- для шарів стоку весняного водопілля за формулою:

$$Y_0 = (S_0 + \sum X_0) \eta_0. \quad (5.14)$$

- для максимальних витрат води весняного водопілля за операторною моделлю формування максимального стоку у вигляді:

$$q'_0 = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} (S_0 + \sum X_0) \eta_0. \quad (5.15)$$

Реалізація методики визначення середньобогаторічних величин максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Південний Буг для невивчених річок території представлено у роботі [43].

Методика довгострокового прогнозування характеристик стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг передбачає, також, встановлення максимальних рівнів води весняного водопілля. Максимальні рівні води встановлюють за спрогнозованими максимальними витратами води весняного водопілля за кривою витрат води вигляді $Q = f(H)$ [25].

5.3.5 Визначення прогнозних забезпеченостей характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг

Метод територіальних довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля річок [35], [44], [45], який покладено в основу розробки методики довгострокового прогнозування характеристик весняного водопілля (шарів стоку та максимальних витрат води) в басейні р. Південний Буг, дає змогу визначення не тільки кількісних характеристик стоку, а й встановлення ймовірнісних величин їх настання у багаторічному періоді, що стає найбільш актуальною задачею при прогнозуванні весняних водопіль рідкісної ймовірності перевищення та виникненні ризику підтоплення територій [46], особливо при відсутності стокових спостережень на річках.

Для оцінки забезпеченостей настання спрогнозованих за методикою шарів стоку P_Y та максимальних витрат води весняних водопіль P_Q в басейні р. Південний Буг прийнято криву трипараметричного гама-розподілу С.М. Крицького і М.Ф. Менкеля [42]. При цьому забезпеченість встановлюється за спрогнозованими модульними коефіцієнтами шарів стоку k_Y чи максимальних витрат води водопіль k_Q та одержаними, при статистичній обробці часових рядів, коефіцієнтами їх варіації за методом найбільшої правдоподібності – $(C_v)_Y$ та $(C_v)_Q$. Використовуючи таблицю трипараметричного гама-розподілу С.М. Крицького і М.Ф. Менкеля (при врахуванні середніх по району співвідношень

C_s/C_v представлених у табл. 5.8) [41] встановлююся прогностичні забезпеченості у вигляді їх інтервалу:

$$P_B < P_Y(P_Q) < P_H. \quad (5.16)$$

Таблиця 5.8 – Середні по району співвідношення C_s/C_v для характеристик стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг [25]

Характеристика стоку весняного водопілля	Середні по району співвідношення C_s/C_v			
	Район I		Район II	
	за даними статистичної обробки	прийняті у таблицях [21]	за даними статистичної обробки	прийняті у таблицях [21]
Шари стоку	1,81	2,0	2,51	2,5
Максимальні витрати води	3,05	3,0	2,26	2,0

Верхня P_B , % і нижня P_H , % межі забезпеченостей приймаються з таблиць трипараметричного гама-розподілу С.М. Крицького і М.Ф. Менкеля (для середніх по району C_s/C_v) [41].

5.3.6 Картографічна форма представлення прогностичної інформації

У сучасних математичних моделях та методах, які використовуються для прогнозу елементів водного режиму річок, зокрема територіальному методі довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля, дат початку водопілля та проходження його максимальних витрат (рівнів) води формою представлення прогнозів є найбільш наочний метод – картографічне представлення прогнозних величин (у вигляді картосхем розподілу ізоліній цих величин) [35], [44], [45].

Картосхеми дозволяють встановлювати прогностні значення характеристик весняного водопілля для будь-яких водозборів в межах розглядуваної території, включаючи й річки, і невеликі водотоки, по яких відсутні дані гідрологічних спостережень. Картографічна форма представлення прогностних стокових величин є доцільною при оцінці можливих гідрологічних небезпек, пов'язаних з затопленням територій при проходженні високих весняних водопіль, відповідно до вимог Директиви 2007/60/ЄС Європейського Парламенту та Ради від 23 жовтня 2007 року про оцінки й управління ризиками затоплення [46].

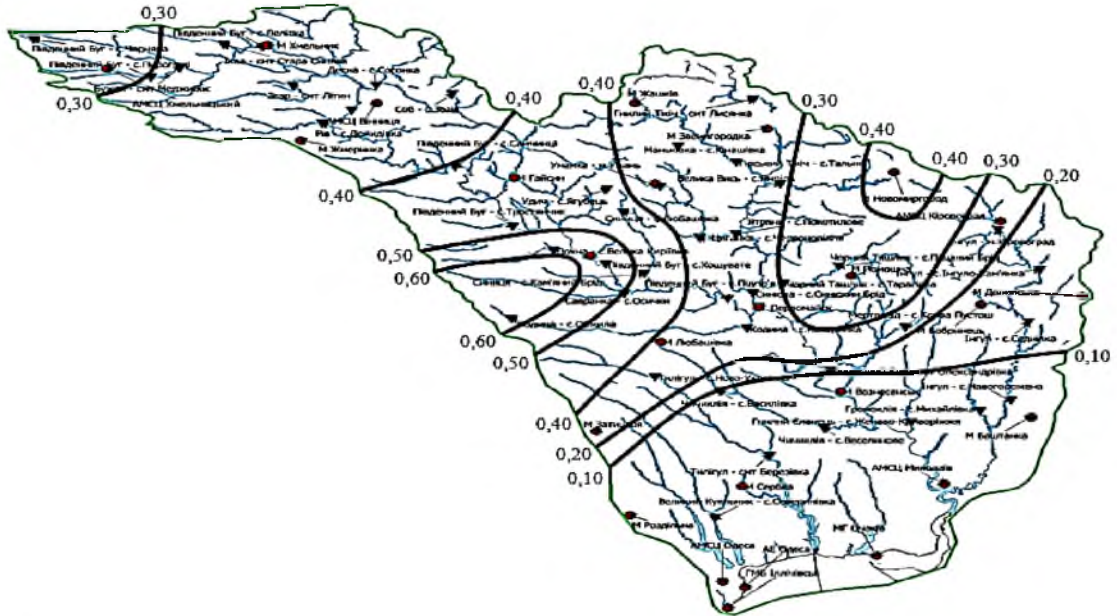
При цьому, доцільним є представлення прогностичних стокових характеристик на основі картосхем не в фактичних, а у відносних величинах – модульних коефіцієнтах [35], [44], [45]. Особливо це стосується максимальних витрат води весняного водопілля, які взагалі не можуть бути безпосередньо представлені у вигляді картосхем їх розподілу у зв'язку із залежністю від розмірів (площ, F , км²) річкових водозборів та русло-заплавного регулювання.

Крім того, встановлені забезпеченості (P , %) прогностних величин шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля у багаторічному розрізі також представляються у картографічному вигляді, що дає змогу їх визначення для будь-якого водозбору території, незалежно від стану гідрологічної вивченості річок, і оцінки ймовірності настання гідрологічного явища, у тому числі й рідкісної ймовірності настання (наприклад, 0,2 %; 1 %; 10 %, згідно з вимогами Водної Паводкової Директиви 2007/06/ЄС [46]).

Таким чином, спрогнозовані у кожному році по залежності (5.10) і описаній методиці величини модульних коефіцієнтів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля та їх прогностні забезпеченості наносяться на картосхему до геометричних центрів опорних водозборів, а потім проводяться ізолінії змін очікуваних величин по всій території басейну, з обраним кроком. Такі картосхеми для спрогнозованих по розробленій у даній роботі методиці довгострокових прогнозів характеристик (шарів стоку k_Y та максимальних витрат води k_Q) весняного водопілля та їх забезпеченостей P_Y , % та P_Q , % відповідно в басейні

р. Південний Буг представлені для водопілля 2017-2018 р. на рис. 5.13 та рис. 5.14 [25].

а)



б)

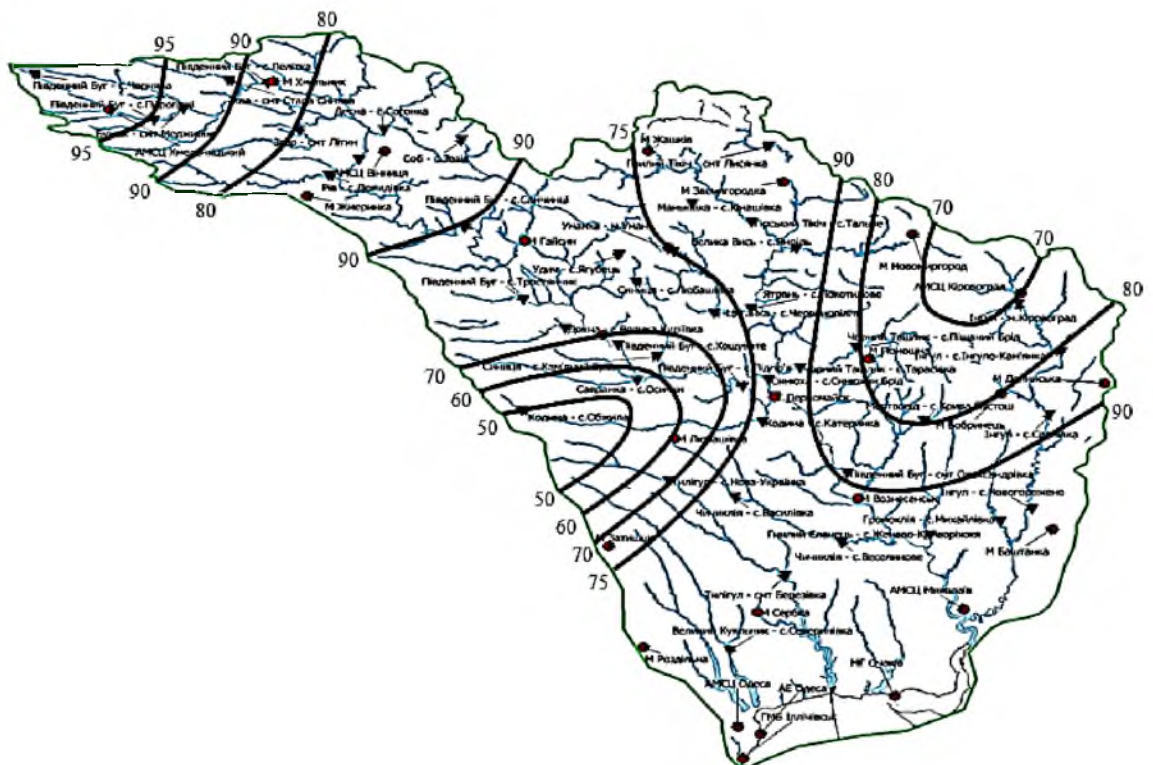
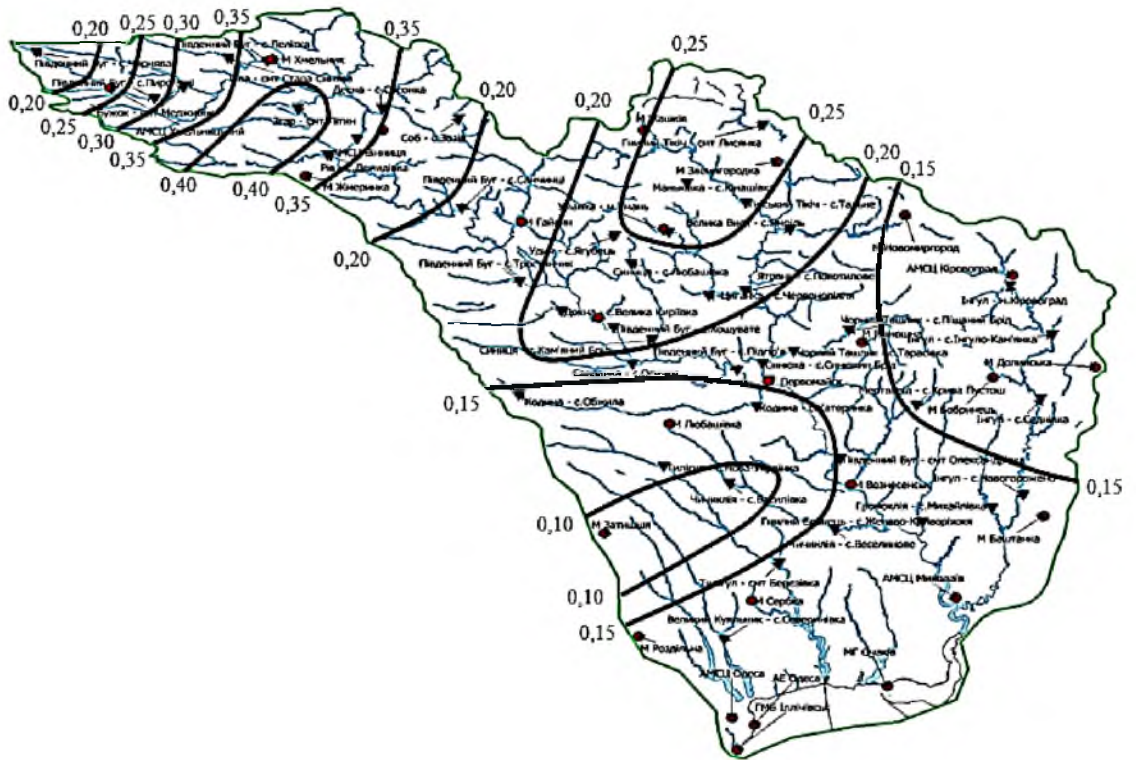


Рисунок 5.13 – Картосхема розподілу прогнозних модульних коефіцієнтів шарів стоку k_U весняного водопілля у 2017-2018 р. (а) та їх забезпеченості P_U , % (б) в басейні р. Південний Буг [25]

a)



б)



Рисунок 5.14 – Картосхема розподілу прогнозних модульних коефіцієнтів максимальних витрат води k_Q весняного водопілля у 2017-2018 р. (а) та їх забезпеченості P_Q , % (б) в басейні р. Південний Буг [25]

Розподіл прогнозних модульних коефіцієнтів шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг показує, що вони змінюються в межах району I від 0,30 до 0,40 (рис. 5.13, а) та забезпеченості 95-80 % (рис. 5.13, б), а для району II – від 0,60 до 0,10 і забезпеченості 50-90 % [25].

Зпрогнозовані модульні коефіцієнти максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Південний Буг змінюються в межах району I від 0,20 до 0,40 (рис. 5.14, а) при забезпеченості порядку 95-70 % (рис. 5.14, б), а для району II – від 0,25 до 0,10 при забезпеченості 50-80 %.

Побудовані картосхеми (рис. 5.13) та (рис. 5.14) дають можливість проводити моніторинг та аналіз гідрометеорологічної ситуації під час проходження весняного водопілля в басейні р. Південний Буг [25].

Так, модульні коефіцієнти характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг вказують на відсутність вираженого водопілля 2017-2018 р.

Важливим є те що, по картосхемах очікуваних величин можна здійснювати прогноз шарів стоку чи максимальних витрат води водопілля, їх прогновної ймовірності настання для різних за розміром та географічним положенням річкових водозборів в басейні р. Південний Буг.

Взагалі ж, картосхеми очікуваних гідрологічних характеристик та їх ймовірнісних оцінок щорічно складаються оперативними службами прогнозування України [47] і вчасно передаються до державних структур та відповідних служб щодо оцінки зон підвищеної небезпеки та здійснення заходів щодо захисту від можливих гідрологічних ризиків у вигляді затоплення паводковими водами населених пунктів і об'єктів господарського призначення.

Можливість оцінки зон затоплення територій під час високих водопіль пов'язана з залученням топографічних карт місцевості (при використанні технологій геоінформаційної системи, ГІС) та наявністю очікуваних максимальних рівнів води водопілля, спрогнозованих за запропонованою в роботі методикою довгострокових прогнозів максимальних витрат (рівнів) води весняних водопіль в басейні р. Південний Буг.

5.3.7 Перевірка ефективності методики довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля річок в басейні р. Південний Буг

Оцінка ефективності методики довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Південний Буг виконана за двома критеріями – S/σ та забезпеченістю допустимої похибки гідрологічного прогнозу $P, \%$ [16], [17].

Відношення S/σ є критерієм якості методики довгострокового прогнозу шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля. При цьому, S – середня квадратична похибка перевірних прогнозів гідрологічних величин, яка є мірою точності прогнозованої методики визначається за рівнянням (5.5) [16], [17].

Середнє квадратичне відхилення σ гідрологічної характеристики від його середньобогаторічного значення розраховується за рівнянням [16], [17]:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}{n - 1}}, \quad (5.17)$$

де Y_i – значення гідрологічної характеристики, яку прогнозують;

\bar{Y} – середньобогаторічне значення гідрологічної характеристики, яку прогнозують.

Величина відношення S/σ показує у скільки разів варіація функції (прогнозованої змінної Y_i) менша варіації аргументу (основної незалежної змінної, по якій випускається даний прогноз x_i). У випадку, якщо $S < \sigma$, то довгостроковий прогноз характеристик максимального стоку весняного водопілля за розробленою методикою буде більш ефективний, ніж прогноз за середньобогаторічним значенням [17].

Забезпеченість методики (забезпеченість допустимої похибки), під якою розуміють кількість випадків – прогнозів, які є справджуваними від загальної кількості складених прогнозів (у відсотках) визначається за формулою [2], [3]:

$$P = \frac{m}{n} \cdot 100\%, \quad (5.18)$$

де m – кількість випадків (прогнозів), похибка яких не перевищувала допустиму $\delta_{дон}$;

n – загальна кількість прогнозів, складених за розробленою методикою.

За допустиму похибку прогнозу $\delta_{дон}$ приймається відхилення прогнозної величини від середньобагаторічного значення (норми) за період завчасності [2], [3], тобто:

$$\delta_{дон} = \pm k_p \cdot \sigma. \quad (5.19)$$

Виходячи з припущення, що розподіл похибок прогнозу підпорядковується нормальному закону розподілу з нульовою асиметрією (відсутністю асиметрії), він описується кривою Гауса [16]:

$$P(Y) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{\Delta^2}{2\sigma^2}\right), \quad (5.20)$$

де $P(Y)$ – ймовірність даного відхилення випадкової змінної Y від її нормованої величини \bar{Y} ;

Δ – значення відхилення Y від \bar{Y} .

Інтегрування кривої Гауса дає можливість визначити коефіцієнт k_p . Значення k_p визначається за спеціальною таблицею [16] для заданої забезпеченості P , %. При $P=50\%$, $k_p = \pm 0,674$. Таким чином, допустима похибка прогнозу $\delta_{дон}$ – це ймовірне відхилення прогнозної величини від середньобагаторічного значення (норми) гідрологічної величини [16]:

$$\delta_{дон} = \pm 0,674 \cdot \sigma. \quad (5.21)$$

Методика прогнозу вважається ефективною, якщо забезпеченість допустимої похибки за методикою не менш ніж на 10 % перевищує забезпеченість прогнозів по середньобагаторічному значенню (50 %), тобто значення P , % перевірних прогнозів повинне становити $P \geq 60$ %.

Опираючись на точність спостережень за характеристиками весняного водопілля та оцінками розробленої методики прогнозу прийнято [16], [17], що при числі членів ряду $n \geq 25$ категорія методики буде доброю, якщо $P \geq 82$ % та $S/\sigma \leq 0,50$ або задовільною – при $P=60-81$ % та $S/\sigma = 0,51-0,80$. При інших значеннях цих показників методика є не ефективною для її практичного використання [17].

В даній роботі оцінка якості та ефективності методики була здійснена за гідрометеорологічними даними 12 опорних річкових постів басейну р. Південний Буг та двох опорних річкових постів басейну річок між Дністром та Південним Бугом.

За розрахунковий період з 1966 р. по 2015 р. (50 років) при розробці методики було складено близько 700 перевірних прогнозів для шарів стоку весняного водопілля та близько 700 перевірних прогнозів для максимальних витрат води весняного водопілля при їх складанні в дату настання максимальних снігозапасів S_m , яка в кожному році спостерігається в різні календарні строки.

Для річок досліджуваного басейну критерій якості методики S/σ для шарів стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг змінюється від 0,20 до 0,59 зі справджуваністю перевірних прогнозів P_Y , % в межах від 76 до 100 % (табл. 5.9). Для максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Південний Буг критерій якості методики S/σ змінюється від 0,27 до 0,60 зі справджуваністю перевірних прогнозів P_Q , % в межах від 80 до 98 % (табл. 5.10).

Виходячи з одержаної оцінки ефективності методики довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Південний Буг, розроблена методика переважно належить до категорії «добра» та у деяких випадках – «задовільна», відповідно шкалі класифікацій у [17].

Збіжності спрогнозованих за розробленою методикою та фактичних (визначеними за даними спостережень) шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля за багаторічний період показали задовільні результати.

Аналіз похибок прогнозів і оцінка ефективності методики гідрологічного прогнозу також здійснюються на основі зіставлення кривої забезпеченості похибок перевірних прогнозів і кривої відхилень прогнозного елемента режиму від його середньобагаторічного значення [16].

Для оцінки якості розробленої методики довгострокового прогнозування характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг в роботі були побудовані суміщені криві забезпеченості похибок прогнозів та їх відхилень від середньобагаторічних значень (для шарів стоку та максимальних витрат води. Суттєве перевищення відхилень над рівнозабезпеченими похибками прогнозів вказує на перевагу розробленого методу прогнозу в порівнянні зі статистичною оцінкою за середньобагаторічним значенням [48].

Виходячи з рис. 5.15 забезпеченість (P , %) допустимої похибки прогнозів для обох характеристик дорівнює 50 % при розрахунку за середньобагаторічною величиною, а за розробленою методикою прогнозу 97 % – для шарів стоку і 87 % – для максимальних витрат води весняного водопілля.

Таким чином, розроблена методика довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг може вважатися регіональною при можливості одержання параметрів методики для всіх річок в межах виділених за умовами формування весняного стоку районах.

Оцінка якості запропонованої прогновної методики та перевірка її на даних незалежного періоду показала, що вона є практично придатною для використання, відповідно [16], [17], при випуску оперативних прогнозів в діяльності регіонального Гідрометцентру (ГМЦ ЧАМ, м. Одеса) та інших гідропрогностичних установах.

Основні наукові дослідження авторів з питань довгострокового прогнозування характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг опубліковано у роботах [31], [49]-[52].

Таблиця 5.9 – Оцінка якості методики довгострокового прогнозу шарів стоку весняного водопілля по опорних створах в басейні річки Південний Буг та малих річок між Дністром та Південним Бугом [25]

№ з/п	Індекс поста	Річка – пост	Площа водозбору, км ²	n, років	σ , мм	$\delta_{дон}$, мм	S, мм	S/ σ	P, %
Район I									
1	81346	Південний Буг – с. Пирогівці	827	22	18	12	10	0,55	76
2	81361	Південний Буг – с. Тростянчик	17400	82	22	15	8	0,36	96
3	81393	Рів – с. Демидівка	1130	94	25	17	13	0,52	82
Район II									
підрайон IIa									
4	81408	Савранка – с. Осички	1740	77	10	7	5	0,50	96
підрайон IIб									
5	81363	Південний Буг – с. Підгір'я	24600	76	18	12	9	0,50	90
6	81414	Кодима – с. Катеринка	2390	82	16	11	6	0,38	90
7	81417	Синюха – с. Синюхин Брід	16700	90	21	14	5	0,24	98
8	81430	Велика Вись – с. Ямпіль	2820	89	19	13	9	0,47	90
9	81433	Ятрань – с. Покотилове	2140	61	21	14	12	0,57	88
10	81438	Чорний Ташлик – с. Тарасівка	2230	82	25	17	13	0,52	86
11	81446	Інгул – м. Кропивницький	840	71	23	16	10	0,43	92
12	81450	Інгул – с. Новогорожене	6670	83	22	15	13	0,59	76
підрайон IIв									
13	81338	Тилігул – м. Березівка	3170	59	10	13	4	0,20	100
14	81475	Великий Куяльник – с. Северинівка	1840	19	2,7	1,8	1,4	0,51	80

Таблиця 5.10 – Оцінка якості методики довгострокового прогнозу максимальних витрат води весняного водопілля по опорних створах в басейні річки Південний Буг та малих річок між Дністром та Південним Бугом [25]

№ з/п	Індекс поста	Річка – пост	Площа водозбору, км ²	n, років	σ , м ³ /с	$\delta_{дон}$, м ³ /с	S, м ³ /с	S/ σ	P, %
Район I									
1	81346	Південний Буг – с. Пирогівці	827	22	15	10	9	0,60	82
2	81361	Південний Буг – с. Тростянчик	17400	82	372	251	176	0,47	86
3	81393	Рів – с. Демидівка	1130	94	39	26	22	0,56	80
Район II									
підрайон IIa									
4	81408	Савранка – с. Осички	1740	77	17	11	7	0,41	94
підрайон IIб									
5	81363	Південний Буг – с. Підгір'я	24600	76	433	292	118	0,40	98
6	81414	Кодима – с. Катеринка	2390	82	72	49	21	0,29	94
7	81417	Синюха – с. Синюхин Брід	16700	90	448	302	217	0,48	86
8	81430	Велика Вись – с. Ямпіль	2820	89	104	70	41	0,39	92
9	81433	Ятрань – с. Покотилове	2140	61	100	67	59	0,59	92
10	81438	Чорний Ташлик – с. Тарасівка	2230	82	130	88	13	0,52	86
11	81446	Інгул – м. Кропивницький	840	71	49	33	20	0,20	94
12	81450	Інгул – с. Новогорожене	6670	83	212	143	72	0,34	94
підрайон IIв									
13	81338	Тилігул – м. Березівка	3170	59	82	55	22	0,27	98
14	81475	Великий Куяльник – с. Северинівка	1840	19	5	3,37	3	0,60	88

5.3.8 Практична реалізація і адаптація регіональної методики довгострокового прогнозування характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг

Для довгострокового прогнозування за розробленою методикою характеристик стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг необхідно здійснювати збір, обробку, аналіз значної кількості вихідних гідрометеорологічних даних. При цьому операції над даними одноманітні і їх обчислення займає велику кількість часу, тому розрахунки доцільніше виконувати за допомогою комп'ютерних комплексів. Розроблений в роботі програмний комплекс «Південний Буг» має зручний, інтуїтивно зрозумілий інтерфейс для швидкого прогнозування та оцінки гідрологічної ситуації на басейні. Розробниками алгоритму є А.О. Докус та Ж.Р. Шакірзанова, у співавтори В.С. Шатохін і Н.Й. Шуптар – розробниками комп'ютерної програми прогностичного комплексу «Південний Буг» [53]. Загальне наукове керівництво розробкою прогностичного комплексу здійснювалося Ж.Р. Шакірзановою. Алгоритм програмного комплексу «Південний Буг» представлений у вигляді блок-схеми. Діалогове вікно головного меню програмного комплексу «Південний Буг» представлено на рис. 5.15.

Через головне меню можна перейти до вкладок «Вихідні гідрометеорологічні дані» та «Гідрологічні прогнози весняного водопілля», через які користувачу надається можливість:

через вкладку «Вихідні гідрометеорологічні дані», здійснювати введення, редагування і видалення оперативної (рис. 5.16) та базової (рис. 5.17) гідрологічної і метеорологічної інформації, для подальших розрахунків;

через вкладку «Гідрологічні прогнози весняного водопілля» (рис. 5.18), виконати розрахунок та прогнозування шарів стоку чи максимальних витрат (рівнів) води весняного водопілля, встановити їх прогностичну забезпеченість, строків проходження весняних водопіль, переглянути, зберегти та роздрукувати таблиці з розрахунковими характеристиками (рис. 5.19).

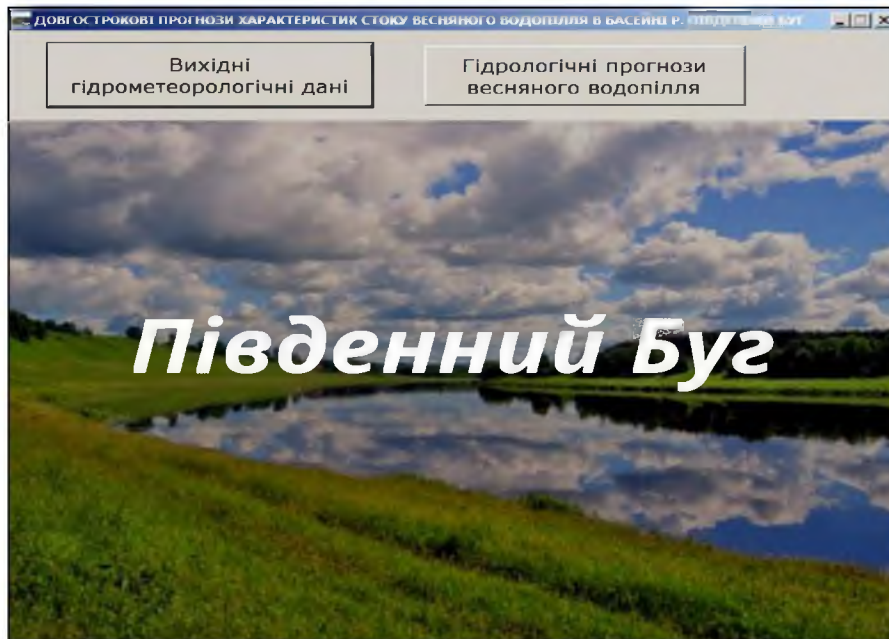


Рисунок 5.15 – Діалогове вікно головного меню програмного комплексу «Південний Буг»

Index	QI_Hydro	Hydro	OBL	Q12	Q01	Q02	Q03	QPB	MQP	DB	DQm	Qm
81381	187	Південний Буг- с.Троїстичик	Вінницька							09.03.2018	23.03.2018	73,5
81383	188	Південний Буг- с.Підпоя	Миколаївська			24,1				10.03.2018	20.03.2018	99,4
81393	193	Рів- с.Демидівка	Вінницька			1,2				10.03.2018	17.03.2018	3,87
81414	197	Кодима- с.Катеринка	Миколаївська			2,55				07.03.2018	26.03.2018	5,25
81417	198	Синюха- с.Синюхи Бруд	Миколаївська			13,4				10.03.2018	20.03.2018	60,0
81430	200	Велика Вись- с.Ямпіль	Черкаська							07.03.2018	20.03.2018	19,7
81433	201	Ятрань – с.Покотилово	Кіровоградська			1,89				10.03.2018	22.03.2018	10,7
81438	203	Чорний Ташлик- с.Тарасівка	Миколаївська			1,84				15.03.2018	19.03.2018	5,30
81446	207	р.Інгул-м.Кропивницький	Кіровоградська							08.03.2018	30.03.2018	3,70
81450	209	р.Інгул-с.Новгороджене	Миколаївська			4,9				10.03.2018	31.03.2018	14,0
81439	204	Мертвовід-с.Крива Пустощ	Миколаївська									
81442	205	Чичипля-с.Василівка	Миколаївська									
81444	206	Гнилий Сланець- с.Женево- Криворіжжя	Миколаївська									
81454	210	Громскля-с.Михайлівка	Миколаївська									
81336	211	Тилгул-с.Новоукраїнка	Одеська									
81338	212	Тилгул-с.Березівка	Одеська			0,01						
81475	139	Великий Кузьник-Северинівка	Одеська			0,01						
81327	213	Ботна-м.Каушани	Молдова									
81001	214	Копильник-м.Котовськ	Одеська									
42231	215	Ялпуг-зал.ст.Комрат	Молдова									

Рисунок 5.16 – Діалогове вікно оперативної вихідної інформації

BAZA_INFO_HYDRO

Тип даних: Оперативні Базові Крива витрат води

Таблиця: BAZA_INFO_HYDRO

Умовні позначення

Вивести в Excel

Index	Ol_Hydro	Hydro	OBL	F	fb	f	Hr_G	Di_G	Hr_D	Di_D	S0	X10	X20	L0
81361	187	Підземні Бун. с.Тростянець	Вінницька	17400	4	11	48,5167	29,3833	49,14	28,16	57	25	40	53
81363	188	Підземні Бун. с.Підпир'я	Миколаївська	24600	3	14	48,1	30,6667	48,90	28,57	55	26	39	54
81393	193	Річ. с.Демидівка	Вінницька	1130	4	12	49,1	28,2667	49,12	27,74	62	41	20	53
81414	197	Козьма - с.Катеринка	Миколаївська	2390	1	11	47,9167	30,7833	47,96	29,95	37	36	37	44
81417	198	Синьок - с.Синьок Брід	Миколаївська	16700	1	5	48,1333	30,8167	48,82	30,80	53	20	31	52
81430	200	Велика Вись - с.Ямпіль	Черкаська	2820	1	3	48,7667	30,9833	48,74	31,48	48	14	22	52
81433	201	Ятрань - с.Покотилівка	Кіровоградська	2140	1	7	48,4833	30,7167	48,83	30,37	55	15	22	52
81438	203	Чорний Тацлик - с.Тарасівка	Миколаївська	2230	1	2	48,2	31	46,32	31,46	43	24	34	53
81446	207	р.Ягуп - м.Кропивницької	Кіровоградська	840	1	2	48,5	32,2667	48,85	32,15	38	30	25	54
81450	209	р.Ягуп - с.Новгородське	Миколаївська	6670	1	1	47,9167	32,3667	48,16	32,33	37	29	26	49
81439	204	Мертваця - с.Крива Пустощ	Миколаївська	252	1	2	48,9167	31,7167	46,01	31,84	36	28	26	47
81442	205	Чекель - с.Василівка	Миколаївська	436	0	1	47,5667	30,6167	47,72	30,39	41	24	34	42
81444	206	Глибкий Єланець - с.Женево - Кіровоградська	Миколаївська	1190	1	1	47,3833	31,7667	47,70	31,76	36	26	26	47
81454	210	Громодія - с.Медвинка	Миколаївська	1410	1	2	47,45	32,1667	47,72	32,10	36	28	26	47
81336	211	Титулів - Новоукраїнка	Одеська	810	0	1	47,65	30,2333	47,76	29,87	41	24	26	42
81338	212	Титулів - Березівка	Одеська	3170	1	1	47,2	30,9167	47,53	30,24	41	24	34	42
81475	139	Великий Купальник - Северинівка	Одеська	1840	1	1			47,08		25	15	40	42
81327	213	Ботна - м.Каушани	Молдова	1210	0	22	48,6	29,4833	46,8		47	25	14	32
81001	214	Копильник - Катковськ	Одеська	179	0	27			46,7		50	19	20	32
42231	215	Ягуп - зап.ст.Комрат	Молдова	241	0	6	45,7	28,5833	46,5		32	20	11	40

Рисунок 5.17 – Діалогове вікно базової вихідної інформації

Прогноз

Вихідні дані

Дата складання прогнозу: 20 лютого 2000

Вибір показника вологості ґрунту: середня витрата води в лютому

Визначення середньої добавки снігу до максимальних снігозапасів dS: Розрахувати dS

Дощові опади періоду танення снігу X1: Очікуються близько норми

Дощові опади періоду складу водопілля X2: Очікуються близько норми

Коефіцієнт допустимого діапазону прогнозної величини: В 10%-му діапазоні

Прогноз

Шарів стоку Y

Максимальний витрат води Qm

Прогноз дат початку весняного водопілля D1

Прогноз дат максимальний витрат (фінансі) води D2

Рисунок 5.18 – Діалогове вікно для випуску прогнозу характеристик стоку весняного водопілля

Index	Q1_Hydro	Hydro	QP	KQP	LSR	KL	SSR	SSRL	SR	X10	KB1	X1	X20	KB2
81361	187	Південний Буг - с. Простяки	16,81372	0,35	26	0,49	39	39	39	25	0,76	19,07	40	0,84
81363	188	Південний Буг - с. Підгір'я	24,1	0,4	22	0,41	38	39	39	26	0,74	19,27	39	0,84
81390	193	Рів - с. Демидова	1,2	0,39	24	0,45	44	45	45	41	0,78	31,19	20	0,84
81414	197	Козинка - с. Катеринка	2,55	1,01	6	0,14	35	35	35	38	0,66	23,63	37	0,82
81417	198	Синька - с. Сивогол Брод	13,4	0,36	18	0,35	62	62	62	20	0,73	14,88	31	0,83
81430	200	Велика Вись - с. Ягіль	272498	0,52	22	0,42	41	41	41	14	0,73	10,17	22	0,83
81433	201	Ятрань - с. Покотилово	1,69	0,31	12	0,23	66	67	67	15	0,72	10,75	22	0,83
81438	203	Чорний Тадлик - с. Тарасівка	1,64	0,27	19	0,36	41	41	41	24	0,69	16,53	34	0,82
81446	207	р. Ігул - м. Кромвечицький	0,8117	0,43	20	0,37	34	34	34	30	0,72	21,55	25	0,83
81450	209	р. Ігул - с. Новосіромене	4,9	0,34	14	0,29	26	26	26	29	0,67	19,66	26	0,82
81439	204	Мерлесів - с. Криве Пустош	0,24351	0,34	9	0,19	27	27	27	28	0,66	18,51	28	0,82
81442	206	Чумакія - с. Василівка	0,42131	0,78	6	0,14	35	35	35	24	0,63	15,24	34	0,81
81444	206	Глибкий Станець - с. Жовтєво - Криворосся	1,1499	0,34	9	0,19	27	27	27	28	0,63	17,72	26	0,81
81454	210	Громостяк - с. Михайлівка	1,36249	0,7	9	0,19	27	27	27	28	0,63	17,77	28	0,81
81336	211	Титпур - с. Новоукраїнка	0,76271	0,67	6	0,14	35	35	35	24	0,64	15,32	26	0,81
81338	212	Титпур - с. Березівка	0,01	0,01	9	0,21	27	27	27	24	0,62	14,82	34	0,81
81475	139	Великий Кутальник - Северинівка	0,01	0,06	11	0,26	20	20	20	15	0,58	8,66	40	0,8
81327	213	Ботва - м. Жуванка	1,16523	0,8	9	0,28	21	22	22	25	0,55	13,8	34	0,79
81001	214	Копильник - м. Колосівка	0,17297	0,39	9	0,28	21	22	22	19	0,54	10,32	20	0,79
42231	215	Ягіль - зал. с. Пократ	0,23268	0,58	5	0,13	14	14	14	20	0,52	10,5	11	0,78

Рисунок 5.19 – Таблиця результатів прогнозу шарів стоку Y_m весняного водопілля 2017-2018 р.

При розробці вкладки для випуску прогнозу (див. рис. 5.18) основна увага авторів [39] була приділена створенню простого та зручного інтерфейсу, який дозволить навіть недосвідченому користувачу швидко працювати та орієнтуватися в програмному комплексі «Південний Буг». В результаті розробки програмного комплексу «Південний Буг» для випуску довгострокового прогнозу характеристик стоку весняного водопілля був розроблений продукт, що надає користувачу наступні функціональні можливості:

- введення оперативної інформації по метеостанціях;
- відновлення оперативної інформації по метеостанціях;
- введення оперативної інформації по гідрологічним постам;
- відновлення оперативної інформації по гідрологічним постам;
- розрахунок прогнозних величин;
- перегляд і роздруківка таблиць з вихідними даними і результатами розрахунку.

Подальші перспективи роботи пов'язані з автоматизацією прив'язки вихідних рядів спостережень з мережі Інтернет (при використанні автоматизованого програмного комплексу Українського гідрометцентру АРМ-гідро) в таблиці програмного прогностичного комплексу «Південний Буг». Крім того, планується блок програми, який дозволить на основі ГІС карт робити прив'язку прогностичної інформації до картографічної основи, що дозволить оцінювати ступінь ризику при проходженні весняних водопіль високої водності для значних територій, у тому числі і невивчених в гідрологічному відношенні річок. Таким чином, розроблений програмний прогностичний комплекс «Південний Буг» дозволяє автоматизувати та прискорити процес випуску прогнозу весняного водопілля в басейні р. Південний Буг і зараз використовується в практичній діяльності ГМЦ ЧАМ, про що є Акт впровадження.

6 РЕАЛІЗАЦІЯ РЕГІОНАЛЬНОЇ МЕТОДИКИ ВОДНОГО І СОЛЬОВОГО БАЛАНСУ ВОДОЙМ ПРИДУНАЙСЬКОГО РЕГІОНУ УКРАЇНИ (НА ПРИКЛАДІ ОЗЕРА КАТЛАБУХ)

6.1 Загальна характеристика і фізико-географічні умови басейну озера Катлабух

Озеро Катлабух відноситься до західної групи Придунайських водойм, розташованих на лівому березі річки Дунай і є продовженням долин річок Великий і Малий Катлабух, Єніка, Ташбунар, які маловодні і влітку пересихають [1]-[4].

Озеро Катлабух розташоване в 10 км на північний схід від міста Ізмаїл. Має площу 68 км², середню ширину 2 км, максимальну 6 км. Береги обривисті з оголенням корінних порід, на півдні – заболочені і зливаються з плавнями [5].

Взаємне розташування української частини дельти річки Дунай з рукавами Придунайських озер і басейнів річок, що їх живлять ілюструє карта, представлена на рис. 6.1.

Історія походження озера Катлабух невіддільна від загальних процесів формування дельти Дунаю та групи всіх придунайських озер [6]. В.О. Клер в 1911 році мав таку думку про походження лиманів Ізмаїльського району – Древний эстуарий Дуная громадный лиман, отделявшийся в конце третичной эпохи Килийским мысом от моря, имел заливы – нынешние лиманы Кагул, Ялпуг, Катлабух и Китай. При достаточном развитии подводной дельты эти лиманы отшнуровались косами».

Ці озера-лимани є однією з найважливіших відмінних особливостей української частини Дунаю, які протікають вздовж Буджакського плато. На лівобережжі налічувалося понад 40 озер до обвалування Кілійського рукава (1950-1970 рр.), а на сьогодні їх кількість значно зменшилася.



Рисунок 6.1 – Взаємне розташування української частини дельти річки Дунай з рукавами Придунайських озер і басейнів річок, що їх живлять

[\[https://geomap.com.ua/uk-gr/505.html\]](https://geomap.com.ua/uk-gr/505.html)

Спостереження на гідрометричній мережі в районі озера Катлабух почалися в 40-50 роках минулого століття. Початок вимірювань рівнів води на р. Дунай в створі Кислиці – 1945 рік, на оз. Катлабух – 1962 рік. Спостереження за температурою води в р. Дунай і оз. Катлабух почалися в 1962 році. За гідрохімічними складу озера Катлабух ведуться спостереження з 1970 року. Узагальнені дані за спостереженнями в зоні озера Катлабух відображені в табл. 6.1 [1], [5].

В період спостереження (1949-1950 роки) озеро Катлабух складалося: з основної широкої (південній) частині, витягнутої верхньої (північної) частини (вершина) і двох заток – Гассан і Ташбунар, розташовані симетрично з боків. Озеро відноситься за своїм походженням до заплавних.

В сучасних умовах озеро Катлабух з'єднується з Кислицьким рукавом через систему природних проток, які в даний час перетворені в канали «Желявській» і «Громадський», обладнані шлюзами-регуляторами.

Залежно від рівня води в Дунаї і в озері (а в даний час і від режиму експлуатації) напрямок стоку по протоках змінюється протягом року: при заповненні – в напрямку озера, під час спорожнення - в напрямку річки.

Таблиця 6.1 – Гідрометрична мережа в зоні озера Катлабух

Водний об'єкт	Назва водпоста	Період дії		Початок вимірювань			
		Відкритий	Закритий	Рівні води	Темп-ра води	Льодові явища	Гідрохімія
Озеро Катлабух	с.Кислиці (ГНС Кірова) -6,29 мБс	I/IV 1962	Діє	1962	1962	1952	1970
Озеро Катлабух	НС-2 Суворовської ЗС	-	-	-	-	-	1970
р. Дунай	с. Кислиці -0,47 мБс	I/III 1945	Діє	1945	1962	1945	-

6.1.1 Фізико-географічна характеристика

За фізико-географічним районуванням розглядувана територія Придунав'я знаходиться в степовій зоні з ухилом на південь [1], [2], [7]-[10]. Висоти змінюються з півночі і північного заходу від 300 м до 0,0 м і - 2,0 м – в заплаві р. Дунай.

Геологія та рельєф. Геологічна історія будови дельти Дунаю та озера Катлабух дозволяють позначити тимчасові періоди формування будови ґрунтів і ландшафтів території озера, і пояснити існуючі процеси і замулення озера. У минулому численні тимчасові і постійні водотоки: річки Великий і Малий Катлабух, Єніка, Ташбунар безперешкодно несли свої потоки в русло Дунаю. У четвертинний час відбувається інтенсивне занурення суші і затоплення прибережної низовини, низовий долин річок, і на місці останніх утворилися озеро

Катлабух. Геологічною історією дельти Дунаю пояснюється також і велика ширина заплави Дунаю між Кислицьким рукавом і озером.

Геологічна будова території озера неоднорідна, як в плановому положенні, так і по глибині [1], [7].

Грунтовий та рослинний покрив. Розглядувана територія відноситься до степової і південної частини правобережної лісостепової зон [7]-[9]. Різноманіття форм рельєфу, геологічної будови, достатньою кількості вологи, змінним режимом затоплення земель – з цим пов'язані особливості формування ґрунтово-рослинного покриву в дельті Дунаю. Усе перелічене визначає велику різноманітність типів і мозаїчну структуру поширення ґрунтів і рослинності.

У басейні ґрунти на оз. Катлабух такі: піски глинисті, світло-сірого кольору, сірі, мулкуваті; суглинки легкі зеленувато-сірого кольору; середні, жовтуватокоричневого кольору; легкі, світло-сірого кольору, важкі, пилові, м'якопластичні з вкрапленнями.

Степова рослинність в районі досліджень приурочена до стрімкого піднесення ділянки і сповзаючим фрагментами схилів. Лугова рослинність, як і болотна, внаслідок освоєння ділянок, які були зайняті нею раніше, не займає значних масивів. Серед болотної (повітряно-водної) рослинності розрізняють фітоценози, утворені високо-, середньо- і низькотравних видами (відповідно високо-, середневисоко- і низькотравні болота). Лісова рослинність в районі придунайських озер представлена вербово-тополіними лісами.

Водна рослинність широко представлена в даному регіоні, вона ділиться на вільноплаваючі, закріплені і занурені види.

Клімат. Клімат цього басейну поєднує, як помірно-континентальний так і середземноморський [1], [7], [11], [12]. Помітний вплив на клімат регіону надає Чорне море. Вітри, що дмуть з боку Чорного моря, сприяють розсіюванню хмарності і зниження кількості опадів.

Зима спостерігається коротка і м'яка з нестійким морозним періодом, літо тривале і спекотне, осінь тепла.

Опади випадають вкрай нерівномірно як по території, так і в часі. Для холодного періоду року типові затяжні опади малої інтенсивності. У кліматичному відношенні територія відзначається вельми високими ресурсами тепла і істотним дефіцитом вологи, що значно впливає на природні умови, біорізноманіття та соціально-економічний розвиток регіону.

Невелика повторюваність циклонів на розглянутій території є однією з головних причин порівняно невеликої кількості опадів, що випадають. Середня річна норма опадів тут складає 380-410 мм [13], [14], випаровування ж складає 800 мм [14], що дозволяє характеризувати регіон як посушливий. Значна амплітуда річних опадів по роках від 570-590 мм в багатоводний рік і 190-220 мм – в маловодний рік. Протягом року лише 65 – 85 днів з опадами.

Середньорічна температура повітря 10 – 10,8 °С [13], [14]. Середньомісячна температура повітря липня 22,4 – 22,9 °С. Максимальна температура липня 41,0 °С. Середньомісячна температура повітря в січні становить - 1,8 °С. Мінімальна температура в січні складає - 29 °С.

Суміщений хронологічний графік місячних сум випаровування з водної поверхні по м/ст Болград, сум опадів по м/ст Ізмаїл та рівнів води в озері Катлабух (з 1980 р. по 2020 р.) представлений на рис. 6.2. Характерною особливістю останніх років (2016-2020 рр.) стало значне підвищення величин місячних сум випаровування (254-267 мм у 2020 р.) на фоні зменшення кількості опадів у цей період особливо у 2018-2020 рр. (рис. 6.2.). При цьому рівні води в озері Катлабух значно знизилися.

6.1.2 Морфометрична характеристика озера

Четверте за величиною і розташоване ближче до дельти і на схід від міста Ізмаїл – водосховище Катлабух (рис. 6.3). Разом з невеликим озером Сафьян Катлабух пов'язаний з Дунаєм каналом Желявській і Громадський. Желявській

безпосередньо живить Катлабух дунайської водою, а Громадський, проходячи через дуже низькі гіпсометричні рівні, Старо-Некрасовські плавні [5].

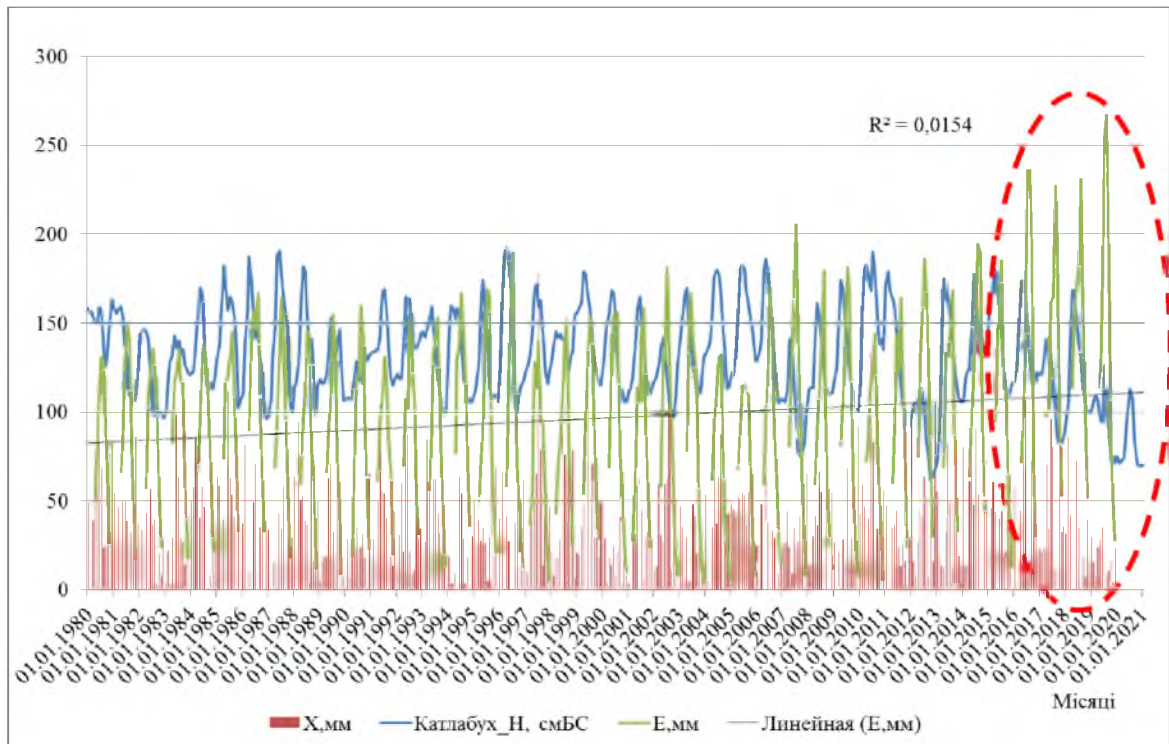


Рисунок 6.2 – Суміщений хронологічний графік місячних сум випаровування з водної поверхні по м/ст Болград, сум опадів по м/ст Ізмаїл та рівнів води в озері Катлабух (з 1980 р. по 2020 р.)

Озеро Катлабух складається з основної широкої частини двох заток - Гасан і Ташбунар, розташованих симетрично по боках вершини. Береги озера високі і круті. Між обривом і урізом води ширина узбережжя може досягати від 50 м до 500 м. Південне узбережжя Катлабух поступово зливається з Кілійської заплавою Дунаю [5].



Рис. 6.3 – Карта-схема озера Катлабух

[\[http://darg.gov.ua/files/7/04_06_karta_katlabug.jpg\]](http://darg.gov.ua/files/7/04_06_karta_katlabug.jpg)

Основні морфометричні характеристики озера Катлабух. Основні морфометричні характеристики озера Катлабух такі [1], [5] такі: загальна довжина водосховища становить 21,5 км, середня ширина – 2,0 км, найбільша 6,0 км в розширеній південній частині озера. Дно озера плоске, покрито мулистими ґрунтами. Має місце поступове поглиблення від берега до центральної частини водойми, де максимальна глибина в межень досягає 2 м. Під час повені в північній частині озера глибина сягає до 4 м [7].

Площа дзеркала при відмітці 1,0 мБС дорівнює 67 км², при підвищенні рівня до 3,0 м над рівнем Чорного моря вона збільшується до 69 км², а при меженних рівнях в літньо-осінній період – зменшується до 50-60 км² [5], [7], [1]. У зв'язку з тим, що рівень води в озері має значні коливання, площа його варіює в досить широких межах – від 59 км² до 71 км² [7].

Залежності площ водного дзеркала та об'ємів води від рівнів води у озері (криві площ водної поверхні та об'ємів води) представлені в табл. 6.2 та на рис. 6.4.

Таблиця 6.2 – Координати кривих площ водного дзеркала і об'ємів води від рівнів води в озері Катлабух [5]

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

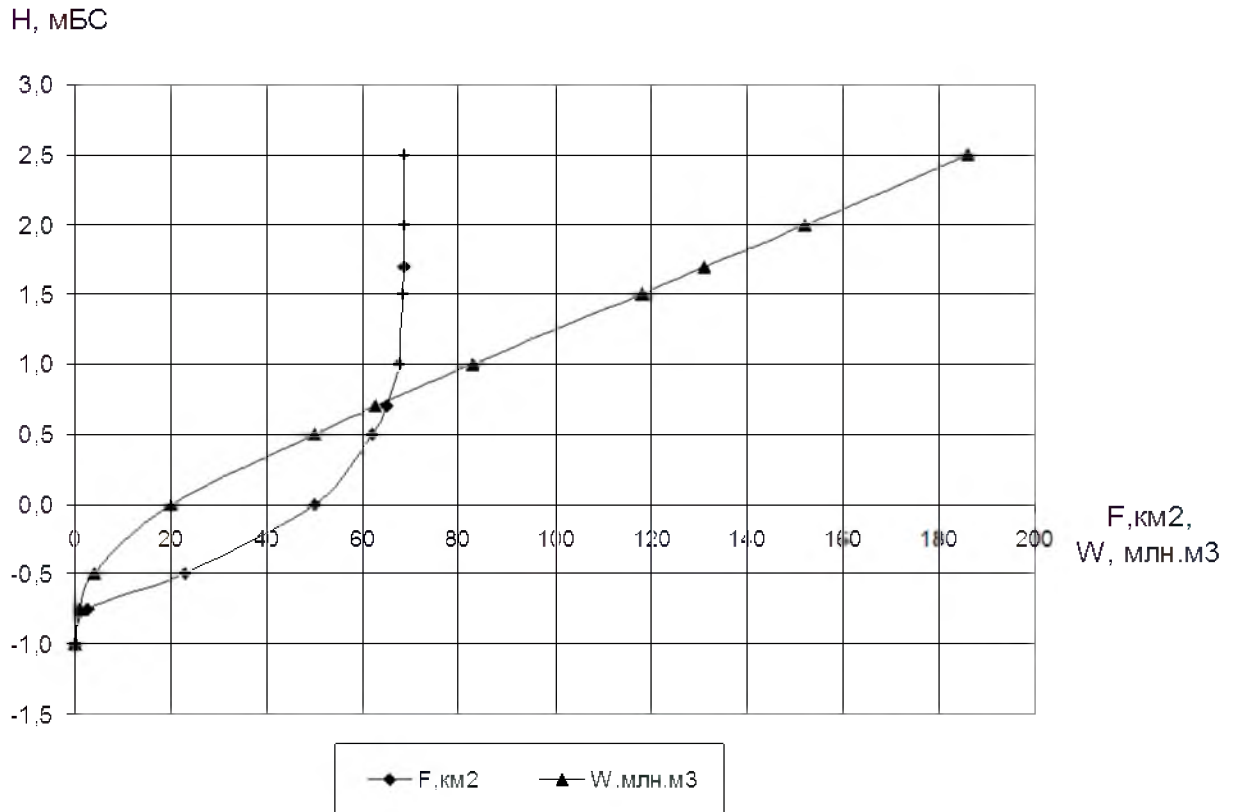


Рисунок 6.4 – Криві площ водного дзеркала і об'ємів води в озері Катлабух [5]

6.1.3 Гідрологічний режим озера Катлабух

Рівень режим озера Катлабух визначається річним ходом рівнів води в Дунаї [1], [5]. Всього лише 100 років тому під час весняно-літньої повені озеро заповнювалося свіжою водою і поєднувалося з затопленою заплавою Дунаю, перетворюючись в єдине водно-болотне угіддя і було джерелом розвитку

біорізноманіття. З давніх-давен це були місця нерестовищ багатьох видів риби і проживання звірів, прогонових птахів.

Обвалування заплавлених територій озера з боку Кислицького рукава в 60-70-х роках минулого століття порушили ритм і водний режим природної екосистеми водосховища Катлабух. Під час будівництва дамб багато природні протоки були зруйновані, а замість інших споруджені канали. Заповнення водосховища Катлабух стало проводитися по каналу «Желявській» пропускною спроможністю 70 м³/с.

Однак останнім часом повинь на річці Дунай проходить з низькими рівнями, що не дає можливості через замулення підвідного каналу «Желявський» наповнювати водосховище самопливом. Здійснювати підкачування води в необхідних обсягах для заповнення озера в осінньо-літній період є дорогим заходом і через відсутність коштів вельми проблематично. Тому в даному напрямку водний менеджмент по досягненню глибини водообміну має обмежені можливості без проведення поглиблення і розчищення каналу «Желявський».

Для озера встановлені лімітуючі горизонти – УМО, НПУ і ФПУ, в межах яких і здійснюється коливання рівня. Гідрологічний режим озера переведений в статус водосховища – вирівняний режим має чотири фази: весняного наповнення, річного тримання рівнів, осінньо-зимової спрацювання, зимового стояння рівнів.

У табл. 6.3 надані лімітуючі горизонти озера, певні в «Правила експлуатації водосховища» [5], а характерні рівні озера Катлабух за 1980-2020 рр. – в табл. 6.4.

Таблиця 6.3 – Лімітуючі горизонти озера Катлабух

Озеро	Горизонт		
	УМО, мБС	НПУ, мБС	ФПУ, мБС
Катлабух	0,70	1,70	3,00

Таблиця 6.4 – Характерні рівні води озера Катлабух за 1980-2020 рр.

Характеристика	Н макс	Н мін	Н сер
Рівні води, мБС	1,92	0,62	1,31

Хронологічний графік ходу середньомісячних рівнів і мінералізації води за період 1980-2020 рр. був побудований для аналізу багаторічної мінливості рівнів води в озері (рис. 6.5) [16]. На цьому графіку можна спостерігати багаторічну тенденцію до незначного зниження рівнів води в озері (пунктирна лінія – це лінія тренду для середньомісячних рівнів води). Багаторічний хід мінералізації води має багаторічні коливання, які пов'язані зі змінами гідротехнічних умов господарського використання озера Катлабух, водністю Дунаю та кліматичними змінами.

На приведеному нижче графіку можна побачити, що максимальні рівні води у році частіше за все спостерігаються у період весняного водопілля. Поступовий спад рівнів води відбувається довго у період літньо-осінньої межени, поки не досягне мінімальних значень [16].

Характерною особливістю останніх двох десятиріч стали тривалі сезонні зниження рівнів води майже до відміток РМО 0,7 мБС. Це стало причиною обміління водойми, погіршення якості води і взагалі деградації екосистеми озера. Особливо катастрофічною стала ситуація у 2019, 2020 роках [16].

У зв'язку з низькими рівнями води в р. Дунай на початку 2020 р. склалися складні гідрологічні умови та спостерігалось маловоддя на всіх Придунайських водосховищах, у тому числі і на водосховищі Катлабух.

На водосховищі Катлабух станом на 18 лютого рівень води наблизився до відмітки 0,73 м БС (рис. 6.5) при мінералізації 3 г/дм³. Примусове поповнення водосховища здійснювалось з 24 березня 2020 р. Середньодобовий об'єм поповнення водосховища складав 644,0 тис. м³, при випаровуванні 397,0 тис. м³. Це дало змогу здійснити водообмін у водосховищі та призвело до покращення якості води. Станом на 28 липня 2020 р. обсяг поповнення водосховища Катлабух склав 75 млн м³, при цьому рівень води виріс до відмітки 1,09 м БС (рис. 6.5), а мінералізація води складала 1,87 г/дм³.

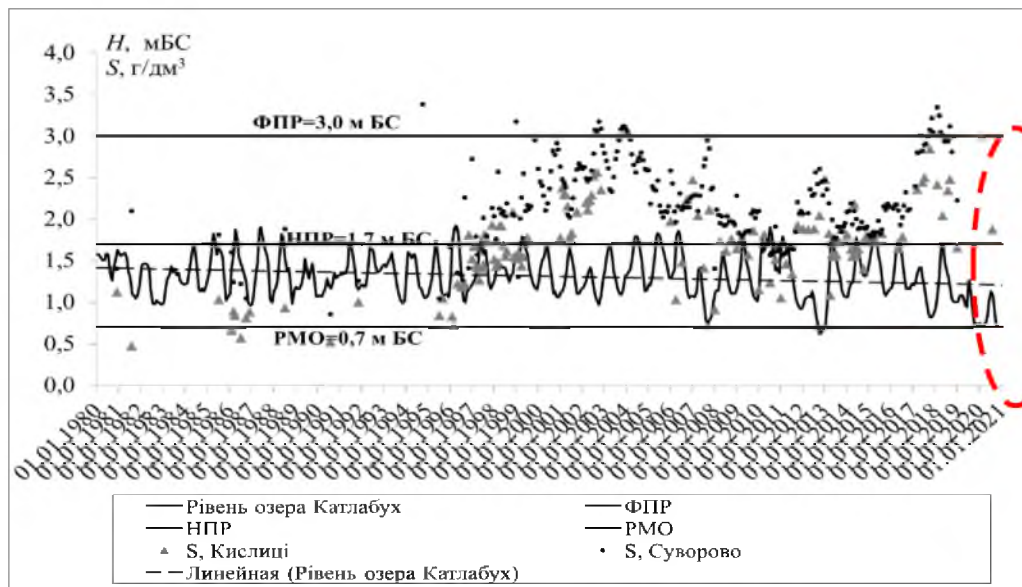


Рисунок 6.5 – Багаторічний хід середньомісячних рівнів і мінералізації води в озері Катлабух (1980-2020 рр.)

6.1.4 Гідрологічний режим річки Дунай

Річний хід рівнів води в гирлової області Дунаю характеризується в основному наступними сезонними коливаннями: весняно-літньою повінню (період з березня по червень-липень), літньо-осінньої меженню (серпень – жовтень) і осіннім паводком, який переходить в грудні в зимову межень. Середній річний рівень у Рені за аналізований період 1945-2015 рр. склав 2,69 м БС, а в місті Ізмаїл за період 1921-2015 рр. – 1,49 м БС [15].

Часові тренди середніх, максимальних і мінімальних рівнів води (за період 1921-2015 рр., тобто за 95 років) показують наявність їх слабого позитивного зростання протягом тривалого часу (рис. 6.6) [16], [17]. При цьому коефіцієнти кореляції трендів максимальних та мінімальних рівнів води є значущими ($r = 0,34$ та $r = 0,21$) відповідно, а тренди середніх річних рівнів води – мають незначущий коефіцієнт кореляції ($r = 0,14$).

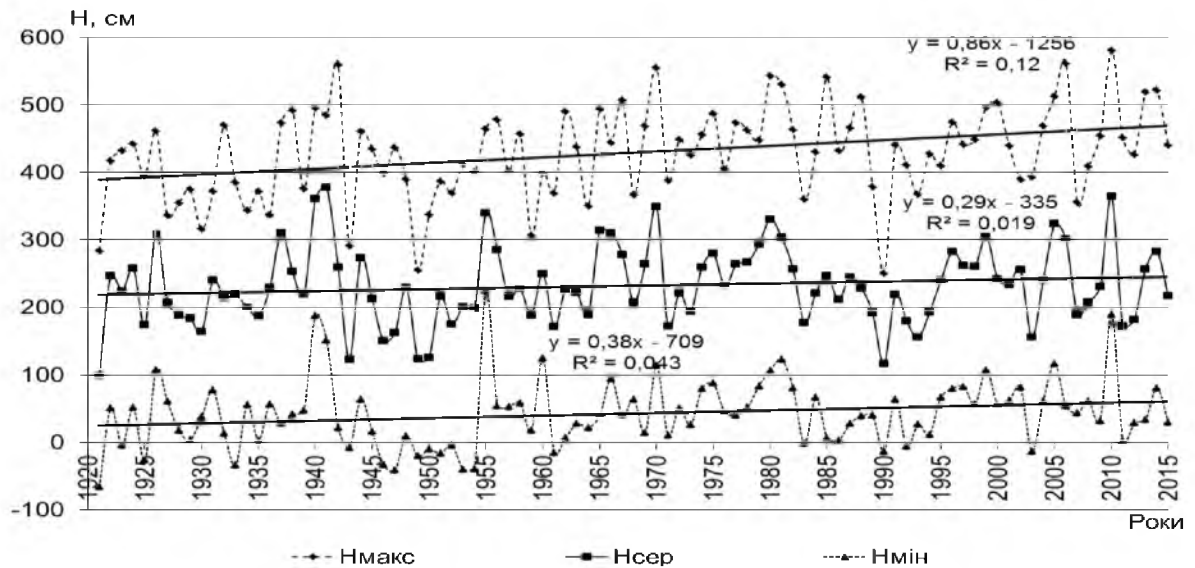


Рисунок 6.6 – Сумісний графік середніх, максимальних і мінімальних (1921-2015 рр.) рівнів води р. Дунай – м. Рені, см

У внутрішньорічному ході середніх, максимальних і мінімальних рівнів води р. Дунай має місце певна аналогія [16], [17]. У маловодні та середньоводні роки найбільші рівні спостерігалися в квітні і травні, тоді як в багатоводні роки високі рівні відзначалися майже протягом 5 місяців, а потім знижувалися до межових і знову перейшли в багатоводну фазу. Найменші рівні практично завжди припадають на початок осені [15].

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

На Нижньому Дунаї і в дельті річки для режиму стоку води характерні добре виражене тривале за часом і високе весняно-літнє водопілля, сформоване талими сніговими і дощовими водами, і літньо-осіння межінь. Весняно-літнє водопілля складається з декількох повеневих хвиль, які формуються на Середньому та Нижньому Дунаї і звичайно відмічається в березні – липні, часто на нього припадає річний максимум стоку. Найменші витрати води

спостерігаються в літню-осінню межінь в період з серпня по жовтень. У сучасних умовах на частку весняного водопілля у Нижньому Дунаї припадає 51-60 % річного стоку води [15].

За даними режимних видань України, тобто для періоду осереднення 1978-2015 рр. [15] середні річні витрати води спостерігалися рівними 6660 м³/с (м. Рені, гідроствор 54 міля) і 3730 м³/с (м. Ізмаїл, гідроствор 115 км), при об'ємах стоку за рік 210 млн м³ та 118 млн м³, відповідно.

В результаті аналізу багаторічних характеристик стоку води виконане дослідження часових тенденцій звідного багаторічного ряду середніх річних (за період 1840-2015 рр., тривалістю 176 років) та максимальних і мінімальних (1921-2015 рр., періодом 95 років) витрат води р. Дунай – м. Рені. Аналіз часових рядів показав наявність вираженого майже вікового тренду до підвищення максимальних витрат води та слабо вираженого – для середніх і мінімальних витрат води (рис. 6.7) [16] – [18].

У внутрішньорічному ході середньомісячних витрат води р. Дунай по створах Рені (г/с 54 міля) і Ізмаїл (г/с 115 км) для багатоводних, середньоводних і маловодних років (за сумісний ряд даних 1960-2015 рр.) спостерігається однотипність статистичного розподілу стоку за сезонами водності річки [16] – [18].

Внутрішньорічний хід середніх, максимальних і мінімальних місячних витрат води Дунаю у м. Рені і м. Ізмаїл (1960-2015 рр.) (рис. 6.7) показав, що найбільша доля стоку припадає на весняно-літній період формування водопілля (зазвичай у багатоводні роки максимуми водопілля зміщуються до більш пізніх дат – травень-червень), а найменша – на осінній період формування меженого стоку. Крім того, у внутрішньорічному розподілі максимальних місячних величин стоку води вираженим є підвищення стоку в листопаді. В розподілі мінімальних місячних значень стоку води внутрішньорічний розподіл менш виражений [16] – [18].

Таким чином, виконані в роботі дослідження багаторічних і сучасних тенденцій в змінах гідрологічного режиму р. Дунай на українській ділянці від

гідроствору м. Рені до м. Ізмаїл показали наявність позитивних тенденцій водності річки, зокрема максимального стоку [16], [18].

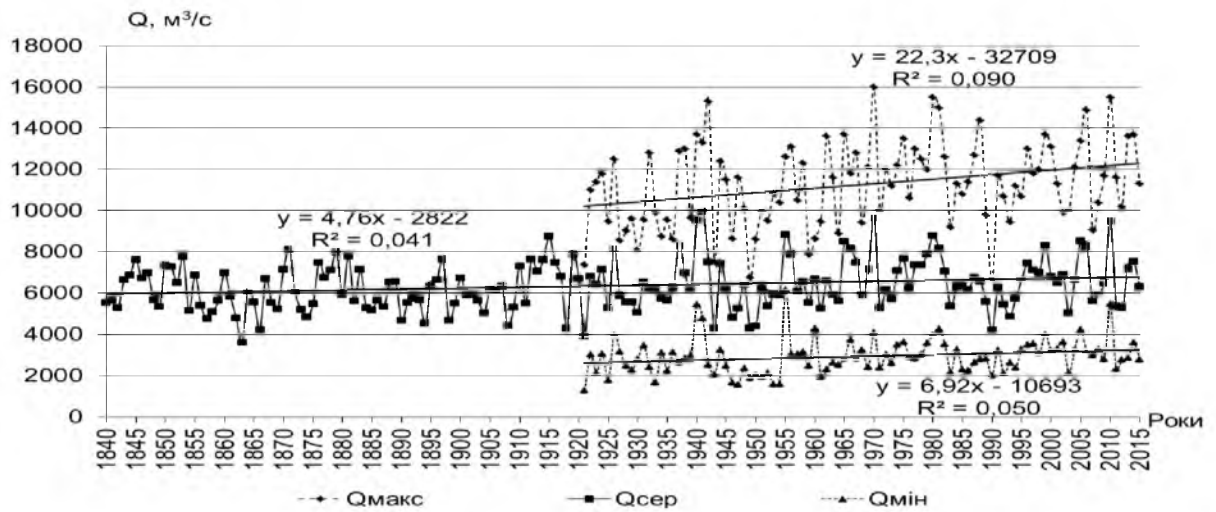


Рисунок 6.7 – Сумісний графік, середніх (1840-2015 рр.), максимальних і мінімальних (1921-2015 рр.) витрат води р. Дунай – м. Рені, м³/с

6.1.5 Характеристика рівневого режиму річок, що живлять озеро Катлабух

До Причорноморського гідрологічного району відносяться річки Великий Катлабух, Єніка та Ташбунар, вони характеризуються періодичним стоком під час танення снігу і випадіння інтенсивних рідких опадів (дощів) [1], [7]. Рівневі режими річок характеризуються яскраво вираженими весняним водопіллям, низькою меженню влітку і низьким на зимі стійким стоянням рівня води. В окремі роки водопілля весною відсутнє або ж спостерігається у незначних об'ємах. Інтенсивний підйом рівнів навесні зазвичай спостерігається в кінці лютого – початку березня. Максимальний рівень водопілля навесні настає приблизно через 7 днів після початку їх підйому і спостерігається в першу декаду березня. Водопілля зазвичай проходить одним піком, який утримується найчастіше протягом 1-2 днів, після чого йде спад, що триває близько 14 днів. Спад рівнів води в перші дні проходить досить інтенсивно.

Живлення річок залежить від кількості опадів, що випали. Частка підземного живлення мізерно мала.

Території на водозборах річок відчувають значне антропогенне навантаження з інтенсифікацією в 60-х роках сільського господарства. Оранка і вирубка лісів, розчищення річок, зарегулювання стоку привели до зниження водності, збільшення випаровування з водної поверхні і відповідно до погіршення якості води річок.

В цілому якість поверхневих вод малих річок Єніка, В.Катлабух, Ташбунар погіршилася. Збільшується мінералізація води. Однак має місце поліпшення якості води в весняний період після проходження значних осінніх і весняних паводків і повеней, які, з огляду на особливості клімату території, спостерігаються останнім часом рідко [16].

6.2 Регіональні обґрунтування та узагальнення розрахункових параметрів водно-сольового балансу. Моделювання водно-сольового режиму озера Катлабух

Регіональні обґрунтування та узагальнення розрахункових параметрів водно-сольового балансу відповідно структурі (розд. 1, п. 1.6), а також моделювання водно-сольового режиму виконано авторами проекту для озера Катлабух за різних умов експлуатації водойми (за період 1981-2020 рр.) і наведено роботах авторів [16],[19].

6.2.1 Моделювання водних балансів озера

6.2.1.1 Визначення складових приходної частини водних балансів

Атмосферні опади. Поблизу озера Катлабух та його водозбору ведуть регулярні систематичні спостереження метеорологічні станції Болград та Ізмаїл.

В роботі досліджено часові зміни в рядах спостережень річних опадів на досліджуваних метеостанціях м/ст Болград (1945-2020 рр.) та м/ст Ізмаїл (1949-2020 рр.).

Для дослідження складових водних балансів побудована крива забезпеченостей річних сум опадів по м/ст Болград з 1945-2020 рр. (рис. 6.8) [16]. Для визначення статистичних забезпеченостей річних сум опадів P_p % використано рівняння:

$$P_p = m / (n + 1) * 100\%, \quad (6.1)$$

де m – порядковий номер членів убуючого ряду сум річних опадів;

n – тривалість ряду спостережень.

Об'єми надходження атмосферних опадів на водну поверхню озера Катлабух розраховувалися за даними спостережень за опадами на м/ст Ізмаїл (для розрахункового місяця) [16], [18]:

$$V_p = P \cdot F_{\partial z} / 10^3, \quad (6.2)$$

де P – кількість опадів по м/ст Ізмаїл, мм;

$F_{\partial z}$ – площа водного дзеркала (км²), яка відповідає середньомісячному рівню води в озері $H_{сер}$ (м БС).

Для розрахунку водних балансів озера Катлабух використані величини атмосферних опадів по м/ст Ізмаїл за 1980-2020 рр. Річні величини опадів за розрахунковий період змінюються від 224 мм (2019 р.) до 656 мм (1997 р.).

Об'єми надходження атмосферних опадів на водну поверхню озера (за даними м/ст Ізмаїл) одержані за (6.2). На рис. 6.9 представлена багаторічна мінливість надходження за рік об'ємів води від атмосферних опадів на дзеркало озера Катлабух (за період з 1980 р. по 2020 р.). Вони змінюються відповідно кількості опадів за рік – від 14,9 млн м³ (2019 р.) до 44,5 млн м³ (1997 р.).

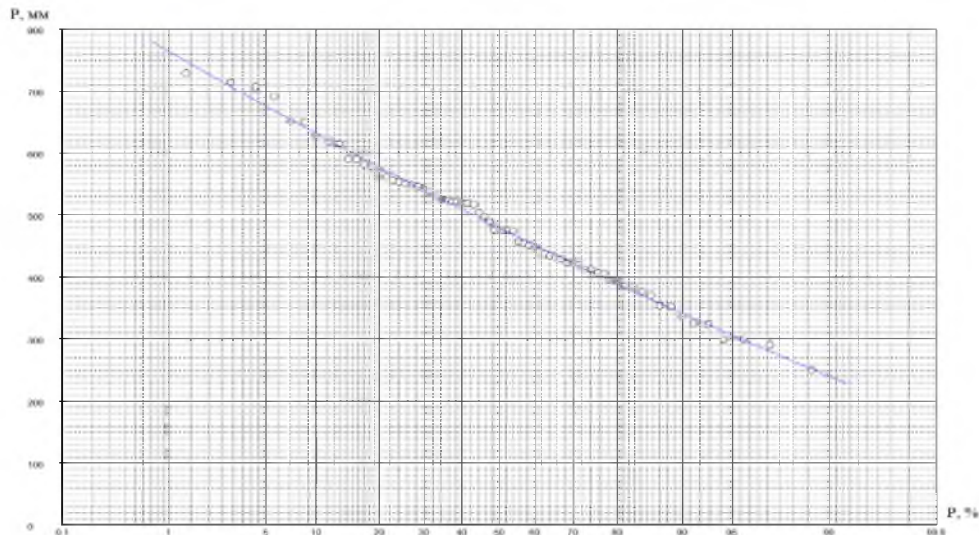


Рисунок 6.8 – Крива забезпеченості річних опадів по м/ст Болград (P , мм) з 1945-2020 рр.

Річний стік при відсутності спостережень. Загальна площа водозбору річок, які впадають в озеро Катлабух (р. Великий Катлабух, р. Ташбунар, р. Єніка) складає 1060 км². Скорочені морфометричні характеристики по основних річках басейну озера Катлабух наводяться у табл. 6.5.

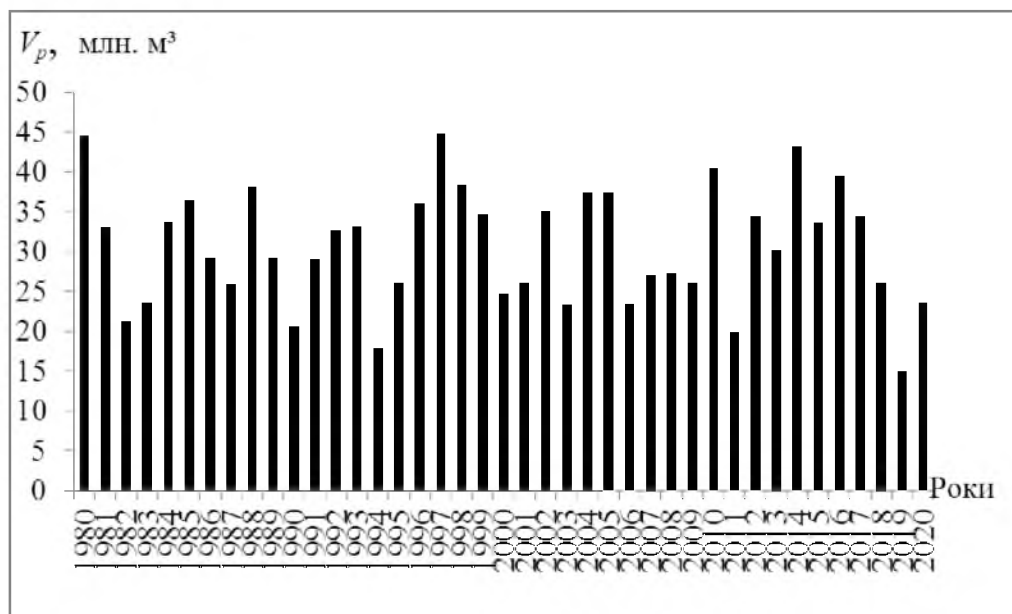


Рисунок 6.9 – Багаторічна мінливість об'ємів річних сум опадів на водну поверхню озера Катлабух (1980-2020 рр.)

Таблиця 6.5 – Морфометричні характеристики річок басейну озера Катлабух

№ з/п	Назва водотоків	Площа, F , км ²	Довжина, L , км	Середня висота, $H_{сер}$, м	Ухил річки, I_{36} , ‰
1	Великий Катлабух-устя	536	49	90	2,6
2	Ташбунар-устя	281	40	76	2,9
3	Єніка-устя	243	40	87	1,6

У зв'язку з відсутністю систематичних гідрологічних спостережень на річках для оцінки їх річного стоку прийнята модель «клімат-стік», запропонована Є.Д. Гопченком та Н.С. Лободою, в роботі для визначення середнього багаторічного модуля річного стоку невеликих річок, що живлять озеро Катлабух використана модель розрахунку природного річного стоку «клімат-стік» Є.Д. Гопченка та Н.С. Лободи [20]:

$$\bar{Y}_K = \bar{X} - \bar{E}_m \left[1 + \left(\frac{\bar{X}}{\bar{E}_m} \right)^{-n} \right]^{-\frac{1}{n}}, \quad (6.3)$$

де Y_K , X , E_m – середні багаторічні величини (норми) кліматичного річного стоку, опадів та максимально можливого випаровування, відповідно

Дана модель дає можливість визначити для озера Катлабух [20]:

1. Кліматичний річний стік – за картою норм річного кліматичного стоку ($Y_K=20$ мм);

2. Природний річний стік:

а) з урахуванням коефіцієнту підстильної поверхні $K_{пер} = 0,42$ (норма природного стоку $Y_{пр} = 8,4$ мм; модуль річного стоку $q_{сер} = 0,27$ л/(с·км²); при загальній площі всіх річок, що живлять озеро Катлабух $F = 1060$ км² середня багаторічна річна витрата води $\bar{Q} = 0,29$ м³/с, об'єм річного стоку $V_r = 9,15$ млн м³);

б) середнє значення коефіцієнту варіації C_v (визначено на рівні 1,7);

в) співвідношення C_s/C_v (прийнято в моделі на рівні 1,7 в межах території Північно-Західного Причорномор'я).

Відповідно рекомендацій СНиП 2.01.14-83 річний стік з площі водозборів малих річок k_p , за відсутності стокових спостережень на них, визначено з урахуванням забезпеченості водності року [21].

Відповідно рекомендацій СНиП [21] річний стік Q_r з площі водозборів малих річок може бути визначений з урахуванням забезпеченості водності року за формулою:

$$Q_r = k_p \cdot \bar{Q}, \quad (6.4)$$

де k_p – коефіцієнт, що враховує забезпеченість року ймовірністю P %.

При цьому, вважалось, що забезпеченість річного стоку дорівнює забезпеченості річних опадів, що визначена за кривою їх забезпеченості по м/ст Болград (рис. 6.2).

Коефіцієнти k_p визначаються по статистичних даних ряду (рядів річного природнього стоку) за кривою трипараметричного гама-розподілу С.Н. Крицького та М.Ф. Менкеля за таблицею [21] (при прийнятому співвідношенні $C_s/C_v = 2,0$).

Типова схема внутрішньорічного розподілу річного стоку річок по місяцях наведена для різних за водністю років табл. 6.6.

Таблиця 6.6 – Типовий розподіл (у %) річного стоку річок басейну озера Катлабух по місяцях в характерні за водністю роки

Водність року	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
Багатоводний	2,6	4,3	13,5	41,3	7,3	10,3	7,2	6,4	0,0	0,0	0,0	7,9
Середньоводний	1,4	4,6	14,2	56,1	4,5	11,1	6,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,4
Маловодний	0,0	14,3	25,6	44,0	7,6	8,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0

Об'єм надходження річного стоку невеликих річок V_r (млн м³)

розраховувався за виразом:

$$V_r = Q_r \cdot 86400 \cdot 365 / 10^6, \quad (6.5)$$

де Q_r – розрахований річний природний стік з площ водозборів річок басейну озера Катлабух різної забезпеченості;

86400 – кількість секунд в одній добі;

365 – кількість діб у році.

В табл. 6.7 (при $C_v=1,7$; $C_s/C_v=2,0$; $\bar{q}=0,27$ л/(с·км²); $F=1060$ км²) наведені об'єми річного природного стоку в басейні озера Катлабух різної забезпеченості в період 1980-2020 рр. [16]. Часовий хід багаторічної мінливості об'ємів природного стоку річок Великий Катлабух, Єніка і Ташбунар різної забезпеченості за період з 1980 р. по 2020 р. наведений на рис. 6.10.

Проаналізувавши рис. 6.10, за період з 1980 р. по 2020 р. розрахункові об'єми річного стоку малих річок, що впадають в озеро Катлабух змінювалися майже від нуля (1982 р., 1983 р., 1989 р., 1990 р., 1994 р., 2011 р., 2019 р.) до 50,3 млн м³ (1997 р.), в залежності від водності року.

Таблиця 6.7 – Об'єми річного природного стоку в басейні озера Катлабух різної забезпеченості

Роки	$P_p, \%$	k_p	$Q_p, \text{м}^3/\text{с}$	$V_p, \text{млн м}^3$
1980	5	4,3	1,25	39,3
1981	20	1,6	0,46	14,6
1982	95	0,0002	0,0	0,0
1983	80	0,027	0,0078	0,2
1984	20	1,6	0,46	14,6
1985	19	2,94	0,85	26,9
1986	62	0,14	0,041	1,3
1987	50	0,31	0,09	2,8
1988	35	0,78	0,23	7,1
1989	80	0,027	0,0078	0,2
1990	89	0,006	0,0018	0,1
1991	33	0,86	0,25	7,9
1992	60	0,16	0,046	1,5
1993	28	0,162	0,34	10,6
1994	87	0,011	0,0032	0,1
1995	52	0,28	0,081	2,56
1996	18	1,8	0,522	16,5
1997	3	5,5	1,595	50,3
1998	25	1,24	0,36	11,3
1999	27	1,188	0,345	10,86
2000	70	0,07	0,02	0,64
2001	52	0,28	0,081	2,56
2002	48	0,36	0,11	3,33
2003	38	0,66	0,19	6,04
2004	18	1,8	0,522	16,5
2005	26	1,21	0,35	11,1
2006	71	0,07	0,02	0,60
2007	43	0,05	0,14	4,56
2008	68	0,09	0,03	0,80
2009	75	0,05	0,014	0,46
2010	4	4,9	1,42	44,8
2011	88	0,009	0,002	0,08
2012	10	2,6	0,75	23,8
2013	28	0,162	0,34	10,6
2014	10	2,6	0,75	23,8
2015	31	0,94	0,27	8,6
2016	20	1,6	0,46	14,6
2017	41	0,93	0,27	8,47
2018	80	0,027	0,0078	0,2
2019	95	0,018	0,005	0,16
2020	30	1,26	0,37	11,5

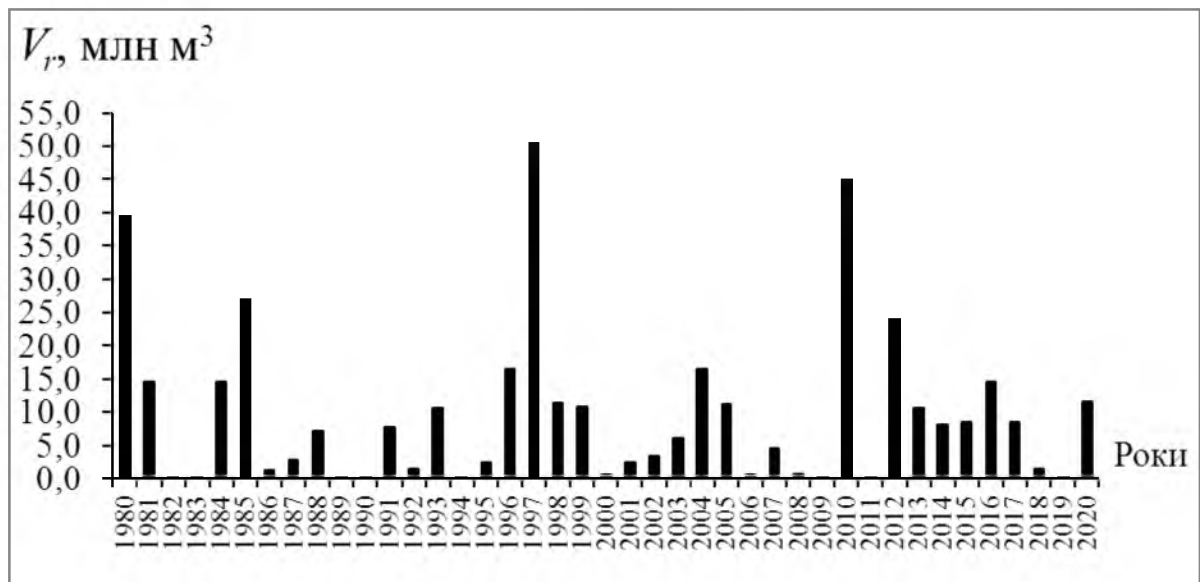


Рисунок 6.10 – Багаторічна мінливість об’ємів природного річного стоку озера Катлабух (1980-2020 рр.)

Бічний приплив поверхневих вод до озера. В роботі прийнято співвідношення між річковим V_{ri} та бічним V_{bi} припливом, що встановлено за даними проекту Tasis-2001 для озера Ялпуг-Кугурлуй і дорівнює 0,23 від річкового стоку. Тобто бічний приплив розрахований за формулою:

$$V_b = 0,23 * V_r \quad (6.6)$$

Річні об’єми надходження бічного припливу води до озера Катлабух виконані за період з 1980 р. по 2018 р. [16]. На рис. 6.11 представлена багаторічна мінливість бічного припливу до озера Катлабух. Величини бічного припливу води змінювалися від нуля (1982 р., 1983 р., 1989 р., 1990 р., 1994 р., 2011 р., 2019 р.) до 11,66 млн м³ (1997 р.).

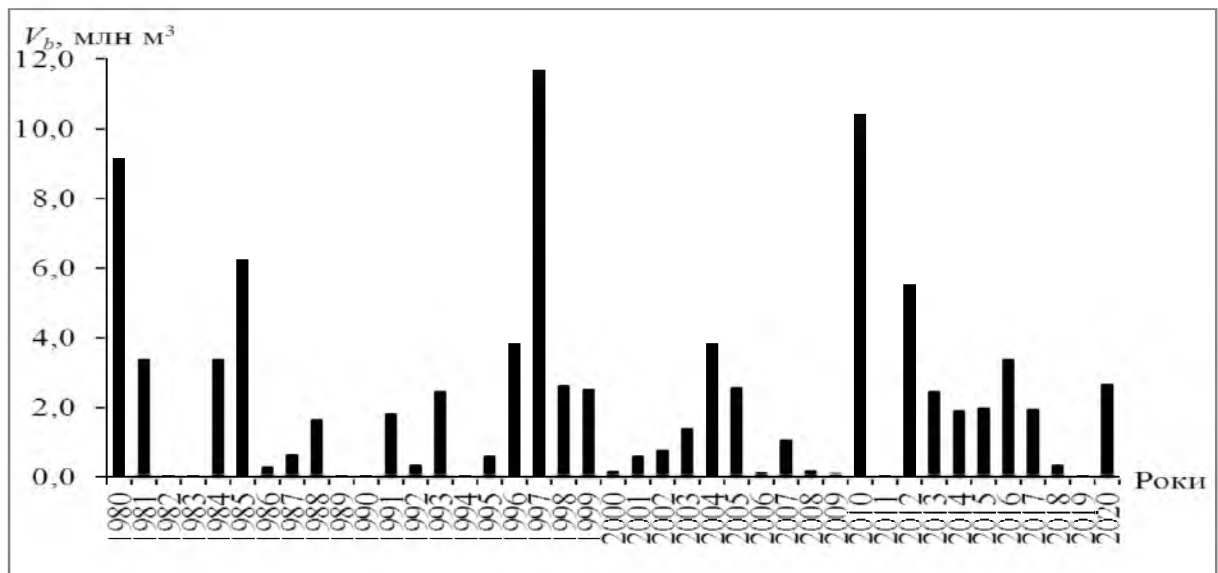


Рисунок 6.11 – Багаторічна мінливість об'ємів бічного припливу води до озера Катлабух (1980-2020 рр.)

Приплив ґрунтових вод. Ґрунтові води басейну озера, що дренуються по периметру водойми та ґрунтові води, які надходять із поверхневим стоком річок разом складають систему ґрунтового живлення озера.

У даній роботі для оцінки припливу ґрунтових вод до озера Катлабух використана генетична формула А.М. Бефані у вигляді [22]:

$$\overline{Y_{gr}} = th \left[a_2 \left(\frac{F}{F_{1кр}} - 1 \right)^\varepsilon \right] U_0, \quad (6.7)$$

де $\overline{Y_{gr}}$ – шар стоку ґрунтового припливу води;

U_0 – норма інфільтрації, мм;

a_2 – гідрологічний параметр;

ε – параметр інтенсивності дронування водоносних горизонтів;

F – площа водозбору річки, км²;

$F_{1кр}$ – початкова площа витoku річок – перша критична площа, км².

Для території Південно-Західної України та Молдови норма інфільтрації U_0 змінюється від 5,0 мм до 1,5 мм.

Гідрогеологічний параметр a_2 , який залежить від геологічної будови, характеру порід, рекомендований рівним 0,20.

Перша критична площа $F_{1кр}$ є районоюваною величиною і для Придунайського регіону дорівнює 60 км².

За даними автора роботи [22] параметр ε прийнятий на рівні 0,25.

Загальна величина припливу води до озера з ґрунтових водоносних горизонтів V_{gr} становить 4,13 млн м³, що одержана в роботі [22]. При поверхневій складовій надходження води до озера, що становить 9,15 млн м³ частка ґрунтового припливу дорівнює 45 % від цієї величини.

Характер розподілу ґрунтового стоку по місяцях в роки різної водності, виконаний за типовою схемою, що одержана Н.С. Лободою, використовуючи метод гідрологічної аналогії. Розподіл величини ґрунтового припливу (по місяцях) при розрахунках місячних водних балансах озера Катлабух наведений у табл. 6.8.

Таблиця 6.8 – Внутрішньорічний розподіл припливу ґрунтових вод (у % від річного) до озера Катлабух ($V_{gr} = 4,13$ млн м³)

Місяці Водність	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	Багатоводний	4,4	6,4	10,3	10,7	11,4	11,3	8,0	6,4	6,3	7,2	8,4
Середньоводний	7,4	10,3	12,6	12,3	12,5	6,5	5,2	5,8	6,5	7,7	7,4	5,8
Маловодний	3,9	4,7	5,1	5,2	5,4	6,0	8,0	9,3	11,0	13,4	13,5	14,5

Дренажні і комунально – побутові води. Приплив дренажних (у тому числі й комунально-побутових зворотних) вод V_{dr} , млн м³ прийнятий за нормативом

Басейнового управління водних ресурсів річок Причорномор'я та нижнього Дунаю як:

$$V_{dr} = 0,2V_z, \quad (6.8)$$

де V_z – забір води на зрошення (застосовано також до інших видів водокористування), млн m^3 .

На рис. 6.12 представлена багаторічна мінливість об'ємів припливу дренажних та комунально-побутових вод за 1980-2020 рр. Величини припливу дренажних та комунально побутових вод до озера Катлабух змінюються від 0,4 млн m^3 (2018 р.) і 0 млн m^3 (2019 р.) до 16,89 (1996 р.) млн m^3 і, відповідно заборам води на комунальні потреби, різко знизилися з 1997 р. Слід зазначити, що у 2020 року у зв'язку зі значними заборами води на зрошення (до 122 млн m^3) об'єми припливу дренажних та комунально-побутових вод значно підвищились (до 15,9 млн m^3) [16].

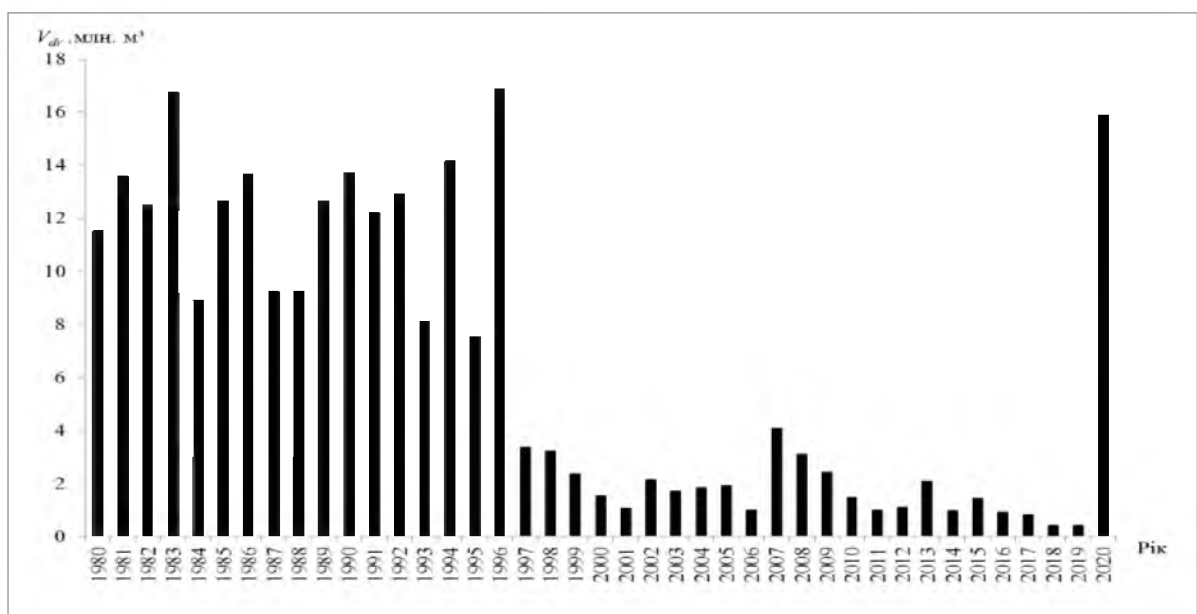


Рисунок 6.12 – Багаторічна мінливість об'ємів дренажних та комунально-побутових вод, що надходять до озера Катлабух (1980-2020 рр.)

6.2.1.2 Визначення складових витратної частини водних балансів

Випаровування з водної поверхні озера. Випаровування з водної поверхні водойм є витратною складовою їх водних балансів, що є особливо важливим чинником в умовах посушливого клімату півдня України. Для оцінки складової випаровування з водної поверхні озера Катлабук використовувались дані випаровувального басейну м/ст Болград. Середньобагаторічна величина випаровування за рік становить порядку 809 мм (1960-2020 рр.).

Об'єм випаровування з водної поверхні (млн м³) розраховувався шляхом перемноження площі водного дзеркала F на шар випаровування E з поверхні озера для розрахункового місяця:

$$V_{E_i} = E \cdot F_{\partial z} / 10^3, \quad (6.9)$$

де E – шар випаровування з водної поверхні, мм;

$F_{\partial z}$ – площа водного дзеркала (км²), яка відповідає середньомісячному рівню води в озері $H_{сер}$ (м БС).

Для розрахунку водного балансу озера Катлабук місячні та річні величини випаровування обчислені за період 1960-2020 рр. На рис. 6.13 представлена багаторічна мінливість об'ємів випаровування за рік з водної поверхні озера Катлабук з 1980 р. по 2020 р. Об'єми випаровування змінюються від 44,6 млн м³ (2004 р.) до 97,13 млн м³ (2020 р.). Слід зазначити, що з 2014 р. має місце стала тенденція до зростання об'ємів випаровування води з водної поверхні.

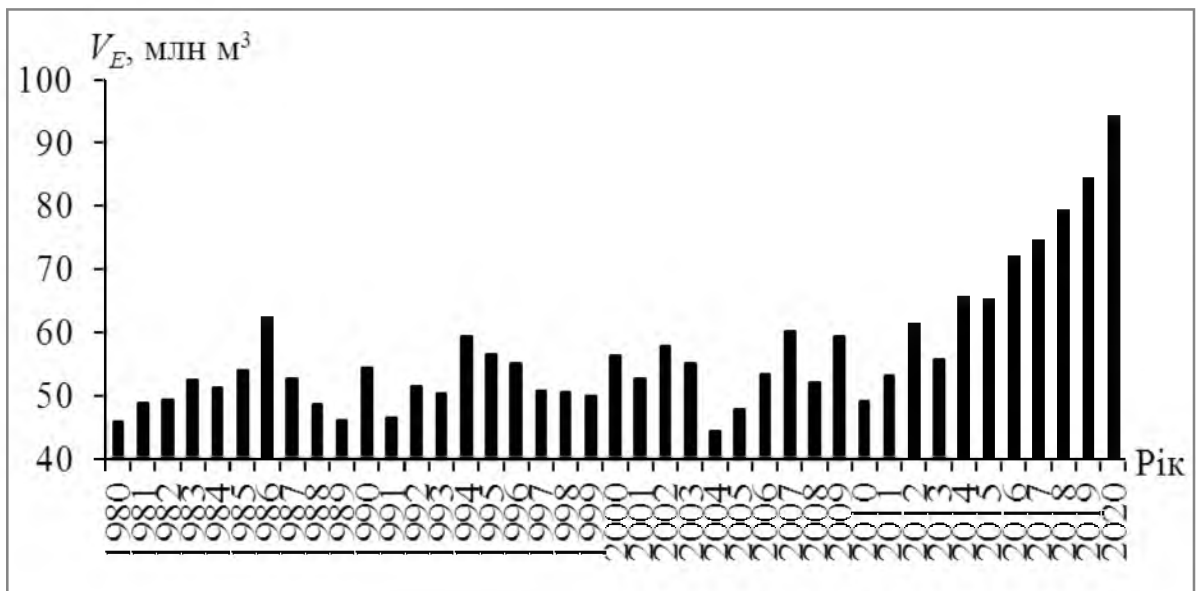


Рисунок 6.13 – Багаторічна мінливість об’ємів випаровування з водної поверхні озера Катлабух у період з 1980-2020 рр.

Транспірація водною рослинністю. Об’єми транспірації водною рослинністю розраховано при врахуванні площі заростей у розмірі 30 %, за допомогою перехідного коефіцієнту, що дорівнює 1,14 (прийнято в роботі автора [16]). Випаровування з ділянок водної рослинності по місяцях (у % від суми за весь рік) наведена у табл. 6.9.

Таблиця 6.9 – Випаровування з ділянок водної рослинності по місяцях (у % від суми за весь рік)

Зона	травень	Червень	липень	серпень	вересень	жовтень
Степова	7	23	27	25	15	3

На рис. 6.14 представлений багаторічний хід транспірації водною рослинністю. Об’єми транспірації водною рослинністю змінюються від 1,87 млн м³ у 2004 р. до 4,01 млн м³ у 2020 р. при тенденції їх зростання відповідно величинам випаровування.

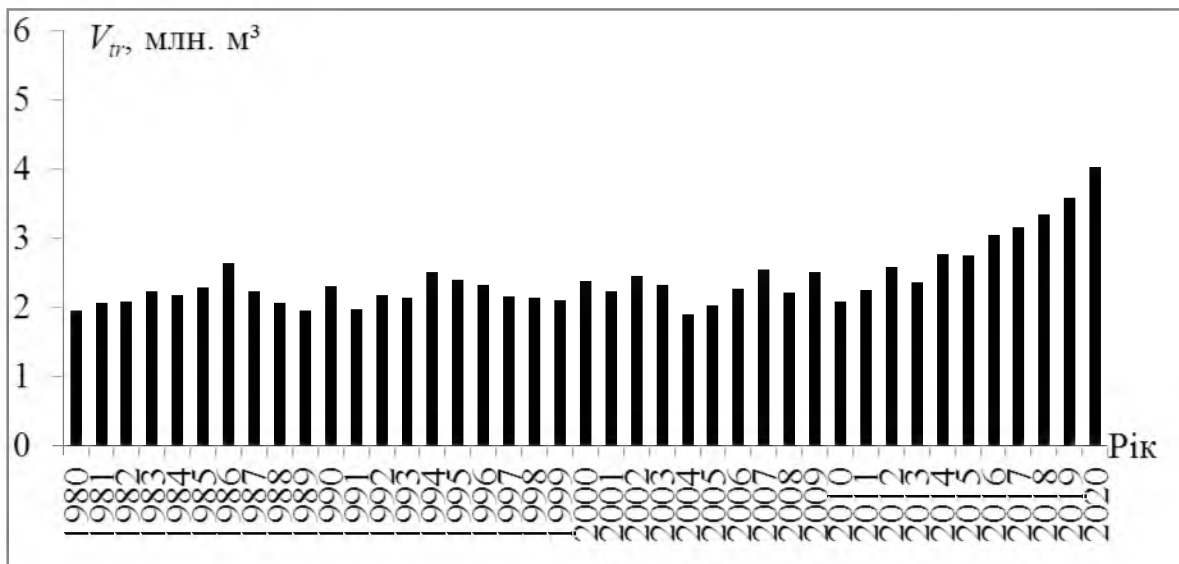


Рисунок 6.14 – Баготорічна мінливість об’ємів транспірації озера Катлабух у період з 1980-2020 рр.

Сумарний забір води з озера Катлабух. Сумарний забір води озера Катлабух на господарські потреби здійснюється головним чином на зрошування сільськогосподарських земель в його басейні. В умовах півдня України зрошування є одним з найважливіших водоемних споживачів.

Насосні станції водозабору розташовані відносно рівномірно по всій акваторії водойми – Суворовська ЗС – на півночі, Ізмаїльська та Кіровська – на півдні.

Ця величина отримана за даними прямих вимірювань по даних БУВР річок Причорномор’я та Нижнього Дунаю.

Основна частка водозаборів приходить на період травень-вересень.

Основний забір об’ємів води озера на зрошування в 2019 року не здійснювались, а у 2020 р. становили 122 млн м³ (з березня по серпень, та листопад і грудень).

Багаторічна мінливість об’ємів припливу дренажних вод до озера Катлабух за 1980-2020 рр. представлена на рис. 6.15. У роботі [16] представлено, що з 1997 року забори води для зрошування суттєво зменшилися, а з 2010 р. вони майже припинились, що стало головною причиною росту солоності озера та його гідроекологічного стану у гіршу сторону, в більшості через зменшення

інтенсивності перемішування вод та погіршення водообміну і водооновлення вод в північній частині озера.

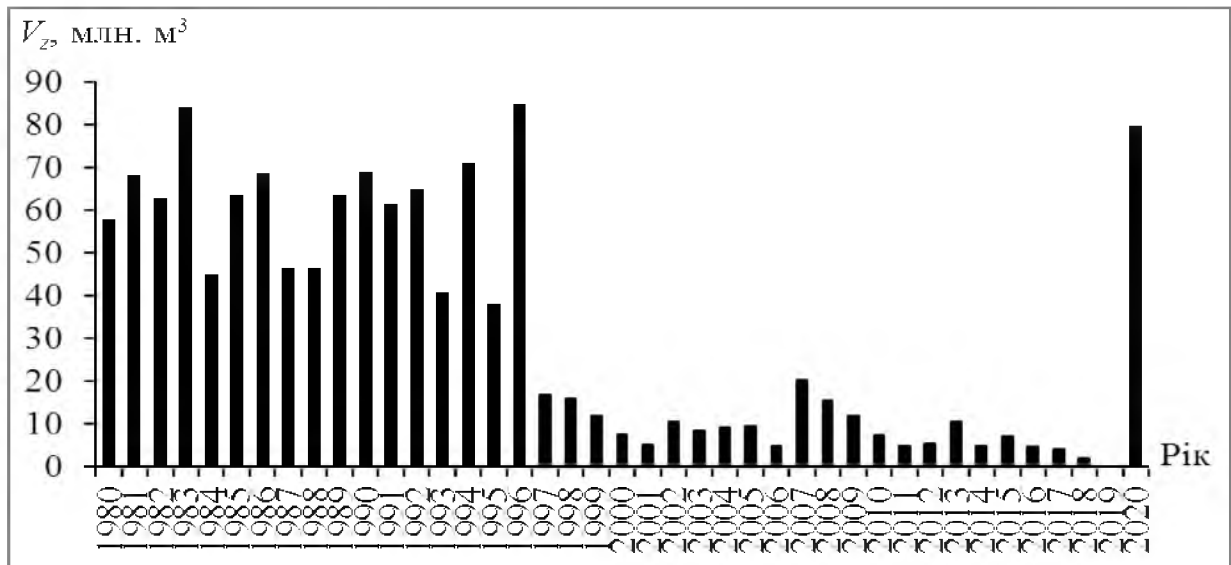


Рисунок 6.15 – Багаторічна мінливість заборів води з озера Катлабух (1980 -2020 рр.)

У 2019 р. об'єм заборів води на зрошення не було взагалі, а у 2020 р. він значно підвищився (до 79,5 млн м³ з березня по серпень) [16], [23].

Фільтрація води в береги. Фільтрація води в береги визначена на підставі розрахункових даних Басейнового управління водних ресурсів річок Причорномор'я та нижнього Дунаю. При площі водного дзеркала озера Катлабух дорівнює 68,5 км² при НПП, річна фільтрація становить 6,6 млн м³, а в середньому за місяць дорівнюватиме 0,55 млн м³.

Розподіл середньої величини фільтрації по місяцях розраховується в залежності від коливань рівня води в озері за формулою:

$$(\bar{V}_f)_i = 0,55(\bar{H}_i / \bar{H}), \quad (6.10)$$

де $(\bar{V}_f)_i$ – середня величина фільтрації i -го місяця, млн м³,

\bar{H}_i та \bar{H} – середній рівень води i -го місяця і середній річний рівень води в озері, мБС.

6.2.1.3 Надходження води р. Дунай до озера Катлабух та скиди води з озера в р. Дунай

Водообмін озера Катлабух з р. Дунай відбувається у регульованому режимі відповідно коливань рівнів води на Дунаї та пропускної спроможності шлюзів каналу Желявський. Безпосередньо достовірних даних про об'єми води, що надходять з р. Дунай та скидаються до річки, а також водообмін з озерами Лунг-Саф'ян немає, тому вони були обчислені зворотним шляхом з рівняння водного балансу.

Як бачимо, скиди води з озера до р. Дунай з 90-х років значно зменшились, у зв'язку зі зниженням рівнів води в озері.

Водообмін озера Катлабух з р. Дунай відбувається у регульованому режимі – у періоди високих рівнів води на р. Дунай (лютий-травень) відбувається наповнення озера Дунайською водою самопливним шляхом до НПР, що дорівнює 1,7 м БС, в періоди меженних рівнів води на р. Дунай (вересень-жовтень), при відкритті шлюзів відбуваються скиди води з озера Катлабух до р. Дунай до РМО = 0,7 м БС.

Коли достовірних даних про водообмін р. Дунай та озера Катлабух по шлюзах регуляторів немає, то вони можуть бути обчислені зворотним шляхом з рівняння водного балансу для i -го місяця:

- при наповненні озера Катлабух Дунайською водою:

$$V_{D_i} = \sum_B V_i - \left(\sum_{\Pi} V_i \right)' \pm \Delta W_i, \quad (6.11)$$

- при скидах води з озера Катлабух до р. Дунай:

$$V_{D_i}' = \sum_{\Pi} V_i - \left(\sum_{B} V_i \right)' \pm \Delta W_i, \quad (6.12)$$

де V_{D_i} – надходження води з р. Дунай до озера Катлабух у цьому випадку включає і нев'язку рівняння водного балансу;

V_{D_i}' – скиди води з озера до р. Дунай, які у цьому випадку включають і нев'язку рівняння;

$\sum_{\Pi} V_i$ – приходна частина водного балансу;

$\sum_{B} V_i$ – витратна частина водного балансу;

$\left(\sum_{\Pi} V_i \right)'$ – приходна частина водного балансу, за винятком надходження води з р. Дунай;

$\left(\sum_{B} V_i \right)'$ – витратна частина водного балансу, за винятком скидів води з озера в р. Дунай;

ΔW_i – зміни об'ємів води в озері за розрахункові періоди, акумуляція води.

Розраховані об'єми води, що надходять з р. Дунай до озера Катлабух за період з 1980 р. по 2020 р. наведені на рис. 6.16, а об'єми води, що скидають з озера до р. Дунай – на рис. 6.17. В цілому можна відмітити, що з 90-х років минулого сторіччя відбувається зменшення як об'ємів наповнення (в окремі роки) (рис. 6.16), так і об'ємів скидів води з озера до р. Дунай (рис. 6.17), які зазвичай здійснюються в осінній період.

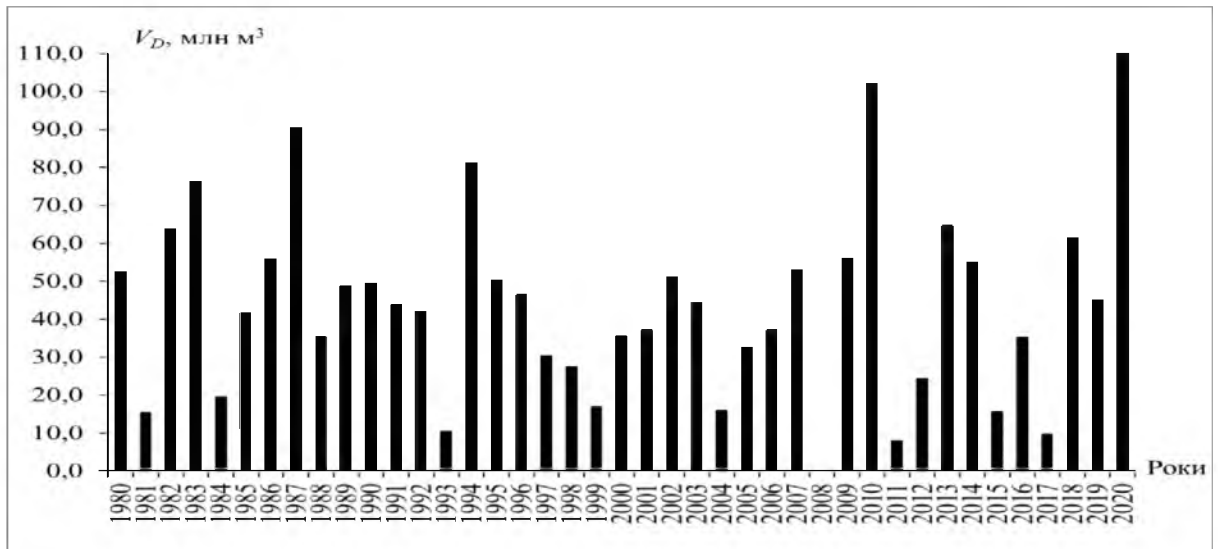


Рисунок 6.16 – Багаторічна мінливість об'ємів води, що надходить до озера Катлабух з р. Дунай у період 1980-2020 рр.

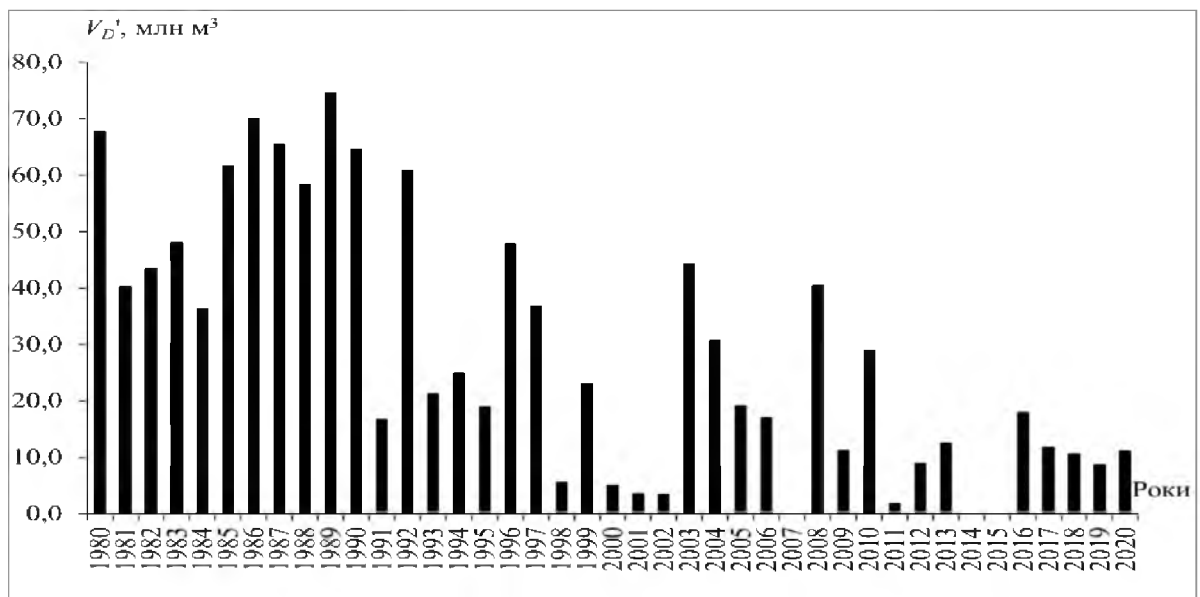


Рисунок 6.17 – Багаторічна мінливість об'ємів води, що скидаються з озера Катлабух до р. Дунай у період 1980-2020 рр.

6.2.1.4 Оцінка нев'язок водних балансів

Відносну нев'язку (у %) обчислюють після розрахунку рівняння водного балансу. Рівняння балансу визначають з абсолютними значеннями, без урахування знака складових балансу.

Критерій достовірності розрахунків водних балансів не повинна перевищувати допустимих меж, якими для місячних водних балансів (зокрема, озера Катлабух) слід вважати нев'язку рівну $\pm H \leq 5\%$ [24].

Величину нев'язки для i -го місяця було встановлено за рівнянням:

$$\Delta V_{ni} = \sum_{\Pi} V_i - \sum_{B} V_i \pm \Delta W_i, \quad (6.13)$$

де ΔV_{ni} – нев'язка водного балансу;

$\sum_{\Pi} V_i$ – приходна частина водного балансу;

$\sum_{B} V_i$ – витратна частина водного балансу;

ΔW_i – зміна об'єму води в озері за розрахунковий період.

Під час тривалих водообмінів між р. Дунай і водоймою (маються на увазі наповнення озера дунайською водою і зворотні скиди) об'єми води знаходяться зворотнім шляхом із рівнянь (6.11) і (6.12). В такому разі усі погрішності визначення складових приходної і витратної частин включені до складових V_{D_i} або V_{D_i}' .

В цілому у період закритих шлюзів на каналах оцінки нев'язок місячних водних балансів озера Катлабух за розглядуваний період, виражені у відсотках від приходної частини балансів не перевищують допустиму нев'язку $\pm 5\%$. Графік нев'язок річних водних балансів озера Катлабух в період 1980-2020 рр., у млн м³ показаний на рис. 6.18.

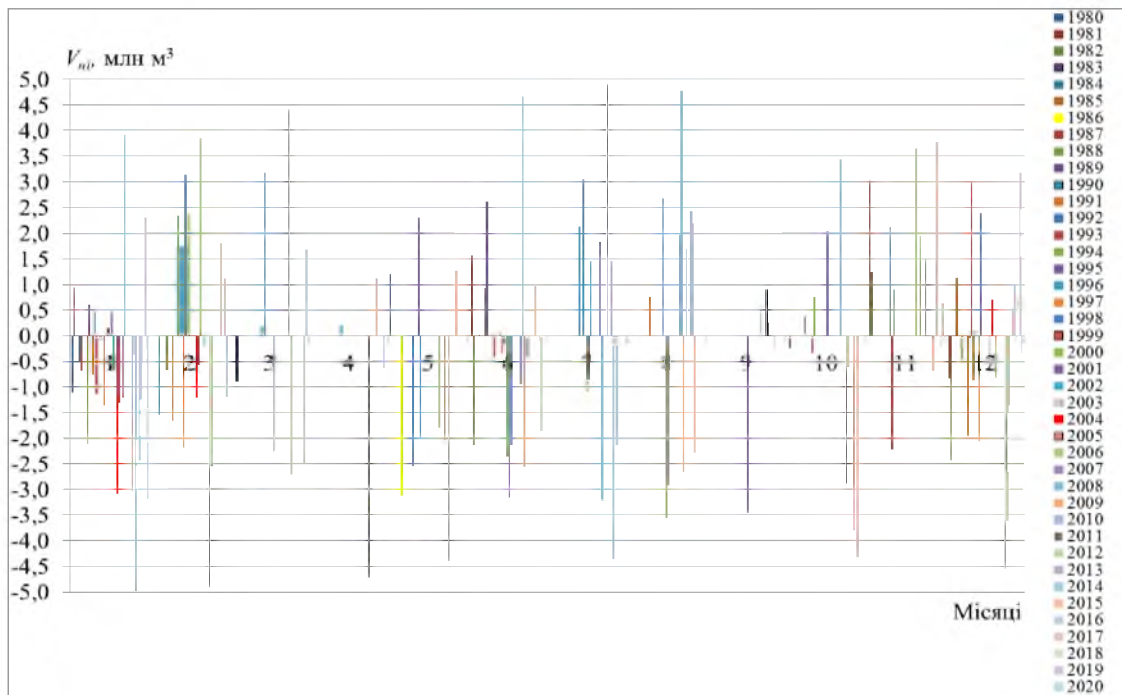


Рисунок 6.18 – Графік нев'язок річних водних балансів озера Катлабух в період 1980-2020 рр., у млн м³

6.2.1.5 Узагальнена оцінка складових у рівняннях водних балансів

Результати розрахунків водних балансів показали, що основний об'єм приходної частини (рис. 6.19) за 1980-2020 рр. становлять атмосферні опади (35,9 %) та надходження води з р. Дунай (42,5 %), об'єм річкового припливу дорівнює 8,8%, об'єми вод бічного припливу, ґрунтових та дренажних вод становлять 2,1 %, 4,9 %, 6,5 % відповідно. У витратній частині (рис. 6.20) основний об'єм припадає на випаровування разом з транспірацією (53,0 %), об'єми заборів води на зрошення, на скиди води до р. Дунай та фільтрацію становлять 21,1 %, 19,4 % та 5,8 % відповідно.

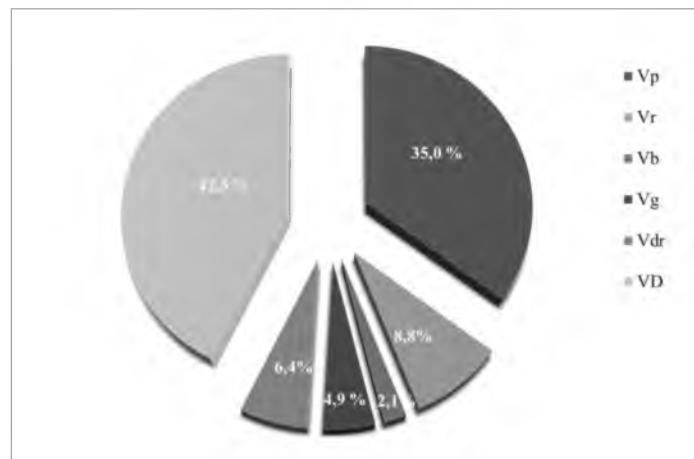


Рисунок 6.19 – Складові приходної частини водного балансу озера Катлабух (у %) в середньому за період 1980-2020 рр.

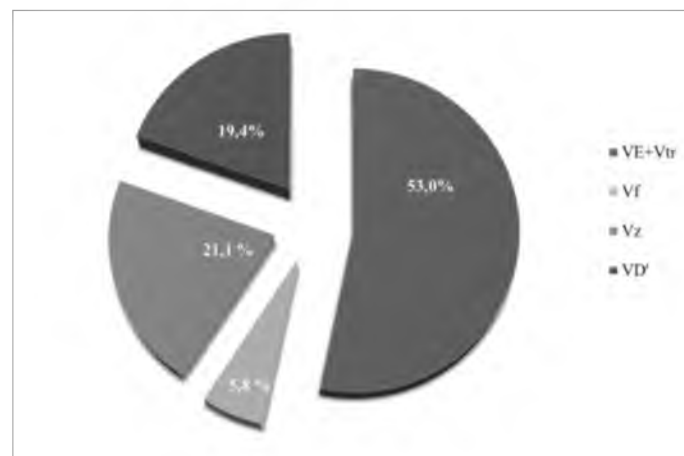


Рисунок 6.20 – Складові витратної частини водного балансу озера Катлабух (у %) в середньому за період 1980-2020 рр.

Багаторічна мінливість складових приходної і витратної частин водних балансів озера Катлабух з 1980 р. по 2020 р. представлені на рис. 6.21 і 6.22. Як видно з рис. 6.22, з 1997 року господарські забори води на зрошування і, відповідно, об'єми припливу дренажних вод, значно зменшилися, а з 2010 р. вони майже припинились. Це стало головною причиною підвищення солоності вод озера та погіршення його гідроекологічного стану, в основному через зниження інтенсивності перемішування вод та послаблення водообміну і водооновлення вод в північній частині озера. Крім того, скиди води з озера в р. Дунай з початку

1990-х років значно зменшилися, що було ще одним чинником погіршення умов водообміну в водоймі. При цьому забір об'ємів води озера на зрошення в 2019 року не здійснювались, а у 2020 р. становили 122 млн м³ (з березня по серпень – 79,5 млн м³ та листопад і грудень – 42,5 млн м³).

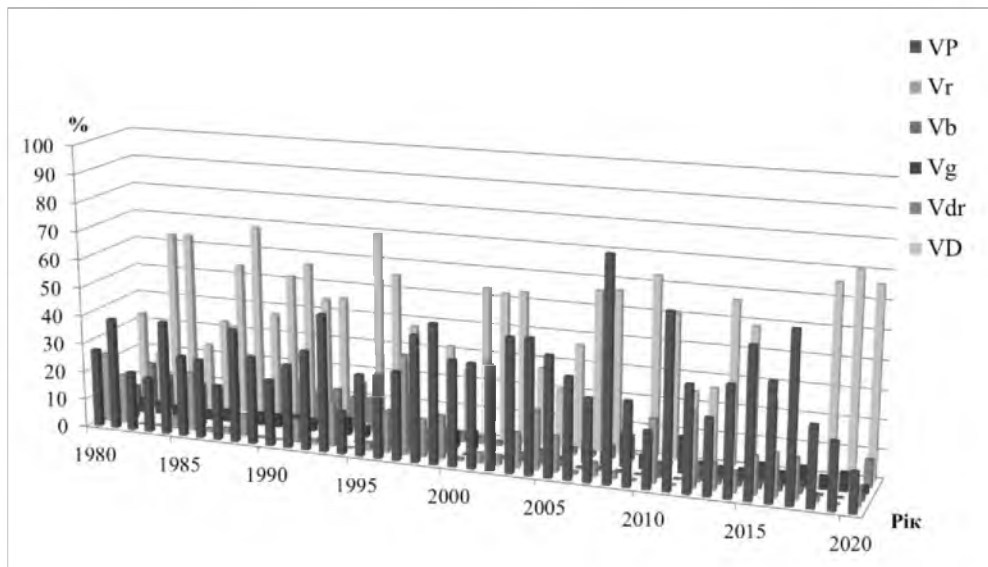


Рисунок 6.21 – Багаторічна мінливість складових приходної частини водних балансів озера Катлабух з 1980 р. по 2020 р.

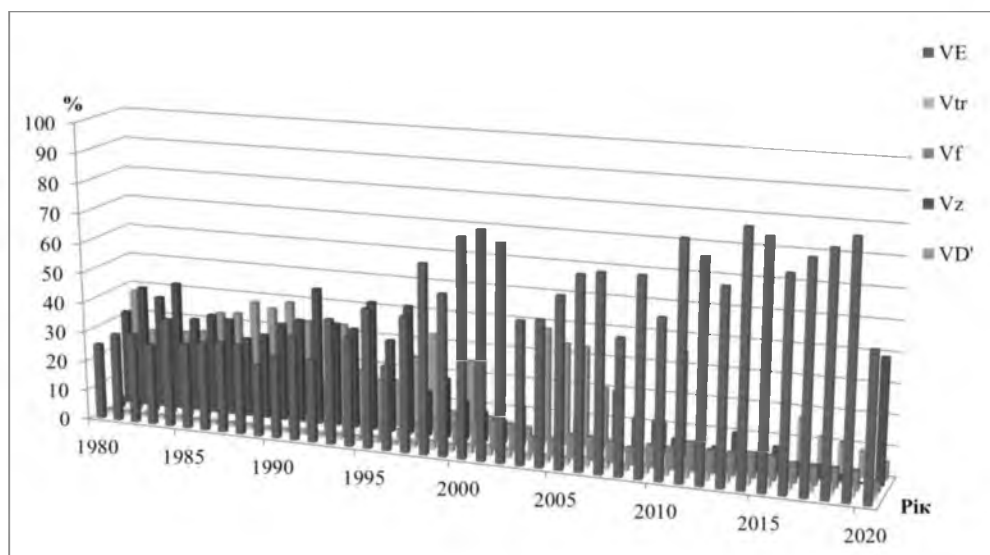


Рисунок 6.22 – Багаторічна мінливість складових витратної частини водних балансів озера Катлабух з 1980 р. по 2020 р.

6.2.2 Моделювання сольових балансів озера Катлабух

6.2.2.1 Мінералізація води окремих складових рівняння сольового балансу

Середньорічна мінералізація атмосферних опадів для досліджуваної території відповідно досліджень авторів В.І. Пелешенка та В.К. Хільчевського [25], [26] становить в північній частині 32,5-35 мг/дм³, а в південній – 35-40 мг/дм³, а середньому для озера Катлабух прийнята на рівні 35 мг/дм³.

Багаторічна мінливість мінералізації річок, які впадають у озеро, за даними епізодичних вимірів за багаторічний період (1999-2018 рр.) показана на графіку (рис. 6.23).

Можна бачити, що спостерігається деяке зростання мінералізації у багаторічний період, а в окремих роках вона сягає 8-10 г/дм³. За класифікацією О.О. Алекіна [27] це води з високою мінералізацією, тобто більш ніж 1000 мг/дм³.

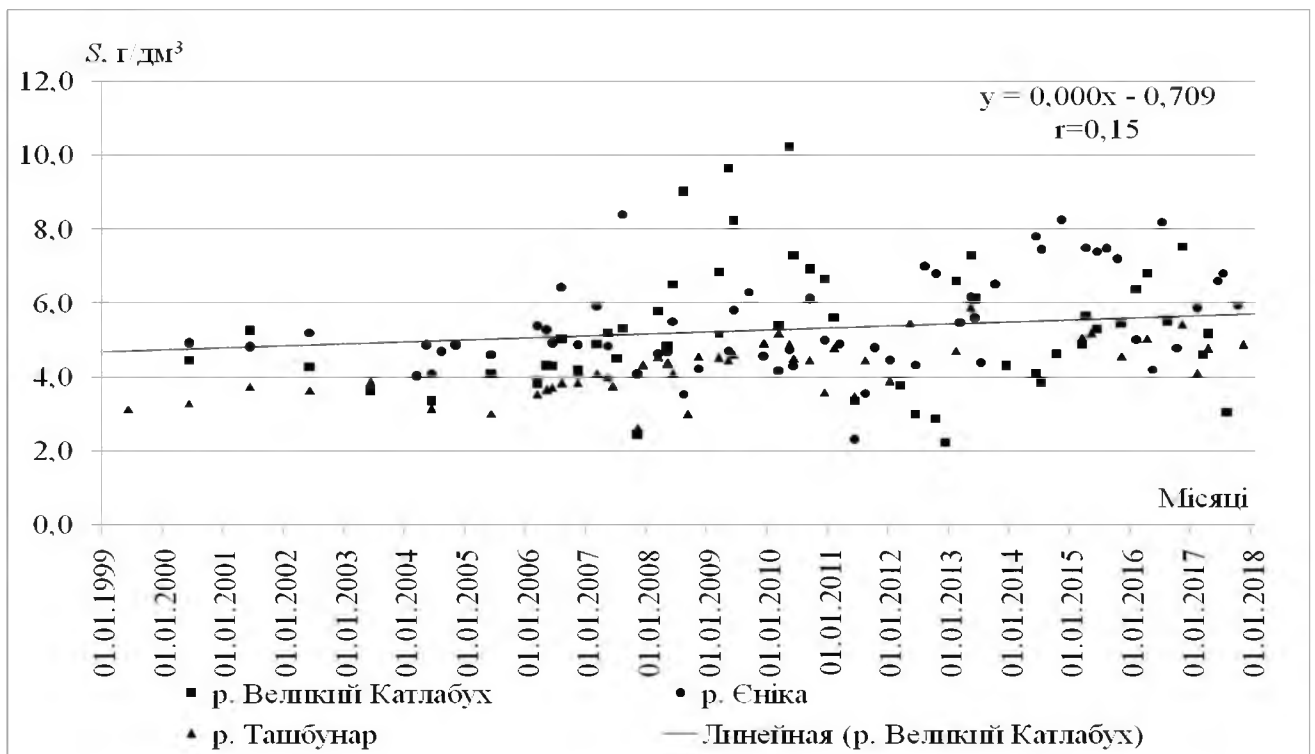


Рисунок 6.23 – Багаторічна мінливість мінералізації річок, що впадають в озеро Катлабух [16]

Місячна мінералізація річок (S_r) встановлена в роботі [16] в залежності від об'ємів річного стоку V_r за рівнянням:

$$S_r = 5,12 \cdot \exp(-0,021 \cdot V_r) \quad (6.14)$$

Зміни мінералізації води рр. Великий Катлабух, Ташбунар та Єніка при різних об'ємах надходження річкових вод представлені в табл. 6.10.

Таблиця 6.10 – Значення мінералізації води річок Великий Катлабух, Ташбунар і Єніка [16]

$V_r, 10^6 \text{ м}^3$	0,05	0,1	0,5	1,0	2,0	3,0	4,0	5,0	6,0
$S_r, \text{ г/дм}^3$	5,11	5,11	5,07	5,01	4,91	4,81	4,71	4,61	4,51

Мінералізація вод бічного припливу S_b встановлена за матеріалами інтегрованого моніторингу проекту Tacis 2001 р. для басейну озер Ялпуг-Кугурлуй за співвідношенням

$$S_b = 0,57 S_r, \quad (6.15)$$

де S_r – мінералізація води в річках, які впадають у озера Катлабух.

Мінералізація ґрунтових вод S_{gr} прийнята за даними Відокремленого підрозділу «Причорноморський центр водних ресурсів та ґрунтів» БУВР річок Причорномор'я і нижнього Дунаю прийнята на рівні $2,60 \text{ г/дм}^3$.

Мінералізація дренажних вод S_{dr} встановлена за даними Басейнового управління водних ресурсів річок Причорномор'я та нижнього Дунаю для озера Катлабух прийнята на рівні $2,00 \text{ г/дм}^3$.

Мінералізація води, що витрачається на фільтрацію S_f , на зрошення та інші види користування S_z (враховуючи мінералізацію води, що витрачається на підтримку рівнів води в системі Лунг-Саф'ян S_{OZ}) приймалися як середні по озеру для розрахункових місяців.

Мінералізація води, що надходить з р. Дунай $S_{D'}$, прийнята за даними її вимірів – в середньому на рівні $0,39$ г/дм³.

Мінералізація води, що скидається до р. Дунай розраховувалась за співвідношенням:

$$S_{D'} = 0,82 \cdot S, \quad (6.16)$$

де $S_{D'}$ – мінералізація води озера в його південній частині;

S – середня розрахункова мінералізація у межах водойми на початок поточного місяця.

6.2.2.2 Результати моделювання сольових балансів озера Катлабух

Моделювання сольових режимів озера Катлабух виконувалось за період 1980-2020 рр., базуючись на рівнянні сольового балансу (розд. 1, п. 1.6) при урахуванні мінералізації окремих складових балансів і їх об'єму води, одержаних в водному балансі озера. Розрахункова одиниця часу становить один місяць.

Етапи розрахунків сольових балансів наступні:

1. Початкова мінералізація для першого місяця 1980 року прийнята на річній $1,5$ г/дм³.
2. На основі рівняння сольового балансу розраховується кінцева мінералізація для першого місяця, яка стає початковою для другого розрахункового місяця.

За такою схемою здійснювалися розрахунки сольових балансів для місяців і років всього багаторічного періоду – 1980-2020 рр. (табл. 6.11) [16].

За даними табл. 6.11 вклад кількості солей (у %), що надходять зі складовими прибуткової або витрачаються із витратними частинами водних балансів озера Катлабух в середньому за період 1980-2020 рр. представлений у вигляді діаграм на рис. 6.24 і рис. 6.25, а також кругових діаграм (рис. 6.26 і рис. 6.27), відповідно [36].

В цілому можна сказати, що найбільший відсоток у приходних частинах сольових балансів у 1980-2020 рр. (табл. 6.11, рис. 6.24) складає надходження солей разом з поверхневим стоком річок Великий Катлабух, Ташбунар і Єніка (від 0,1 % – у 1982 р. до 82,5 % – у 1997 р.) та надходження солей разом з дунайською водою – від 0 % (2011 р.) до 86,9 % (1994 р.).

Таблиця 6.11 – Складові приходної та витратної частин сольових балансів озера Катлабух (у %) за період 1980-2020 рр.

Рік	Приходна частина						Витратна частина		
	C_p	C_r	C_b	C_{gr}	C_{dr}	C_D	C_f	C_z	$S_{D'}$
1980	0,7	78,1	10,2	1,1	0,5	9,4	5,1	59,9	35,0
1981	1,3	77,9	10,2	2,7	1,2	6,7	5,3	64,2	30,5
1982	2,5	0,1	0,0	8,4	3,8	85,1	5,7	61,8	32,5
1983	2,3	3,5	0,5	6,9	3,1	83,7	4,7	66,8	28,5
1984	1,3	76,6	10,0	2,7	1,2	8,2	6,1	56,1	37,8
1985	0,8	76,8	10,1	1,5	0,7	10,1	4,6	54,2	41,2
1986	3,0	19,5	2,6	7,3	3,3	64,4	5,3	54,4	40,3
1987	1,6	25,5	3,3	4,4	2,0	63,1	6,0	45,8	48,1
1988	2,3	59,9	7,9	4,3	1,9	23,8	6,0	49,6	44,3
1989	4,1	5,0	0,7	9,9	4,4	75,9	5,1	56,1	38,7
1990	3,0	1,2	0,2	10,4	4,6	80,6	4,5	56,7	38,8
1991	1,6	58,9	7,7	3,8	1,7	26,3	6,2	76,4	17,4
1992	3,9	25,2	3,3	8,4	3,7	55,6	5,3	53,5	41,2
1993	1,8	76,6	10,0	3,7	1,7	6,2	7,9	64,0	28,1
1994	1,7	1,4	0,2	6,8	3,0	86,9	6,5	72,7	20,9
1995	2,3	33,4	4,4	6,4	2,8	50,6	10,0	62,9	27,1
1996	1,1	70,3	9,2	2,2	1,0	16,1	3,6	68,6	27,8
1997	0,6	82,5	10,8	1,0	0,4	4,7	10,2	29,2	60,6
1998	1,7	70,8	9,3	3,1	1,4	13,6	23,3	59,1	17,6
1999	1,7	74,4	9,8	3,4	1,5	9,2	17,4	31,3	51,4
2000	3,9	14,9	1,9	11,3	5,0	63,0	35,0	39,5	25,5
2001	2,7	38,5	5,0	7,4	3,3	43,1	44,0	34,6	21,4
2002	2,8	37,8	5,0	5,6	2,5	46,4	37,8	62,2	0,0
2003	1,2	44,4	5,8	3,7	1,6	43,1	33,7	46,0	20,3
2004	1,2	75,2	9,9	2,4	1,0	10,3	21,7	28,4	49,9
2005	1,7	68,8	9,0	3,1	1,4	16,0	20,4	29,7	49,9
2006	3,7	13,8	1,8	11,1	4,9	64,8	25,7	19,2	55,1
2007	1,4	34,3	4,5	16,2	12,3	31,2	22,8	68,9	8,4
2008	2,5	10,8	1,4	28,4	16,4	40,4	11,4	24,5	64,0
2009	2,2	5,7	0,7	26,2	11,8	53,3	22,9	38,6	38,4
2010	0,5	70,4	9,2	4,0	1,1	14,8	15,4	17,5	67,1
2011	5,0	2,9	0,4	77,3	14,5	0,0	56,1	43,9	0,0
2012	74,3	74,3	9,7	7,2	1,5	6,4	18,6	16,8	64,5
2013	1,1	51,4	6,7	10,9	4,3	25,6	23,8	36,8	39,4
2014	1,9	49,3	6,6	13,3	2,4	26,5	58,6	41,4	0,0
2015	1,7	61,2	8,0	15,9	4,2	9,0	48,8	51,2	0,0
2016	1,3	65,6	8,6	10,0	1,7	12,8	23,7	16,5	59,8
2017	1,9	64,2	8,4	16,9	2,6	5,9	31,3	18,9	49,8

Кінець таблиці 6.11

Рік	Приходна частина						Витратна частина		
	C_p	C_r	C_b	C_{gr}	C_{dr}	C_D	C_f	C_z	$C_{D'}$
2018	2,0	16,2	2,1	24,1	1,9	53,7	37,5	10,7	51,8
2019	1,8	2,8	0,4	35,9	0,0	59,2	29,9	0,0	70,1
2020	0,5	33,6	4,4	6,4	29,1	26,0	4,9	82,7	12,4
Середнє	3,8	42,8	5,6	10,6	4,1	34,9	18,9	45,6	35,5

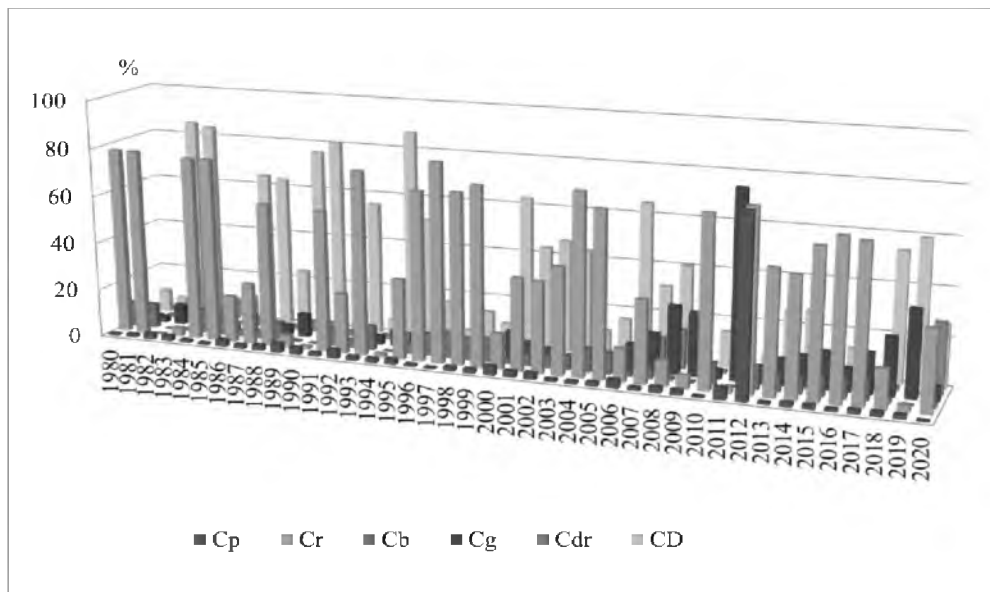


Рисунок 6.24 – Багаторічна мінливість приходної складової сольових балансів озера Катлабух (1980-2020 рр.)

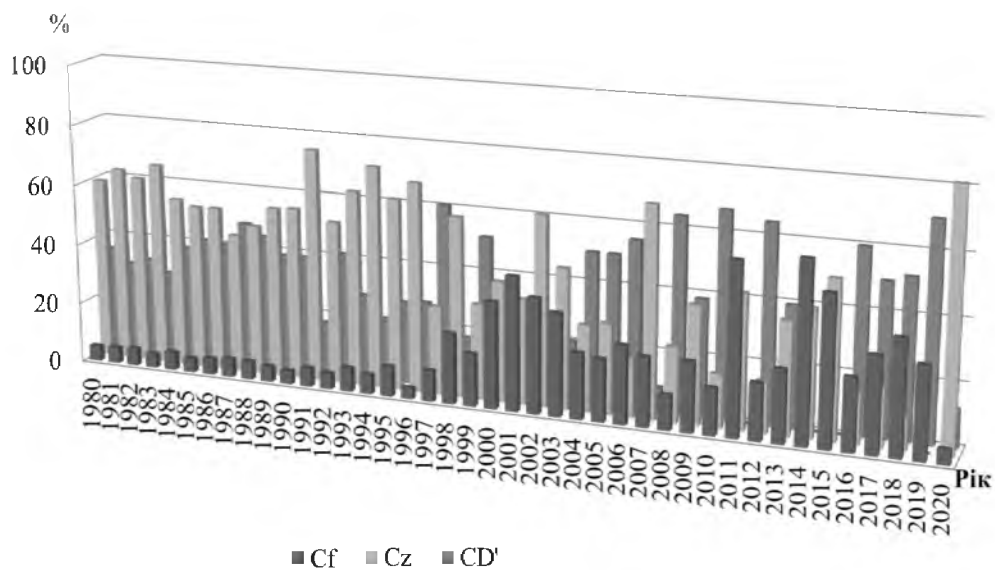
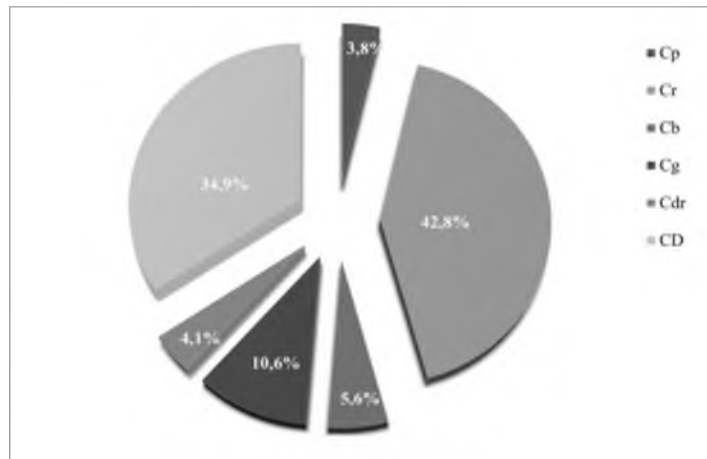
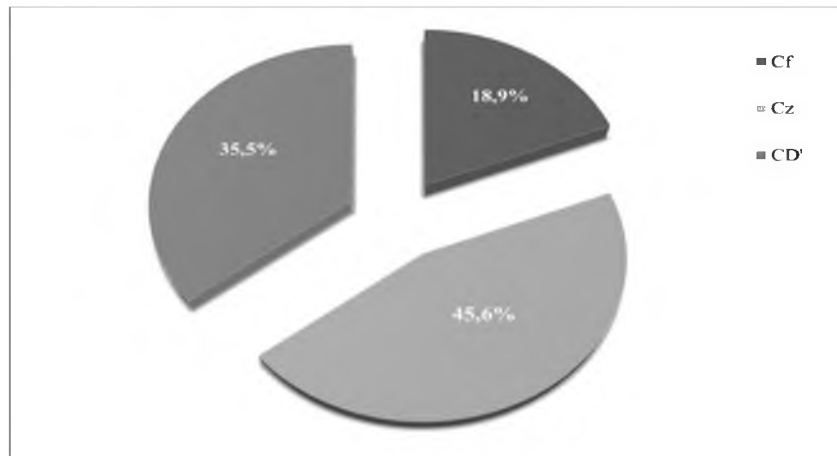


Рисунок 6.25 – Багаторічна мінливість витратної складової сольових балансів озера Катлабух (1980-2020 рр.)



Примітка. C_p - концентрація солей в опадах; C_r - концентрація солей у водах річок, що впадають в озеро; C_b - концентрація солей в водах бічного припливу; C_{gr} - концентрація солей в ґрунтових водах; C_{dr} - концентрація солей в дренажних водах; C_D - концентрація солей в водах, що надходять з р. Дунай. C_f - концентрація солей у воді, що втрачається на фільтрацію; C_z - концентрація солей у воді, що витрачається на зрошення; $C_{D'}$ - концентрація солей у воді, що скидається до р. Дунай.

Рисунок 6.26 – Відносний внесок (у %) складових приходної частини сольових балансів озера Катлабух в середньому за 1980-2020 рр.



Примітка. C_p - концентрація солей в опадах; C_r - концентрація солей у водах річок, що впадають в озеро; C_b - концентрація солей в водах бічного припливу; C_{gr} - концентрація солей в ґрунтових водах; C_{dr} - концентрація солей в дренажних водах; C_D - концентрація солей в водах, що надходять з р. Дунай. C_f - концентрація солей у воді, що втрачається на фільтрацію; C_z - концентрація солей у воді, що витрачається на зрошення; $C_{D'}$ - концентрація солей у воді, що скидається до р. Дунай.

Рисунок 6.27 – Відносний внесок (у %) складових витратної частини сольових балансів озера Катлабух в середньому за 1980-2020 рр.

Приплив солей разом з іншими складовими значно нижчий. В середньому ж за багаторічний період у приходній частині надходження солей з поверхневим стоком річок становить 42,8 %, води з р. Дунай – 34,9 %, з опадами у середньому надходить близько 3,8 %. З ґрунтовими водами, бічним припливом та дренажними водами надходить відповідно 10,6 %, 5,6 % та 4,1 % солей (рис. 6.26).

Витратна частина (табл. 6.11, рис. 6.25) у найбільшій мірі обумовлена скидами води (а разом і солей) у р. Дунай, за виключенням 2001 р., 2007 р., 2011 р., 2014 р. та 2015 р., коли майже не було скидів і у середньому становить 35,5 % (рис. 6.25). Витрати солей при заборі води на зрошування, рибне господарство та інші види користування складають від 0 % і 10,7 % (2019 р. і 2018 р.) до 76,4 % (у 1991 р.) і 82,7 % (у 2020 р.), при середніх значеннях 45,6 %. Витрата солей з фільтрацією становила від 4,5-4,9 % (у 1985 р., 1990 р. і 2020 р.) до 58,6 % (у 2014 р.), а в середньому – 18,9 % (рис. 6.27).

За результатами розрахунків сольових балансів озера Катлабух (при початковій мінералізації води в озері $1,5 \text{ г/дм}^3$) побудовано графік часової мінливості мінералізації води за період до 2020 року, який представлено на рис. 6.28. У період 1980-1996 рр. розрахункова мінералізація вод була на рівні проектної ($1,0-1,5 \text{ г/дм}^3$), а з 1997 р., при погіршенні умов водообміну у водоймі, вона почала різко зростати – до величин $5,4 \text{ г/дм}^3$, потім дещо знижувалася і знов почала зростати – до $4,5 \text{ г/дм}^3$ і вище. У зв'язку з різким падінням рівня води в озері у 2019 р. і 2020 р. спостерігалось різке підвищення мінералізації води до $4,0 \text{ г/дм}^3$ і вище. В результаті примусової підкачки води у 2020 р. рівні води дещо підвищились, а мінералізація знизилася до $2,0-2,5 \text{ г/дм}^3$, при цьому спостерігається добра збіжність розрахункових і вимірних значень мінералізації води (рис. 6.28).

Встановлено, що зменшення мінералізації озера і можливість його водокористування для галузей господарства обумовлена гідротехнічними заходами по водообміну з р. Дунай та заборами води на зрошування.

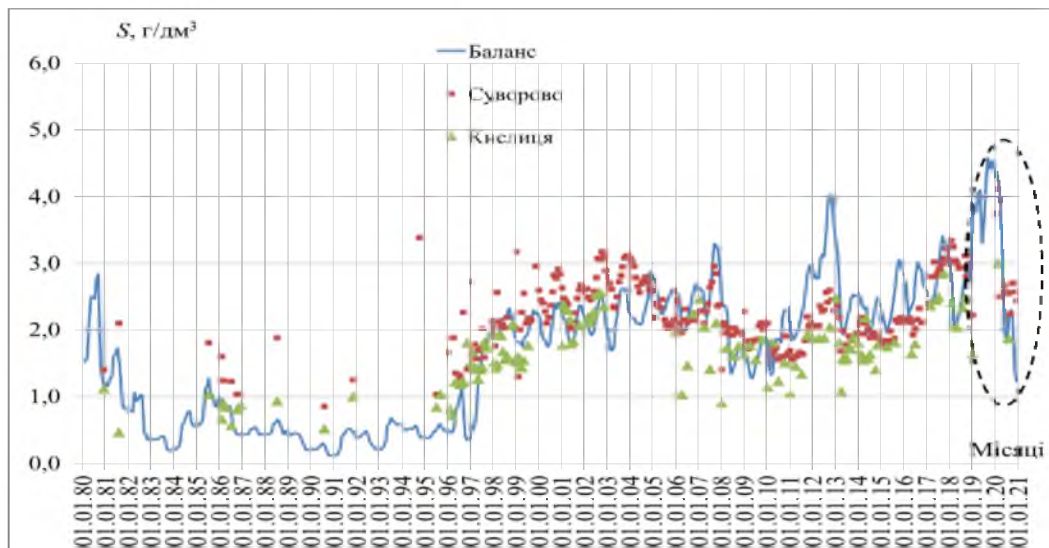


Рисунок 6.28 – Багаторічна мінливість мінералізації і рівнів води в озері Катлабух за 1980-2020 рр.

Основні результати по розрахунках водних і сольових балансів озера Катлабух представлені в роботах авторів проєкту [16], [19], [23].

6.3 Практична реалізація методу водно-сольового балансу озера Катлабух у вигляді автоматизованого програмного комплексу

Автором проєкту (у співавторстві) [28] запропонований автоматизований програмний комплекс для багаторічного і щорічного розрахунку складових сольового і водного режимів озера Катлабух (з часовим кроком в один місяць), графічного і табличного представлення результатів розрахунків за різних умов водообміну у водоймі, що дає можливість здійснювати на вдосконалення режимів експлуатації водойми.

Автоматизований програмний комплекс для багаторічного і щорічного розрахунку складових сольового і водного режимів озера Катлабух (з часовим кроком в один місяць), графічного і табличного представлення результатів

розрахунків за різних умов водообміну у водоймі, що дає можливість здійснювати на вдосконалення режимів експлуатації водойми запропонований авторами [28].

Головне вікно програми представлено на рис. 6.29. Програмний комплекс «*CatlabuhApp*» призначений для автоматизації та полегшення процесу проведення розрахунків водного і сольового балансів озера Катлабух, який викладений у розд. 1, п. 1.6 роботи. Можливості «*CatlabuhApp*» полягають у проведенні розрахунків; збереженні розрахункових даних; побудові діаграм на основі даних розрахунків. Основні етапи розрахунків за моделлю водно-сольового балансу озера Катлабух у програмному комплексі представлені блок-схемою (рис. 6.30).

Посібник користувача створено авторами програмного комплексу «*CatlabuhApp*» [28].

Програмний комплекс «*CatlabuhApp*» використаний в даній роботі для автоматизації та полегшення процесу розрахунків (з часовим шагом в один місяць) водного та сольового режимів озера Катлабух (в 2019 р. та 2020 р.) за наявності різного набору вхідних даних, графічного інтерфейсу представлення результатів розрахунків та їх похибок.

Основні результати по розрахунках водних і сольових балансів озера Катлабух за програмним комплексом «*CatlabuhApp*» представлені в роботі авторів [29].

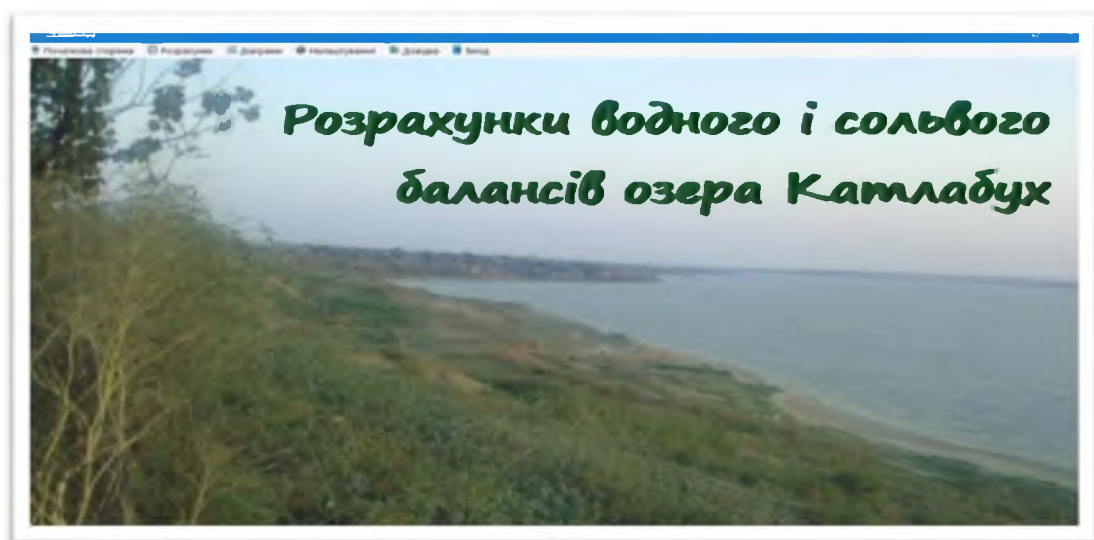


Рисунок 6.29 – Головне вікно програмного комплексу «*CatlabuhApp*»

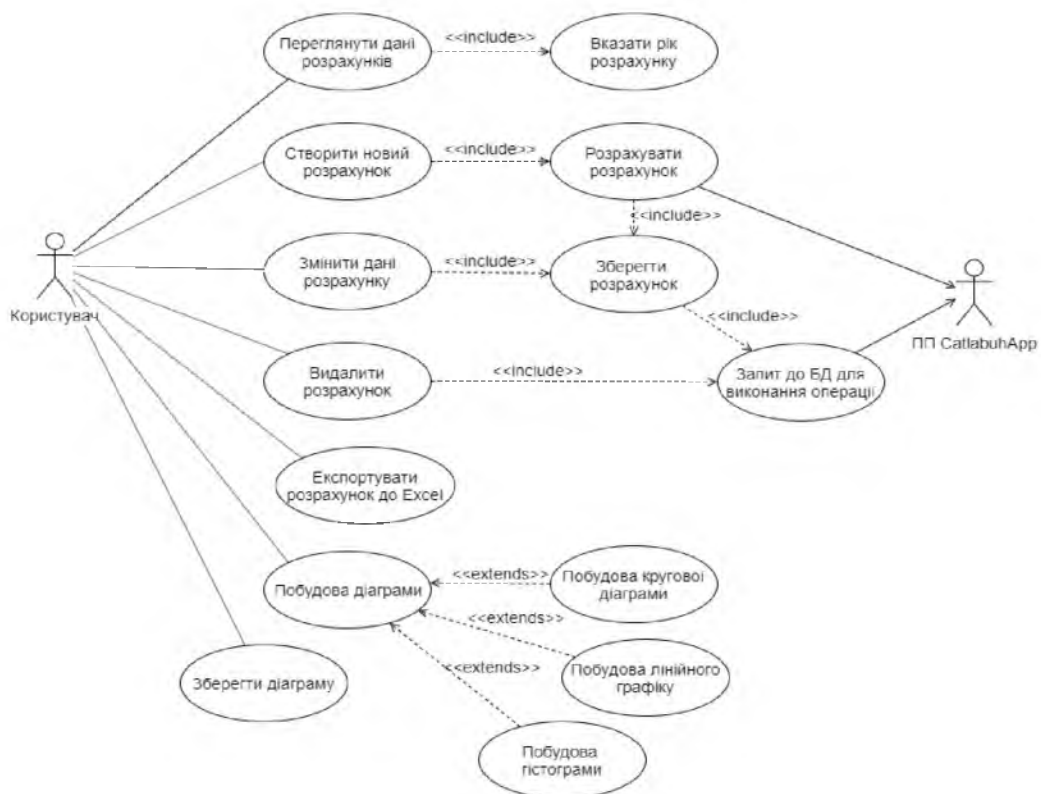


Рисунок 6.30 – Блок-схема етапів розрахунків у програмному комплексі «CatlabuhApp» за моделлю водно-сольового балансу озера Катлабух

Збір вихідної гідрометеорологічної інформації і формування бази даних у програмному комплексі. В ході роботи для розрахунків водного балансу озера Катлабух був здійснений збір таких вихідних даних:

- сума опадів за місяць по метеостанції Ізмаїл та м/ст Болград;
- сума випаровування за місяць по метеостанції Болград;
- середньомісячні температури повітря по метеостанції Ізмаїл та Болград;
- щоденні рівні води в озері Катлабух.

Всі вихідні дані були занесені до таблиці багаторічної гідрометеорологічної інформації в середі Excel, а також у базу вихідних даних програмного комплексу «CatlabuhApp».

Розрахунки водних і сольових балансів представлені в роботі на прикладі 2020 р. Вихідні дані гідрометеорологічної інформації у базі даних програмного комплексу «CatlabuhApp» у 2020 р. показані на рис. 6.31.

Налаштування вхідних даних

Зберегти вхідні дані | Розрахувати | Очистити поля | Оберіть рік розрахунку: 2020 | Згорнути вікно

Вкажіть рівні води, мБС

01 Січ.	0,75	/ 31 Січ.	0,71
01 Лют.	0,71	/ 28(29) Лют.	0,73
01 Берез.	0,73	/ 31 Берез.	0,74
01 Квіт.	0,74	/ 30 Квіт.	0,84
01 Трав.	0,84	/ 31 Трав.	1,01
01 Черв.	1,01	/ 30 Серп.	1,13
01 Лип.	1,13	/ 31 Лип.	1,08
01 Серп.	1,08	/ 31 Серп.	0,84
01 Вер.	0,84	/ 30 Вер.	0,72
01 Жовт.	0,72	/ 31 Жовт.	0,7
01 Листоп.	0,7	/ 30 Листоп.	0,7
01 Груд.	0,7	/ 31 Груд.	0,7

Сума опадів за місяць, мм

	Дані з м/ст Ізмаїл	Дані з м/ст Болград
Січ.	6,6	7,7
Лют.	31,2	35,6
Берез.	2	10
Квіт.	1,9	14,4
Трав.	49,7	68,5
Черв.	52,8	176,8
Лип.	77,4	31,6
Серп.	6	1,3
Вер.	15,7	21,9
Жовт.	20,7	45,7
Листоп.	40,3	46,5
Груд.	53,7	79

Вкажіть забір води на зрош., млн. м³

Січ.	0
Лют.	0
Берез.	3,85
Квіт.	15,44
Трав.	19,96
Черв.	20,61
Лип.	18,68
Серп.	0,95
Вер.	0
Жовт.	0
Листоп.	0
Груд.	0

Вкажіть визначення випаровування

Дані з м/ст. Болград

Дані за SLEB

Розрахувати за дефіцитом вологості

Січ. 0

Лют. 0

Берез. 0

Квіт. 114

Трав. 161

Черв. 174

Лип. 254

Серп. 276

Вер. 210

Жовт. 127

Листоп. 48

Груд. 62

Автоматичне заповнення

Вкажіть об'єми за рік, млн. м³

Приплив ґрунтових вод: 4,13

Вкажіть середню мінералізацію, кг/м³

Груд. поперед. року: 0

ДГРШ

Враховувати дані з графіку роботи шлюзів?

Рисунок 6.31 – Вихідні дані гідрометеорологічної інформації у базі даних програмного комплексу «CatlabuhApp» 2020 р.

Основні етапи розрахунків водного та сольового балансів озера Катлабух. Для виконання розрахунків водного балансу озера за програмним комплексом «CatlabuhApp» здійснюється за такими етапами:

1. Розрахунок компонентів приходної частини водного балансу (у млн. м³):
 V_{P_i} – атмосферні опади; V_{ri} – річковий стік; V_{bi} – бічний приплив; V_{gri} – приплив ґрунтових вод; V_{dri} – приплив дренажних вод; V_{Di} – стік річки Дунай.
2. Розрахунок компонентів витратної частини водного балансу (у млн м³):

До компонентів витратної частини відносяться такі складові: V_{Ei} – об'єм випаровування з водної поверхні озера; V_{tri} – об'єм транспірації водною рослинністю; V_{fi} – об'єм фільтрації води в береги; V_{zi} – об'єм забору води з водосховища Катлабух; V_{Di}' – об'єм скидів води з озера в р. Дунай; V_{Ozi} – підтримка рівнів води озер Лунг-Саф'ян.

3. Розрахунок нев'язок водного балансу (у млн м³ чи у %).

Результати розрахунків водного балансу озера Катлабух у 2020 р. (за пп.1-3) наведені в таблиці на рис. 6.32.

Місяць	H1	H2	H ср	W1	W2	ΔW	F(Н.ср.)	PІам	P Болг.	Vр	Vr	Vb	Vg	Vdr	ΣP	VD+	Voz+	ΔVн
Січ.	0.75	0.71	0.73	67.6	64.92	-2.68	63.12	6.6	7.7	0.42	0.21	0.05	0.33	0	1	0	0	-3.2
Лют.	0.71	0.73	0.72	64.92	66.26	1.34	63.12	31.2	35.6	1.97	2.77	0.64	0.26	0	5.64	0	0	-3.82
Берез.	0.73	0.74	0.74	66.26	66.93	0.67	63.12	2	10	0.13	1.81	0.42	0.43	0.77	3.55	0	0	1.46
Квіт.	0.74	0.84	0.79	66.93	73.64	6.71	64	1.9	14.4	0.12	0.52	0.12	0.44	3.09	4.29	25.68	0	25.68
Трав.	0.84	1.01	0.92	73.64	85.05	11.41	66.62	49.7	66.5	3.31	0.36	0.08	0.47	3.99	8.21	34.77	0	34.77
Черв.	1.01	1.13	1.07	85.05	93.1	8.05	67.64	52.8	176.8	3.57	0.79	0.18	0.47	4.12	9.13	32.95	0	32.95
Лип.	1.13	1.08	1.1	93.1	89.74	-3.35	67.71	77.4	31.6	5.24	0.58	0.13	0.33	3.74	10.02	24.34	0	24.34
Серп.	1.08	0.84	0.96	89.74	73.64	-16.1	67.5	6	1.3	0.4	1.81	0.42	0.26	0.19	3.09	0	0	2.04
Вер.	0.84	0.72	0.78	73.64	65.59	-8.05	64	15.7	21.9	1	0.94	0.22	0.26	0	2.42	0	0	4.64
Жовт.	0.72	0.7	0.71	65.59	64.25	-1.34	63.12	20.7	45.7	1.31	0.84	0.19	0.3	0	2.64	0	0	4.62
Листоп.	0.7	0.7	0.7	64.25	64.25	0	62.25	40.3	46.5	2.51	0.51	0.12	0.35	0	3.48	0	0	-0.03
Груд.	0.7	0.7	0.7	64.25	64.25	0	62.25	53.7	79	3.34	0.4	0.09	0.38	0	4.22	0	0	0.1

Місяць	d	lg(d)	lg(E)	E	Eтр	VE	Vtr	Vf	Vz	ΣR	VD-	Voz-
Січ.	0	0	0	0	0	0	0	0.49	0	0.49	0	0
Лют.	0	0	0	0	0	0	0	0.46	0	0.46	0	0
Берез.	0	0	0	0	0	0	0	0.49	3.85	4.34	0	0
Квіт.	0	0	0	114	0	7.3	0	0.53	15.44	23.26	0	0
Трав.	0	0	0	161	13.97	10.73	0.26	0.62	19.96	31.56	0	0
Черв.	0	0	0	174	45.92	11.77	0.93	0.71	20.61	34.02	0	0
Лип.	0	0	0	254	53.9	17.2	1.09	0.73	18.68	37.71	0	0
Серп.	0	0	0	276	49.91	18.63	1.01	0.64	0.95	21.23	0	0
Вер.	0	0	0	210	59.89	13.44	1.15	0.52	0	15.11	4.64	0
Жовт.	0	0	0	127	5.99	8.02	0.11	0.47	0	8.6	4.62	0
Листоп.	0	0	0	48	0	2.99	0	0.47	0	3.45	0	0

Рисунок 6.32 – Результати розрахунків водного балансу озера Катлабух у 2020 р.

Графічне представлення основних компонентів приходної (рис. 6.33) та витратної частин водного балансу (рис. 6.34) показує (у %) вклад цих складових у водному балансі озера у 2020 р.

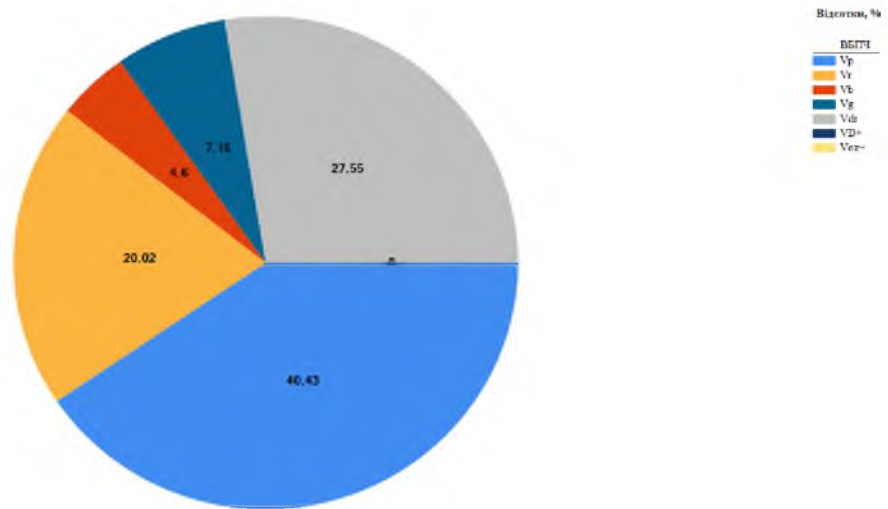


Рисунок 6.33 – Вклад основних компонентів у приходній частині водного балансу озера Катлабух (у %) у 2020 р.

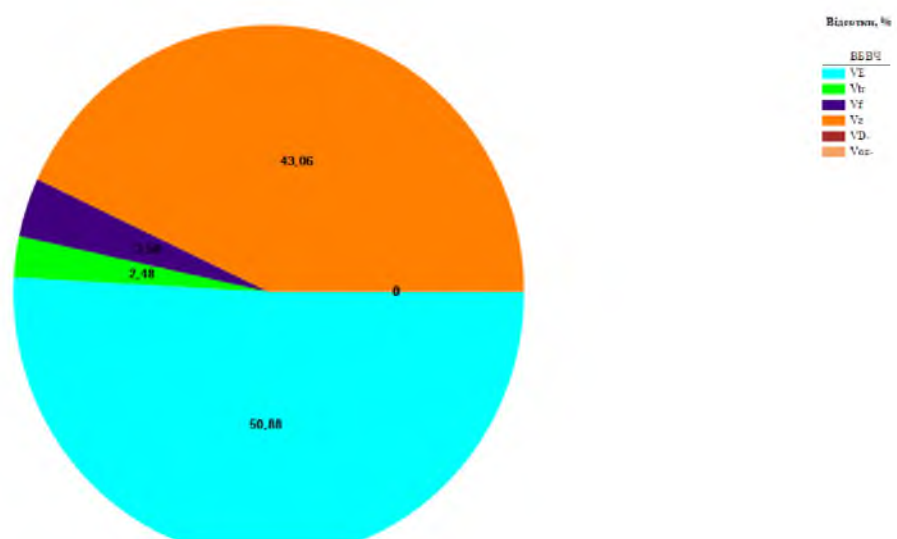


Рисунок 6.34 – Вклад основних компонентів у витратній частині водного балансу озера Катлабух (у %) у 2020 р.

Етапи розрахунків *сольових балансів* наступні:

1. Початкова мінералізація для першого місяця розрахункового року приймається кінцева мінералізація для попереднього року.

2. На основі рівняння розраховується кінцева мінералізація для першого місяця, яка стає початковою для другого розрахункового місяця.

3. Розрахунок компонентів приходної частини сольового балансу (у 10^3 т): C_p – надходження солей з опадами; C_r – надходження солей з поверхневим стоком; C_b – надходження солей з бічним припливом; C_g – надходження солей з ґрунтовими водами; C_{dr} – надходження солей з дренажними водами; C_{D+} – надходження солей з Дунайською водою; C_{Oz+} – надходження солей з системи озер Лунг-Сафьян.

4. Розрахунок компонентів витратної частини сольового балансу (у 10^3 т): C_f – втрата солей з фільтрацією; C_z – втрата солей на зрошуванні; C_{D-} – скиди води разом із солями у р. Дунай; C_{Oz-} – вивід солей з водою на підтримку рівнів води у системі озер Лунг-Сафьян.

Результати розрахунків сольового балансу озера Катлабух у 2020 р. (за пп.1-4) наведені в таблиці на рис. 6.35.

Рисунок 6.35 – Результати розрахунків сольового балансу озера Катлабух у 2020 р.

5. Графічне представлення основних компонентів приходної на (рис. 6.36) та витратної частин сольового балансу (рис. 6.37) показує (у %) вклад цих складових у сольовому балансі озера у 2020 р.

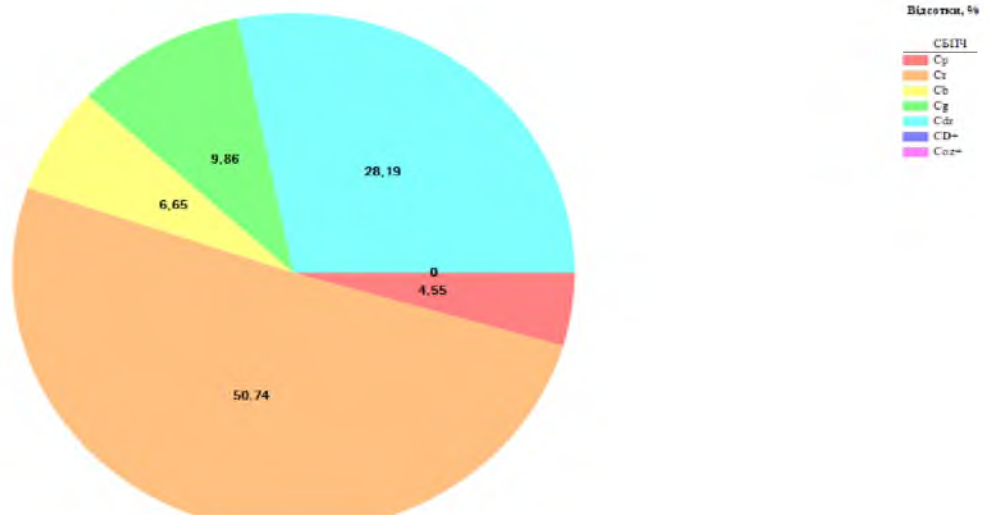


Рисунок 6.36 – Вклад основних компонентів у приходній частині сольового балансу озера Катлабух (у %) у 2020 р.

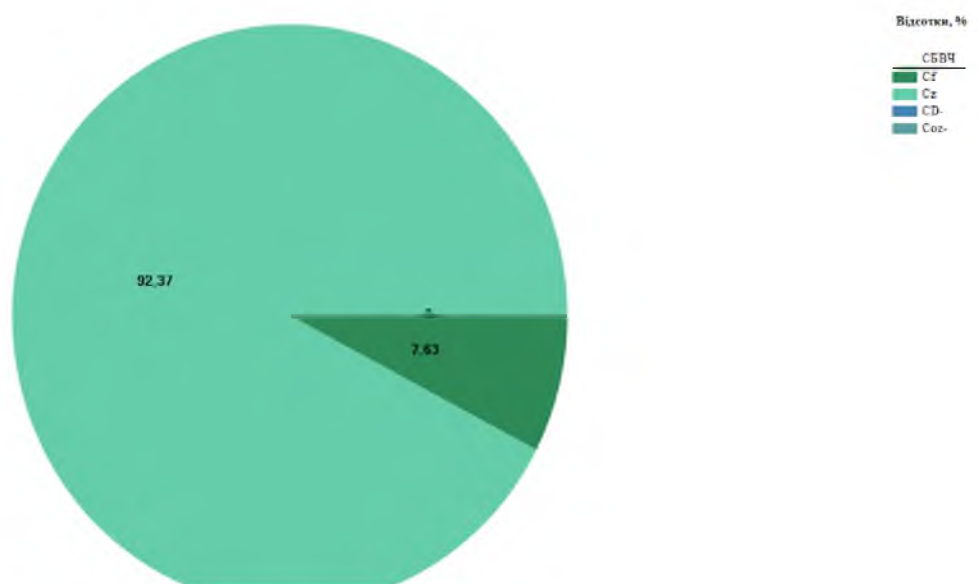


Рисунок 6.37 – Вклад основних компонентів у витратній частині сольового балансу озера Катлабух (у %) у 2020 р.

В результаті виконання роботи визначені складові водного та сольового балансів озера Катлабух у 2020 р.

Результати розрахунків водних балансів у 2020 р. показали, що основний об'єм приходної частини становлять атмосферні опади (40,4 %), об'єм річкового припливу та надходження води з р. Дунай дорівнює 20,0 %, приплив дренажних вод 27,6 %, об'єми ґрунтових вод 7,16 %, та бічного припливу 4,6 %.

У витратній частині основний об'єм припадає на випаровування та транспірацію (53,5 %), об'єми заборів води на зрошування у 2020 році становлять 43,1 %, на та фільтрацію становлять 3,6 %.

Розрахунки сольового балансу у 2020 р. показали, що у приходній частині надходження солей з поверхневим стоком та води з р. Дунай – становить 50,7 %. З дренажними водами 28,2 % ґрунтовими водами, бічним припливом, та водами з атмосферних опадів надходить відповідно 9,9 %, 6,6 %, та 4,6 % солей.

У витратній частині втрати солей відбуваються з об'ємами води на зрошування та дорівнюють 92,4 %, а втрати солей на фільтрацію становлять 7,63 %.

Основні результати практичного прикладу водно-сольового балансу при використанні програмного комплексу «*CatlabuhApp*» (на прикладі 2020 р.) увійшли до «Методичних вказівок по виконанню практичних занять з дисципліни «*Антропогенна гідрологія*» за темою «Розрахунки водно-сольового режиму Придунайських озер в умовах господарського використання» для студентів спеціальності 103 «Науки про Землю» рівня вищої освіти «Магістр» [29] і використовується в навчальному процесі (Акт використання в навчальному процесі від 13 грудня 2021 р.).

7 ОЦІНКИ ЯКОСТІ ВОД ОЗЕР І МАЛИХ РІЧОК ПРИДУНАЙСЬКОГО РЕГІОНУ ЗА РІЗНИМИ МЕТОДИКАМИ ТА З УРАХУВАННЯМ ВИМОГ РІЗНИХ СПОЖИВАЧІВ УКРАЇНИ

7.1 Географічне положення і рельєф

Басейн української частини р. Дунай розташований на території 8 адміністративних районів Одеської області, а саме на території Ізмайльського, Ренійського, Кілійського, Болградського, Саратського, Татарбунарського, Арцизького та Тарутинського [1], [2].

В нижній течії Дунаю в межах Одеської області розташовані прісноводні заплавні озера. Усі вони витягнуті з півночі на південь і примикають до Дунайської заплави. Найбільшими з них є Ялпуг, Кугурлуй, Кагул, Катлабух, Китай.

У геологічній будові досліджуваної території приймали участь докембрійські, палеозойські, мезозойські і кайнозойські відкладення. Найбільший інтерес представляють відкладення верхнього кайнозою (палеогену і неогену) і четвертична системи. Відкладення палеогенової системи представлені двома відділами (палеоцен і еоцен) і широко розповсюджені на території, незгоджено залягаючи на розмитій поверхні верхньої крейди [1], [2].

Озеро Ялпуг-Кугурлуй є найбільшим з групи Придунайських прісноводних водойм Одеської області. Площа водозбору озера дорівнює 44300 км². Система, що складається з двох озер, – Ялпуг і Кугурлуй, розділених земляним насипом автодороги Рени-Ізмаїл з наявністю мостового отвору в ній, трьома каналами з шлюзами Скунда, 105-й км і Репида, (графік коливання рівнів води водосховища Ялпуг – Кугурлуй у 2017 році наведено на рис. 7.2) з'єднується з річкою Дунай, яка служить основним джерелом водообміну і водооновлення в озерах. Карта-схема оз. Ялпуг-Кугурлуй, шлюзів регуляторів наведено на рис. 7.1 [1]-[5].



Рисунок 7.1 – Карта-схема шлюзів-регуляторів на водосховищі Ялпуг-Кугурлуй

7.1.1 Особливості водного режиму

Водне живлення озера здійснюється головним чином внаслідок водообміну з озером Кугурлуй з яким воно сполучене протокою у південній частині. З півночі впадає річка Ялпуг, з північного сходу підходить невелика річка Карасулак, що впадає в озеро біля селища Криничне, а в районі села Тополине в озеро впадає річка Минзул. В наш час вплив річок на водний баланс озера практично незначний, оскільки через істотне зарегулювання, стік вод з річок до озера практично припинився [5].

Зменшення об'єму води в озерах сприяє збільшенню її мінералізації. Так, в умовах Одеської області до початку вегетаційного періоду середня мінералізація в озерах повинна знаходитися близько 1 г/дм^3 , а співвідношення іонів $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)/\text{Ca}^{2+}$

– менше одиниці. У осінній період (найчастіше в листопаді-грудні), коли рівні р. Дунай відповідають допустимим, робиться регламентне скидання води з озера в річку. При цьому рівні води в озері не можуть знижуватися нижче рівня мертвого об'єму (РМО).

Навесні, в період повені на р. Дунай шлюзи відкриваються і озеро наповнюється водою для вирівнювання горизонтів з р. Дунай. При спаді рівнів на р. Дунай шлюзи закриваються і озеро спрацьовується за рахунок випаровування, водозаборів і фільтрації. Живлення р. Дунай - снігове, дощове і ґрунтове. Обсяг річного стоку в середніх багаторічних умовах становить 198800 млн м³. Графік коливання РВ по шлюзам-регуляторам на водосховищі Ялпуг-Кугурлуй наведено на рис. 7.2 [5].



Рисунок 7.2 – Графік коливання рівнів води по водосховищу Ялпуг – Кугурлуй та шлюзів регуляторів у 2018 році

7.1.2 Антропогенне навантаження

На теперішній час екосистеми Придунайських водойм зазнають значного антропогенного тиску внаслідок активного впливу на їхні акваторії та басейн. Наприкінці 50-х років 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 по-суті в наливні водосховища з регулюючими рівнями. В зимово-весняні місяці вони наповнюються, потім йде спрацювання рівня. Значні зміни відбулися на площі водозбору: більш ніж 50 % території дельти знаходяться під сільськогосподарськими угіддями, 13 % – займає рибне, 19 % – очеретово-заготовче господарство [4]-[6].

Щорічно з дренажними та стічними водами до озер надходить велика кількість мінеральних солей, ядохімікатів, органічних речовин тощо. В той же час, значні об'єми води відбираються на зрошення та водопостачання населених пунктів.

На всіх водосховищах та малих річках, де населені пункти знаходяться в межах прибережних захисних смуг населення використовує ПЗС, як сміттєзвалища, а мали річки засипаються побутовим сміттям, яке у весняний період в період значних опадів течією річки зноситься в водосховища. Антропогенне навантаження також відбувається за рахунок скиду стічних вод від суб'єктів господарювання. Проблемними питаннями у відносинах між Республікою Молдова та Одеською областю є періодичні скиди забруднюючих речовин у транскордонні водотоки (малі річки), а саме у р. Великий Ялпуг, яка тече з території Молдови в Україну та впадає в оз. Ялпуг (Болградський район) – єдине джерело водопостачання м. Болград [5].

- 1) р. Дунай – 163 км від гирла ріки, м. Рені, кордон з Румунією;
- 2) оз. Ялпуг – Болградський питний водозабір с. Оксамитне Болградського району;
- 3) оз. Кугурлуй – 0 км, с. Нова Некрасівка Ізмаїльського району;
- 4) р. Ялпуг – впадає в оз. Ялпуг-Кугурлуй; 5,4 км від гирла; с. Табаки Болградського району, кордон з Молдовою;
- 5) р. Карасулак – впадає в оз. Ялпуг-Кугурлуй; 3,3 км від гирла по руслу ріки; с. Криничне Болградського району.

За період 2006-2018 рр. найбільша кількість вимірювань проводилась на пункті відбору проб води на озері Ялпуг Болградський водозабір, було відібрано 217 проб води. Найменша кількість вимірювань спостерігається на пункті відбору проб р. Карасулак – с. Криничне, за період 2006-2018 рр. було відібрано 52 проб води [5].

7.2 Гідрохімічна характеристика озера Ялпуг-Кугурлуй

7.2.1 Мінералізація і головні іони

При визначенні гідрохімічної характеристики водного об'єкту обов'язковому дослідженню підлягають такі фактори: мінералізація, склад основних іонів, вміст забруднюючих речовин [8], [9].

В озері Ялпуг, особливо в північній частині, існує тенденція до забруднення води, підвищення мінералізації що впливає як на питне водопостачання м. Болграда, так і на обмеження для іригаційних та інших цілей, особливо в межений період, тобто за відсутності водообміну з р. Дунай [9]-[11].

Річка Дунай – місто Рені. Особливості режиму концентрацій головних іонів і загальної мінералізації (Σ іонів) досліджувались за період 2006-2018 рр., які характеризувались по посту р. Дунай – м. Рені.

Значення середньорічної мінералізації водних об'єктів за період 2006-2018 рр. наведено в табл. 7.1, рис. 7.4.

Таблиця 7.1 – Середньорічні значення мінералізації водних об'єктів за період 2006-2018 рр.

Роки	Пункти				
	р. Дунай м. Рені	оз. Ялпуг Болградський водозабір	оз.Кугурлуй с.Нова Некрасовка	р.Ялпуг с.Табаки	р.Карасулак с.Криничне
2006	370,2	1228,5	822,8	3743,0	4163,0
2007	320,3	1197,0	762,4	3212,0	2703,0
2008	315,5	1066,0	802,5	4253,0	3025,0
2009	307,5	1038,6	728,2	3407,3	5262,0
2010	341,9	968,0	651,5	3228,2	4515,0
2011	358,8	991,0	742,0	3889,0	4276,0
2012	327,9	1056,0	748,5	5283,0	3287,0
2013	334,8	957,0	794,3	2721,0	3360,0
2014	344,9	1053,0	767,2	3258,0	3987,0
2015	359,0	1048,0	850,3	4705,0	3771,0
2016	345,1	1008,1	899,4	3936,3	4729,1
2017	353,2	1587,5	921,2	3619,7	4504,1
2018	346,1	1423,1	1051,1	3431,7	4365,4

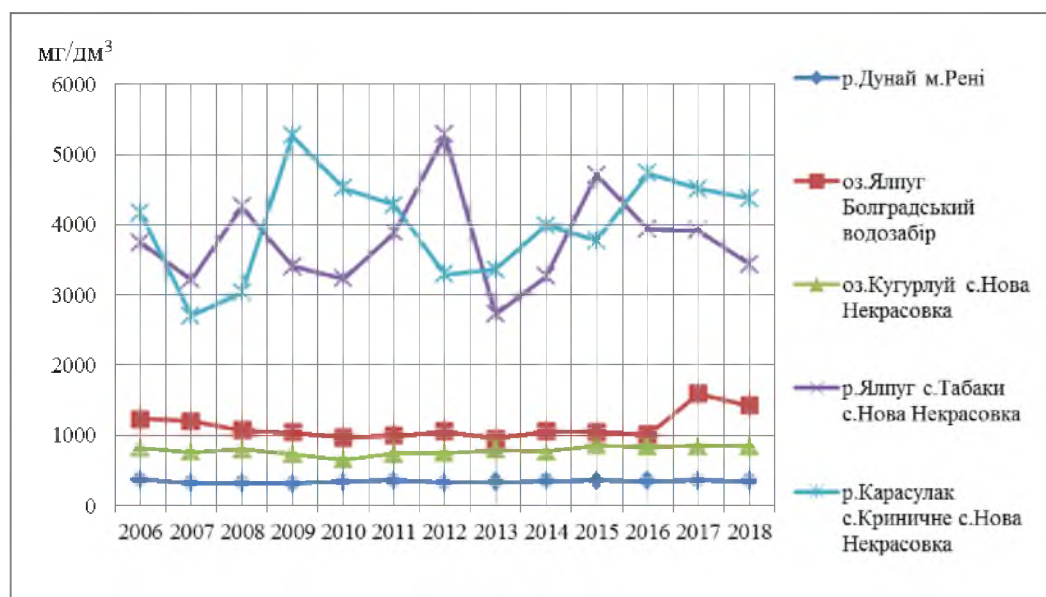


Рисунок 7.4 – Середньорічні значення мінералізації водних об'єктів за досліджуваний період 2006-2018 рр.

Аналіз отриманої інформації показав, що середня річна мінералізація води р. Дунай – м. Рені змінювалась в межах від 307,5 мг/дм³ в 2009 р. до 370,2 мг/дм³ в 2006 р. і в середньому складала 332,1 мг/дм³.

Середньорічна концентрація гідрокарбонатних іонів (HCO₃⁻) коливалась у межах від 169,8 мг/дм³ в 2007 р. до 190,9 мг/дм³ в 2015р. Середня концентрація цих іонів за досліджуваний період складала 186,4 мг/дм³.

Середньорічна концентрація сульфатних іонів (SO₄²⁻) змінювалась у межах від 36,9 мг/дм³ в 2007 р. до 40,2 мг/дм³ у 2015 р. Середня концентрація сульфатних іонів за досліджуваний період складала 39,6 мг/дм³.

Середньорічна концентрація головних іонів у воді р. Дунай – м. Рені за період 2006-2018 рр., мг/дм³ наведена у табл. 7.2, рис. 7.5.

Таблиця 7.2 – Середньорічна концентрація головних іонів у воді р. Дунай – м. Рені за період 2006-2018 рр., мг/дм³

Рік	Гідрокарбонати	Сульфати	Хлориди	Кальцій	Магній	Натрій+Калій
2006	198,7	44,3	31,8	59,1	16,1	21,3
2007	169,8	36,9	29,5	48,7	12,7	22,8
2008	169,9	36,1	28,3	51,9	13,6	15,7
2009	167,0	35,4	26,0	51,0	12,9	14,9
2010	186,3	41,0	27,0	54,4	15,0	18,0
2011	189,1	45,9	31,0	52,5	16,5	23,6
2012	172,9	38,5	27,7	51,9	14,5	17,7
2013	177,2	37,2	28,4	52,5	14,1	19,8
2014	189,0	33,6	28,0	54,3	14,4	20,9
2015	190,9	40,2	29,5	53,9	14,4	25,1
2016	185,4	37,6	27,4	54,0	12,9	22,9
2017	184,5	39,6	31,5	55,0	12,4	25,9
2018	184,3	37,7	29,9	53,7	13,1	23,7

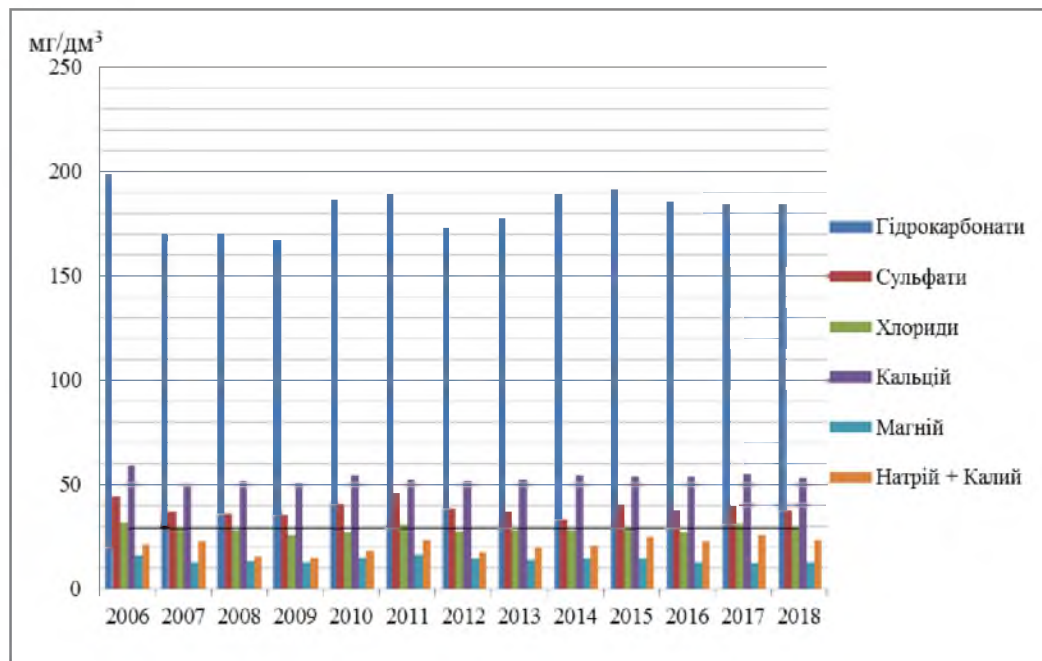


Рисунок 7.5 – Середньорічна концентрація головних іонів у воді р. Дунай – м. Рені за період 2006-2018 рр., мг/дм³

Оз. Ялуг Болградський водозабір. Аналіз отриманої інформації показав, що середня річна мінералізація води Болградського водозабору змінювалась в межах від 957,0 мг/дм³ в 2013 р. до 1587,5 мг/дм³ в 2017 р. і в середньому складала 1003,6 мг/дм³.

Середньорічна концентрація іонів у воді Болградського питного водозабору за період 2006-2018 рр., мг/дм³ наведена в табл. 7.3, рис. 7.6.

Середньорічна концентрація гідрокарбонатних іонів (HCO₃⁻) коливалась у межах від 232,2 мг/дм³ в 2011 р. до 301,7 мг/дм³ в 2017 р. Середня концентрація цих іонів за досліджуваний період складала 236,7 мг/дм³.

Середньорічна концентрація сульфатних іонів (SO₄²⁻) змінювалась у межах від 264,5 мг/дм³ в 2013 р. до 512,6 мг/дм³ в 2017 р.

Концентрація хлоридних іонів (Cl⁻) у воді коливалася в межах від 167,9 мг/дм³ у 2010 р. до 281,1 мг/дм³ у 2017 р. Середня концентрація хлоридних іонів за досліджуваний період складала 178,8 мг/дм³.

Таблиця 7.3 – Середньорічна концентрація іонів у воді оз. Ялпуг (Болградський питний водозабір) за період 2006-2018 рр., мг/дм³

Рік	Гідрокарбонати	Сульфати	Хлориди	Кальцій	Магній	Натрій+Калій
2006	259,0	381,4	215,2	51,2	67,0	254,7
2007	242,7	375,0	212,8	46,7	63,3	256,2
2008	234,4	323,5	188,2	49,5	61,6	208,8
2009	238,8	301,2	186,0	47,0	58,3	207,2
2010	239,6	274,5	167,9	45,6	58,3	182,4
2011	232,2	289,8	172,5	42,8	57,7	195,6
2012	237,6	310,9	195,7	43,6	63,3	212,9
2013	235,4	264,5	172,1	40,6	57,7	186,3
2014	257,4	301,2	179,6	46,6	60,4	206,7
2015	252,2	303,2	177,9	45,0	58,6	210,2
2016	243,2	287,2	174,7	41,4	57,8	203,1
2017	301,7	512,6	281,1	51,4	80,1	360,1
2018	283,8	452,9	251,5	48,9	75,2	310,3

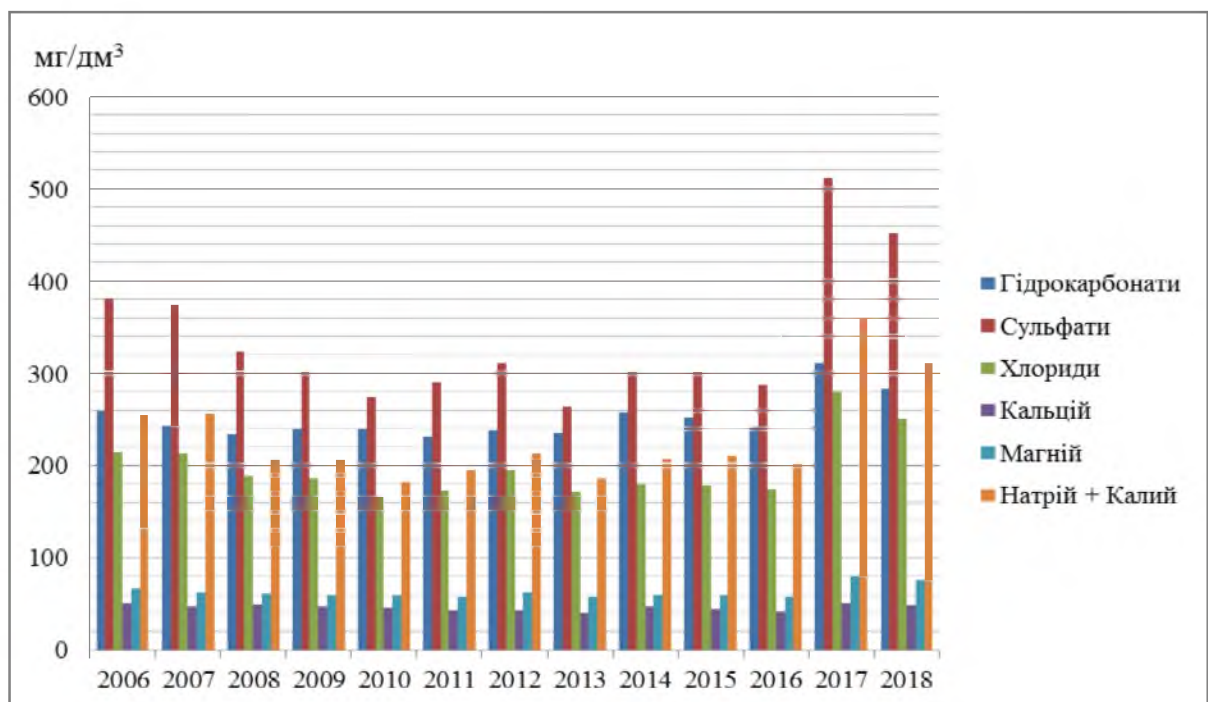


Рисунок 7.6 – Середньорічна концентрація іонів у воді оз. Ялпуг (Болградський питний водозабір) за період 2006-2018 рр., мг/дм³

Серед катіонів звертають на себе увагу концентрації іонів натрію (Na^+) і калію (К). Їх середньорічні величини змінювались від 182,4 мг/дм³ в 2010 р. до 360,1 мг/дм³ в 2017 р. Середній вміст за досліджуваний період складав 207,2 мг/дм³. Середньорічна концентрація іонів кальцію в межах Болградського водозабору змінювалась від 40,6 мг/дм³ в 2013 р. до 51,4 мг/дм³ в 2017 р. Середня концентрація за 2006-2018 рр. складала 43,9 мг/дм³.

Оз. Кугурлуй – с. Нова Некрасова. Аналіз отриманої інформації показав, що середня річна мінералізація води оз. Кугурлуй – с. Нова Некрасовка змінювалась в межах від 651,5 мг/дм³ в 2010 р. до 1051,1 мг/дм³ в 2018 р. і в середньому складала 748,5 мг/дм³. Середньорічна концентрація іонів у воді оз. Кугурлуй – с. Нова Некрасовка за період 2006-2018 рр., мг/дм³ наведена в табл. 7.4, рис. 7.6.

Середньорічна концентрація гідрокарбонатних іонів (HCO_3^-) коливалась у межах від 199,6 мг/дм³ в 2012 р. до 245,7 мг/дм³ в 2018 р.

Таблиця 7.4 – Середньорічна концентрація іонів у воді оз. Кугурлуй – с. Нова Некрасовка за період 2006-2018 рр., мг/дм³

Рік	Гідокарбонати	Сульфати	Хлориди	Кальцій	Магній	Натрій +Калій
2006	221,5	226,5	132,3	49,6	44,7	148,20
2007	200,8	203,1	131,4	39,4	36,9	155,56
2008	209,3	204,3	151,9	43,5	46,0	147,60
2009	208,4	187,6	119,3	41,7	41,6	129,63
2010	206,6	155,9	102,9	41,5	39,7	104,85
2011	214,6	189,2	122,1	40,6	43,8	131,68
2012	199,6	198,8	129,0	33,6	44,7	142,75
2013	222,8	198,9	138,1	39,7	45,4	149,40
2014	225,1	187,9	129,4	40,6	44,4	139,50
2015	230,6	221,8	145,2	38,7	48,2	165,20
2016	234,8	239,4	164,3	38,8	49,0	190,3
2017	240,9	289,8	175,7	39,9	54,3	198,8
2018	245,7	301,0	184,4	41,4	56,7	220,0

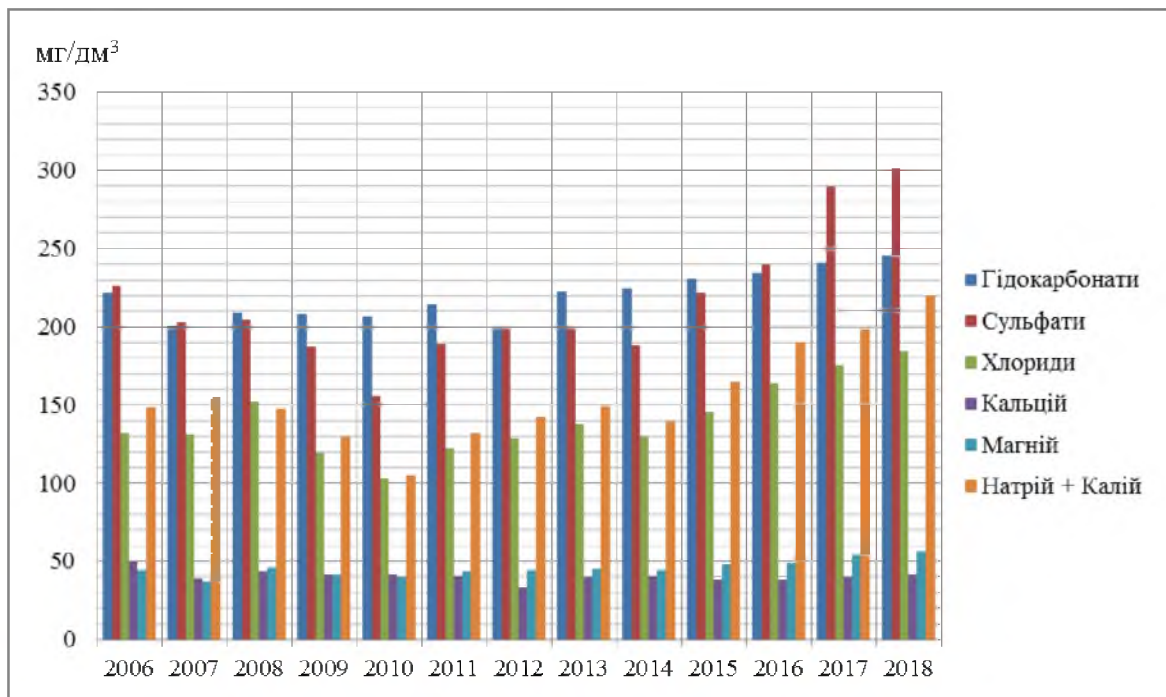


Рисунок 7.6 – Середньорічна концентрація іонів у воді оз. Кугурлуй – с. Нова Некрасівка за період 2006-2018 рр., мг/дм³

Стосовно вмісту інших іонів, табл. 7.4 можна зазначити, що середньорічна концентрація сульфатних іонів (SO_4^{2-}) змінювалась у межах від 155,9 мг/дм³ в 2010 р. до 301,0 мг/дм³ у 2018 р. А ось концентрація хлоридних іонів (Cl^-) у воді коливалася в межах від 102,9 мг/дм³ у 2010 р. до 184,4 мг/дм³ у 2018 р. з середньою величиною за досліджуваний період – 138,1 мг/дм³.

Характеризуючи вміст катіонів можна відзначити, що середньорічна концентрація іонів кальція (Ca^{2+}) в межах с. Нова Некрасівка змінювалась від 33,6 мг/дм³ в 2012 р. до 49,6 мг/дм³ в 2006 р. А значно вищими були середньорічні величини концентрації натрію (Na^+) та калія (K^+) і змінювались від 104,9 мг/дм³ в 2010 р. до 220,0 мг/дм³ в 2018 р.

Річка Ялпуг – с. Табаки. Середня річна мінералізація води р. Ялпуг змінювалась в межах від 2721,0 мг/дм³ в 2013 р. до 5283,0 мг/дм³ в 2012 р. і залишається стабільно високою.

Середньорічна концентрація іонів у воді р. Ялпуг – с. Табаки за період 2006-2018 рр., мг/дм³ наведена в табл. 7.5, рис. 7.7.

Таблиця 7.5 – Середньорічна концентрація іонів у воді р.Ялпуг – с. Табаки за період 2006-2018 рр., мг/дм³

Рік	Гідрокарбонати	Сульфати	Хлориди	Кальцій	Магній	Натрій +Калій
2006	550,8	1343,1	662,0	111,4	167,1	908,9
2007	386,6	1314,7	517,4	124,1	174,0	695,0
2008	375,9	1694,2	850,4	163,8	248,0	921,1
2009	427,5	1282,3	632,9	122,9	183,6	758,1
2010	422,1	1318,4	495,8	155,0	169,1	667,8
2011	517,3	1552,4	623,4	137,6	217,7	840,2
2012	520,7	1969,1	1107,7	155,2	303,8	1208,1
2013	448,1	1021,1	421,6	120,6	148,6	557,7
2014	512,2	1249,6	492,0	116,8	168,3	716,7
2015	547,5	1854,6	810,7	160,3	237,6	1078,8
2016	558,7	1477,7	663,4	120,3	204,5	900,1
2017	619,8	1313,2	553,8	119,8	172,5	828,7
2018	496,9	1305,6	552,4	122	164,2	785,0

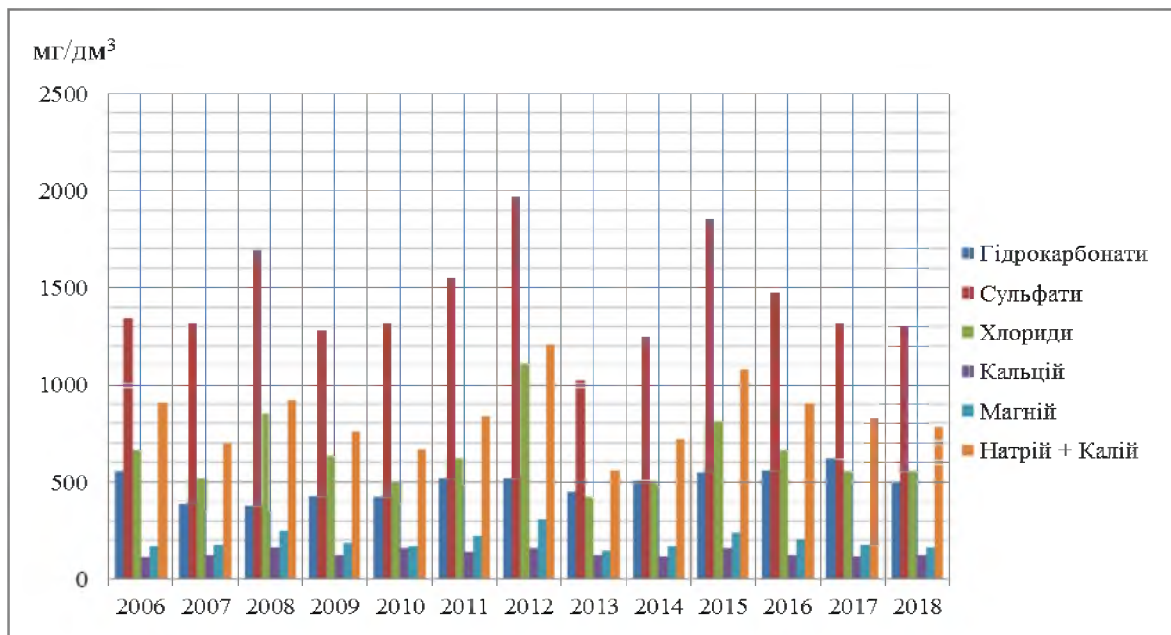


Рисунок 7.7 – Середньорічна концентрація іонів у воді р. Ялпуг – с. Табаки за період 2006-2018 рр.

Аналізуючи табл. 7.5 та рис. 7.7 можна зазначити, що середньорічна концентрація гідрокарбонатних іонів (HCO_3^-) коливалась у межах від 375,9 мг/дм³

в 2008 р. до 550,8 мг/дм³ в 2006 р. А ось середньорічна концентрація сульфатних іонів (SO₄²⁻) змінювалась у межах від 1021,1 мг/дм³ в 2013 р. до 1969,1 мг/дм³ у 2012 р., а концентрація хлоридних іонів (Cl⁻) у воді коливалася в межах від 492,0 мг/дм³ у 2014 р. до 1107,7 мг/дм³ у 2012 р.

Щодо катіонів, то середньорічні величини концентрації натрію (Na⁺) та калію (K⁺) змінювались від 557,7 мг/дм³ в 2013 р. до 1208,1 мг/дм³ в 2012 р. і мав чітко виражену тенденцію до збільшення значень концентрацій за період 2012-2013 рр.

Річка Карасулак – с. Криничне. Аналіз отриманої інформації показав, що середня річна мінералізація води р. Карасулак змінювалась в межах від 2703,0 мг/дм³ в 2007 р. до 5262,0 мг/дм³ в 2009 р. і в середньому складала 4127 мг/дм³ з максимальним значенням 5262,0 мг/дм³. Вона залишається стабільно високою протягом періоду дослідження.

Середньорічна концентрація іонів у воді р. Карасулак за період 2006-2018 рр., мг/дм³ наведена в табл. 7.6, рис. 7.8.

Таблиця 7.6 – Середньорічна концентрація іонів у воді р. Карасулак за період 2006-2018 рр., мг/дм³

Рік	Гідрокарбонати	Сульфати	Хлориди	Кальцій	Магній	Натрій +Калій
2006	503,0	1848,6	599,1	302,1	287,8	622,7
2007	249,8	1234,7	413,4	175,1	375,4	452,4
2008	298,5	1368,9	472,2	236,3	375,5	436,5
2009	271,4	2525,4	896,4	376,5	375,4	816,6
2010	291,9	2158,6	762,2	331,3	375,5	595,3
2011	311,9	1983,2	739,7	311,7	344,0	585,6
2012	230,9	1485,1	567,7	221,3	237,8	514,8
2013	397,9	1432,7	514,5	260,6	232,4	483,7
2014	380,6	1710,6	699,4	250,6	285,2	646,2
2015	373,5	1621,4	627,3	218,4	256,5	648,8
2016	262,5	2176,1	825,1	275,7	326,0	824,0
2017	352	1907,9	712,4	279,2	309,3	911,9
2018	344,4	1960	724,9	295,1	309,6	686,1

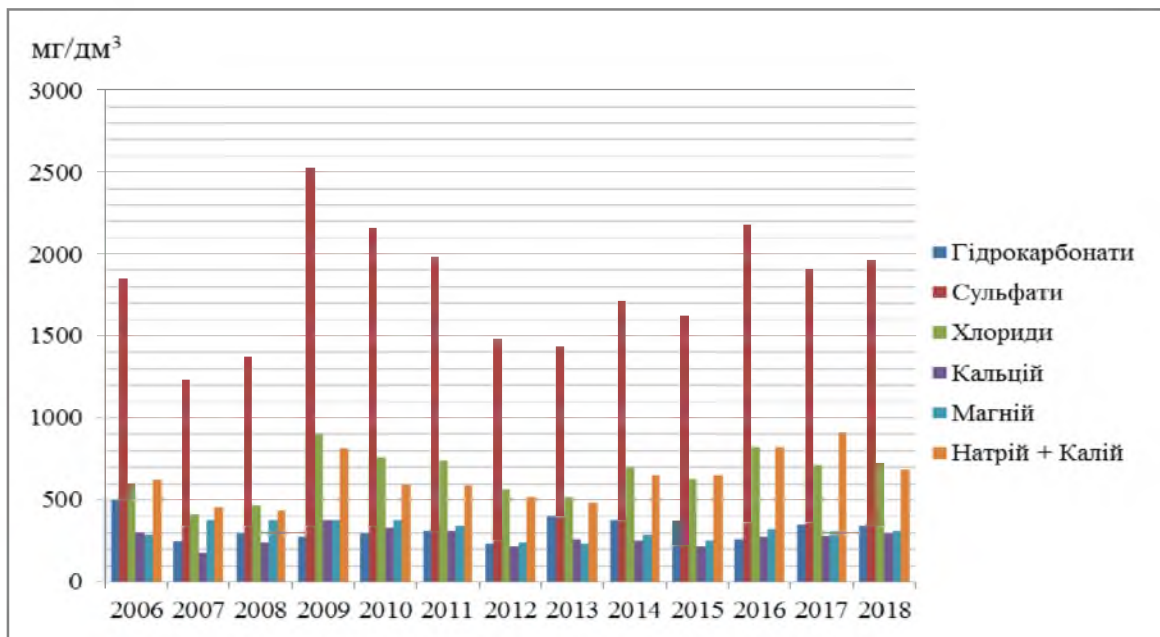


Рисунок 7.8 – Середньорічна концентрація іонів у воді р. Карасулак за період 2006-2018 рр., мг/дм³

Характеризуючи табл. 7.6 та рис. 7.8 можна сказати, що середньорічна концентрація гідрокарбонатних іонів (HCO_3^-) коливалась у межах від 230,9 мг/дм³ в 2012 р. до 503,0 мг/дм³ в 2006 р. В той час як середньорічна концентрація сульфатних іонів (SO_4^{2-}) змінювалась у межах від 1234,7 мг/дм³ в 2007 р. до 2158,6 мг/дм³ у 2010 р.

7.2.2 Вміст у воді біогенних елементів та органічних речовин

Біогенні елементи відіграють дуже важливу роль в процесі розкладання органічних речовин. Для аналізу були вибрані такі елементи: NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- , $\text{P}_{\text{заг}}$. *Мінеральні сполуки азоту*. В природних водах азот перебуває у вигляді неорганічних та різноманітних органічних сполук. Неорганічні сполуки представлені амонійними (NH_4^+), нітритними (NO_2^-) та нітратними (NO_3^-) іонами.

Основними джерелами надходження біогенних елементів у водні об'єкти є тваринницькі ферми, господарсько-побутові стічні води, поверхневий стік із сільгоспугідь [8], [10], [11].

Однією із найважливіших хімічних характеристик водного середовища, яка визначає її якість, є наявність у воді органічних речовин. Одним з основних показників при оцінці вмісту органічної речовини є наявність або відсутність вільного кисню. Чим більша ступінь забруднення водного середовища органічними речовинами, тим більша кількість кисню витрачається на їх деструкцію і розкладання, тим менше залишається його у воді. Для характеристики забруднення органічними речовинами було обрано такі показники: БСК₅ та ХСК [7], [8].

р. Дунай – м. Рені. Середньорічна концентрація біогенних елементів у воді р. Дунай – м. Рені за період 2006-2018 рр, мг/дм³ наведена в табл. 7.7.

Таблиця 7.7 – Середньорічна концентрація біогенних елементів у воді р. Дунай – м. Рені за період 2006-2018 рр., мг/дм³

Рік	Азот амонійний	Нітриди	Нітрати	Фосфати	БСК ₅	ХСК
2006	0,237	0,02	1,145	0,169	3,6	20,3
2007	0,189	0,021	1,181	0,192	3,0	19,3
2008	0,174	0,018	1,251	0,144	3,5	17,3
2009	0,165	0,023	1,333	0,174	3,4	14,8
2010	0,167	0,021	1,316	0,156	3,1	15,6
2011	0,170	0,024	1,349	0,131	2,7	17,7
2012	0,113	0,024	1,371	0,109	3,0	14,9
2013	0,096	0,02	1,354	0,130	3,5	14,8
2014	0,089	0,025	1,066	0,108	1,3	17,6
2015	0,064	0,018	1,155	0,133	1,6	16,5
2016	0,052	0,017	1,091	0,156	2,6	18,1
2017	0,043	0,019	0,931	0,164	3,0	19,9
2018	0,080	0,018	0,976	0,153	2,6	18,0

Серед біогенних елементів можна зазначити середньорічні концентрації азоту амонійного коливались в межах від 0,064 мг/дм³ у 2015 р. до 0,237 мг/дм³ у

2006 р. За період 2006-2018 рр. середні річні нітратних іонів коливались в межах 1,066-1,371 мг/дм³.

А серед органічних речовин найбільшими були середньорічні величини значень ХСК за період 2006-2018 рр. в межах 14,8-20,3 мг/дм³.

Оз. Ялпуг Болградський водозабір. Середньорічна концентрація біогенних елементів у воді Болградського водозабору за період 2006-2018 рр., мг/дм³ наведена в табл. 7.8, рис. 7.9.

Таблиця 7.8 – Середньорічна концентрація біогенних елементів у воді оз. Ялпуг (Болградський водозабір) за період 2006 – 2018 рр., мг/дм³

Рік	Азот амонійний	Нітрити	Нітрати	Фосфати	БСК5	ХСК
2006	0,163	0,005	0,097	0,06	3,1	49,0
2007	0,2	0,005	0,172	0,075	4,8	50,6
2008	0,153	0,006	0,11	0,055	4,4	52,4
2009	0,133	0,005	0,078	0,056	3,9	44,8
2010	0,119	0,004	0,095	0,062	4,1	48,1
2011	0,116	0,005	0,104	0,058	4,4	49,7
2012	0,164	0,009	0,190	0,042	6,1	51,1
2013	0,135	0,007	0,121	0,083	5,5	52,2
2014	0,123	0,007	0,174	0,045	3,5	54,9
2015	0,099	0,007	0,129	0,053	3,9	49,1
2016	0,098	0,008	0,129	0,034	4,9	60,9
2017	0,154	0,008	0,134	0,147	6,1	73,1
2018	0,152	0,007	0,129	0,061	4,6	75,8

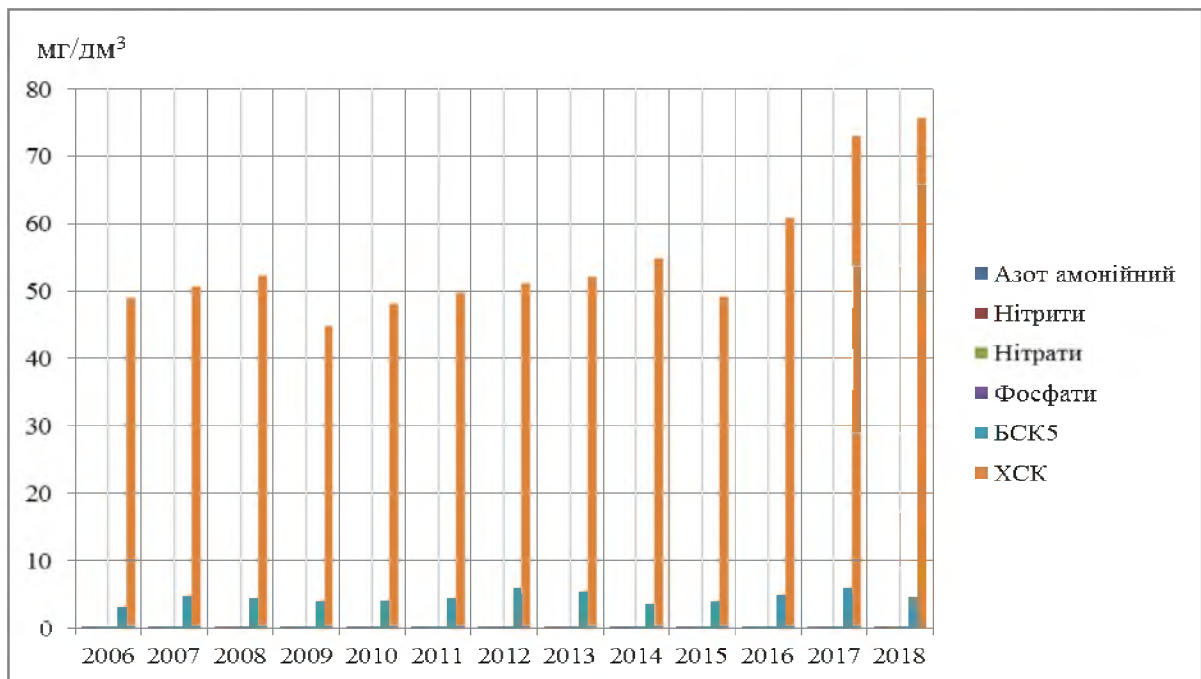


Рисунок 7.9 – Середньорічна концентрація біогенних елементів у воді оз. Ялпуг (Болградський водозабір) за період 2006-2018 рр., мг/дм³

Середньорічні концентрації азоту амонійного коливались в межах від 0,2 мг/дм³ у 2007 р. до 0,164 мг/дм³ у 2012 р. Середньорічні концентрації нітритів коливались в межах від 0,004 мг/дм³ у 2010 р. до 0,008 мг/дм³ у 2016 р., 2017 р. Середній вміст нітритних іонів за досліджений період становив 0,006 мг/дм³.

За період 2006-2018 рр. середні річні концентрації нітратних іонів коливались в межах 0,078-0,190 мг/дм³.

Спостерігалась загальна тенденція до зростання значень середньорічних величин ХСК. Ця величина зросла від 44,8 мг/дм³ у 2009 р. до 75,8 мг/дм³ у 2018 р., що і підтверджується графіком.

Оз. Кугурлуй – с. Нова Некрасівка. Середньорічна концентрація біогенних елементів у воді оз. Кугурлуй – с. Нова Некрасівка за період 2006 – 2018 рр., мг/дм³ наведена в табл. 7.9.

Таблиця 7.9 – Середньорічна концентрація біогенних елементів у воді оз. Кугурлуй – с. Нова Некрасівка за період 2006-2018 рр., мг/дм³

Рік	Азот амонійний	Нітриди	Нітрати	Фосфати	БСК ₅	ХСК
2006	0,220	0,023	0,749	0,034	4,0	38,6
2007	0,266	0,018	1,258	0,056	3,6	40,0
2008	0,242	0,014	0,370	0,069	5,2	43,5
2009	0,172	0,019	0,580	0,028	3,3	44,9
2010	0,164	0,019	0,493	0,054	4,1	39,1
2011	0,134	0,016	0,343	0,027	4,4	47,9
2012	0,221	0,068	0,885	0,036	6,4	43,3
2013	0,153	0,014	0,315	0,044	4,5	43,2
2014	0,134	0,027	0,542	0,031	2,9	52,5
2015	0,094	0,019	0,540	0,040	3,7	44,3
2016	0,134	0,018	0,314	0,045	3,6	48,4
2017	0,153	0,019	0,313	0,053	4,5	58,9
2018	0,188	0,021	0,312	0,063	4,7	65,9

Аналізуючи дані табл. 7.9 можна зазначити, що середньорічні концентрації азоту амонійного коливались в межах від 0,094 мг/дм³ у 2015 р. до 0,266 мг/дм³ у 2007 р. Середньорічні концентрації нітритів коливались в межах від 0,044 мг/дм³ у 2008 р., 2013 р. до 0,068 мг/дм³ у 2012 р. Значення середньорічних величин ХСК коливались від 38,6 мг/дм³ у 2006 р. до 65,9 мг/дм³ у 2018 р.

р. Ялпуг – с. Табаки. Середньорічна концентрація біогенних елементів у воді р. Ялпуг, с. Табаки за період 2006-2018 рр., мг/дм³ наведена в табл. 7.10.

Як видно з таблиці середньорічні концентрації азоту амонійного коливались в межах від 0,166 мг/дм³ у 2013 р. до 0,327 мг/дм³ у 2012 р., а середньорічні концентрації нітритів коливались в межах від 0,023 мг/дм³ у 2012-2013 р. до 0,079 мг/дм³ у 2010 р.

За період 2006-2018 рр. середні річні нітратних іонів коливались в межах 1,033-8,617 мг/дм³.

Величина ХСК змінювалась від 83,4 мг/дм³ у 2010 р. до 169,8 мг/дм³ у 2015 р. При цьому максимальні концентрації спостерігались за період 2015 року.

Величина БСК₅ збільшилась від 3,3 мгО₂/дм³ в 2014 р. до 9,3 мгО₂/дм³ в 2011 р. Середнє значення для БСК₅ становило 6,0 мгО₂/дм³.

Таблиця 7.10 – Середньорічна концентрація біогенних елементів у воді р. Ялпуг – с. Табаки за період 2006-2018 рр., мг/дм³

Рік	Азот амонійний	Нітрити	Нітрати	Фосфати	БСК5	ХСК
2006	0,344	0,063	2,564	0,209	5,9	118,1
2007	0,166	0,038	5,515	0,102	7,3	91,9
2008	0,284	0,03	1,861	0,069	4,8	101,5
2009	0,193	0,024	2,55	0,125	7,5	86,7
2010	0,198	0,079	8,617	0,114	4,6	83,4
2011	0,253	0,027	3,732	0,067	9,3	111,2
2012	0,327	0,023	4,175	0,451	6,4	133,2
2013	0,192	0,023	1,033	0,283	4,3	86,3
2014	0,225	0,032	3,257	0,146	3,3	115,3
2015	0,232	0,031	3,42	0,55	5	169,8
2016	0,167	0,06	2,667	0,153	7,5	122,6
2017	0,233	0,045	2,698	0,264	4,4	157
2018	0,138	0,023	1,128	0,18	4,9	144,1

Підсумовуючи вище сказане, можна зазначити, що найбільше забруднення органічними та біогенними речовинами притаманне пункту спостереження р. Ялпуг, с. Табаки, що пов'язане зі значним антропогенним навантаженням.

7.2.3 Вміст у воді забруднюючих речовин

Фізіологічне значення важких металів, їх незаперечний вплив на екологічний стан водного середовища, полягає у тому, що вони входять до складу сполук, які активно впливають на інтенсивність процесів обміну речовин у живих організмах. Саме через це збільшення їх концентрацій може викликати порушення різних біохімічних і біологічних процесів у живих організмах та призвести до їх захворювань, а той до загибелі. У даній роботі наведений

середній річний вміст у водах оз. Кугурлуй-Ялпуг за період 2006-2015 рр. таких представників зазначених речовин як залізо, мідь, марганець, хром VI [7],[8], [10].

р. Дунай – м. Рені. У табл. 7.11, рис. 7.10 наведений середній річний вміст у водах р. Дунай – м. Рені за період 2006-2018 рр. таких забруднюючих речовин як залізо, мідь, марганець, хром .

Найменші концентрації заліза, за період виконаних досліджень були зафіксовані у 2008 р. і становили 0,036 мг/дм³, найбільші – у 2007 р. – 0,212 мг/дм³.

Таблиця 7.11 – Вміст важких металів у воді р. Дунай – м. Рені за період 2006-2018 рр., мг/дм³

Рік	Залізо	Марганець	Мідь	Хром VI
2006	0,063	0,069	0,003	0,001
2007	0,212	0,043	0,002	0,002
2008	0,036	0,033	0,001	0,002
2009	0,051	0,026	0,003	0,001
2010	0,124	0,053	0,003	0,001
2011	0,050	0,026	0,001	0,001
2012	0,058	0,075	0,001	0,002
2013	0,043	0,091	0,001	0,002
2014	0,063	0,100	0,001	0,0016
2015	0,045	0,027	0,001	0,0023
2016	0,043	0,044	0,002	0,0019
2017	0,058	0,025	0,001	0,002
2018	0,084	0,033	0,003	0,0018

Середньорічні концентрації марганцю у воді р. Дунай становили від 0,026 мг/дм³ до 0,100 мг/дм³.

Найбільші концентрації *хром*у, за період досліджень були зафіксовані у 2015 р. і становили 0,0023 мг/дм³.

Найбільші концентрації міді, за період досліджень були зафіксовані у 2010 р. і становили 0,0025 мг/дм³.

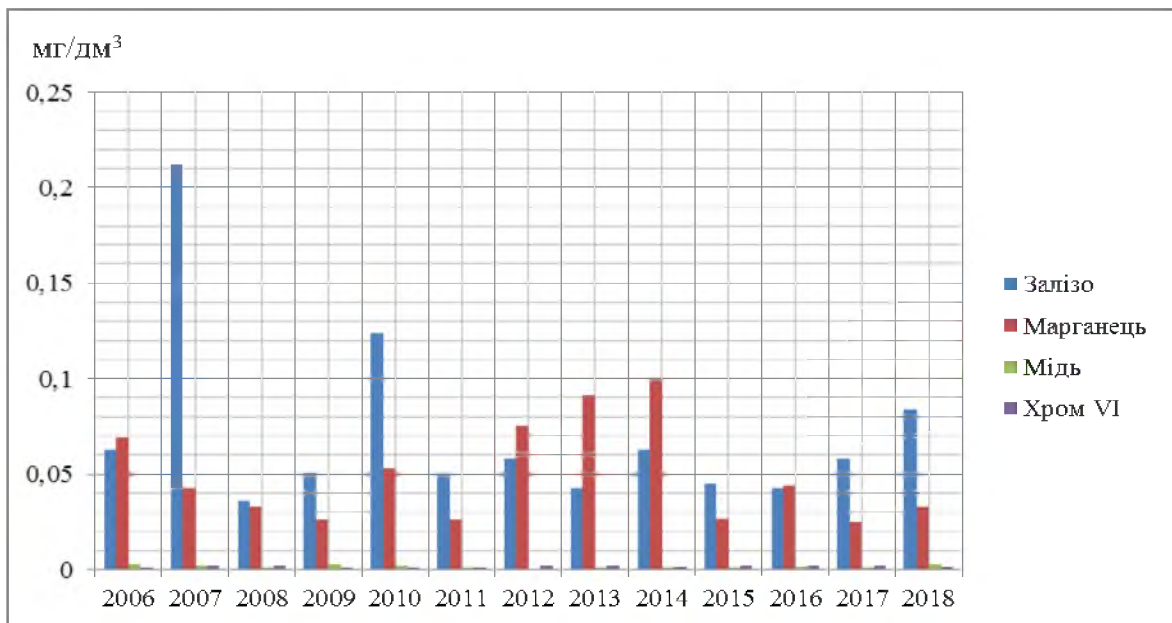


Рисунок 7.10 – Вміст важких металів у воді р. Дунай – м. Рені за період 2006-2018 рр., мг/дм³

Оз. Ялуг Болградський водозабір. Вміст важких металів у воді озера Ялуг – Болградський водозабір за період 2006-2018 рр. мг/дм³ наведено в табл. 7.12, рис. 7.11.

Таблиця 7.12 – Вміст важких металів у воді оз. Ялуг -Болградський водозабір за період 2006-2018 рр. мг/дм³

Рік	Залізо	Марганець	Мідь	Хром VI
2006	0,042	0,05	0,003	0,001
2007	0,086	0,065	0,001	0,002
2008	0,062	0,039	0,001	0,002
2009	0,040	0,032	0,001	0,0010
2010	0,047	0,234	0,002	0,0014
2011	0,064	0,055	0,001	0,0016
2012	0,058	0,052	0,001	0,0021
2013	0,077	0,102	0,001	0,0018
2014	0,055	0,088	0,001	0,0017
2015	0,058	0,030	0,001	0,0024
2016	0,048	0,027	0,001	0,0016
2017	0,089	0,049	0,001	0,002
2018	0,065	0,046	0,002	0,0021

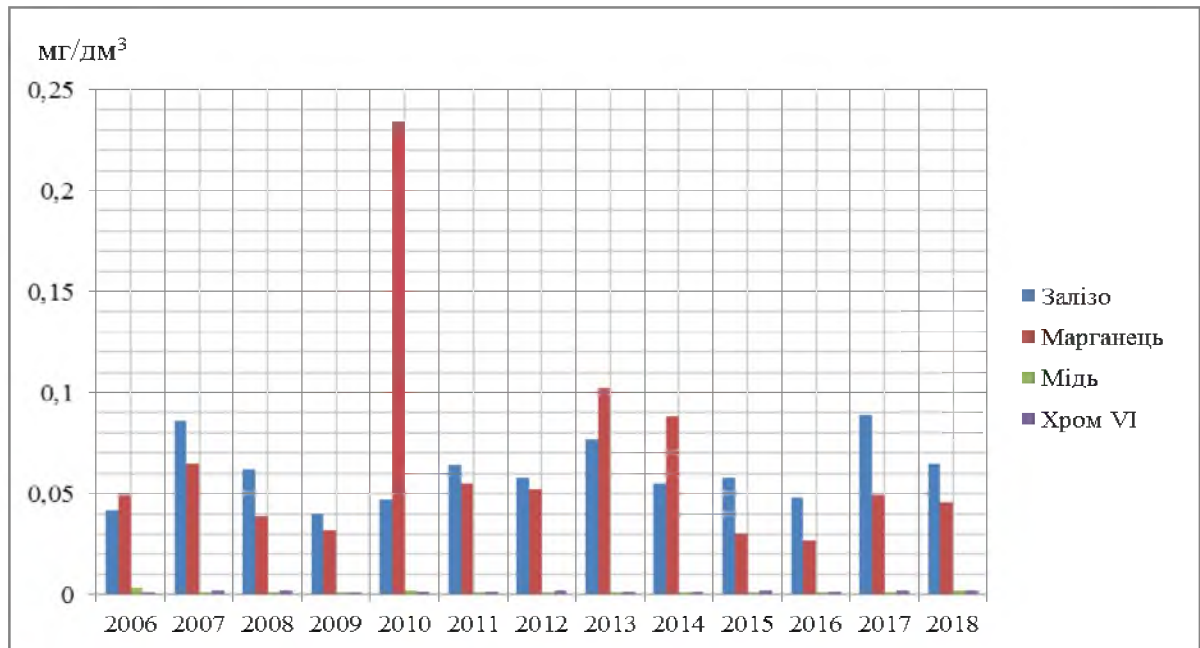


Рисунок 7.11 – Вміст важких металів у воді оз. Ялпуг – Болградський водозабір за період 2006-2018 рр. мг/дм³

Найменші концентрації Fe, за період виконаних досліджень були зафіксовані у 2009 р. і становили 0,040 мг/дм³, найбільші – у 2017 р. – 0,089 мг/дм³.

Вміст міді у Болградському водозабірні на протязі досліджуваного періоду 2006-2018 рр. практично не змінювався і становив 0,001 мг/дм³.

Найбільші концентрації Хрому VI, за період досліджень були зафіксовані у 2015 р. і становили 0,0024 мг/дм³.

Середньорічні концентрації марганцю у озері Ялпуг – Болградський водозабір становили від 0,003 мг/дм³ в 2006 р. до 0,002 мг/дм³ у 2010 р.

Аналізуючи цей графік, можна звернути увагу на значне підвищення вмісту марганцю у 2010 р. Це може свідчить про значний одноразовий викид забруднюючих речовин.

Оз. Кугурлуй – с.Нова Некрасовка. Вміст важких металів у воді с. Нова-Некрасівка за період 2006-2018 рр. мг/дм³ наведено в табл. 7.13., рис. 7.12.

Таблиця 7.13 – Вміст важких металів у воді с. Нова-Некрасівка за період 2006-2018 рр. мг/дм³

Рік	Залізо	Марганець	Мідь	Хром VI
2006	0,042	0,084	0,007	0,001
2007	0,081	0,042	0,001	0,001
2008	0,032	0,044	0,001	0,001
2009	0,024	0,033	0,001	0,001
2010	0,038	0,023	0,001	0,001
2011	0,064	0,100	0,000	0,001
2012	0,028	0,100	0,002	0,002
2013	0,048	0,080	0,000	0,002
2014	0,034	0,070	0,000	0,002
2015	0,044	0,016	0,000	0,002
2016	0,049	0,019	0,002	0,002
2017	0,056	0,026	0,002	0,002
2018	0,058	0,028	0,002	0,002

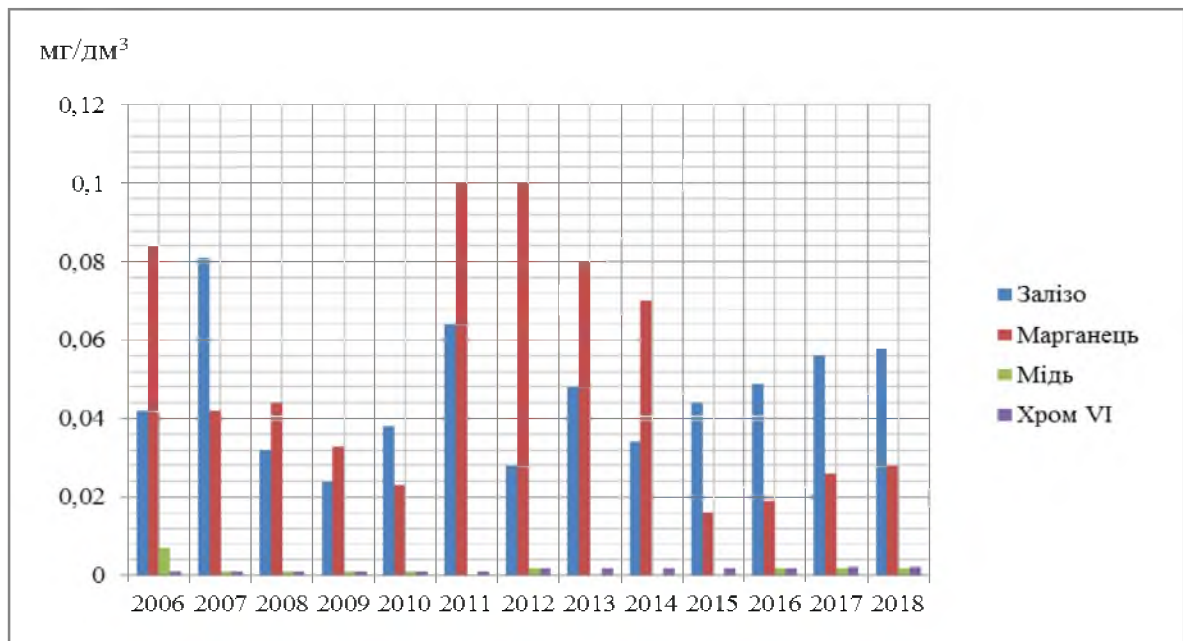


Рисунок 7.12 – Вміст важких металів у воді озера Кугурлуй – с. Нова-Некрасівка за період 2006-2018 рр. мг/дм³

Найменші концентрації заліза, за період виконаних досліджень були зафіксовані у 2009 р. і становили 0,024 мг/дм³, найбільші – у 2011 р. –

0,064 мг/дм³. Середньорічні концентрації марганцю у воді оз. Кугурлуй, с. Нова Некрасівка коливалися від 0,016 мг/дм³ у 2015р. до 0,084 мг/дм³ у 2006 р.

Наявність інших важких металів за досліджуваний період у воді оз. Кугурлуй, с. Нова-Некрасівка не спостерігалась.

Вміст міді в даному пункті спостереження був незначний і змінювався від нуля до 0,007 , тобто забруднення цим важким металом не відзначаються.

Стосовно забруднення хромом можна зазначити те ж саме.

р. Ялпуг – с. Табаки. Вміст важких металів у воді р. Ялпуг – с. Табаки за період 2006-2018 рр. мг/дм³ наведено в таб. 7.14., рис. 7.13.

Таблиця 7.14 – Вміст важких металів у воді р. Ялпуг – с. Табаки за період 2006-2018 рр., мг/дм³

Рік	Залізо	Марганець	Мідь	Хром VI
2006	0,092	0,108	0,003	0,0010
2007	0,098	0,079	0,002	0,0020
2008	0,061	0,100	0,001	0,0020
2009	0,122	0,077	0,002	0,0010
2010	0,073	0,048	0,005	0,0012
2011	0,149	0,118	0,002	0,0020
2012	0,181	0,138	0,001	0,0018
2013	0,057	0,150	0,000	0,0016
2014	0,106	0,100	0,001	0,0019
2015	0,130	0,220	0,001	0,0018
2016	0,194	0,280	0,000	0,0026
2017	0,093	0,190	0,001	0,0020
2018	0,102	0,040	0,002	0,0019

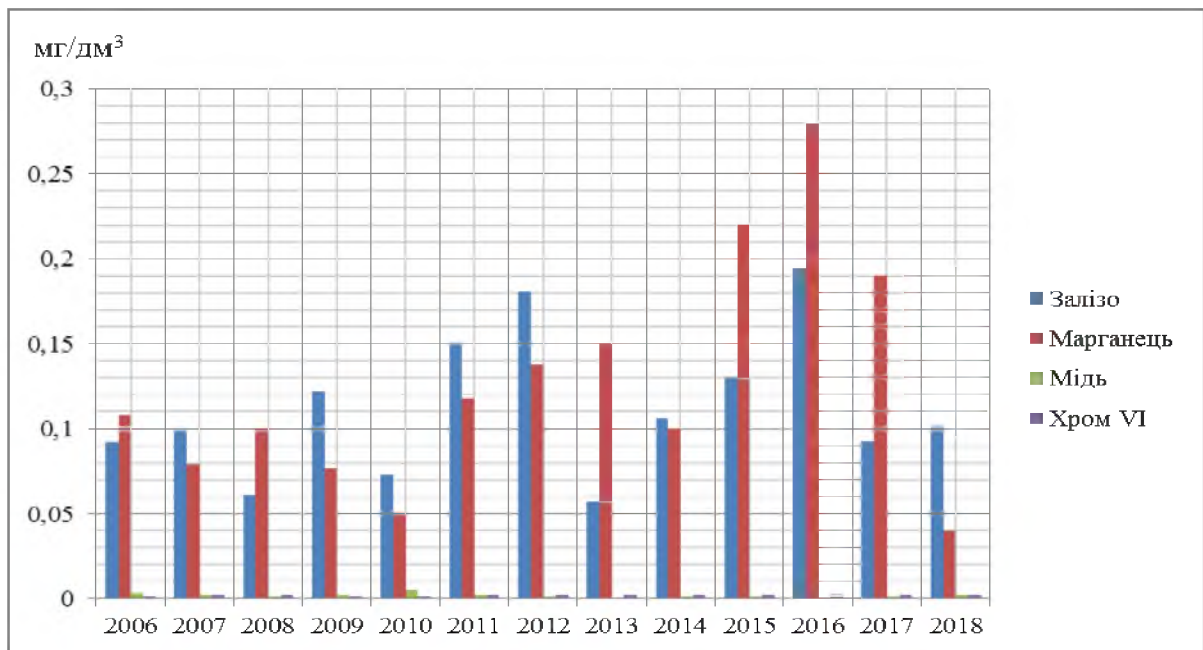


Рисунок 7.13 – Вміст важких металів у воді р. Ялпуг – с. Табаки за період 2006-2018 рр., мг/дм³

В цьому пункті дослідження можна зазначити значний вміст таких важких металів як марганець та залізо. Вміст заліза у воді річки Ялпуг за період 2006-2018 рр. коливався в межах від 0,057 мг/дм³ до 0,181 мг/дм³. Середнє значення за досліджуваний період середніх річних концентрацій заліза становило 0,149 мг/дм³.

Середньорічна концентрація марганцю у воді річки Ялпуг за досліджуваний період становила від 0,048 мг/дм³ до 0,220 мг/дм³. Середнє значення за період 2006-2018 рр. середніх річних концентрацій марганцю становило 0,138 мг/дм³.

Такий значний вміст таких забруднювачів, як марганець та залізо свідчить про значне антропогенне навантаження, яке поступає зі стічними водами до річки Ялпуг, яка є транскордонною і є висока можливість поступання забруднювачів з території Молдови.

р. Карасулак – с. Криничне. Вміст важких металів у воді р.Карасулак – с. Криничне за період 2006-2018 рр. мг/дм³ наведено в табл. 7.15., рис. 7.14.

Таблиця 7.15 – Вміст важких металів у воді р. Карасулак – с. Криничне за період 2006-2018 рр. мг/дм³

Рік	Залізо	Марганець	Мідь	Хром VI
2006	0,137	0,240	0,000	0,002
2007	0,191	0,693	0,002	0,002
2008	0,035	0,54	0,002	0,003
2009	0,169	0,910	0,002	0,001
2010	0,050	0,057	0,006	0,0012
2011	0,071	0,520	0,003	0,0015
2012	0,075	0,230	0,002	0,0021
2013	0,065	0,340	0,001	0,0018
2014	0,084	0,203	0,001	0,0019
2015	0,078	0,255	0,001	0,0029
2016	0,152	1,195	0,001	0,0024
2017	0,109	0,710	0,000	0,001
2018	0,089	0,077	0,001	0,003

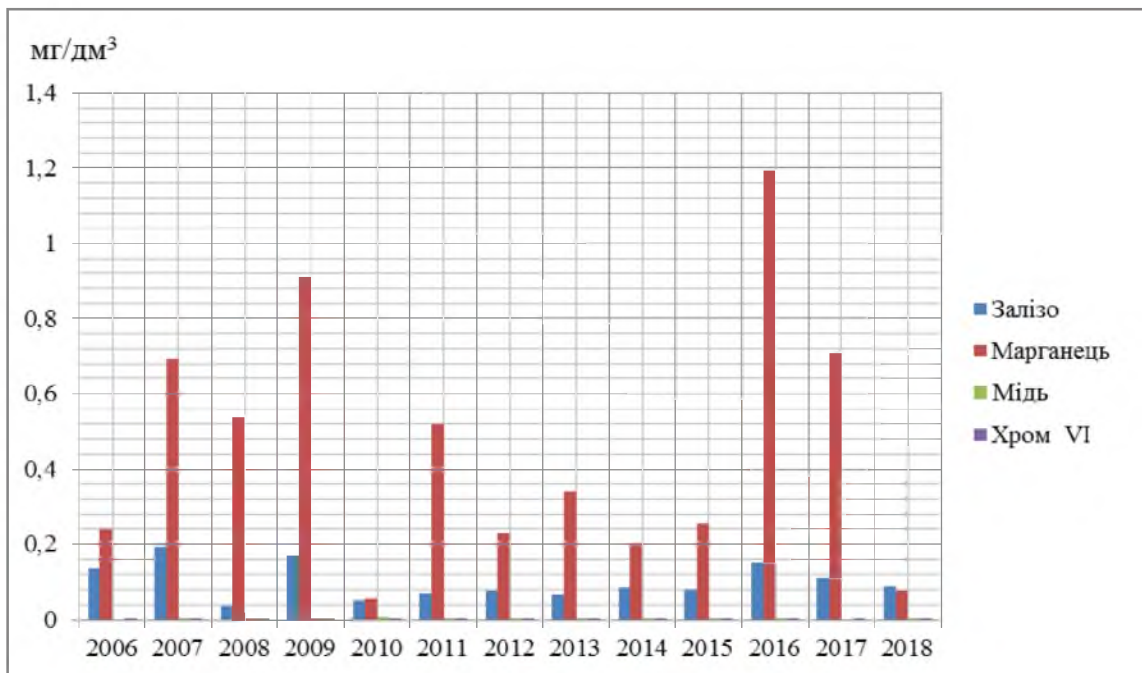


Рисунок 7.14 – Вміст важких металів у воді р. Карасулак – с. Криничне за період 2006-2018 рр. мг/дм³

Вміст заліза у воді річки Карасулак за період 2006-2018 рр. коливався в межах від 0,05 мг/дм³ в 2010 р. до 0,191 мг/дм³ в 2007 р. Середнє значення за

досліджуваний період середніх річних концентрацій заліза становило 0,086 мг/дм³.

Середньорічні концентрації марганцю у воді річки Карасулак за досліджуваний період становили від 0,057 мг/дм³ до 0,693 мг/дм³.

За цими результатами можна зазначити значне антропогенне навантаження на поверхневі води цієї річки.

7.3 Оцінка якості вод за комплексом гідрохімічних показників

7.3.1 Характеристика методів оцінки якості води

Гідрохімічний індекс забруднення води

Для оцінки якості води поверхневих водойм використовують індекс забруднення води (ІЗВ). Перевага ІЗВ полягає в тому, що він дозволяє порівняти якість води в різних річках між собою, навіть якщо в них наявні різні забруднювальні речовини, дозволяє виявляти тенденцію зміни якості води впродовж низки років. Індекс забруднення для поверхневих вод розраховується лише за певною кількістю показників. За результатами аналізів кожного з показників виводиться середньоарифметичне значення. Кількість показників, які беруться для розрахунку ІЗВ, дорівнює шести й охоплює розчинений кисень (O₂), біохімічне споживання кисню (БСК₅), амоній (NH₄⁺), нітрити (NO₂⁻), нафтопродукти (НП), феноли (C₆H₅OH). На відміну від інших показників, для розчиненого кисню при розрахунках ІЗВ береться співвідношення нормативу (ГДК_i) до реальної концентрації (C_i). Розрахунок ІЗВ здійснюється за формулою [8], [11], [13]:

$$IЗВ = \frac{1}{6} \sum_{i=1}^6 \frac{C_i}{ГДК_i}, \quad (7.1)$$

Для того, щоб порівняти якість вод у різних створах, визначити їх динаміку, використовують в якості критеріїв класи якості води.

До I класу належать води, на які найменше впливає антропогенне навантаження. Значення їх показників забруднення води (ІЗВ) близькі до природних значень даного регіону. Для вод II класу характерні певні зміни порівняно з природними, однак ці зміни не порушують екологічної рівноваги. До III класу належать води, які перебувають під значним антропогенним впливом, рівень якого близький до межі стійкості екосистем. Води IV–VII класів відносять до вод із порушеними екологічними параметрами. Критерії оцінки якості вод за ІЗВ для поверхневих вод наведено у табл. 7.16.

Модифікований ІЗВ розраховується теж за шістьма показниками: біохімічне споживання кисню (BCK_5) та розчинений кисень (O_2) є обов'язковими, а інші чотири показники беруть за найбільшим відношенням до ГДК з переліку: SO_4 , Cl^- , XCK , NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , $Fe_{заг}$, Mn^{2+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} , Cr^{6+} , Ni^{2+} , Al^{3+} , Pb^{2+} , Hg^{2+} , As^{3+} , нафтопродукти (НП), синтетичні поверхневі активні речовини (СПАР) [13].

Таблиця 7.16 – Критерії оцінки якості вод за ІЗВ для поверхневих вод

Клас якості вод	Текстовий опис	Величина ІЗВ
I	Дуже чиста	$\leq 0,3$
II	Чиста	$> 0,3 - 1,0$
III	Помірно забруднена	$> 1,0 - 2,5$
IV	Забруднена	$> 2,5 - 4,0$
V	Брудна	$> 4,0 - 6,0$
VI	Дуже брудна	$> 6,0 - 10,0$
VII	Надзвичайно брудна	$> 10,0$

Коефіцієнт забруднення

Для узагальненої оцінки стану поверхневих вод і для виявлення можливих тенденцій у зміні їх якості здійснюється оцінка рівня забрудненості за

коефіцієнтом забруднення. Коефіцієнт забрудненості (КЗ) є узагальненим показником, що характеризує рівень забрудненості сукупно за низкою показників якості води, які багаторазово виміряні у кількох пунктах (створах) спостережень водних об'єктів. Величина КЗ характеризує кратність перевищення нормативів у частках ГДК. Будь-які значення КЗ, що перевищують одиницю, свідчать про порушення чинних норм. Тотожність КЗ одиниці означає, що для даного водного об'єкта всі нормовані показники якості води в усіх пунктах (створах) спостережень при всіх вимірюваннях протягом досліджуваного періоду відповідають чинним нормам якості води. Значень, менших за одиницю, коефіцієнт забрудненості набувати не може. Оскільки водний об'єкт призначено для кількох видів водокористування, то під час розрахунку КЗ слід враховувати ті нормативи, які висувають найбільш високі вимоги до якості води. Зазвичай, такими є нормативи якості води для водойм рибогосподарського призначення [3], [11], [13], [14].

Перелік промислових ділянок рибогосподарських водних об'єктів затверджено постановою Кабінету міністрів України від 27 травня 1996 р. № 552. Під час розрахунку КЗ водних об'єктів, що не є рибогосподарськими, потрібно використовувати гранично допустимі концентрації (ГДК) для об'єктів господарсько-побутового водокористування (або інші норми, офіційно встановлені для даного об'єкта). Втім, КЗ дозволяє зіставляти обидва типи цих об'єктів з погляду дотримання у кожному із них своїх нормативів. Значення КЗ розраховуються за формулами:

$$\gamma = 0,1 \sum_{i=1}^{10} \left(\frac{1}{N} \sum_{j=1}^J \sum_{n=1}^{N_{ij}} \gamma_{ijn} \right); \quad (7.2)$$

$$\gamma_{ijn} = \begin{cases} \frac{C_{ijn}}{ГДК_i}, & \text{якщо } ГДК_i \text{ порушено } (C_{ijn} > ГДК_i), \\ 1, & \text{якщо } ГДК_i \text{ задовольняє } (C_{ijn} \leq ГДК_i), \end{cases} \quad (7.3)$$

де $i, 10$ – порядковий номер і загальна кількість контрольованих показників;

j, J – порядковий номер і загальна кількість пунктів (створів) спостережень;

n, N_{ij} – порядковий номер і загальна кількість вимірювань i -го показника в j -му пункті (створі) за період часу, що аналізують (квартал, рік, тощо);

N_i – загальна кількість вимірювань i -го показника в усіх пунктах (створах) спостережень;

γ_{ijn} – кратність перевищення ГДК при n -му вимірюванні i -го показника у j -му пункті (створі) спостережень.

Значення КЗ розраховується тільки для десяти показників. До складу цих показників входять ті показники, що найбільшою мірою перевищують значення ГДК. У разі, якщо кількість показників, що перевищують ГДК, менша десяти, у формулі (7.2) значення величин γ_{ijn} для решти показників приймається таким, що дорівнює одиниці. Для деяких речовин нормативи вимагають повної їх відсутності у природних водах. Для кожного із них у формулі (7.3) замість $\text{ГДК}_i=0$ необхідно підставляти те значення концентрації, яке ще може бути виявлене за найбільш чутливою методикою вимірювання даної речовини, тобто найменший із порогів його виявлення. Наведені формули застосовують для тих показників якості води, для яких ГДК задає верхню допустиму границю. Якщо ж нормується нижня границя (наприклад, для розчиненого кисню і водневого показника рН), то в разі їх порушення розрахунок кратності перевищення (γ_{ijn}) ведеться за такими формулами:

$$\gamma_{ijn} = \begin{cases} 1 & \text{при } C_{ijn} \geq \text{ГДК}_i \\ 1 + 9 \frac{\text{ГДК}_i - C_{ijn}}{\text{ГДК}_i - \text{ВЗ}_i} & \text{при } \text{ВЗ}_i \leq C_{ijn} < \text{ГДК}_i \\ 10 + 90 \frac{\text{ВЗ}_i - C_{ijn}}{\text{ВЗ}_i - \text{ЕВЗ}_i} & \text{при } C_{ijn} < \text{ВЗ}_i \end{cases} \quad (7.4)$$

Для розчиненого у воді кисню значення ВЗ (високе забруднення) та ЕВЗ (екстремально високе забруднення) згідно з додатком 2 ЄМК („Єдине міжвідомче керівництво по організації та здійсненню державного моніторингу вод”), дорівнюють 3 мг/дм³ та 2 мг/дм³. Для рН до встановлення критеріїв ВЗ та ЕВЗ можна використовувати у формулі (7.4) значення $BZ_i=6$ од. рН та $EBZ_i=4$ од. рН. Методика дає можливість підрахувати загальний КЗ для водного об’єкта чи ділянки і узагальнені характеристики забрудненості за одним показником по всій ділянці (γ_i) і за всіма показниками для будь-якого створу (γ_j):

$$\gamma_i = \frac{1}{N_i} \sum_{j=1}^J \sum_{n=1}^{N_{ij}} \gamma_{ijn}, \quad (7.5)$$

$$\gamma_j = \frac{1}{I_j} \sum_{i=1}^{I_j} \left(\frac{1}{N_{ij}} \sum_{n=1}^{N_{ij}} \gamma_{ijn} \right), \quad (7.6)$$

де I_j – кількість показників якості води, що виміряні у j -му створі.

Отримані числові значення КЗ дозволяють оцінити стан води за рівнями забрудненості. Показники забрудненості вод за коефіцієнтом забрудненості наведено у табл. 7.17.

Таблиця 7.17 – Показники забрудненості вод за коефіцієнтом забрудненості

Значення КЗ	1	1,01-2,50	2,51-5,00	5,01-10,0	Більше 10
Рівень забрудненості	Незабуднені (чисті)	Слабко забуднені	Помірно забуднені	Брудні	Дуже брудні

У діяльності установ Державної гідрометслужби та Державного агентства водних ресурсів України застосовується методика оцінки якості води Гідрохімічного інституту. Відповідно до цієї методики проводиться оцінка якості води на основі комбінаторного індексу забруднення (КІЗ).

Найповнішу і найбільш надійну оцінку якості води річок і водойм із екологічних позицій дають класифікації, які будуються на комплексі фізичних, хімічних, бактеріологічних та гідробіологічних показників. За даними О.М. Никанорова, зараз існують два основні напрямки оцінки якості води і стану водних екосистем: біологічна індикація та біотестування. Метод біологічної індикації (біоіндикації) – це метод оцінки якості води за видовим складом гідробіонтів, які проживають у ній. Він дає можливість здійснювати пряму оцінку стану біоти, яка зазнає шкідливого впливу від забруднення водного середовища. В екології найчастіше використовують індекси Глісона, Маргалєфа, Симпсона, Фішера, Корбета, Вільямса, Шеннона та інші.

Метод біологічного тестування (біотестування) – це метод оцінки шкідливого впливу певного токсиканта або компонентів водного середовища шляхом реєстрації змін біологічних показників піддослідних організмів (тест-об'єктів). Принцип біотестування полягає в тому, що в експериментальних умовах вивчають реакцію організмів на певний токсикант, забруднену або природну воду і порівнюють її з контролем, який не підлягає дії токсиканта. Методи біотестування показують наявність у воді біологічно небезпечної речовини за реакціями тест-об'єктів, але не підміняють хімічні методи визначення якості води. Після того як біотести покажуть наявність небезпечних речовин у водоймі, проводяться детальні хімічні аналіз [3], [13].

7.3.2 Оцінка якості води за ІЗВ в озері Ялпуг-Кугурлуй

Дослідження з оцінки якості води в озері Ялпуг-Кугурлуй та річок, що в нього впадають проводилися за методикою індексу забруднення води (ІЗВ).

Оцінка якості води за ІЗВ виконувалася за 6 хімічними показниками для р. Дунай, м. Рені, р. Ялпуг, с. Табаки, р. Карасулак, с. Криничне, оз. Ялпуг-Кугурлуй: кисень, феноли, нафтопродукти, азот амонійний, азот нітритний та БСК₅. Розрахунки ІЗВ за період спостережень наводяться в табл. 7.18.

Таблиця 7.18 – Індекс забруднення вод за період 2006-2018 рр.

Рік	р. Дунай, м.Рені		оз. Ялпуг- Кугурлуй с.Ново- Некрасівка		р. Ялпуг, с.Табаки		оз. Ялпуг-Кугурлуй Болградський питний водозабір с.Оксамитне		р.Карасулак, с.Криничне	
	ІЗВ	Клас якості	ІЗВ	Клас якості	ІЗВ	Клас якості	ІЗВ	Клас якості	ІЗВ	Клас якості
2006	0,51	II	0,5	II	1,1	III	0,4	II	0,98	II
2007	0,62	II	0,6	II	1,2	III	0,7	II	1,95	III
2008	0,64	II	0,9	II	1,1	III	0,6	II	1,78	III
2009	1,08	III	0,8	II	1,0	III	0,8	II	1,33	III
2010	0,62	II	0,7	II	1,1	III	0,6	II	1,78	III
2011	0,61	III	0,7	II	1,2	III	0,6	II	1,61	III
2012	0,63	II	1,3	III	1,3	III	1,3	III	2,25	III
2013	0,66	II	1,0	II	1,2	III	1,0	III	0,94	II
2014	0,55	III	0,8	II	0,9	II	0,8	II	1,98	III
2015	0,55	III	1,0	II	1,7	III	0,8	II	1,98	III
2016	0,6	II	0,8	II	1,6	III	0,8	II	2,1	III
2017	0,6	II	1,0	II	1,1	III	0,9	II	1,3	III
2018	0,5	II	0,9	II	1,0	II	0,8	II	1,6	III

Аналізуючи дані табл. 7.18 можна зазначити, що найвищі величини ІЗВ, а відповідно і забрудненість води притаманна посту р. Карасулак – с. Криничне, де він змінюється від 0,94 в 2013 р. , де води відносяться до II класу – чисті до 2,25 у 2012 р., де води відносяться до III класу помірно забруднені.

Найкращі за якістю води відносяться до посту дослідження р. Дунай – м. Рені, де 9 досліджуваних років мають води, що відносяться до чистих.

Для більш детальної оцінки якості поверхневих вод на досліджуваних постах було визначено відсоток повторюваності класів вод, результати записані у табл. 7.19.

Таблиця 7.19 – Результати розрахунку ІЗВ за період 2006 – 2018 рр.

Місце водного об'єкту	Класифікація по ІЗВ	
	Клас забруднення	Кількість випадків, %
р. Дунай – м. Рені	II	60
	III	40
р. Ялпуг – с. Табаки	III	90
	II	10
оз. Ялпуг-Кугурлуй – с. Оксамитне	II	80
	III	20
оз. Ялпуг-Кугурлуй – с. Ново-Некрасівка	II	90
	III	10
р. Карасулак – с. Криничне	II	80
	III	20

За розрахунками табл. 7.19 отримані наступні результати:

р. Дунай – 163 км від гирла ріки, м. Рені, кордон з Румунією – вода помірно забруднена 40 %, вода чиста 60 %.

оз. Ялпуг-Кугурлуй – Болградський питний водозабір с. Оксамитне Болградського району – вода помірно забруднена 20 %, вода чиста – 80 %.

оз. Ялпуг-Кугурлуй – с. Ново-Некрасівка – вода помірно забруднена 10 %, вода чиста – 90 %.

р. Ялпуг – впадає в оз. Ялпуг-Кугурлуй 5,4 км від гирла с. Табаки Болградського району, кордон з Молдовою - вода помірно забруднена 90 %, 10 % – чиста вода.

р. Карасулак – впадає в оз. Ялпуг-Кугурлуй 3,3 км від гирла по руслу ріки с. Криничне Болградського району – вода чиста – 80 %, помірно забруднена 20 %. Динаміка середньорічних значень ІЗВ за досліджуваний період представлена на рис. 7.15.

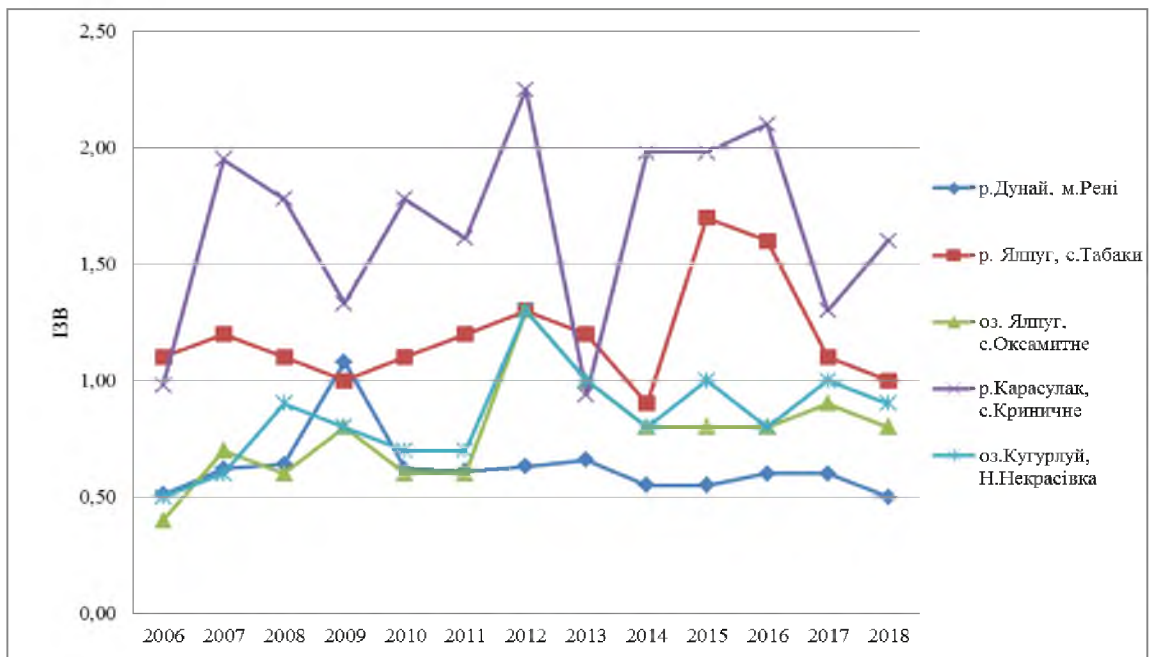


Рисунок 7.15 – Динаміка середньорічних значень ІЗВ за досліджуваний період

На рисунку 7.15 динаміка середньорічних значень ІЗВ на пунктах спостереження за досліджувальний період показала, що відбувається поступове незначне зменшення забруднюючих речовин у оз.Ялпуг-Кугурлуй.

Найбільше значення ІЗВ за середніми значеннями спостерігалось:

а) в р. Карасулак – с. Криничне у 2012 році (ІЗВ – 2,25), на високий індекс вплинув показник такий як феноли (6 мкг/дм³);

б) в р. Дунай – м. Рені у 2009 році (ІЗВ – 1,08), на високий індекс вплинули - нафтопродукти (3 мкг/дм³);

в) в р. Ялпуг – с. Табаки у 2015 році (ІЗВ – 1,6), на високий індекс вплинув такий показник як феноли (6,00 мкг/дм³);

г) в оз.Ялпуг-Кугурлуй – с. Оксамитне у 2012 році (ІЗВ – 1,3), на високий індекс вплинули - феноли (2,30 мг/дм³), БСК₅ (2,07 мкг/дм³);

д) в оз. Ялпуг-Кугурлуй – с. Ново-Некрасівка у 2012 році (ІЗВ – 1,3), на високий індекс вплинули – феноли (3,00 мг/дм³), БСК₅ (2,13 мкг/дм³).

7.3.3 Оцінка якості води за КЗ в озері Ялпуг-Кугурлуй

Оцінка якості води за КЗ виконувалася для пунктів спостереження за програмою моніторингу поверхневих вод розташованих на р. Дунай – м. Рені, р. Ялпуг – с. Табаки, р. Карасулак – с. Криничне, оз. Ялпуг-Кугурлуй – с. Оксамитне, с. Ново-Некрасівка. Класифікація КЗ за досліджуваний період по зазначеним пунктам спостережень наведена у таблиці 7.20 динаміка середньорічних значень КЗ за досліджуваний період представлена на рис. 7.16.

Таблиця 7.20 – Результати розрахунку КЗ за досліджуваний період

Водний об'єкт	Значення КЗ по рокам												Рівень забрудненості вод за період дослідження
	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015	2016	2017	2018	
р. Дунай	1,10	1,10	1,08	1,09	1,08	1,09	1,07	1,04	1,03	1,04	1,03	1,04	Слабко забруднені
оз. Ялпуг	1,54	1,52	1,4	1,42	1,52	1,76	1,60	1,46	1,43	1,40	1,39	1,41	Слабко забруднені
оз. Кугурлуй	1,36	1,43	1,4	1,35	1,49	1,54	1,39	1,41	1,39	1,42	1,43	1,44	Слабко забруднені
р. Ялпуг	2,63	3,00	2,80	2,63	3,04	3,87	2,35	2,74	3,85	3,90	3,87	3,89	Помірно забруднені
р. Карасулак	3,56	2,58	4,37	3,22	3,66	3,17	2,75	3,1	3,28	3,25	3,29	3,28	Помірно забруднені

За досліджуваний період р. Дунай, озера Ялпуг-Кугурлуй – «слабко забруднені». Головною проблемою цих водних об'єктів є надмірне забруднення води органічними та біогенними рівнем забрудненості протягом досліджувального речовинами (сполуками азоту та фосфору). Головною причиною забруднення поверхневих вод сполуками азоту та фосфору є недостатній рівень очистки стічних вод, що надходять від комунальних,

промислових та сільськогосподарських точкових джерел, та с поверхневим стоком. Динаміка середньорічних значень КЗ наведена на рис. 7.16.

Середній вміст неорганічних сполук азоту у воді Дунаю на українській частині становить $1,55 \text{ мг/дм}^3$, фосфору – $0,08 \text{ мг/дм}^3$. Тому дуже значна частина біогенних речовин потрапляє до озера-водосховища саме з дунайською водою під час наповнення озера та посилює його евтрофікацію [5].

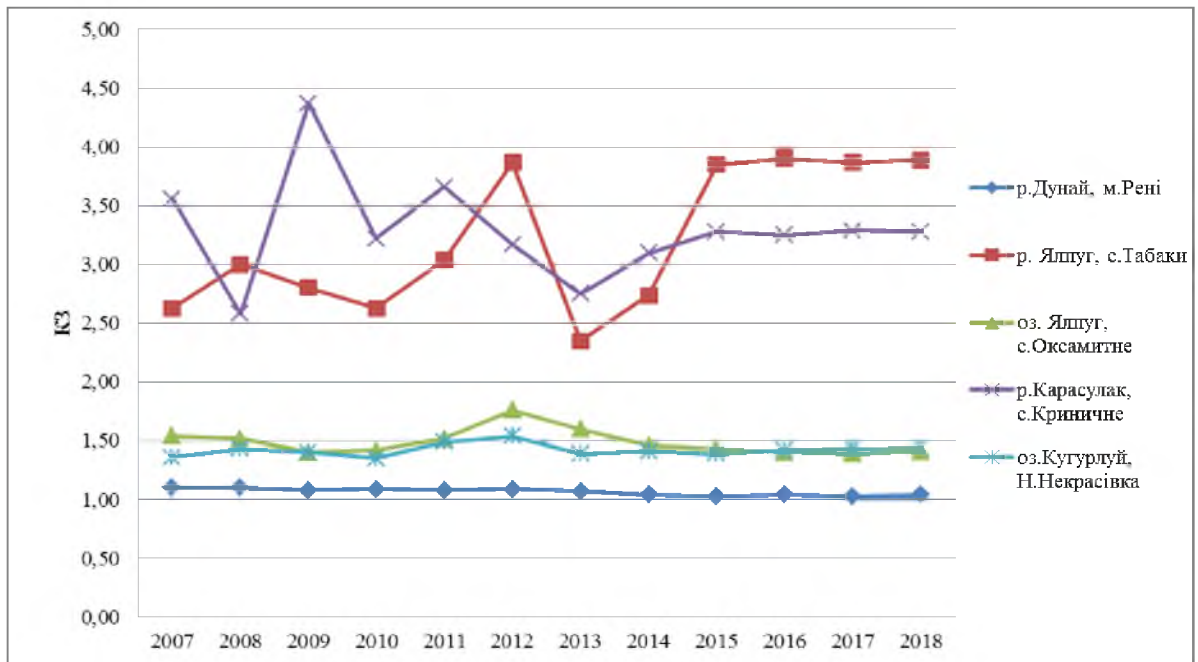


Рисунок 7.16 – Динаміка середньорічних значень КЗ за досліджуваний період

Як видно з графіку найвищий за розрахунками КЗ відноситься до малих річок, що впадають в озеро Ялпуг так, як вони піддаються значному антропогенному навантаженню, а саме забруднюються стічними водами, що надходять від точкових та промислових джерел забруднення, а особливо р. Ялпуг, що є транскордонною річкою.

7.4 Оцінки якості вод малих річок Придунайського регіону України (на прикладі малих річок, що належать до басейну озера Катлабух)

7.4.1 Загальні відомості про малі річки басейну озера Катлабух

Водосховище Катлабух являється четвертим за величиною і найбільш близько розташоване до дельти (на схід від міста Ізмаїл). Катлабух пов'язаний з Дунаєм каналом Желявський, який саме і живить Катлабух дунайською водою [18]- [20].

У минулому, заплавні території використовувались майже на 100 % під риборозвідні ставки, з регульованим водозабезпеченням. Водні ресурси Катлабуху використовують також для зрошення. Але якість води в останні роки погіршилась, що пов'язано з забрудненням малих річок, які впадають в озеро та зменшенням водообміну з Дунаєм.

В оз. Катлабух впадає чотири малі річки: р. Ташбунар, р. Великий Катлабух, р. Малий Катлабух та р. Єніка (рис. 7.17) [20]. Влітку всі вони часто пересихають, а взимку – перемерзають. Ці річки дуже забруднені і негативно впливають на якість води оз. Катлабух. Основні характеристики по річках наведені нижче.



Рисунок 7.17 – Карта-схема розташування малих річок басейну оз. Катлабух

Великий Катлабух – річка, що протікає в межах Болградського та Ізмаїльського районів Одеської області. Довжина 48 км, площа водозбору 534 км², похил річки 2,6 м/км. Річище помірно звивисте. Біля села Баннівки споруджено великий став. Використовується на зрошення [21].

Великий Катлабух бере початок на північний схід від села Нові Трояни. Тече територією Причорноморської низовини переважно на південь і (частково) південний схід. Впадає до оз. Катлабух біля північно-західної околиці смт Суворове. Живлення Великого Катлабуху снігове і дощове. Влітку пересихає. Льодостав триває від кінця грудня до початку березня. Одна притока довжиною більше 10 км – р. Малий Катлабух (ліва, $L=45$ км). Стік зарегульований ставками. Воду використовують для зрошування». Норма стоку на рік складає – 3,78 млн м³ [20], [22].

Річка Катлабух розташована на території Арцизьського, Болградського, Ізмаїльського районів. Загальна характеристика та лінійна схема р. Великий Катлабух Ізмаїльського району представлена на рис. 7.18 [23], [24].

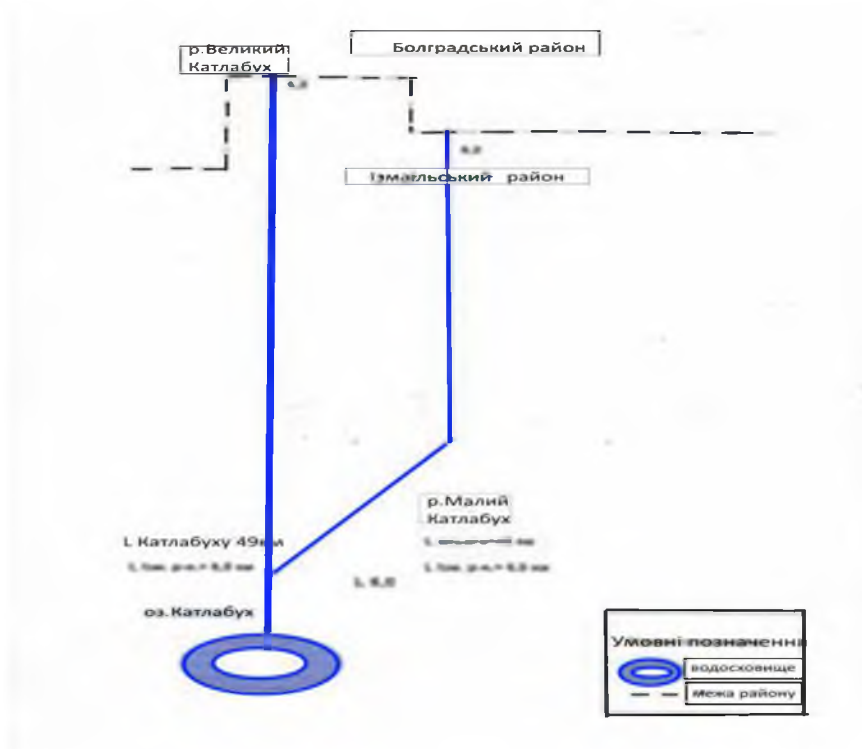


Рисунок 7.18 – Лінійна схема р. В.Катлабух (в межах Ізмаїльського району) [23]

По території Ізмаїльського району (Суворівська с/р) річка протікає на протязі 6,5 км та 6,0 км. Згідно даних б-Зем, площа водного об'єкту на території району складає 9,4 га. Основними гідротехнічними спорудами на території Ізмаїльського району:

- міст залізничний 1 шт.
- міст автошляховий 1 шт.

Річка Єніка належить до басейну р. Дунай та впадає в оз. Катлабух. Довжина річки 40 км; площа водозбору 243 км²; похил річки 1,3 м/км. Долина коритоподібна, завширшки до 2,2 км. Річище слабозвивисте, завширшки пересічно 2 м, частково зарегульоване. Влітку часто пересихає. Споруджено кілька ставків. Використовується на водопостачання та потреби сільського господарства.

Єника бере початок на північ від села Кирнички. Тече переважно на південь. Впадає до Гасанської затоки озера Катлабух біля східної околиці села Першотравневого [20], [25]. Норма стоку на рік складає – 1,99 млн м³ [22].

Відповідно до [26], річка Єніка протікає по території Арцизького, Болградського, Килійського та Ізмаїльського районів. Протяжність річки по Ізмаїльському району – 32,3 км.

Згідно даних б-зем площа водного об'єкту складає всього 17,4 га у т.ч.:

- Комишівська с/р 13 га;
- Кирничанська с/р 1,2 га;
- Новопокровська 2,7 га;
- Першотравнева 0,5 га.

На річці (Ізмаїльського району) розташовані основні гідроспоруди:

- насосні станції 2 шт.;
- міст автошляховий 8 шт.;
- підпірні споруди 6 шт.;
- міст пішохідний 3 шт.;
- міст залізничний 1 шт.

Загальна характеристика та лінійна схема р. Єніка Ізмаїльського району представлена на рис. 7.19 [26].

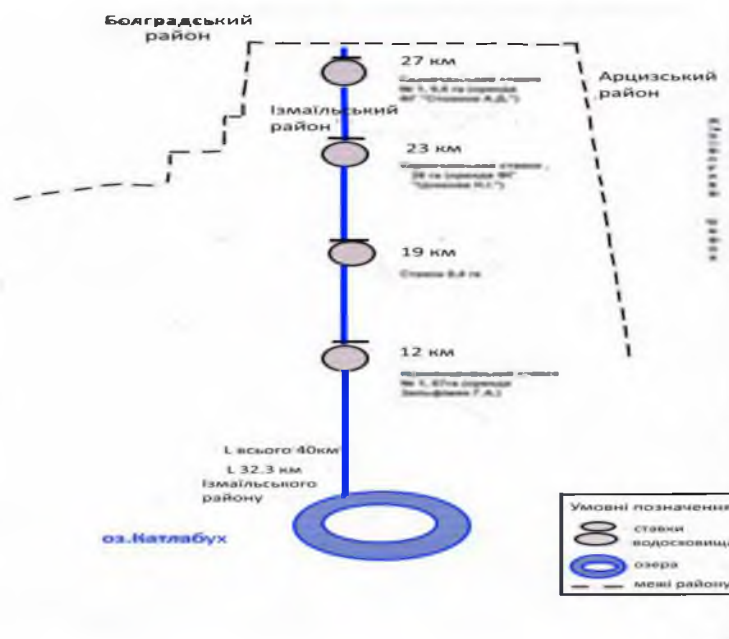


Рисунок 7.19 – Лінійна схема р. Єніка (в межах Ізмаїльського району) [26]

Довжина річки Ташбунар – 43 км, площа водозбірного басейну 281 км². Похил річки 2,2 м/км. Долина трапецієподібна, з пологими схилами; завширшки 1,5 км, завглибшки 30-40м. Заплава завширшки 300-400 м.

Річище звивисте, на відріжку 20 км розчищене і випрямлене. Влітку пересихає, є ставки, водосховища. Використовується на зрошування. Ташбунар бере початок на північ від села Калчева. Тече переважно на південний схід (частково на південь). Впадає до озера Катлабух (до Ташбунарської затоки) на захід від села Утконосівки [20], [27]. Норма стоку річки Ташбунар на рік складає 2,3 млн м³ [22]. Загальна характеристика та лінійна схема р. Ташбунар Ізмаїльського району представлена на рис. 7.20 [28].

Всі малі річки, що впадають до оз. Катлабух дуже забруднені і негативно впливають на якість вод самого озера. Цей вплив можна розглянути на прикладі р. Великий Катлабух.



Рисунок 7.20 – Лінійна схема р. Ташбунар (в межах Ізмаїльського району) [28]

7.4.2 Характеристика якості вод р. Великий Катлабух (басейн оз.Катлабух) за вмістом завислих речовин, БСК₅, розчиненого кисню

Оцінка якості вод р. Великий Катлабух проводилась шляхом обчислення екологічної оцінки якості води за Методикою [29] та графічним методом. Для характеристики якості вод були використані дані спостережень за загальною мінералізацією, хлоридами, сульфатами, кальцієм, магнієм, натрієм, азотом амонійним, азотом нітритним, азотом нітратним за період 2000-2015 рр. За речовинами токсичної дії (феноли, синтетичні поверхнево-активні речовини (СПАР), марганець, шестивалентний хром, нафтопродукти (НП)) спостереження були за 2004-2015 рр.

На рис. 7.21 представлений графік зміни концентрації завислих речовин за 2005-2015 рр. Середнє значення за цей період складає 49,2 мг/дм³. Вміст завислих речовин змінювався від 21,0 мг/дм³ (2012 р.) до 72,5 мг/дм³ (2005 р.).



Рисунок 7.21 – Зміна у часі концентрацій завислих речовин в воді р. Великий Катлабух

Вміст у воді органічних речовин характеризується БСК₅ (біохімічне споживання кисню за 5 діб). Динаміка цього параметру у часі представлена на рис. 7.22. Гранично допустима концентрація для рибогосподарського використання дорівнює 3,0 мг/дм³.

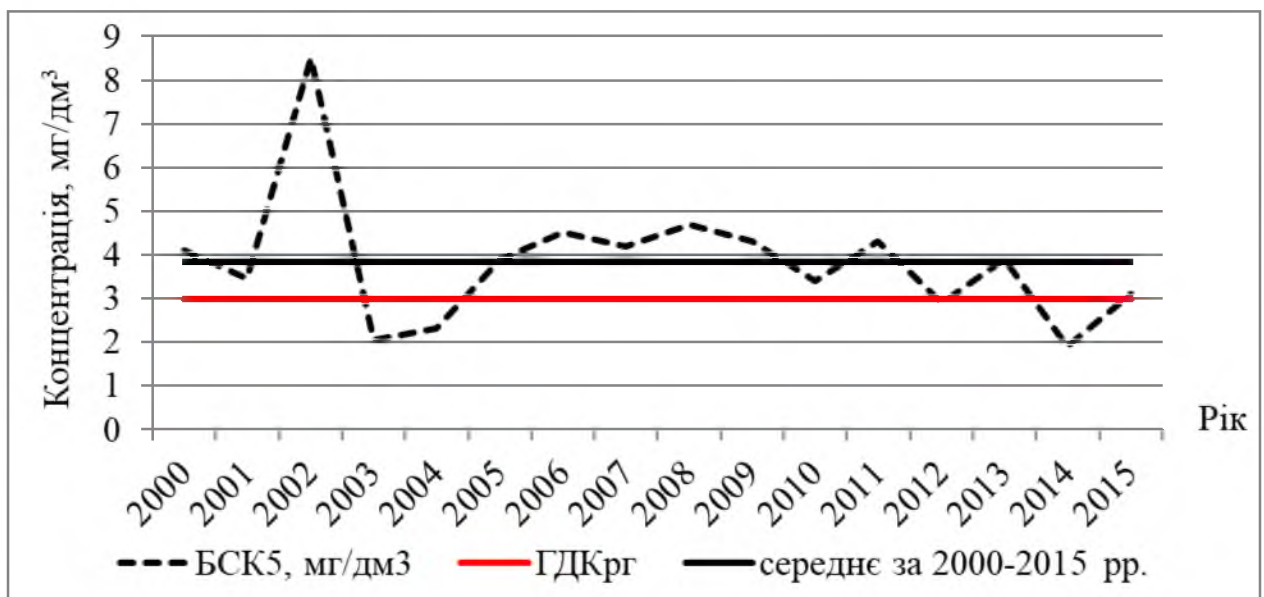


Рисунок 7.22 – Зміна у часі концентрацій БСК₅ в воді р. Великий Катлабух

Перевищення нормативу спостерігалось практично на протязі всього періоду 2004-2015 рр. Нижче ГДКрг. значення були тільки в 2003 р., 2012 р. та 2014 р. (2,0 мг/дм³, 2,9 мг/дм³, 1,9 мг/дм³ відповідно). Максимальне концентрація БСК₅ спостерігалась в 2002 році – 8,49 мг/дм³. Середній показник за досліджуваний період був 3,84 мг/дм³, що вище за норматив.

На рис. 7.23 наведена зміна у часі розчиненого кисню. Гранично допустима концентрація для об'єктів рибогосподарського призначення складає 6,0 мг/дм³. З графіку видно, що концентрація О₂ вище за норматив була тільки в 2014 році.

Середньобагаторічний показник дорівнює 7,9 мг/дм³, що менше за ГДКрг. Значення розчиненого кисню на протязі періоду спостереження змінювались у межах 4,2 – 11,3 мг/дм³ (2013 р. та 2014 р. відповідно).

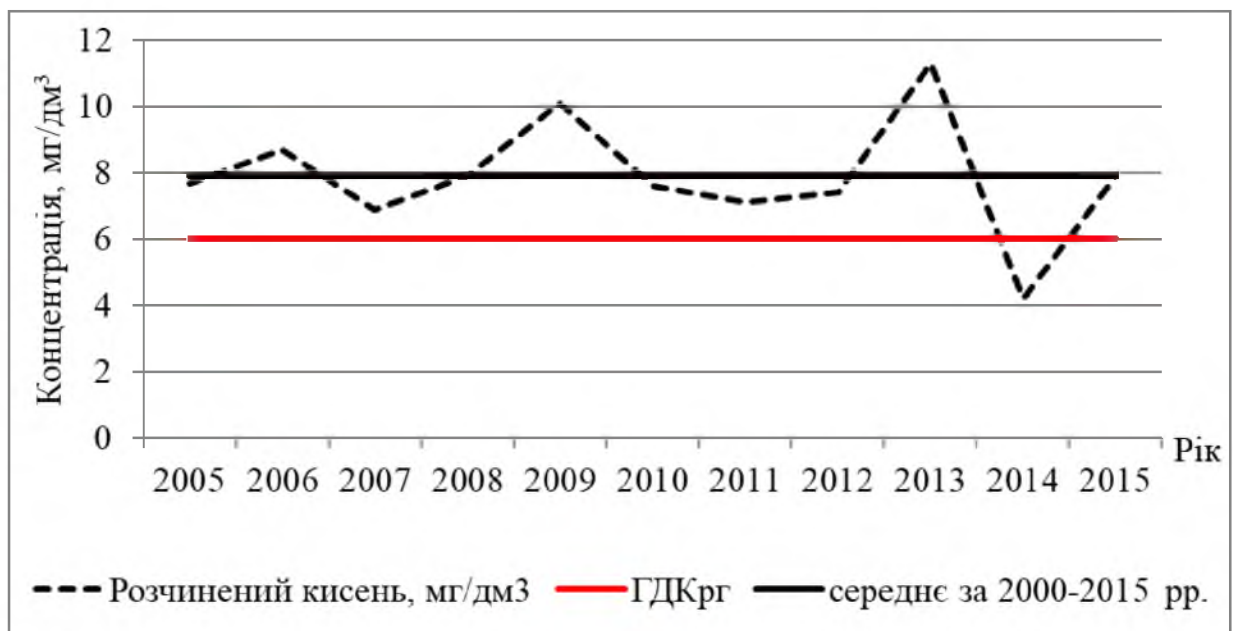


Рисунок 7.23 – Зміна у часі концентрацій розчиненого кисню в воді р. Великий Катлабух

7.4.3 Аналіз змін мінералізації та головних іонів р. Великий Катлабух

До складу мінералізації (приблизно на 90 %) входять аніони та катіони (хлориди, сульфати, гідрокарбонати, кальцій, магній, натрій, калій), а також ще

деякі домішки. За характеристикою мінералізації вода р. Великий Катлабух за період 2000-2015 рр. належить до солонуватих β -мезогалинних, сульфатно-натрієвих, II типу (табл. 2.1).

Таблиця 7.21 – Характеристика якості води р. Великий Катлабух за критерієм мінералізації

Характеристика мінералізації	солонуваті β -мезогалинні
Клас	сульфатні
Група	натрієві
Тип	II

Графік зміни мінералізації у часі представлений на рис. 7.24. Середнє багаторічне складає 4933 мг/дм^3 . Найбільше значення спостерігалось у 2009 році ($8245,7 \text{ мг/дм}^3$), а найменше – 2012 р. ($2959,5 \text{ мг/дм}^3$). За лінією тренду можна бачити збільшення концентрації у часі.

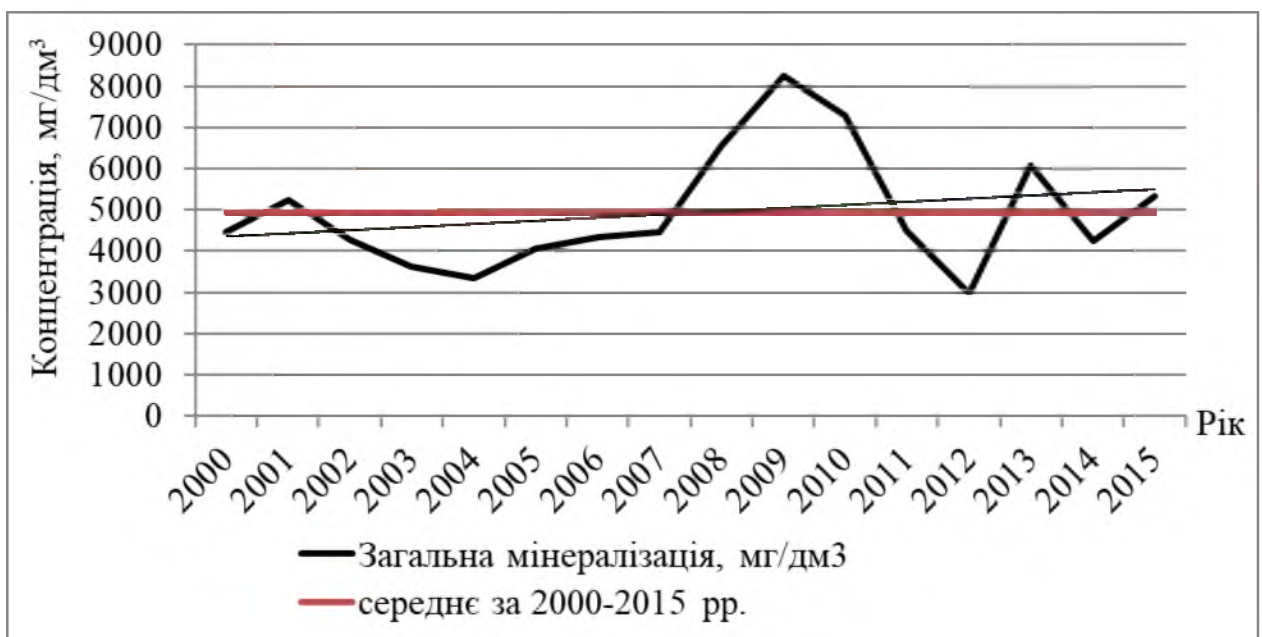


Рисунок 7.24 – Зміна у часі концентрацій загальної мінералізації в воді р. Великий Катлабух

Зміна у часі концентрацій хлоридів в воді р. Великий Катлабух представлена на рис. 7.25. Концентрація хлоридів змінювалась від 435,8 мг/дм³ (2004 р.) до 1108,3 мг/дм³ (2010 р.). Середнє значення за 2000-2015 рр. складає 728,4 мг/дм³, а ГДКрг. – 300 мг/дм³, тобто на протязі всього досліджуваного періоду спостерігалось перевищення нормативу. Максимальна концентрація була визначена в 2001 р. (3,42 ГДКрг.), 2008 р. (3,6 ГДКрг.) та 2010 р. (3,69 ГДКрг.).

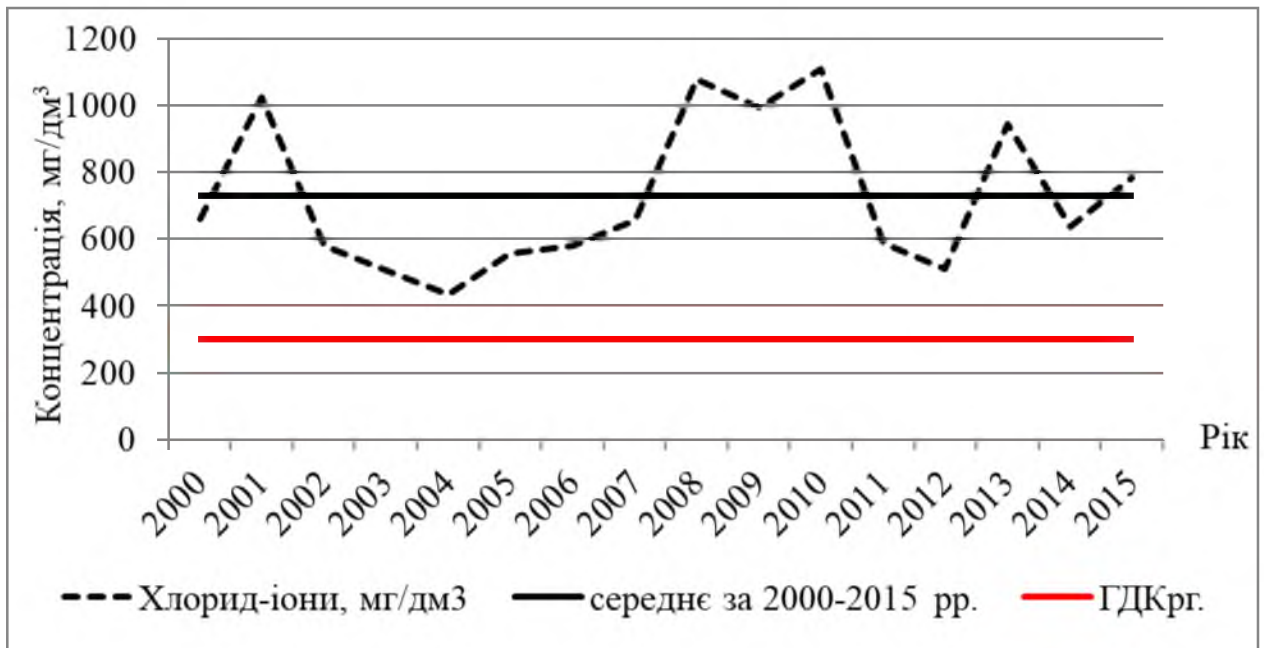


Рисунок 7.25 – Зміна у часі концентрацій хлоридів в воді р. Великий Катлабух

На рис. 7.26 наведена динаміка концентрацій сульфатів в воді р. Великий Катлабух. При ГДК=100 мг/дм³ для водойм рибогосподарського призначення, перевищення нормативу спостерігалось на протязі всього досліджуваного періоду і змінювалось в межах: 1241,2 мг/дм³ (2012 р.) – 4405,3 мг/дм³ (2009 р.). Середнє значення за багаторічний період складає 2349,1 мг/дм³, що дорівнює 23,5 ГДКрг.

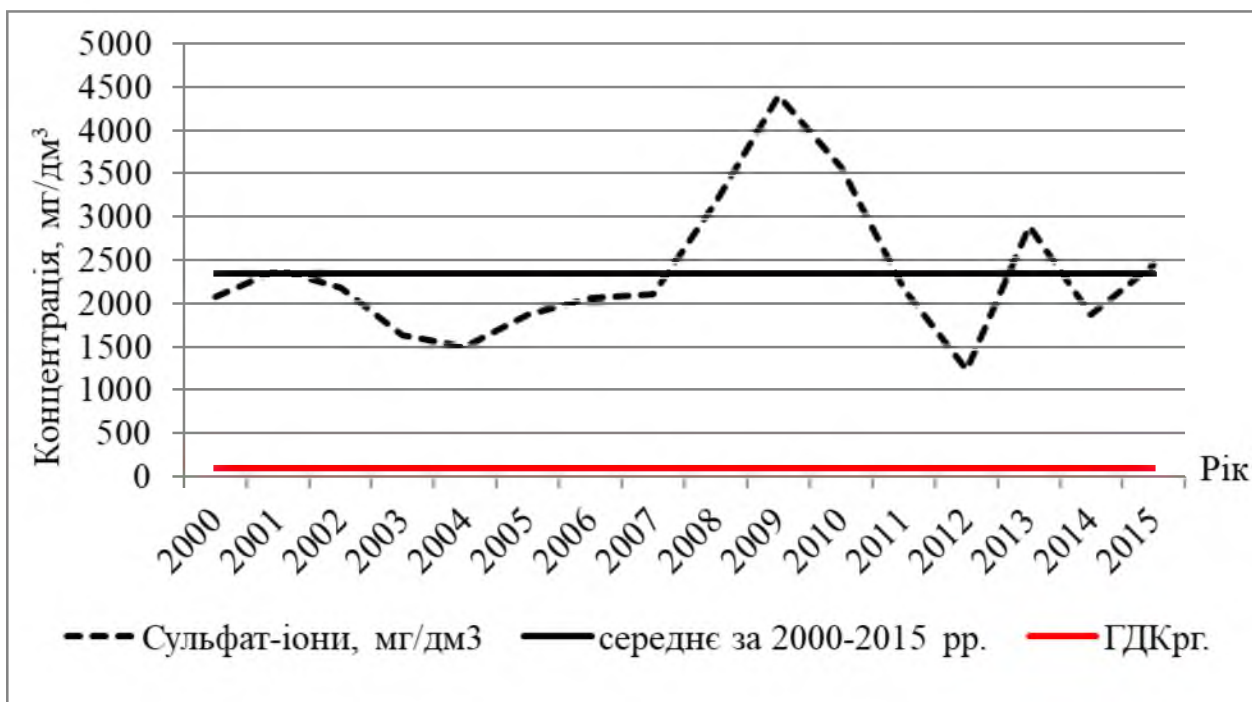


Рисунок 7.26 – Зміна у часі концентрацій сульфатів в воді р. Великий Катлабух

З рис. 7.27, де представлені зміни у часі концентрації катіонів у долях над ГДКрг., видно, що вони мають синхронний характер.

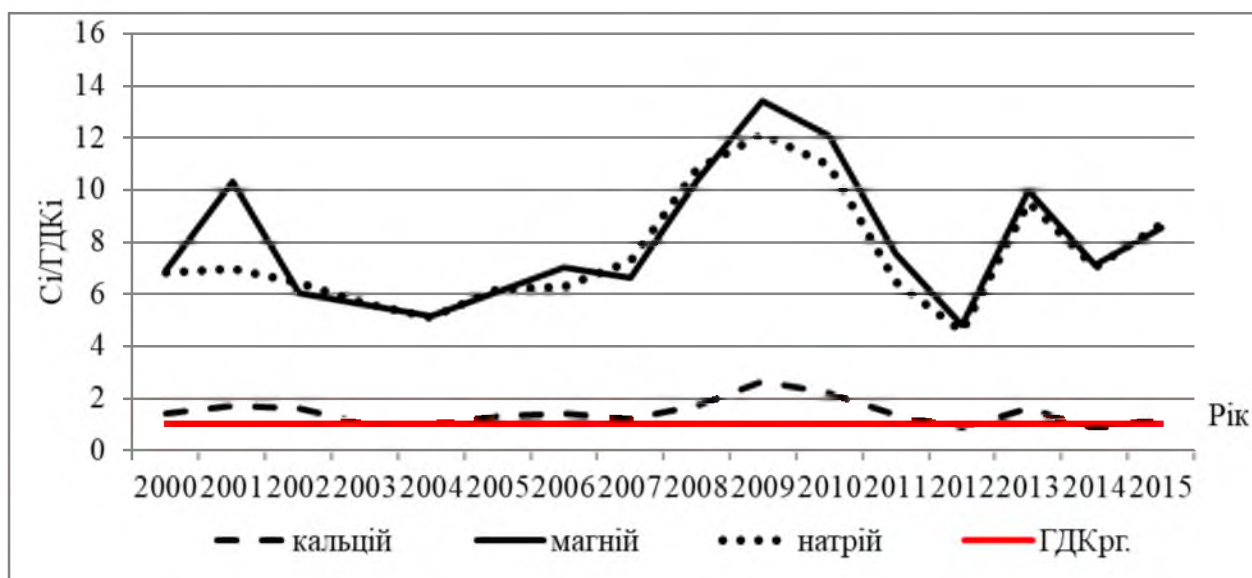


Рисунок 7.27 – Зміна у часі концентрації катіонів (кальцій, магній, натрій) в воді р. Великий Катлабух

Показники кальцію в воді р. Великий Катлабух змінювались в межах 146,4 мг/дм³ (2012 р.) – 474,3 мг/дм³ (2009 р.) при ГДКрг. = 180 мг/дм³. Середнє за період дослідження дорівнює 251,2 мг/дм³.

Концентрація магнію коливалась від 192,6 мг/дм³ (2012 р.) до 536,5 мг/дм³ (2009 р.), що у 13,4 рази вище за норматив. Середньобагаторічне становить 318,7 мг/дм³ (ГДКрг. = 40 мг/дм³).

Головний катіон в воді річки – натрій, перевищує концентрації ГДКрг. (120 мг/дм³) на протязі всього періоду спостереження. Як і за вмістом магнію, найбільші значення Na⁺ відзначалися в 2009 році (12,1 ГДКрг.), а найменші – в 2012 р. (4,56 ГДКрг.). Середнє за період 2000-2015 рр. становить 7,55 ГДКрг. (906,5 мг/дм³).

7.4.4 Характеристика часових змін біогенних речовин

До біогенних речовин азотної групи належать азот амонійний, азот нітритний, азот нітратний.

Азот амонійний – Підвищення концентрації амонійного азоту зазвичай вказує на свіже забруднення. Основними джерелами надходження у водойми іонів амонію є тваринницькі ферми, господарсько-побутові стічні води, стічні води підприємств харчової та хімічної промисловості. Лімітуючий показник шкідливості – токсикологічний.

Азот нітритний – Підвищення його концентрації зазвичай вказує на свіже забруднення. Нітрити є проміжною сходинкою в ланцюзі бактеріальних процесів окислення амонію до нітратів (нітрифікація – тільки в аеробних умовах) і, навпаки, відновлення нітратів до азоту та аміаку (денітрифікація – при нестачі кисню). Сезонні коливання змісту нітритів характеризуються відсутністю їх зимою і появою навесні. Найбільша концентрація спостерігається в кінці літа. Восени концентрація нітритів зменшується [30].

Азот нітратний – Присутність нітратних іонів у природних водах може бути пов'язана з внутрішніми процесами у водоймі, атмосферними опадами, що поглинають оксиди Нітрогену та промисловими і господарсько-побутовими стічними водами [30]. Кількість нітратів у поверхневих водах, як правило, невелика. Головним джерелом їх надходження є ґрунтовий шар, у якому нітрати накопичуються як за рахунок природних процесів, так і за рахунок внесення азотних добрив [31], [32].

Зміна у часі концентрації біогенних речовин азотної групи в воді р. Великий Катлабук представлені на рис. 7.28. Щоб показати зміни всіх азотних речовин на одному графіку, які мають різні величини концентрацій, було використано відношення фактичного значення показника до його ГДКрг.

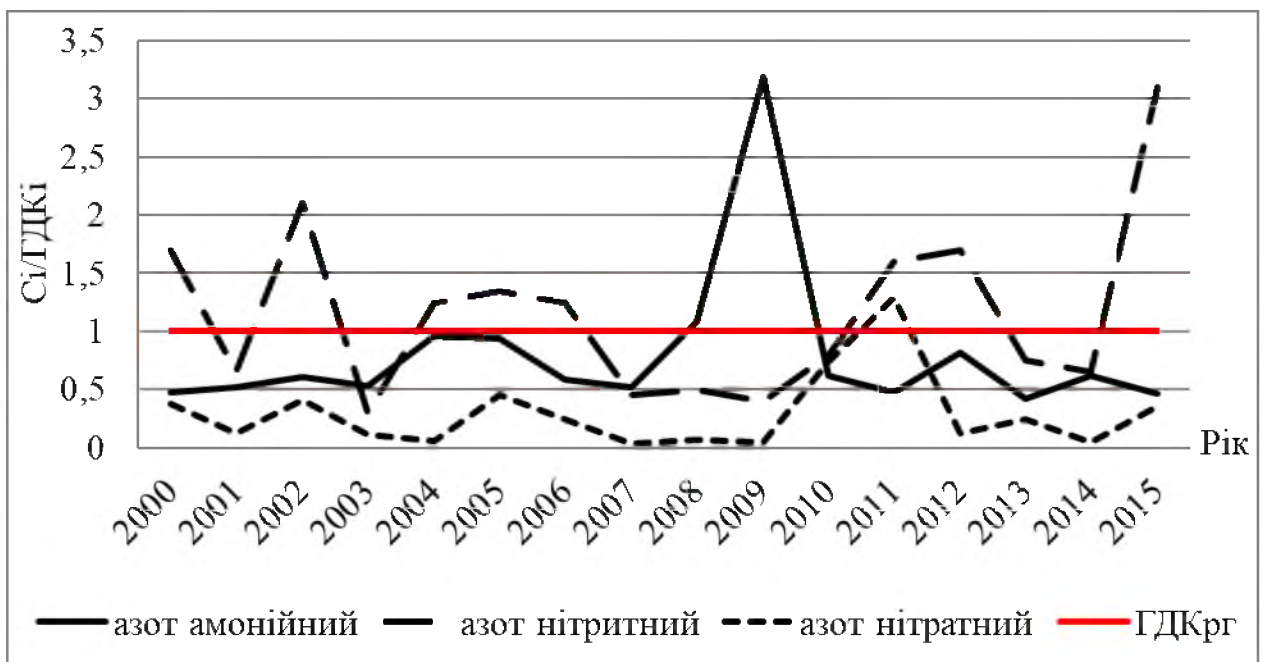


Рисунок 7.28 – Зміна у часі концентрацій біогенних речовин (азот амонійний, азот нітритний, азот нітратний) в воді р. Великий Катлабук

Можна зазначити, що перевищення нормативу ($9,0 \text{ мг/дм}^3$) по вмісту азоту нітратного спостерігалось тільки в 2011 році ($11,67 \text{ мг/дм}^3$). В цілому, значення концентрацій змінювались від $0,373 \text{ мг/дм}^3$ (2007 р.) до $11,67 \text{ мг/дм}^3$.

За виключенням 2009 року, коли перевищення ГДКрг. було у 3,2 рази (ГДКрг.= 0,39 мг/дм³), концентрації азоту амонійного знаходяться в межах нормативу. Концентрації азоту нітритного за період 2000-2015 рр. коливались в межах: 0,006 мг/дм³ (2003 р.) – 0,062 мг/дм³ (2015 р.), що у 3,1 рази вище за норматив (ГДКрг.=0,02 мг/дм³).

7.4.5 Характеристика змін у часі речовин токсичної дії

Динаміка концентрацій речовин токсичної дії (цинк, нафтопродукти, хром, марганець, мідь, феноли, СПАР) в воді р. Великий Катлабух наведена на рис. 7.29 в долях від ГДКг. ($C_i/ГДК_i$).

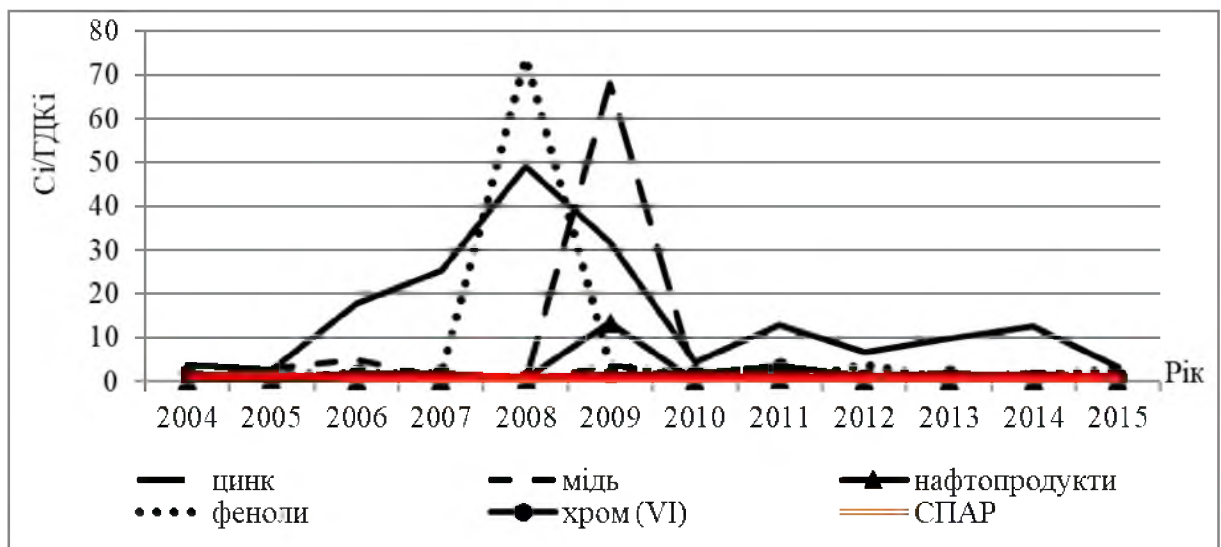


Рисунок 7.29 – Зміна у часі концентрацій речовин токсичної дії (цинк, нафтопродукти, хром, марганець, мідь, феноли, СПАР) в воді р. Великий Катлабух

Зміна концентрацій цинку знаходиться в межах 0 мг/дм³ (2014-2015 рр.) – 0,681 мг/дм³ (2009 р.), що у 68,1 рази більше за ГДКрг. Середнє значення за період спостереження перевищує норматив у 6,5 разів (ГДКрг.=0,01 мг/дм³).

За вмістом фенолів перевищень рибогосподарської ГДК не спостерігалось лише в 2011 р. та 2013 р.; на рівні ГДКрг. знаходилось в 2004 р. та 2010 р., а у інший проміжок часу були вищими за норматив. Максимальне значення спостерігалось в 2008 році і дорівнювало $0,074 \text{ мг/дм}^3$ (74 ГДКрг.). Середнє за період 2004-2015 рр. становить $0,008 \text{ мг/дм}^3$ (8 ГДКрг.).

На протязі періоду спостереження концентрації марганцю були вищими за гранично-допустиму концентрацію ($0,01 \text{ мг/дм}^3$) і коливались в межах $0,028 \text{ мг/дм}^3$ (2005 р.) – $0,49 \text{ мг/дм}^3$ (2008 р.). Середнє багаторічне у 15 разів вище за норматив.

Концентрації СПАРів перевищували ГДКрг. лише в 2005 році у 1,59 рази. Середнє за період спостереження також нижче за ГДКрг. – $0,103 \text{ мг/дм}^3$ (ГДКрг.= $0,2 \text{ мг/дм}^3$).

Перевищення рибогосподарського нормативу ($0,05 \text{ мг/дм}^3$) за вмістом нафтопродуктів було тільки в 2009 році ($0,668 \text{ мг/дм}^3$). Саме із-за цього значення середнє за 2004-2015 рр. трохи вище за ГДКрг. і дорівнює $0,061 \text{ мг/дм}^3$.

Концентрації шестивалентного хрому в воді р. Великий Катлабух за досліджуваний період були вищими за ГДКрг. ($0,001 \text{ мг/дм}^3$), за виключенням 2005 р. та 2008 р., коли вони дорівнювали нормативу. Максимальне середньорічне значення спостерігалось в 2011 році – 3,5 ГДКрг. Середньобагаторічне у 2 рази вище за ГДКрг.

7.4.6 Екологічна оцінка якості вод р.Великий Катлабух

Екологічна оцінка якості води. Оцінка якості поверхневих вод суші за узагальненим екологічним індексом I_E повинна обов'язково включати три блоки показників [15], [19]:

- а) сольового складу;
- б) трофо–сапробіологічні (еколого–санітарні);
- в) специфічні токсичної і радіаційної дії.

Вихідні дані аналізуються по кожному блоку окремо. Результати подаються у вигляді єдиної екологічної оцінки, яка складається із заключних висновків по трьох блоках.

Значення екологічного індексу якості води визначається за формулою (7.7):

$$I_E = \{I_1 + I_2 + I_3\}/3, \quad (7.7)$$

де I_1 – індекс забруднення компонентами сольового складу;

I_2 – індекс трофо–сапробіологічних показників;

I_3 – індекс специфічних показників токсичної і радіаційної дії.

Екологічний індекс якості води, як і блокові індекси, обчислюється для середніх і для найгірших значень категорій окремо. Він може бути дробовим числом.

Оцінка якості води за сольовим складом (I_1) представлена в табл. 7.22 та на рис. 7.30.

До цього блоку входять наступні речовини: загальна мінералізація, сульфати та хлориди. Найбільш чистою за цим блоком вода була у 2004 р. та 2012 р. (5,00 та 4,67 відповідно) і оцінювалась як «помірно забруднена». У 2008 році та 2010 році мала найгіршу категорію якості – «дуже брудна» (6,67 в обох випадках). В інші роки вода оцінювалась як «брудна» і блоковий індекс I_1 змінювався з 5,67 (2005-2006 рр., 2011 р.) до 6,33 (2013 р.). Характеристика категорій якості води наведена в табл. 7.23 [29].

До блоку трофо-сапробіологічних показників (I_2) входять: завислі речовини, прозорість, водневий показник (рН), розчинений кисень, азот амонійний, нітритний та нітратний, перманганатна окислюваність, біхроматна окислюваність (ХСК), БСК₅. Оцінка якості вод за період 2004-2015 рр. по другому блоку представлена в табл. 7.22 та на рис. 7.31.

Таблиця 7.22 – Оцінка якості води р. Великий Катлабух за сольовим блоком (I_1), блоком трофо-сапробіологічних показників (I_2) та блоком речовин токсичної дії (I_3)

Рік	I_1	Характеристика	I_2	Характеристика	I_3	Характеристика
2004	5,00	помірно забруднена (5)	4,67	помірно забруднена (5)	3,00	достатньо чиста (3)
2005	5,67	брудна (6)	4,70	помірно забруднена (5)	3,00	достатньо чиста (3)
2006	5,67	брудна (6)	4,70	помірно забруднена (5)	3,13	достатньо чиста (3)
2007	6,00	брудна (6)	4,50	слабко забруднена (4)	2,75	достатньо чиста (3)
2008	6,67	дуже брудна (7)	4,60	помірно забруднена (5)	3,71	слабко забруднена(4)
2009	6,33	брудна (6)	4,70	помірно забруднена (5)	4,63	помірно забруднена (5)
2010	6,67	дуже брудна (7)	4,70	помірно забруднена (5)	2,50	чиста (2)
2011	5,67	брудна (6)	4,70	помірно забруднена (5)	3,38	достатньо чиста (3)
2012	4,67	помірно забруднена (5)	4,80	помірно забруднена (5)	2,88	достатньо чиста (3)
2013	6,33	брудна (6)	4,50	слабко забруднена (4)	2,13	чиста (2)
2014	6,00	брудна (6)	4,60	помірно забруднена (5)	3,29	достатньо чиста (3)
2015	6,00	брудна (6)	4,70	помірно забруднена (5)	3,00	достатньо чиста (3)

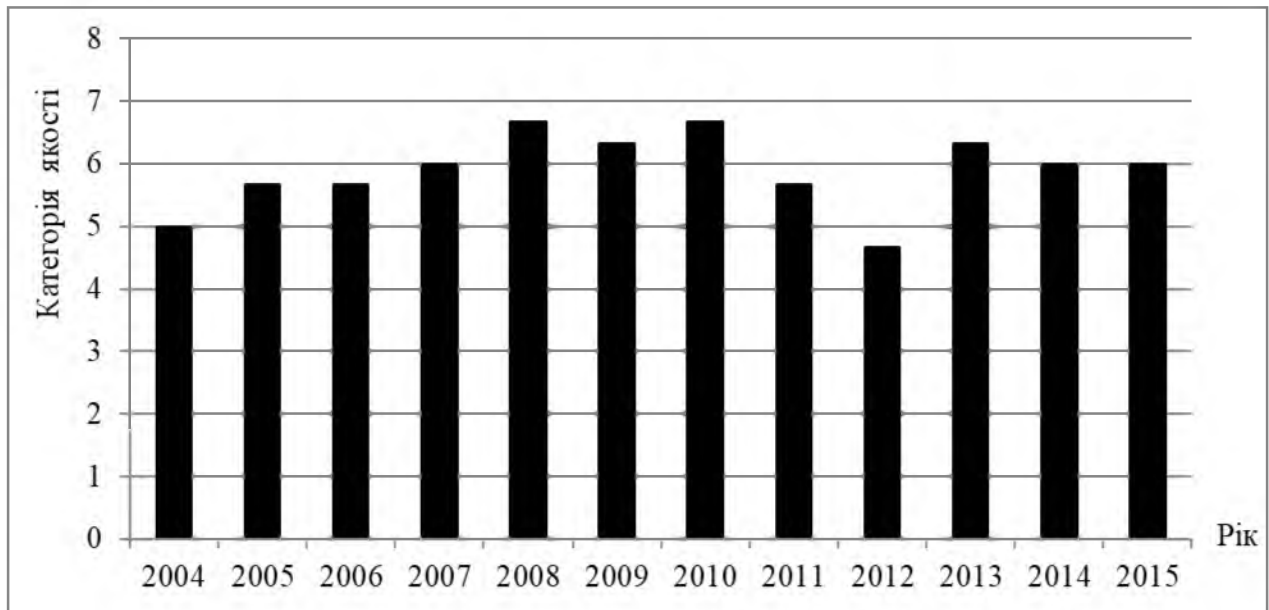


Рисунок 7.30 – Зміна категорії якості води р. Великий Катлабух за сольовим блоком індексом (I_1)

Тільки за виключенням 2007 р. та 2013 р., коли вода оцінювалась як «слабко забруднена», на протязі іншого періоду часу вода в р. Великий Катлабух була «помірно забруднена». Зміна категорій III-го блокового індексу, до якого входять речовини токсичної дії, представлена в табл. 7.22 та на рис. 7.32. Найбільш чистою за цими показниками вода р. Великий Катлабух була в 2010 р. та 2013 р. і оцінювалась як «чиста».

Таблиця 7.23 – Оцінка якості поверхневих вод за екологічною класифікацією, класи та категорії [29]

Клас якості вод	I		II		III		IV	V
Категорія якості води	1		2		3		4	5
Назва класів і категорій якості вод за їх станом	Відмінні		Добрі		Задовільні		Погані	Дуже погані
	Відмінні		Дуже добрі	Добрі	Задовільні	Посередні	Погані	Дуже погані
Назва класів і категорій якості вод за ступенем їх чистоти (забрудненості)	Дуже чисті		Чисті		Забруднені		Брудні	Дуже брудні
	Дуже чисті		Чисті	Досить чисті	Слабко забруднені	Помірно забруднені	Брудні	Дуже брудні
Сапробність	Олігосапробні		β -мезосапробні		α -мезосапробні		Полісапробні	
	β -олігосапробні	α -олігосапробні	β' -мезосапробні	β'' -мезосапробні	α' -мезосапробні	α'' -мезосапробні	Полісапробні	
Трофність (переважаючий тип)	Оліготрофні		Мезотрофні		Евтрофні		Політрофні	Гіпертрофні
	Оліготрофні-олігомезотрофні	Мезотрофні	<i>Мезоевтрофні</i>	Евтрофні	Евполітрофні	Політрофні	Гіпертрофні	

За виключенням 2008 р. (вода «слабко забруднена») та 2009 р. (вода «помірно забруднена») років, вода річки в інший період була «достатньо чиста».

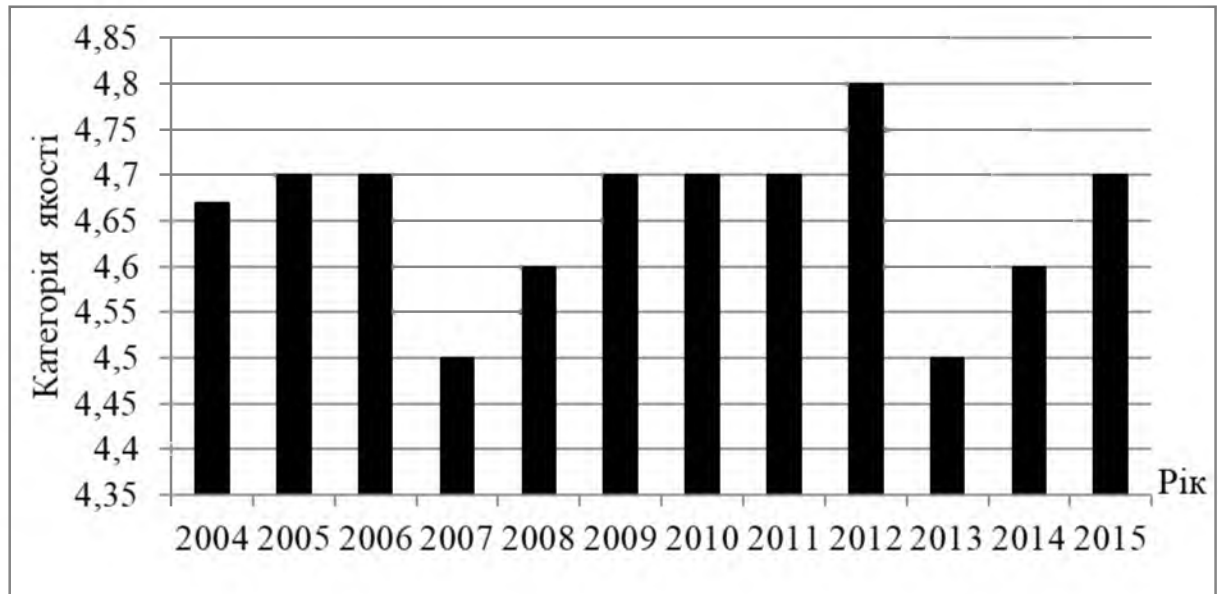


Рисунок 7.31 – Зміна категорії якості води за блоком трофо-сапробіологічних показників (I_2)

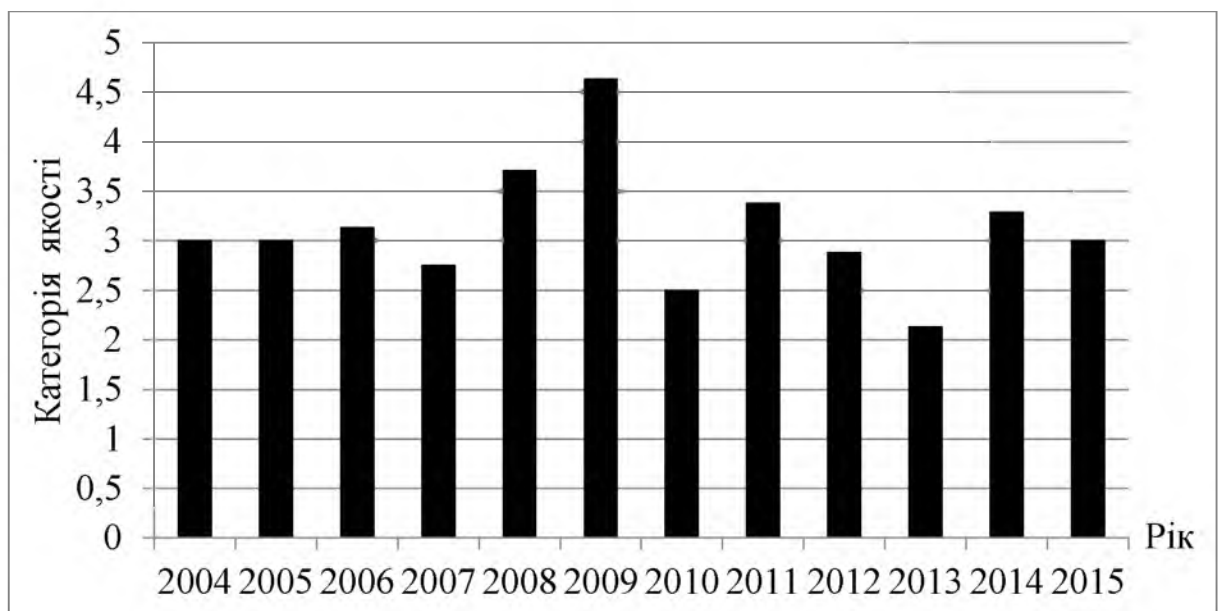


Рисунок 7.32 – Зміна категорії якості води за блоком речовин токсичної дії (I_2)

Характеристика інтегрального екологічного індексу наведена в табл. 2.4 і представлена графічно на рис. 7.33. Видно, що значення I_E коливаються від 4,11 у 2012 р. (вода оцінюється як «слабко забруднена») до 5,22 у 2009 р. (вода – «помірно забруднена»). Загалом, за період спостереження у 33,3 % вода характеризується як «слабко забруднена», а у 66,7 % випадків – як «помірно забруднена».

Таблиця 7.24 – Оцінка якості води р. Великий Катлабух за інтегральним індексом

Рік	I_E	Характеристика
2004	4,22	слабко забруднена (4)
2005	4,46	помірно забруднена (5)
2006	4,55	помірно забруднена (5)
2007	4,42	слабко забруднена (4)
2008	4,99	помірно забруднена (5)
2009	5,22	помірно забруднена (5)
2010	4,62	помірно забруднена (5)
2011	4,58	помірно забруднена (5)
2012	4,11	слабко забруднена (4)
2013	4,32	слабко забруднена (4)
2014	4,63	помірно забруднена (5)
2015	4,57	помірно забруднена (5)

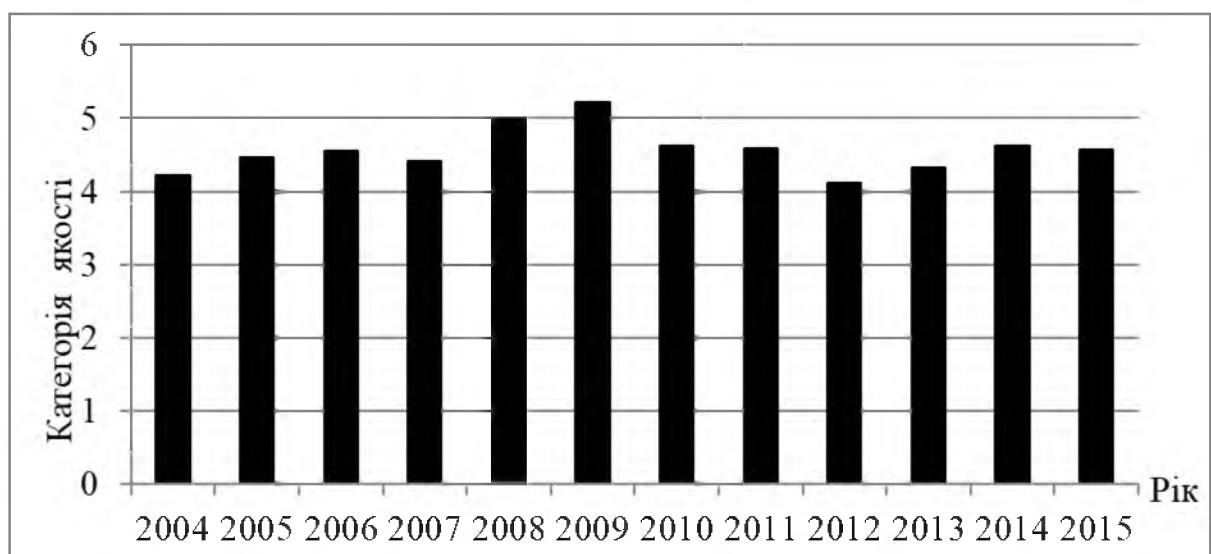


Рисунок 7.33 – Зміна категорії якості води за інтегральним індексом (I_E)

Основні забруднюючі речовини, які негативно впливають на якість води р. Великий Катлабух, а тому й на якість води оз. Катлабух, мають категорію 6 та 7 (води «брудні» та «дуже брудні»), наведені в табл. 7.25.

Таблиця 7.25 – Характеристика показників якості води, які мають категорію більш ніж 6

Рік	Категорія якості води	Показники, що входять до блоків екологічної оцінки		
		Блок I ₁	Блок I ₂	Блок I ₃
2004	6 категорія	---	---	СПАР
	7 категорія	SO ₄ ²⁻	ХСК	---
2005	6 категорія	---	зав. реч.	---
	7 категорія	∑i, SO ₄ ²⁻	ХСК, NO ₃ ⁻	СПАР
2006	6 категорія	---	NO ₃ ⁻	---
	7 категорія	∑i, SO ₄ ²⁻	проз., ХСК	---
2007	6 категорія	---	---	---
	7 категорія	∑i, SO ₄ ²⁻	проз., ХСК	---
2008	6 категорія	Cl ⁻	---	---
	7 категорія	∑i, SO ₄ ²⁻	проз., ХСК, перм.ок.	феноли
2009	6 категорія	---	перм.ок., NH ₄ ⁺	---
	7 категорія	∑i, SO ₄ ²⁻	проз., ХСК	НП, Zn
2010	6 категорія	Cl ⁻	зав. реч., проз., перм.ок.	---
	7 категорія	∑i, SO ₄ ²⁻	ХСК, NO ₃ ⁻	---
2011	6 категорія	---	проз.	---
	7 категорія	∑i, SO ₄ ²⁻	ХСК, NO ₃ ⁻	---
2012	6 категорія	---	проз., перм.ок., NO ₃ ⁻	---
	7 категорія	SO ₄ ²⁻	ХСК	---
2013	6 категорія	---	зав. реч., проз., NO ₃ ⁻	---
	7 категорія	∑i, SO ₄ ²⁻	ХСК	---
2014	6 категорія	---	перм.ок., O ₂	---
	7 категорія	∑i, SO ₄ ²⁻	проз., ХСК	---
2015	6 категорія	---	проз., NO ₂ ⁻	---
	7 категорія	∑i, SO ₄ ²⁻	ХСК, NO ₃ ⁻	---

По I-ому блоку головними забруднювальними речовинами являються: сума іонів ($\sum i$), хлориди (Cl^-), сульфати (SO_4^{2-}); по II-ому: завислі речовини (зав. реч.), прозорість (проз.), розчинений кисень (O_2), азот амонійний (NH_4^+), азот нітритний (NO_2^-), азот нітратний (NO_3^-), перманганатна окислюваність (перм.ок.), біхроматна окислюваність (ХСК); по III-ому: синтетичні поверхнево-активні речовини (СПАР), нафтопродукти (НП), цинк (Zn), феноли.

З табл. 7.25 видно, що за вмістом суми іонів та сульфатів вода р. Великий Катлабух практично на протязі всього періоду спостереження була «дуже брудною». За 2004-2015 рр. таку ж категорію мають речовини й II-го блоку (прозорість, ХСК, інколи і азот нітратний).

З речовин токсичної дії (III блок) цьому категорію мали СПАР (2005 р.), феноли (2008 р.), цинк та нафтопродукти (2009 р.). «Брудною» (6-категорія) вода була в 2004 р. за вмістом СПАРів; в 2005 р. за вмістом завислих речовин; в 2006 р. – нітратів; в 2008р. – хлоридів; 2009 р. – перманганатної окислюваності та азоту амонійному; 2010 р. – завислі речовини, прозорість, перманганатна окислюваність; 2011 р. – прозорість; 2012 р. – прозорість, перманганатна окислюваність, NO_3^- ; 2013 р. – завислі речовини, прозорість, NO_3^- ; 2014 р. – перманганатна окислюваність, O_2 ; 2015 р. – прозорість, NO_2^- .

7.4.7 Оцінка якості води озера Катлабух для зрошення за 2004- 2012 рр.

Басейн придунайських озер знаходиться в умовах посушливого клімату, що впливає на якість іригаційних вод.

Перед тим, як розрахувати якість води для поливу, потрібно розглянути динаміку наповнення та скидання води (після поливу) в озеро. На рис. 7.34 видно, що забір води кожного року проводиться не рівномірно, а скидається вода в меншій кількості, а в деяких випадках (2001 р., 2003 р, 2007 р., 2011 р., 2012 р.) взагалі не скидається.

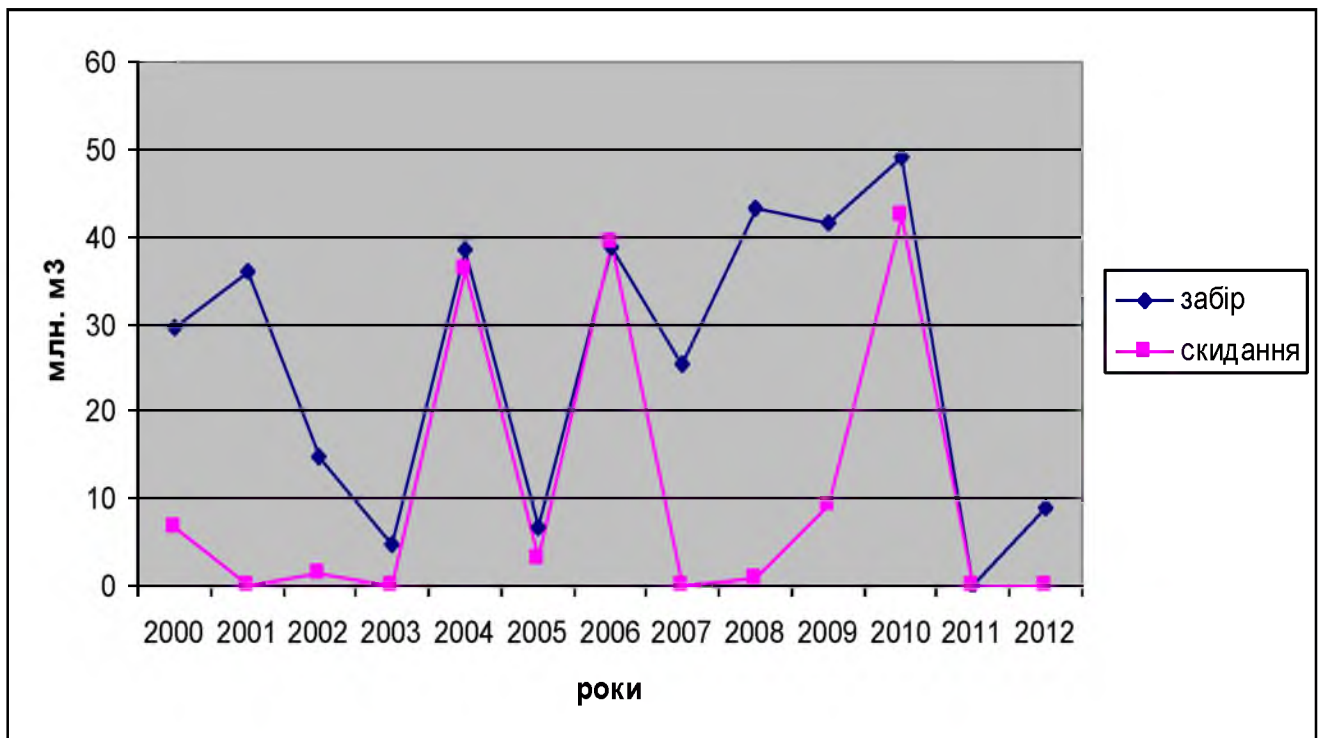


Рисунок 7.34 – Графік зміни наповнення та скидання в озері води за 2000-2012 рр.

Для аналізу якості іригаційних вод водоймища були розраховані: хлорний і іригаційний коефіцієнти, оцінка якості води за методом М.Ф. Буданова, розглянуто класифікацію А.М. Костякова залежно від мінералізації, визначено лужну характеристику за методом Стеблера, та сольовий склад поверхневих вод суші та естуаріїв за критеріями мінералізації та за сумою іонів, проаналізовано температуру води в вегетаційний період за період 2004-2012 рр.

По О.А. Альокіну клас води оз. Катлабух відноситься до солонуватої води, а категорія води – β -мезогалинна, з величиною мінералізації 1010 – 5000 мг/дм³. По переважанню аніонів води оцінюються як, сульфатні, група (по переважанню катіонів) натрієво-калієва, тип – II (по співвідношенню іонів в мг екв./дм³) [29].

Значний вплив на якість води має концентрація хлоридів, тому був розрахований хлорний коефіцієнт, який є відношенням мінералізації до вмісту іонів Cl⁻ (табл. 7.26).

Таблиця 7.26 – Розрахунок хлорного коефіцієнта

Місяць Рік	I	II	III	IV	V	VI	VI	VIII	IX	X	XI	XII
2004	5,60	5,39	5,60	5,54	5,85	5,61	5,21	5,31	5,25	5,61	5,66	5,23
2005	5,64	6,23	5,86	5,68	5,32	5,32	5,35	5,46	5,38	5,40	5,15	5,63
2006	5,71	5,48	5,70	5,67	5,47	5,20	5,33	5,24	5,21	5,28	5,79	5,00
2007	5,33	5,44	5,40	5,08	5,21	4,88	4,82	4,62	4,66	4,86	4,69	5,05
2008	4,95	5,18	5,06	5,05	5,18	5,12	5,37	4,94	4,90	5,03	4,83	5,09
2009	5,00	5,18	5,11	5,32	5,02	4,93	5,03	5,09	4,82	-	5,01	4,87
2010	5,10	-	5,24	5,47	5,12	5,43	5,16	4,94	4,82	-	5,01	4,86
2011	-	5,38	5,40	5,55	5,60	5,38	5,34	4,96	5,15	5,02	5,17	5,26
2012	5,20	-	-	5,25	5,19	5,05	4,86	4,70	4,49	4,31	-	3,97

Динаміка даного коефіцієнта показує відносно стійкий характер співвідношення суми іонів до Cl^- . Внутрішній розподіл коефіцієнта майже не змінюється протягом всіх розглянутих років.

Іригаційний коефіцієнт розраховується за формулою:

$$K_{IR} = 0,8 \frac{Na^+ + K^+}{Ca^{2+}} < 1,0. \quad (7.8)$$

Як видно з табл. 7.27, середньомісячні значення іригаційного коефіцієнту за досліджений період 2004-2012 рр. перевищують одиницю, тобто не задовольняють вимогам, які пред'являються до якості зрошувальних вод.

Таблиця 7.27 – Розрахунок іригаційного коефіцієнту

Місяць Рік	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
2004	4,35	4,53	3,98	3,93	3,99	4,57	5,41	4,81	5,13	4,95	4,51	5,27
2005	4,60	4,34	3,42	4,34	5,87	6,21	4,87	4,74	5,32	5,31	3,57	4,10
2006	3,93	4,95	4,16	4,10	4,65	6,56	5,02	5,71	5,81	5,62	4,85	4,52
2007	4,76	4,69	4,87	5,89	7,12	8,60	24,06	23,91	22,07	10,79	12,52	11,13
2008	9,93	10,09	7,58	8,19	5,65	4,76	4,81	7,21	8,05	6,29	7,07	6,47
2009	6,58	5,73	5,54	5,47	5,39	5,41	7,62	7,47	8,32	-	5,57	5,47
2010	5,71	-	4,57	3,97	4,42	4,55	4,74	5,92	6,83	-	5,91	5,49
2011	-	4,12	4,12	3,96	3,84	5,27	4,87	7,71	5,82	4,77	4,66	4,21
2012	4,03	-	-	3,94	4,29	4,52	5,48	6,28	11,29	10,10	-	6,01

А.М. Костяков характеризує іригаційні властивості вод залежно від їх мінералізації [33]:

1. Вода, яка містить не більше 400 мг/дм^3 розчинених солей, – хороша зрошувальна вода;
2. Вода, яка містить від 400 мг/дм^3 до 1000 мг/дм^3 розчинених солей, – потребує обережного підходу, із врахуванням всього комплексу умов її використання;
3. Вода, яка містить від 1000 мг/дм^3 до 3000 мг/дм^3 розчинених солей, – засолює ґрунт.

В нашому випадку вода із озера Катлабух підпадає під 3 клас, і характеризується, як вода, що засолює ґрунт.

По співвідношенню хлоридів і сульфатів та натрію Стеблер запропонував розраховувати лужну характеристику, яка виражається у вигляді іригаційних коефіцієнтів (та представляють собою шар води, який містить луґу стільки, скільки необхідно для того, щоб ґрунт став шкідливим до глибини 1,2 м для більшості культурних рослин) [33]:

$$K = \frac{288}{[Na] + 4[Cl]} \quad (7.9)$$

Залежно від величини K розрізняють води:

- а) $K > 18$ (води доброї якості),
- б) $K = 18-6$ (задовільні),
- в) $K = 6-1,2$ (незадовільні),
- г) $K < 1,2$ (води поганої якості).

Як можна бачити з табл. 2.8, розраховані величини K на протязі 2004-2012 рр. підпадають під категорію погані ($K < 1,2$) і не підлягають для поливу сільськогосподарських культур.

Таблиця 7.28 – Іригаційний коефіцієнт за Стеблером

Місяць Рік	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
2004	0,10	0,09	0,10	0,11	0,11	0,10	0,10	0,11	0,11	0,12	0,11	0,11
2005	0,12	0,13	0,14	0,14	0,12	0,11	0,12	0,15	0,14	0,12	0,11	0,12
2006	0,10	0,10	0,12	0,13	0,11	0,10	0,11	0,11	0,11	0,11	0,12	0,10
2007	0,11	0,11	0,11	0,11	0,10	0,09	0,08	0,08	0,07	0,08	0,09	0,09
2008	0,16	0,11	0,11	0,12	0,12	0,12	0,13	0,11	0,11	0,12	0,11	0,12
2009	0,10	0,13	0,14	0,13	0,13	0,12	0,12	0,12	0,11	-	0,11	0,12
2010	0,11	-	0,15	0,15	0,14	0,14	0,15	0,14	0,14	-	0,14	0,13
2011	-	0,16	0,15	0,16	0,16	0,15	0,15	0,14	0,13	0,10	0,11	0,11
2012	0,12	-	-	0,12	0,10	0,10	0,10	0,08	0,08	0,08	-	0,10

М.Ф. Буданов виділив для півдня України 8 іригаційних типів вод залежно від їх мінералізації, жорсткості, співвідношення концентрацій натрію та калію, а також натрію і суми калію з магнієм [33]. Стосовно здатності до осолонцювання ґрунтів вода не придатна до зрошення, якщо:

$$\left[\text{Na}^+ \right] / \left[\text{Ca}^+ \right] > 1. \quad (7.10)$$

Розраховані параметри коливаються від мінімального значення 4,91 (січень 2006 р.) до максимального значення 30,07 (липень 2007 р.) (табл. 7.29). По всіх розрахованих роках видно, що відношення іонів натрію до калію перевищує заданий коефіцієнт, одиницю.

Таблиця 7.29 – Коефіцієнт осолонцюватості за М.Ф. Будановим

Місяць Рік	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
2004	5,44	5,66	4,98	4,92	4,99	5,72	6,76	6,01	6,42	6,19	5,64	6,59
2005	9,33	9,46	8,87	9,24	10,1	9,91	9,41	9,41	9,15	9,70	8,34	9,15
2006	4,91	6,19	5,20	5,12	5,82	8,20	6,27	7,13	7,27	7,03	6,06	5,65
2007	5,95	5,87	6,08	7,37	8,89	10,75	30,1	29,9	27,6	13,49	15,6	13,9
2008	12,4	12,6	9,47	10,2	7,06	5,95	6,02	9,01	10,1	7,86	8,84	8,09
2009	8,23	7,17	6,92	6,83	6,74	6,76	9,53	9,33	10,4	-	6,96	6,83
2010	7,14	-	5,71	4,96	5,52	5,69	5,92	7,39	8,53	-	7,39	6,87
2011	-	5,14	5,15	4,95	4,80	6,59	6,08	9,64	7,27	5,97	5,82	5,26
2012	5,03	-	-	4,92	5,37	5,65	6,85	7,85	14,1	12,62	-	7,52

Серед значної кількості параметрів, що визначають якість води придатної до зрошення, важливою являється температура води в вегетативний період. Оптимальна температура іригаційних вод для зрошення $18-20^{\circ}\text{C}$ [33]. Найбільш придатна температура знаходиться навесні (від травня до червня), та восени (від вересня до жовтня) (рис. 7.35-7.36).

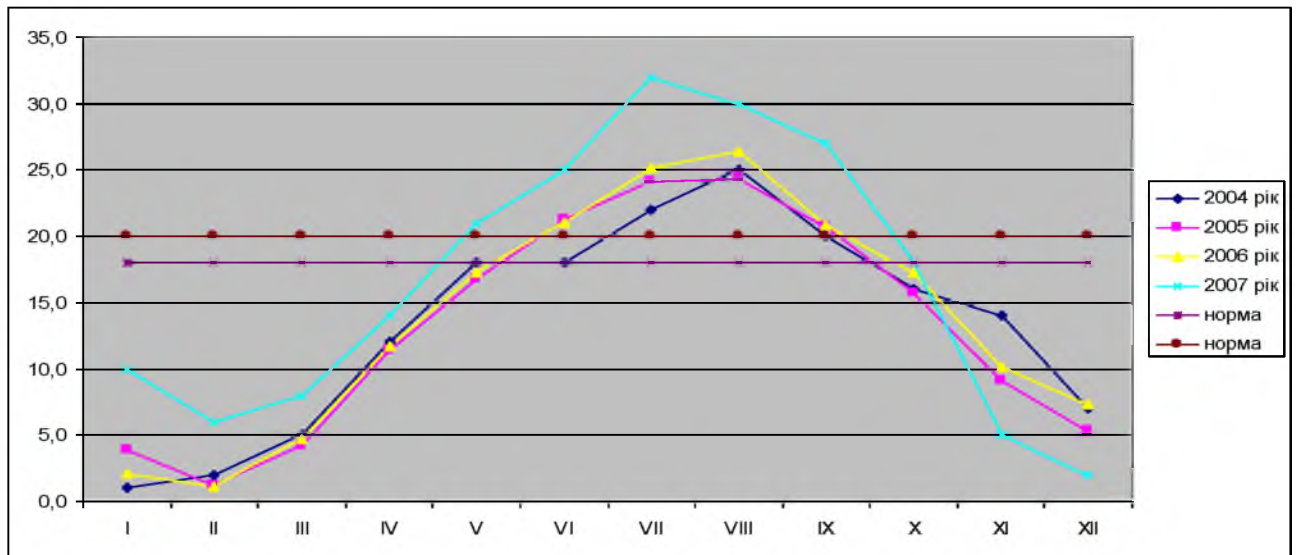


Рисунок 7.35 – Графік змін температури в озері Катлабух за період 2004-2007 рр.

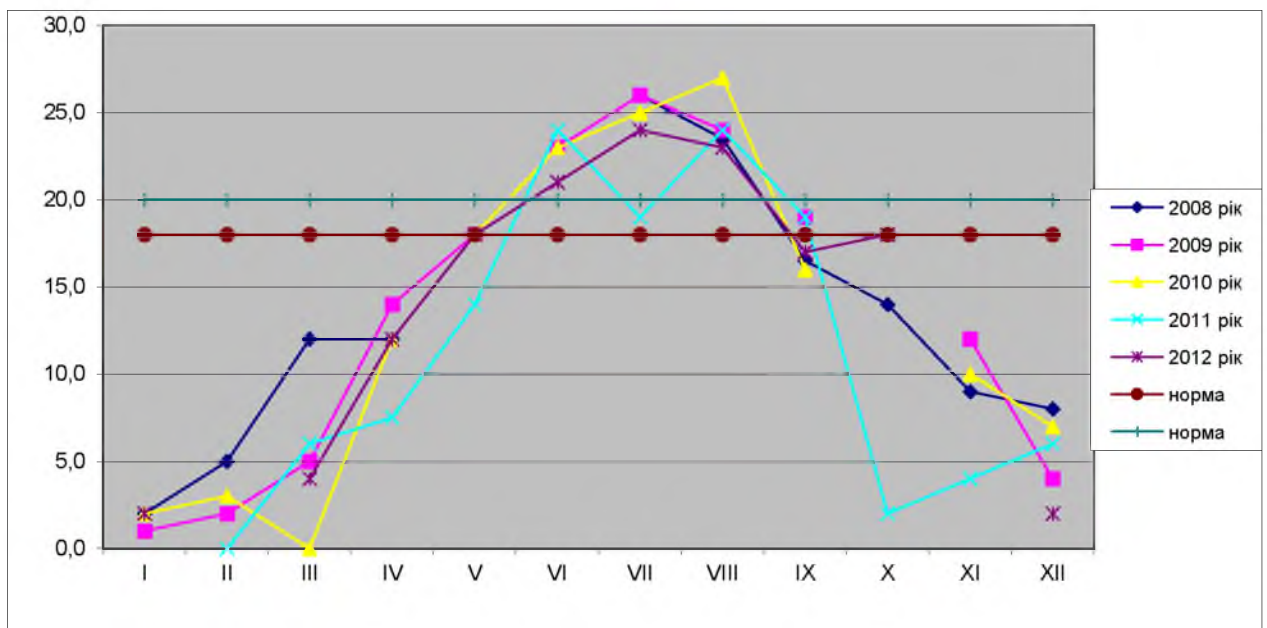


Рисунок 7.36 – Графік змін температури в озері Катлабух за період 2008-2012 рр.

ВИСНОВКИ

В результаті виконання науково-дослідного проекту здійснено аналітичний огляд сучасних методів, регіональні обґрунтування та узагальнення розрахункових параметрів, а також практична реалізація і адаптація розрахункових і прогностичних методик характеристик гідрологічного режиму (річного, максимального весняного та тало-дощового, мінімального літньо-осінньої і зимової межні) рівнинних і гірських річок, гідрохімічного режиму річок і водойм, структури рівнянь водного і сольового балансів озер, методів оцінки якості природних вод.

При цьому важливими висновками результатів дослідження є у *першому розділі*:

1.1. Розглянуті основні положення Паводкової Директиви 2007/60/ЄС Європейського Парламенту та Ради від 23 жовтня 2007 року про оцінку і управління ризиками затоплень, яка спрямована на запобігання, захист і зменшення негативного впливу повеней на здоров'я людей, довкілля, культурну спадщину та господарську діяльність. У межах України найбільша кількість потенційних затоплень має високий ризик затоплення – 384, що складає понад 42 % випадків; найчастіше затоплення спостерігаються у річковому басейні р. Дністер, а у чотирьох районах річкових басейнів (Південний Буг, Дон, Причорномор'я, Приазов'я) потенційні затоплення майже відсутні.

1.2. В гідрологічній практиці існує велика кількість моделей різного типу, але їх використання обмежене необхідністю великої кількості безпосередніх стаціонарних спостережень за стоком річок. В Україні є водозбори або не охоплені мережею гідрометричних спостережень, або охоплені не в належній мірі, тому актуальні в практичному застосуванні є моделі та методи, які розроблені для випадку відсутності даних про стік.

1.2.1. У нормативних рекомендаціях СНиП 2.01.14-83 наводяться практичні рекомендації і методи для розрахунку характеристик максимального стоку весняного водопілля для території усього колишнього Радянського Союзу, в тому

числі і по території України, але вони основані на матеріалах спостережень до 1975 року.

1.2.2. Для визначення максимальних витрат води весняного водопілля рекомендується використовувати операторну модель професора Є.Д. Гопченка, яка найбільш повно враховує усі стокоформуючі фактори і дозволяє вводити кліматичні поправки до розрахованих витрат води рідкісної ймовірності перевищення.

1.3. В умовах території України, яка має багато річок, безпосереднє вимірювання на яких гідрометричними методами неможливі, особливо велика роль вчення про річний стік. Отже важливе значення набуває вивчення законів формування та розподілу стоку під час і простір на основі узагальнення спостережень порівняно невеликого числа опорних гідрометричних пунктів. Такий напрямок у вивченні стоку дозволяє успішно вирішувати завдання забезпечення гідрологічними даними гідротехнічного проектування та будови.

1.4. Аналітичний огляд методів розрахунку меженного стоку річок показав, що проблема далека від повного вирішення. Починаючи з 20-х років ХХ сторіччя запропоновано низка емпіричних та напівемпіричних формул для визначення мінімального стоку річок. В останні десятиріччя особливу актуальність мають дослідження впливу змін клімату на мінімальний стік річок та особливості формування меженного стоку малих річок.

Мінімальний стік річок при відсутності матеріалів спостережень визначається за допомогою карт норм мінімального стоку (модуля або шару). Точність визначення мінімального стоку за картами ізоліній становить у середньому до $\pm 20\%$ - у районах недостатнього зволоження.

1.5. Проаналізовано основні теоретичні положення вітчизняних та зарубіжних розробок прогностичних моделей стоку періоду межени і весняного водопілля річок. Встановлено, що переважна більшість моделей прив'язані до окремих гідрологічних створів річок, що зазвичай не дозволяє їх використовувати для невивчених у гідрологічному відношенні річок.

1.5.1. Територіальні прогнози літнього та осіннього стоку (наприклад, за методом річок-аналогів з урахуванням майбутніх опадів по прогнозу погоди), а також картографічна форма очікуваної водності річок за даний місяць (у відносних величинах - модульних коефіцієнтах) були виконані минулого часу для достатньо великої території, наприклад Європейської частини СРСР. Тому в даному проекті ставиться задача розробки регіональної методики прогнозування меженного стоку річок (для басейну р. Південний Буг), яка б дала змогу складання прогнозу декадного стоку для будь-якої річки, якщо для неї відомі відповідні вихідні дані.

1.5.2. Прогностичні карта-схеми дозволяють оцінювати ймовірні гідрологічні небезпеки підтоплення заплавлених територій річок (включаючи й водопілля річок рідкісної ймовірності перевищення, такі, як 1 раз на 100 років, тобто при забезпеченості 1 %) для своєчасного прийняття управлінських рішень з метою запобігання надзвичайним ситуаціям, зменшення руйнівних наслідків повеней, забезпечення безаварійного пропуску льодоходу та паводкових вод.

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

1.7. Розглянуті методи визначення якості води та її гідрохімічного складу згідно основних положень ВРД ЄС з метою подальшого використання в відповідних розрахунках.

1.7.1. «Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями» враховує сучасний стан водного об'єкта і екосистеми, дозволяє з'ясувати тенденції змін якості поверхневих вод в часі і просторі, слугує основою для визначення впливу антропогенного навантаження та ефективності водоохоронних заходів.

1.7.2. Сучасність методики екологічної оцінки полягає в тому, що комплекс екологічних класифікацій якості поверхневих вод має гнучку систему ранжування критеріїв якості води. Поділ величин якості вод на п'ять класів відповідає вимогам проекту «Основної Рамкової Директиви ЄС по воді» і співпадає з такою ж кількістю класів у класифікаціях якості вод багатьох європейських країн.

Основні висновки *другого розділу*:

2.1. Для аналізу мінімального стоку в зоні недостатньої водності України наявна гідрометеорологічна багаторічна інформація про мінімальні 30-добові витрати води у період відкритого русла та зимовий період зі стійким льодовим покривом.

2.2. Для створення бази вихідної інформації по часових рядах мінімального стоку річок у період зимової та літньо-осінньої межні використано дані по 69 гідрологічних постах з періодом спостережень від їх початку по 2015 р. включно, та діапазоном водозбірних площ від 145 км² (р. Кодима – с. Обжила) до 46200 км² (р. Південний Буг – смт Олександрівка).

2.3. За класифікацією А.І. Чеботарьова на досліджуваній території 68 % річок відносяться до категорії малих та 32 % – до середніх.

2.4. Згідно класифікації запропонованій у Водній Рамковій Директиві ЄС 2000/60/ЄС, річки в зоні недостатньої водності України поділяються на чотири категорії: малі – 1,4 %, середні – 43,4 %, великі – 48 % та дуже великі – 7,2 %.

2.5. Для статистичної обробки характеристик часових рядів мінімальних 30-добових витрат використані багаторічні дані по 69 гідрологічних постах за зимовий та літньо-осінній періоди в зоні недостатньої водності України. За розрахунковий взято період з початку спостережень по 2015 р. включно. Для визначення статистичних параметрів ($r(l)$, C_s , C_v , C_s/C_v) використано метод моментів та найбільшої правдоподібності.

2.6. З метою аналізу просторового розподілу статистичних параметрів мінімального стоку річок в періоди зимової та літньо-осінньої межні виконане їх осереднення в межах суббасейнів (річок Причорномор'я, Південний Буг, басейн

Дніпра, басейн Дону та річок Приазов'я) на досліджуваній території та представлено в графічному вигляді.

2.7. Екологічний стік є одним з важливих показників стану водних ресурсів, який широко використовується в світі та поки не набув широко застосування в Україні.

2.8. Визначення сучасних розрахункових характеристик мінімального стоку річок є підґрунтям для визначення екологічних витрат на річках досліджуваної території.

2.9. Авторами виконаний порівняльний аналіз екологічних витрат, які визначені за різними методиками; показав, що використання даних по мінімальному стоку дає добру збіжність з величинами, отриманими на даних про річний стік, та є перспективним.

Основні висновки *третього розділу*:

3.1. За результатами розрахунків було виконане географічне узагальнення основних складових максимального стоку весняного водопілля та дощових паводків, а саме шарів стоку рідкісної імовірності перевищення, тривалості схилового припливу та максимальних модулів схилового припливу для річок басейну р. Вісла.

Побудовані карти ізоліній шарів стоку весняного водопілля та дощових паводків, ізолінії проведені через 2 мм. Відповідні шари стоку змінюються від 36 мм на північному сході басейну до 68 мм на південний захід для шарів стоку весняного водопілля, та від 20 мм до 40 мм – для дощових паводків.

Ізолінії тривалості схилового припливу на відповідних побудованих картах для весняного водопілля проведені через 20 год, і збільшуються від 160 год на сході до 330 год на південний захід, відповідно, для дощових паводків ізолінії проведені через 10 год, і збільшуються від 50 год на півдні до 110 год на півночі.

Отримані карти ізоліній модулів схилового припливу показують, що найбільші величини для весняних водопіль ($4,0 \text{ м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$) і дощових паводків ($1,8 \text{ м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$) спостерігаються в суббасейні р. Сяну. Ізолінії проведені через $0,5 \text{ м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$ для весняних водопіль і через $0,2 \text{ м}^3/(\text{с}\cdot\text{км}^2)$ для дощових паводків.

Розроблена регіональна методика для визначення максимального стоку весняних водопілля і дощових паводків на річках басейну р. Вісли, що базується на використанні операторної моделі формування стоку.

Оцінена точність розрахунків максимального модуля стоку весняного водопілля та дощових паводків басейну р. Вісла. Так, середнє відносне відхилення розрахункових значень максимальних модулів стоку весняного водопілля складає $|\Delta| = \pm 24,3 \%$, а дощових паводків $|\Delta| = \pm 20,1 \%$, що вказує на те, що точність розрахунків знаходиться на рівні точності вимірювань максимального стоку.

3.2. В результаті виконання етапу дослідження визначені, обґрунтовані та узагальнені розрахункові параметри запропонованої методики визначення характеристик максимального стоку дощових паводків на річках Прикарпаття.

В результаті статистичного аналізу створеної бази вихідної інформації по 52 гідрологічних постах по максимальному стоку дощових паводків на річках Прикарпаття, що включає інформацію по трьох гірських частинах басейнів Дністра, Прута і Сірету, встановлено:

Майже всі (82 % та 94 %) розглянутих часових рядів спостережень за максимальними витратами води та шарами стоку однорідні як при 1 % рівні значимості, так і при 5 %-ому рівні значимості;

Часові ряди спостережень охоплюють повні цикли водності, та на більшості з них відсутні значимі тренди;

Використовуючи трипараметричну криву гама-розподілу за статистичними параметрами C_v та прийнятого середнього співвідношення $C_s/C_v = 3,0$, визначені максимальні модулі дощових паводків на річках Прикарпаття забезпеченістю $P = 1 \%$. Модуль стоку змінюється в межах досліджуваної території від 0,34-3,44 м³/(с·км²) в басейні гірської частини Дністра до 0,34-4,09 м³/(с·км²) в басейні Прута та 1,03-1,67 м³/(с·км²) в басейні Сірету.

Максимальний шар стоку дощових паводків теплої періоду 1 % забезпеченості на території Прикарпаття змінюється від 20 мм до 491 мм в гірській частині р. Дністер, від 89 мм до 358 мм в верхів'ях р. Прут та 154-186 мм в верхів'ях р. Сірет.

Середньоквадратичні похибки 1 %-их квантилів максимальних витрат води дощових паводків $Q_{1\%}$ у межах Прикарпаття дорівнює 16,5 %, а шарів стоку $Y_{1\%}$ - 18,3 %, що задовольняє вимоги нормативного документу.

Узагальнення виконано на базі вихідної інформації по 52 водозборах правих гірських приток р. Дністер та басейн р. Прута в межах України.

Визначені такі розрахункові параметри:

- розрахунковий шар стоку, який визначається за регіональним рівнянням, яке залежить від висотного положення водозборів та їх залісеності;
- коефіцієнт часової нерівномірності рекомендується використовувати на рівні 9,19, звідки $n = 0,13$;
- тривалість схилового припливу визначається за картою ізоліній та залежить від висотного положення водозборів;
- трансформаційна функція визначається за регіональними залежностями в залежності від співвідношення t_p/T ;
- коефіцієнт русло-заплавного регулювання визначається за регіональним рівнянням.

Практична реалізація запропонованої розрахункової методики для визначення максимального стоку дощових паводків на річках Прикарпаття для невивчених у гідрологічному відношенні річок відповідає на рівні 18,9 % при точності вихідної інформації по максимальному стоку $\sigma_{Q_{1\%}} = 16,5\%$. Це дозволяє рекомендувати запропоновану методику як регіональну для визначення максимальних витрат води у межах річок Передкарпаття без якихось доробок.

Основні висновки *четвертого розділу*:

Основна мета дослідження – регіональні узагальнення розрахункових параметрів річного стоку (басейн р. Десна).

У цьому розділі оцінені просторово-часової мінливості параметрів річного стоку, досліджений ступень впливу місцевих факторів на його параметри та узагальнені розрахункові характеристики по території, які базуються на сучасних даних. В результаті виконаної роботи можна зробити висновки, що досліджені

місцеві фактори формування річного стоку, не мають суттєвого впливу на його величину. В результаті побудована карта ізоліній норми річного стоку. По результатам перевірки адекватності карти ізоліній норми річного стоку, похибка складає $\pm 4 \%$. Коефіцієнти варіації часових рядів річного стоку в басейні р. Десна узагальнені у вигляді регіональної залежності, що залежить лише від площі водозбору. Похибка визначення за формулою складає $14,8 \%$, що відповідає вихідній інформації і вимогам СНиП 2.01.14-83 (15%) при розрахунках річного стоку.

Розробленими, в рамках наукових досліджень, регіональними картою ізоліній та формулою можна користуватися для визначення норми стоку та її мінливості при визначенні величини річного стоку за відсутністю даних спостережень досліджуваного району.

Основні висновки *п'ятого розділу*:

5.1. При використанні методу факторного аналізу сформований вектор-предиктор дискримінантної функції, до якого увійшли максимальні запаси води в сніговому покриві, опади періоду весняного водопілля та максимальна глибина промерзання ґрунтів.

При застосуванні методу дискримінантного аналізу здійснено типізацію водопіль та виділено три групи водності (високої, середньої та низької), отримані коефіцієнти дискримінантних рівнянь для опорних гідрологічних постів в межах однорідних за умовами формування весняного водопілля районів (підрайонів). При цьому, розв'язальним правилом дискримінації угруповань є встановлення максимального значення дискримінантної функції.

По одержаних дискримінантних рівняннях оцінку значимості дискримінації виконано за критерієм лямбда Вілкса λ , значення якого у більшості випадках, становить $\lambda \leq 0,05$, що свідчить про наявність дискримінуючих особливостей обраних чинників, та за рівнем значимості p , який відображає наскільки достовірними є отримані результати, у всіх випадках близький до 0, тобто похибка не перевищує 5% .

5.2. По виділених угрупованнях весняних водопіль за типом їх водності (високої, середньої та низької) побудовані прогнозні залежності для визначення шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля (у вигляді модульних коефіцієнтів). Отримані коефіцієнти прогностичних рівнянь, також як і для дискримінантної функції, є сталими, а залежності регіональними для всіх річок однорідного району (підрайону) при прогнозуванні шарів стоку чи максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Південний Буг.

5.3. Очікувані шари стоку та максимальні витрати води весняного водопілля річок басейну р. Південний Буг визначено по їх спрогнозованим модульним коефіцієнтам при помноженні їх на середньобагаторічні значення. При цьому, для визначення середньобагаторічних стокових величин характеристик весняного водопілля та їх статистичних параметрів (коефіцієнтів варіації та асиметрії) використано гідрометеорологічні ряди – з початку спостережень по 2015 р. включно.

5.4. На основі проведеного статистичного аналізу гідрологічних рядів спостережень весняного стоку річок обґрунтовано, що прогнозні забезпеченості шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля річок басейну р. Південний Буг можуть бути встановлені за трипараметричним гама-розподілом С.М. Крицького і М.Ф. Менкеля (при врахуванні визначених автором середніх по району співвідношень коефіцієнтів варіації і асиметрії).

5.5. Перевагою методики довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг є представлення прогнозних величин не лише в табличному вигляді, а й у картографічній формі представлення прогнозних величин (у вигляді картосхем розподілу ізоліній цих величин). Такі картосхеми дають можливість одночасно характеризувати досить велику і неоднорідну за фізико-географічними характеристиками територію, оцінюючи зони підвищеного весняного стоку в поточному році та визначати частоту повторюваності очікуваних шарів весняного стоку та максимальних витрат води в багаторічному періоді для річок різних за площею та географічним положенням водозборів.

5.6. Виконана оцінка ефективності методики довгострокових прогнозів шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Південний Буг, показала, що розроблена методика переважно відноситься до категорії «добра» та «задовільна» (критерій якості методики S/σ для шарів стоку весняного водопілля змінюється від 0,20 до 0,59 зі справджуваністю перевірних прогнозів P_Y , % в межах від 76 % до 100 %, а для максимальних витрат води – S/σ змінюється від 0,27 до 0,60 зі справджуваністю перевірних прогнозів P_Q , % в межах від 80 % до 98 %). При оцінці ефективності методики, також, встановлено, що розроблена методика прогнозу має перевагу в порівнянні зі статистичною оцінкою за середньобогаторічним значенням. Завчасність прогнозів характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг збільшується зі збільшенням широти геометричних центрів водозборів та коливається для шарів стоку від 46 діб до 68 діб, а максимальних витрат води – від 21 діб до 34 діб.

5.7. В результаті, розроблена в рамках наукового дослідження методика довгострокового прогнозування характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг може вважатися регіональною при можливості одержання параметрів методики для всіх річок в межах виділених за умовами формування весняного стоку районах. Виконана ж оцінка якості методики довгострокових прогнозів (за період 1966-2015 рр.) та її перевірка на даних незалежних років (за період 2016-2018 рр.), показала, що розроблена методика може бути рекомендована для її практичного використання при випуску оперативних прогнозів в практичній діяльності гідропрогностичних підрозділів.

Запропонована регіональна методика довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг реалізована у вигляді створеного алгоритму розробленого програмного прогностичного комплексу «Південний Буг», який дозволяє автоматизувати та прискорити процес випуску прогнозу весняного водопілля і на даний час використовується в практичній діяльності ГМЦ ЧАМ.

Основні висновки *шостого розділу*:

В результаті виконання роботи визначені складові водного та сольового балансів озера Катлабух в сучасних умовах водообміну з р. Дунай, надана загальна характеристика та досліджений гідрологічний режим озера Катлабух в умовах його господарського використання. При цьому проаналізовано фізико-географічні, кліматичні, морфометричні, гідротехнічні характеристики озера Катлабух, а також гідрологічний режим річок які його живлять та р. Дунай. При цьому автором зроблені такі основні висновки.

6.1. Через скорочення масштабів зрошування земель в останні десятиріччя забори води з водосховища Катлабух значно зменшились, а підкачки води з р. Дунай майже припинились. Це призвело до погіршення якості води. Зокрема, мінералізація в оз. Катлабух в останні роки сягає 2,0-3,5 г/дм³, що у 2-3,5 рази перевищує допустимі норми для питної та зрошувальної води.

6.2. В результаті аналізу вивченості озера Катлабух встановлено, що спостереження на гідрометричній мережі в районі озера почалися в 40-50 роках минулого століття. Початок вимірювань рівнів води на р. Дунай в створі Кислиці – 1945 рік, на оз. Катлабух – 1962 рік. Спостереження за температурою води в р. Дунай і оз. Катлабух почалися в 1962 році. За гідрохімічними складу озера Катлабух ведуться спостереження з 1970 року.

6.3. Проаналізовано, що за фізико-географічним районуванням розглядувана територія Придунав'я знаходиться в степовій зоні з ухилом на південь при висотах, які змінюються з півночі і північного заходу від 300 м до 0,0 м і - 2,0 м – в заплаві р. Дунай. Геологічна будова території озера неоднорідна, як в плановому положенні, так і по глибині. Спостерігається велика різноманітність типів і мозаїчна структуру поширення ґрунтів і рослинності.

6.4. Клімат басейну озера, який є визначальним в його гідрологічному режимі поєднує, як помірно-континентальний так і середземноморський. Помітний вплив на клімат регіону надає Чорне море. Вітри, що дмуть з боку Чорного моря, сприяють розсіюванню хмарності і зниження кількості опадів. Характерною особливістю останніх років (2016-2019 рр.) стало значне підвищення величин місячних сум випаровування (254-267 мм у 2019 р.) на фоні зменшення кількості

опадів у цей період особливо у 2018-2019 рр. При цьому рівні води в озері Катлабух значно знизилися.

6.5. Побудований хронологічний графік ходу середньомісячних рівнів і мінералізації води (за період 1980-2020 рр.) показав, що спостерігається багаторічна тенденція до незначного зниження рівнів води в озері. Багаторічний хід мінералізації води має багаторічні коливання, які пов'язані зі змінами гідротехнічних умов господарського використання озера Катлабух, водністю Дунаю та кліматичними змінами.

Проаналізовано, що катастрофічною стала ситуація у 2019 р., 2020 р. у зв'язку з низькими рівнями води в р. Дунай коли склалися складні гідрологічні умови та спостерігалось маловоддя на водосховищі Катлабух. Примусове поповнення водосховища водами р. Дунай (з 24 березня 2020 р.) дозволило здійснити водообмін у водосховищі (рівень води виріс з відмітки 0,7 м БС (18.02.2020 р.) до відмітки 1,09 м БС (27.08.2020 р.) та призвело до покращення якості води (мінералізація води зменшилася з 3,0 г/дм³ до 1,87 г/дм³).

6.6. Як характеристика гідрологічного і гідрохімічного режиму озера є моделювання його водного і сольового балансів.

6.6.1. Результати розрахунків водних балансів показали, що основний об'єм приходної частини за 1980-2020 рр. становлять атмосферні опади (35,9 %) та надходження води з р. Дунай (42,5 %), об'єм річкового припливу дорівнює 8,8 %, об'єми вод бічного припливу, ґрунтових та дренажних вод становлять 2,1 %, 4,9 %, 6,5 % відповідно. У витратній частині основний об'єм припадає на випаровування разом з транспірацією (53,0 %), об'єми заборів води на зрошення, на скиди води до р. Дунай та фільтрацію становлять 21,1 %, 19,4 % та 5,8 % відповідно.

6.6.2. При оцінці нев'язок враховувались диспетчерські графіки (відкритий-закритий) роботи шлюзу-регулятора Желявський. Аналізуючи отримані нев'язки можна впевнено сказати, що у період закритих шлюзів оцінки нев'язок місячних водних балансів озера Катлабух за досліджуваний період, виражені у відсотках від приходної частини балансів не перевищують допустиму нев'язку ± 5 %.

6.6.3. Розрахунки сольового балансу показали, що у приходній частині надходження солей з поверхневим стоком становить 42,8 %, води з р. Дунай – 35,5 %. З ґрунтовими водами, бічним припливом, дренажними та водами з атмосферних опадів надходить відповідно 10,6 %, 5,6 %, 4,1 % та 3,8 % солей. У витратній частині втрати солей відбуваються з об'ємами води на зрошення та дорівнюють 45,6 %, а також витрачаються на скиди води до р. Дунай – 35,5 %, а втрати солей на фільтрацію становлять 18,9 %. Спостерігається добра збіжність розрахункових і вимірних значень мінералізації води.

6.7. В роботі практично використаний програмний комплекс «*CatlabuhApp*», який дозволяє автоматично розрахувати водно-сольовий режим озера Катлабух, представити у вигляді таблиць та графіків отримані результати – складові балансів озера у часі за різних умов його водогосподарської використання з метою надання практичних рекомендацій щодо приведення озера до належного гідроекологічного стану.

Основний висновок стосується того, що дослідження водно-сольового режиму озера Катлабух дають змогу відповідним службам з економічною вигодою оперативно приймати виробничі рішення щодо гідротехнічного регулювання експлуатаційних режимів водойми та здійснювати природоохоронні заходи щодо підтримки задовільного гідрологічного та гідрохімічного стану озера в сучасних умовах і на перспективу, обґрунтовувати заходи щодо раціонального використання водних ресурсів озера у різних галузях господарства.

Основні висновки *сьогомого розділу*:

7.1. Гідрохімічний режим та якість води в озері Ялпуг-Кугурлуй залежить в основному від таких чинників: водообміну з р. Дунай, випаровування з водної поверхні, водозабір на господарські потреби і зрошення та від антропогенного навантаження на водозбірну площу озера та річок, що в нього впадають.

Режим роботи водосховища Ялпуг-Кугурлуй визначається експлуатаційними вимогами, які регламентуються відомчими нормативними документами. Суть цих вимог полягає в необхідності наповнення водойми до початку вегетаційного

періоду (і, частково, на початку його) до відмітки нормального підпертого рівня (НПР).

На виконання рішення Міжвідомчої наради та затвердженого режиму роботи Придунайських водосховищ у весняно-літній період 2018 р. у водосховище Ялпуг-Кугурлуй було подано 143,5 млн м³, обсяг скиду склав 29,5 млн м³. Спрацювання води водосховища протягом 2018 р. відбувалось за рахунок використання води на побутові та сільськогосподарські потреби, а основна маса спрацювання води з водосховищ протягом 2018 р. відбувалася за рахунок випаровування.

Значні відмінності по акваторії мають значення мінералізації і якість води у водосховищі Ялпуг–Кугурлуй, оскільки ця водойма майже поділена надвоє, і з'єднується лише неширокою протокою, над якою прокладено автошлях. Мінералізація води в південній частині водосховища (в Яллузі) в пункті спостережень у ПС Болградський питний в/з, у порівнянні з минулим роком, зменшилась на 10 % та складала 1423 мг/дм³ (у 2017 році – 1588 мг/дм³). Але, у порівнянні з минулими роками (за останні 10 років) – це погіршення стану води, особливо по показниках сольового складу. Так, у 2016 році середньорічна мінералізація була 1008 мг/дм³. Середньорічна мінералізація води у 2018 році в р. Ялпуг зберігається стало високою (3472 мг/дм³), також високою є середньорічна величина мінералізації води у р. Карасулак і складала 4365 мг/дм³.

Щодо складу основних іонів то можна зазначити, що середньорічна концентрація гідрокарбонатних іонів (НСО₃⁻) коливалась у межах від 169,8 мг/дм³ в 2007 р. до 190,9 мг/дм³ в 2015 р. Середня концентрація цих іонів за досліджуваний період складала 186,4 мг/дм³.

Середньорічна концентрація сульфатних іонів (SO₄²⁻) змінювалась у межах від 36,9 мг/дм³ в 2007 р. до 40,2 мг/дм³ у 2015 р. Середня концентрація сульфатних іонів за досліджуваний період складала 39,6 мг/дм³.

Серед катіонів звертають на себе увагу концентрації іонів натрію (Na⁺) і калію (K⁺). Їх середньорічні величини змінювались від 182,4 мг/дм³ в 2010 р. до 360,1 мг/дм³ в 2017 р. Середній вміст за досліджуваний період складав 207,2 мг/дм³.

Середньорічна концентрація іонів кальція в межах Болградського водозабору змінювалась від 40,6 мг/дм³ в 2013 р. до 51,4 мг/дм³ в 2017 р. Середня концентрація за 2006-2018 рр. складала 43,9 мг/дм³.

Головною проблемою досліджуваних водних об'єктів є не тільки високий рівень мінералізації води (перевищення допустимої величини до 6 раз), а й надмірне забруднення органічними речовинами (перевищення нормативів якості води до 11 раз) та біогенними речовинами (сполуками азоту та фосфору). Ці проблеми є найважливішими, як для самої річки Дунай, так і для всіх водних об'єктів басейну.

Екологічна і водогосподарська обстановка на Придунайських озерах вимагає комплексного підходу по вирішенню усіх проблем, що накопичилися з питним водопостачанням, забезпеченням зрошуваних земель, якістю поливної води, берегоруйнівними процесами, відведенням забруднених стоків, скидань в малі річки, реконструкції комплексу ГТС по забезпеченню водообміну в озері та ін.

Дослідження за описаними методиками оцінки якості води в озері Ялпуг-Кугурлуй за досліджуваний період показало, що в цілому стан озера можна охарактеризувати як умовно задовільний. Найбільше значення ІЗВ за середніми значеннями спостерігалось в р. Карасулак, с.Криничне у 2012 році (ІЗВ – 2,25).

При оцінці якості за коефіцієнтом забруднення КЗ гіршої якості була вода в р. Ялпуг та р. Карасулак, що оцінюється як помірно забруднена.

Значний вплив на якість води мають показники ХСК та БСК5 (перевищення ГДК рибогосподарського призначення у 7-8 разів), найвищі показники відзначаються у річках Карасулак, Ялпуг і свідчать про значне забруднення органічними речовинами. У всіх досліджуваних водних об'єктах спостерігається значне забруднення важкими металами (марганець, залізо), а також фенолами.

При порівнянні результатів з оцінки якості води за цими двома методиками, можна зробити висновок, що за коефіцієнтом забруднення (КЗ) використовується більша кількість показників, які більш повно характеризують якість води досліджуваного об'єкту. Тому рекомендується для оцінки якості води, особливо в

малих річках, що піддаються значному антропогенному навантаженню, використовувати методику оцінки якості води за коефіцієнтом забруднення.

Підсумовуючи отримані результати за досліджуваний період можна зробити висновки, що в усіх досліджуваних об'єктах відмічається значне підвищення сольового складу, а також забруднення біогенними, органічними речовинами та такими забруднюючими речовинами, як важкі метали (марганець, залізо), феноли, які мають значний вплив на якість води.

Значний вплив на екологічний стан озер має також поверхневий стік з басейну самих озер, тому необхідно вирішувати питання на всіх рівнях як загальнодержавних, так і місцевих щодо виносу в природу прибережних смуг і проведення конкретних заходів за веденням господарської діяльності в водоохоронних зонах.

Також досить важливим є посилення роботи в рамках міжнародної угоди між урядом України та Молдови щодо посилення співробітництва з покращення стану водних об'єктів.

Загалом стає питання щодо розробки на державному та регіональному, а можливо і міжнародному рівні комплексної програми щодо оздоровлення Придунайських озер та розробці заходів щодо оздоровлення як самої акваторії озера, так і всього басейну.

Основною причиною такого стану досліджуваних об'єктів є значне антропогенне навантаження на водозбірну територію малих річок, що впадають в озеро Ялпуг, погіршуючи якість водних ресурсів. Одним із основних факторів погіршення якості води є недостатній водообмін у озері через ряд негативних факторів, включаючи і географічне положення, і вплив змін клімату, і недосконалість управління експлуатаційними процесами.

Для покращення стану поверхневих вод в озерах Ялпуг пропонується:

– провести детальний аналіз впливу людської діяльності та природних чинників на якість води озера і річок, що в нього впадають;

– як для самого озера так і для території його басейну розробити програму конкретних заходів проти забруднення води усіма можливими джерелами забруднення;

– забезпечити дотримання природоохоронного законодавства усіма водокористувачами, проводити регулювання (обмеження) або повну заборону такої діяльності, що впливає на якість води, в тому числі і рибогосподарського водокористування [15].

7.2. В озеро Катлабух впадає чотири малі річки: р.Ташбунар, р.Великий Катлабух, р.Малий Катлабух та р.Єніка, які влітку часто пересихають, а взимку – перемерзають. Всі басейни малих річок зарегульовані ставками. Їх воду, в основному, використовують для зрошування та риболовлі.

Для оцінки якості вод малих річок, для прикладу, була обрана р. Великий Катлабух.

Вміст завислих речовин змінювався від 21,0 мг/дм³ (2012 р.) до 72,5 мг/дм³ (2005 р.).

Перевищення нормативу за БСК₅ спостерігалось практично на протязі всього періоду 2004-2015 рр. Нижче ГДК_{рг}. значення були тільки в 2003 р., 2012 р. та 2014 р. (2,0 мг/дм³, 2,9 мг/дм³, 1,9 мг/дм³ відповідно). Максимальне концентрація БСК₅ спостерігалась в 2002 році – 8,49 мг/дм³. Середній показник за досліджуваний період був 3,84 мг/дм³, що вище за норматив.

Значення розчиненого кисню на протязі періоду спостереження змінювались в межах 4,2 – 11,3 мг/дм³ (2014 р. та 2013 р. відповідно) і тільки у 2014 році було вищим за ГДК_{рг}.

За характеристикою мінералізації вода р.Великий Катлабух за період 2000-2015 рр. належить до солонуватих β-мезогалінних, сульфатно-натрієвих, II типу. Середнє багаторічне складає 4933 мг/дм³. Найбільше значення спостерігалось у 2009 році (8245,7 мг/дм³), а найменше – 2012 р. (2959,5 мг/дм³). За лінією тренду можна бачити збільшення концентрації у часі.

На протязі всього періоду спостереження концентрації хлоридів, сульфатів, кальцію, магнію та натрію значно перевищували відповідні нормативи вод для

рибогосподарського використання. Середнє значення вмісту хлоридів за 2000-2015 рр. складає $728,4 \text{ мг/дм}^3$ (2,43 ГДКрг.); середнє значення сульфатів складає $2349,1 \text{ мг/дм}^3$ (23,5 ГДКрг.); середнє значення кальцію за період дослідження дорівнює $251,2 \text{ мг/дм}^3$ (1,4ГДКрг.); середньобаторічна концентрація магнію становить $318,7 \text{ мг/дм}^3$ (7,97ГДКрг.); натрію становить 7,55 ГДКрг. ($906,5 \text{ мг/дм}^3$).

Речовини азотної групи. Перевищення нормативу по вмісту азоту нітратного в межах басейну р.Великий Катлабух спостерігалось тільки в 2011 році ($11,67 \text{ мг/дм}^3$). В цілому, значення концентрацій змінювались від $0,373 \text{ мг/дм}^3$ (2007 р.) до $11,67 \text{ мг/дм}^3$. За виключенням 2009 року, коли перевищення ГДКрг. було у 3,2 рази, концентрації азоту амонійного знаходяться в межах нормативу. Концентрації азоту нітритного за період 2000-2015 рр. коливались в межах: $0,006 \text{ мг/дм}^3$ (2003 р.) – $0,062 \text{ мг/дм}^3$ (2015р.), що у 3,1 рази вище за норматив

Речовини токсичної дії. Зміна концентрацій цинку знаходиться в межах 0 мг/дм^3 (2014-2015 рр.) – $0,681 \text{ мг/дм}^3$ (2009 р.), що у 68,1 рази більше за ГДКрг. Середнє значення за період спостереження перевищує норматив у 6,5 разів.

За вмістом фенолів перевищень рибогосподарської ГДК не спостерігалось лише в 2011 р. та 2013 р.; на рівні ГДКрг. знаходилось в 2004 р. та 2010 р., а у інший проміжок часу були вищими за норматив. Максимальне значення спостерігалось в 2008 році і дорівнювало 74 ГДКрг. Середнє за період 2004-2015 рр. становить 8 ГДКрг.

На протязі періоду спостереження концентрації марганцю були вищими за гранично-допустиму концентрацію і коливались в межах $0,028 \text{ мг/дм}^3$ (2005 р.) – $0,49 \text{ мг/дм}^3$ (2008 р.). Середнє багаторічне у 15 разів вище за норматив.

Концентрації СПАРів перевищували ГДКрг. лише в 2005 році у 1,59 рази. Середнє за період спостереження також нижче за ГДКрг. – $0,103 \text{ мг/дм}^3$.

Перевищення рибогосподарського нормативу за вмістом нафтопродуктів було тільки в 2009 році ($0,668 \text{ мг/дм}^3$). Саме із-за цього значення середнє за 2004-2015 рр. трохи вище за ГДКрг. і дорівнює $0,061 \text{ мг/дм}^3$.

Концентрації шестивалентного хрому в воді р. Великий Катлабух за досліджуваний період були вищими за ГДКрг., за виключенням 2005 р. та 2008 р.,

коли вони дорівнювали нормативу. Максимальне середньорічне значення спостерігалось в 2011 році – 3,5 ГДКрг. Середньобагаторічне у 2 рази вище за ГДКрг.

Якість вод р. Великий Катлабух оцінювалась за «Методикою екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями». Найбільш чистою за сольовим блоком (I_1) вода була у 2004 р. та 2012 р. (5,00 та 4,67 відповідно) і оцінювалась як «помірно забруднена». У 2008 р. та 2010 р. мала найгіршу категорію якості – «дуже брудна» (6,67 в обох випадках). В інші роки вода оцінювалась як «брудна» і блоковий індекс I_1 змінювався з 5,67 (2005-2006 рр., 2011 р.) до 6,33 (2013 р.).

За параметрами блоку трофо-сапробіологічних показників (II_2), вода р. Великий Катлабух була «помірно забруднена», за виключенням 2007 р. та 2013 р., коли вода оцінювалась як «слабко забруднена».

Найбільш чистою вода р. Великий Катлабух за показниками блоку речовин токсичної дії (III_3) була в 2010 р. та 2013 р. і оцінювалась як «чиста». За виключенням 2008 р. (вода «слабко забруднена») та 2009 р. (вода «помірно забруднена») років, вода річки в інший період була «достатньо чиста».

Значення інтегрального індексу (I_E) коливалися від 4,11 у 2012 р. (вода «слабко забруднена») до 5,22 у 2009 р. (вода – «помірно забруднена»). Загалом, за період спостереження у 33,3 % вода характеризується як «слабко забруднена», а у 66,7 % випадків – як «помірно забруднена».

По I-ому блоку головними забруднювальними речовинами являються: сума іонів ($\sum i$), хлориди (Cl^-), сульфати (SO_4^{2-}); по II-ому: завислі речовини (зав. реч.), прозорість (проз.), розчинений кисень (O_2), азот амонійний (NH_4^+), азот нітритний (NO_2^-), азот нітратний (NO_3^-), перманганатна окислюваність (перм.ок.), біхроматна окислюваність (ХСК); по III-ому: синтетичні поверхнево-активні речовини (СПАР), нафтопродукти (НП), цинк (Zn), феноли.

Води озера Катлабух використовуються для зрошення прилеглих сільськогосподарських угідь та присадибних ділянок. Зменшення водообміну з р. Дунай та негативний вплив малих річок в басейні, призвели й до погіршення

якості іригаційних вод. В основному, з озера скидається менше води, ніж поступає під час наповнення. В деяких випадках (2001 р., 2003 р., 2007 р., 2011 р., 2012 р.) вода взагалі не скидалася.

Для аналізу якості іригаційних вод водоймища були розраховані: хлорний і іригаційний коефіцієнти, оцінка якості води за методом М.Ф. Буданова, розглянуто класифікацію А.М. Костякова залежно від мінералізації, визначено лужну характеристику за методом Стеблера, та сольовий склад поверхневих вод суші та естуаріїв за критеріями мінералізації та за сумою іонів, проаналізовано температуру води в вегетаційний період за 2004-2012 рр.

Динаміка хлорного коефіцієнту показує відносно стійкий характер співвідношення суми іонів до Cl^- . Внутрішній розподіл коефіцієнта майже не змінюється протягом всіх розглянутих років.

Середньомісячні значення іригаційного коефіцієнту за досліджуваний період перевищують одиницю, тобто не задовольняють вимогам, які пред'являються до якості зрошувальних вод.

Вода озера Катлабух за класифікацією А.М. Костякова підпадає під 3 клас, і характеризується, як вода, що засолює ґрунт.

Розраховані величини K за Стеблером (іригаційні коефіцієнти) на протязі 2004 – 2012 рр. підпадають під категорію погані ($K < 1,2$) і не підлягають для поливу сільськогосподарських культур.

Розрахований коефіцієнт осолонцюватості за М.Ф. Будановим свідчить, що води озера Катлабух не придатні для зрошення і коливалися від мінімального значення 4,91 (січень 2006 р.) до максимального значення 30,07 (липень 2007 р.). По всіх розглянутих роках відношення іонів натрію до калію перевищує заданий коефіцієнт, одиницю.

Стосовно температури води для зрошення можна зробити висновок, що найбільш придатна температура спостерігалась навесні (від травня до червня) та восени (від вересня до жовтня).

ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ

До розділу 1

1. Директива 2007/60/ЄС Європейського Парламенту і Ради від 23 жовтня 2007 р. про оцінку і управління ризиками наводнень (Директива про наводнення) [Електронний ресурс]: <http://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/?uri=CELEX%3A32007L0060>. (Дата звернення: 15.02.2022 р.)

2. Наказ Міністерства внутрішніх справ України 17.01.2018 № 30 Про затвердження Методики попередньої оцінки ризиків затоплення / Зареєстровано в Міністерстві юстиції України 07 лютого 2018 р. за № 153/31605 // Офіційний вісник України від 20.03.2018. 2018 р., № 22, стор. 294, стаття 749, код акта 89374/2018.

3. Наказ Міністерства внутрішніх справ України 28.02.2018 № 153 Про затвердження Методики розроблення карт загроз і ризиків затоплення / Зареєстровано в Міністерстві юстиції України 22 березня 2018 р. за № 350/31802. // Офіційний вісник України від 20.04.2018. 2018 р., № 31, стор. 249, стаття 1101, код акта 89811/2018.

4. Постанова Кабінету Міністрів України від 4 квітня 2018 р. № 247 Про затвердження Порядку розроблення плану управління ризиками затоплення / Офіційний вісник України від 24.04.2018. 2018 р., № 32, стор. 29, стаття 1116, код акта 89821/2018.

5. Звіт про науково-дослідну роботу № 3/16 «Розроблення критеріїв та попередня оцінка ризиків затоплення територій у межах річкових басейнів відповідно до нормативних документів ЄС». Київ, 2018. 197 с.

6. Методики гідрографічного та водогосподарського районування території України відповідно до вимог Водної Рамкової Директиви Європейського Союзу / В.В. Гребінь, В.Б. Мокін, В.А. Сташук, В.К. Хільчевський, М.В. Яцюк, О.В. Чунарьов, Є.М. Крижановський, В.С. Бабчук, О.Є. Ярошевич. Київ: Інтерпрес ЛТД, 2013. 55 с.

7. Гребінь В.В., Мокін В.Б., Яцюк М.В., Чунарьов О.В. Нове гідрографічне та водогосподарське районування як передумова впровадження інтегрованих підходів в управління водними ресурсами за басейновим принципом // Матеріали науково-практичної конференції «Сучасний стан та перспективи розвитку управління водними ресурсами України», 10-11 жовтня 2012 р., Київ: ДІУЕВР, 2012. С.7-8.

8. Гребінь В.В., Яцюк М.В., Чунарьов О.В. Гідрографічне районування території України як передумова розробки планів інтегрованого управління річковими басейнами // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2012. Т.2 (27). С.8-16.

9. Наказ Міністерства екології та природних ресурсів України Про затвердження Меж районів річкових басейнів, суббасейнів та водогосподарських ділянок від 03.03.2017 р. № 103 / Офіційний вісник України від 21.04.2017. 2017 р., № 32, стор. 154, стаття 997, код акта 85645/2017.

10. Методичні вказівки до чергувань з дисципліни «Гідрологічні прогнози» по темі: «Керівництво роботи з автоматизованим робочим місцем гідролога-прогнозиста АРМ-гідро» для студентів IV-V курсів денної форми навчання за спеціальністю «Гідрологія»./ Шакірманова Ж.Р., Бойко В.М., Погорелова М.П., Будкіна І.Є., Арестова О.В., Одеса, ОДЕКУ, 2012. 58 с.

11. Геопортал. Водні ресурси України. Державний водний кадастр. Облік поверхневих водних об'єктів. [Електронний ресурс] : [Інтернет-портал].

12. База даних автоматизованого робочого місця моніторингу гідрометеорологічних явищ Українського гідрометеорологічного центру, 2018 р.

13. Відомча інформація про автоматизовані масиви даних надзвичайних ситуацій, пов'язаних з повеннями на період 2000-2017 рр, ДСНС України.

14. Руководство по определению гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеиздат, 1973. 111 с.

15. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 448 с.

16. Овчарук В.А., Гопченко Є.Д., Траскова А.В. Нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні річки Дністер: Монографія / Одеськ. держ-ний екол-ний ун-т. Одеса, 2017. 252 с.

17. Раффа У. Паводочные расходы различной вероятности в бассейне р.По. Международный симпозиум по паводкам и их расчетам. Т.1. Ленинград: Гидрометеиздат, 1969. С. 353-361.
18. Samie C. Estimation des débits de crues par la formule de MM / C. Samie. Mallet et Gautier. Section hydrologie et climatologie en Algerie. Rapport. – Algerie, 1962. pp. 5-7.
19. Расчеты паводочного стока. Методы расчетов на основе мирового опыта / под ред. А.А. Соколова, С.Е. Рантца, М. Роша. Ленинград : Гидрометеиздат, 1978. 303 с.
20. Бассо Е. Некоторые методы расчета паводков в тропической зоне / Е. Бассо. Материалы второго международного симпозиума по гидрологии. 1973. С.406 - 417.
21. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С., Овчарук В.А. Гідрологічні розрахунки. Одеса, ТЕС, 2014, 483 с.
22. СП 33 101-2003. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. Москва : ГОССТРОЙ РОССИИ, 2004. 72 с.
23. Гопченко Е.Д., Погорелова М.П., Гопций М.В. О недостатках структурной базы нормативного документа СНиП 2.01.14-83. Труды Международного семинара, посвященного 100-летию со дня рождения доктора технических наук, профессора Бефани Анатолия Николаевича, 26-28 марта. Москва. 2009. 94 с.
24. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины. ТЭС, Одесса, 2002, 110 с.
25. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 6. Выпуск 2. Бассейн Средние и Нижнее Поднепровье, Ленинград, 1967. 492 с.
26. Расчеты паводочного стока. Методы расчетов на основе мирового опыта / под ред. А.А. Соколова, С.Е. Рантца, М. Роша, Ленинград : Гидрометеиздат, 1978. 303 с.
27. Адаменко О.М. Про причини та можливості попередження й зниження катастрофічних наслідків регіональних паводків у західному регіоні України.

Природа Західного Полісся та прилеглих територій. - Івано-Франківськ, 2009. – Вип. 6. С. 9-16.

28. Сусідко М.М., Приймаченко Н.В. Особливості формування дошових паводків у басейні Дністра Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. Київ. 2009. С.76-79.

29. Гопченко Є.Д., Гопцій М.В. Максимальний стік дошових паводків у Передкарпатті : Монографія. ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2015. 128 с.

30. Овчарук В.А., Маргарян В.Г., Гопцій М.В., Боровська Г.О. Особливості формування максимального стоку річок гірських територій Вірменії та України в сучасних кліматичних умовах. Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2019. № 3(54). С. 51-53.

31. Гопцій М.В., Гопченко Є.Д. Про недоліки структурної бази нормативного документу СНиП 2.01.14-83. Вісник ОДЕКУ. Одеса. 2009. Вип. 8. С. 209-213.

32. Лютик П.М. Условия формирования и расчёта паводочного стока рек горной системы Карпат. Тр.УкрНИГМИ. 1983. Вып. 194. С.3-18.

33. Мокляк В.И. Расчеты весенних максимальных расходов воды (при отсутствии наблюдений). Тр. Киевск. науч.-исслед. ГМО УССР 1949. Вып. 3(4). С. 15-32.

34. Лютик П.М. Определение максимальных расходов дождевых паводков рек Карпат при отсутствии наблюдений. Тр. УкрНИГМИ. 1974. Вып. 127. С. 88-100.

35. Мустацэ Л. К вопросу определения максимальных расходов при отсутствии данных наблюдений. Метеорология и гидрология. 1979. Вып.1.С.17-24.

36. Вишневський В.І. Максимальні витрати води на річках Українських Карпат. Тр. УкрНДГМІ, 1999. Вип. 247. С. 102-113.

37. Ресурси поверхневих вод СРСР. Том 6. Україна і Молдавія. Випуск 4. Крим. Ленінград: ГМІ, 1966. 344 с.

38. Мирза К.Л., Гопченко Є.Д., Овчарук В.А. Регіональні та нормативні методики визначення максимального стоку паводків холодного періоду для річок Гірського Криму. Матеріали конференції молодих вчених Одеського державного екологічного університету (02-08 травня 2018 р.). Одеса: ТЕС. С.135-136.

39. Іващенко С.В. Катастрофічні повені, як фактор техногенної небезпеки на території Чернігівського та Новгород-Сіверського Полісся. Матеріали V Міжнародної наукової конференції молодих вчених "Екологія, неоекологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування" ХНУ ім. В.Н. Каразіна, 29- 30 листопада 2017 р. С. 50-52.

40. Іващенко С.В. Методика розрахунку максимального стоку весняного водопілля в басейні річки Десна в умовах зміни клімату. Матеріали III Міжнародної наукової конференції молодих вчених «Сучасна гідрометеорологія : актуальні проблеми та шляхи їх вирішення» ОДЕКУ, 21- 23 березня 2018р. С. 95- 97.

41. Овчарук В.А., Іващенко С.В. Практична реалізація модифікованої операторної моделі для визначення максимального стоку весняного водопілля в суббасейні р.Десни. Тези доповідей VII Всеукраїнської наукової конференції з міжнародною участю «Проблеми гідрології, гідрохімії, гідроекології», присвяченої 100-річчю від дня заснування Національної академії наук України, 13-14 листопада 2018 р., м.Київ, 2018. С. 39-40.

42. Гопченко Є.Д., О.В.Гушля. Гідрологія суші з основами водних меліорацій: навч. посібник. Київ, 1994. 296 с.

43. Рождественський А.В., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии. Ленинград: Гидрометеиздат, 1974. 424 с.

44. Соколовский Д.Л. Річний стік. Ленінград: Гідрометеоіздат, 1968. 532 с.

45. Лобода Н.С., Гопченко Е.Д. Водні ресурси України у зв'язку з кліматичними умовами. Зб. наук. пр. Укр. географ. тов.Україна: географічні проблеми сталого розвитку. 2004. С 144-146.

46. Кліматичні зміни та їх вплив на сферу економіки України: [монографія] / за ред. С.М. Степаненка, А.М. Польового, Н.С. Лобода. Одеса : Вид. „ТЕС”, 2015. 520 с.

47. Гончарова Л.Д., Серга Е.М., Школьный Є.П. Клімат і загальна циркуляція атмосфери : навч. пос. Одеса : ТЕС, 2005. 251 с.

48. Ubo С.В. Analysis and regionalization of northern European winter precipitation based on its relationship with the north atlantic oscillation. International journal of climatology. 23. 2003. P. 1185-1194.

49. Thompson D.W. and Wallace J.M. The arctic oscillation signature in winter geopotential heights and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.* 1998. Vol. 25. P. 1297-1300.

50. Кущенко Л.В., Гопцій М.В., Тодорова О.І., Прокоф'єв О.М. Гідролого-генетичний аналіз часових рядів мінімального стоку річок в зоні недостатньої водності України за сучасних кліматичних умов. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія.* 2019. №3 (54). Матеріали міжнародної науково-практичної конференції «Рельєф, клімат та поверхневі води як об'єкти природничо-географічних досліджень (до 70-річчя кафедр землезнавства та геоморфології, метеорології та кліматології, гідрології та гідроекології)», КНУ ім. Т. Шевченка 2 – 4 жовтня 2019 р.), м. Київ. С.51 – 53.

51. Кущенко Л. В., Овчарук В. А. Умови формування меженного стоку річок в зоні недостатньої водності України. *Збірник тез за матеріалами студентської конференції молодих вчених Одеського державного екологічного університету (02-08 травня 2018 р.).* Одеса: ТЕС, 2018. С. 131–132.

52. Кущенко Л. В., Овчарук В. А. Оцінка однорідності та стаціонарності часових рядів мінімального стоку в зоні недостатньої водності України. *Збірник тез за матеріалами студентської наукової конференції молодих вчених Одеського державного екологічного університету (06-10 травня 2019 р.),* ОДЕКУ, Одеса – 2019. С.156.

53. Гопцій М.В., Тодорова О.І., Кущенко Л.В., Прокоф'єв О.М. Розробка методів нормування характеристик мінімального стоку в період межені на річках Причорномор'я. Матеріали Всеукраїнської науково-практичної конференції «Річки та лимани Причорномор'я на початку ХХІ сторіччя» (17 – 18 жовтня 2019р., м. Одеса). Одеса: ТЕС, 2019. С. 34 – 36.

54. Жовнір В.В., Гребінь В.В. Аналітичний огляд досліджень мінімального стоку води. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія: Наук. збірник.* 2018. № 1 (48). С.16-24.

55. Кочерин Д.И. Низкие и наименьшие расходы воды на территории Европейской части СССР. *Труды Московского института инженеров транспорта,* 1929. Вып. XI.

56. Сибирцева Л.А. Минимальный сток и его распределение на Европейской части СССР. Исследования рек СССР, 1937. Вып. 10.
57. Шевелев М.Э. Метод расчета обеспеченных минимумов речного стока. «Метеорология и гидрология», 1937. № 8. С. 31-39.
58. Антонов Н.Д. Минимальный сток рек Европейской части СССР. «Тр. НИУ ГУГМС», серия IV, вып. 2. Ленинград, 1941. С. 65-89.
59. Чеботарьев Н.П. Теория и метод определения минимального стока. Труды Всесоюз. совещания по изучению стока, регулированию стока и зимнему режиму. Изд. АН СССР, 1954. С. 34-38.
60. Чеботарьев Н.П. Сток подземного питания. Труды ВГУ, т. XIII, 1957.
61. Чеботарьев Н.П. Учение о стоке. Изд. МГУ, 1962. 406 с.
62. Бефани А.Н. Основные положения теории стока подземных вод. «Сборник работ по гидрологии». №1. Ленинград, 1959.
63. Куделин Б.И. Об учете геологических и гидрогеологических русловий речных бассейнов при определении подземного питания рек и расчетах водного баланса. Труды Всесоюз. совещания по изучению стока, регулированию стока и зимнему режиму. Изд. АН СССР, 1954.
64. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 6. Украина и Молдавия. Выпуск 3. Бассейн Северского Донца и реки Приазовья / под. ред. М.С. Каганера. Ленинград: Гидрометеиздат, 1967. 485 с.
65. Хільчевський В.К., Ромась І.М., Ромась М.І., Гребінь В.В., Шевчук І.О., Чунарьов О.В. Гідролого-гідрохімічна характеристика мінімального стоку річок басейну Дніпра / За ред. В.К. Хільчевського. Київ: Ніка-Центр, 2007. 184 с.
66. Почаєвець О.О., Ободовський О.Г. Оцінка впливу основних гідрографічних характеристик водозборів річок басейну Тиси (в межах України) на формування мінімального стоку води. Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія: Наук. збірник. 2018. № 4 (51). С. 76-86.
67. Божок Ю.В., Лобода Н.С. Оцінка впливу посух на характеристики меженого стоку річки Савранка. Вісник Одеського державного екологічного університету: Науковий журнал. 2014. Вип. 18. С. 119-126.

68. Овчарук В. А., Кущенко Л. В. Про можливість застосування індексів посух в гідрологічних розрахунках меженного стоку зони недостатньої водності України. Тези доповідей VII Всеукраїнська наукова конференція «Проблеми гідрології, гідрохімії, гідроекології», присвячена 100-річчю від дня заснування Національної академії наук України (м. Київ, 13-14 листопада 2018 р.). Київ: Ніка-Центр, 2018. С. 72–73.

69. Valeriya Ovcharuk, Lilia Kyschenko, Olena Todorova. Scientific and methodological approaches to taking into account the influence of climate change on the minimum rivers runoff. ICRC-CORDEX 2019 International Conference On Regional Climate. Beijing, China. 14-18 Oktober. 2019. URL: http://icrc-cordex2019.cordex.org/wp-content/uploads/sites/2/2019/10/Poster_C1-1.pdf

70. Valeriya Ovcharuk, Lilia Kyschenko, Olena Todorova, Oleg Prokofiev. Minimal runoff of small rivers within sub-basin Lower Danube and Black Sea rivers basin district. Book of Abstracts XXVIII conference of the Danubian countries on hydrological forecasting and hydrological bases of water management. Kyiv, Ukraine, November 6-8, 2019. P. 26.

71. Кудров А.Г. Минимальный сток рек (основные закономерности формирования и методы расчета), изд-во ВГУ, Воронеж, 1970, 252 с.

72. Чіппінг Г. О., Лисенко К. А. Річний та мінімальний стік на території України. Київ: Академія Наук Української РСР, 1959. 146 с.

73. Ресурсы поверхностных вод СССР. Украина и Молдавия [под ред. М.С. Каганера]. Ленинград : Гидрометеиздат, 1969. Т. 6., Вып. 1.: Западная Украина и Молдавия. 884 с.

74. Малі річки України: довідник / за ред. А.В. Яцика. Київ : Урожай, 1991. 296 с.

75. Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов: Учебник. Ленинград : Гидрометеиздат, 1974. 440 с.

76. Бефани Н.Ф., Калинин Г.П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам: Учебное пособие. Ленинград : Гидрометеиздат, 1983. 390 с.

77. Руководство по гидрологическим прогнозам. Краткосрочный прогноз расхода и уровня воды на реках. Ленинград : Гидрометеиздат. Вып. 2. 1989. 246 с.
78. Лобода Н.С. Гідрологічні прогнози: Конспект лекцій. Одеса : ОДЕКУ, 2003. 138 с.
79. Шакірманова Ж.Р. Довгострокові прогнози стоку: Конспект лекцій. Одеса : ОДЕКУ, 2005. 200 с.
80. Георгиевский Ю.М., Шаночкин С.В. Гидрологические прогнозы : учебник. Санкт-Петербург : РГГМУ, 2007. 436 с.
81. Руководство по гидрологической практике. Сбор и обработка данных, анализ, прогнозирование и другие применения. Всемирная Метеорологическая Организация (ВМО - №168). Пятое изд. 1994. 844 с.
82. Bodwell, V. J., 1971: Regression analysis of non-linear catchment systems. *Water Resources Research*, Vol. 7, pp. 1118 –1125.
83. Wright, C. E., 1975: Monthly Catchment Regression Models: Thames Basin. Central Water Planning Unit, Technical Note No. 8, Reading, U.K., August, p. 32.
84. Bureau de recherches géologiques et minières, 1978: Situation hydrologique et prévision de basses eaux. Bulletin No. 5, juin 1978, Orléans, France.
85. International Association of Hydrological Sciences, 1974: Proceedings of the International Symposium on Flash Floods — Measurements and Warning. Paris, 9–12 September 1974, Publication No. 112.
86. Настанова з оперативної гідрології. Прогнози режиму вод суші. Гідрологічне забезпечення і обслуговування: керівний документ. Київ : Український гідрометеорологічний центр, 2012. 120 с.
87. Український гідрометеорологічний центр Державної служби України з надзвичайних ситуацій (УкрГМЦ). [Електронний ресурс] <https://meteo.gov.ua/> (дата звернення: 25.10.2022 р.).
88. Сусідко М.М., Лук'янець О.І. Карпати – паводко небезпечний регіон України. Комплексна басейнова система прогнозування паводків у Закарпатті: методична та технологічна база її складових. Київ, 2010. 93 с.

89. Кочелаба Е.И., Окорский В.П., Соседко М.Н. Математическое моделирование процессов формирования половодного стока на территории Полесья с учетом оттепельных явлений. Труды УкрНИГМИ. 1990. Вып.235.С.3-18.
90. Христюк Б.Ф. Краткосрочное прогнозирование уровней воды в Килийском рукаве Дуная. *Energetika*. Т.60. Nr.1. 2014. С. 69-75.
91. Beven, K.J. *Rainfall-runoff modelling*. LancasterUniversity, UK. 2012. P. 457.
92. Кучмент Л.С. Речной сток (генезис, моделирование, предвычисление). Москва: 2008. 394 с.
93. Burnash, R. J. C., Ferral, R. L. and McGuire, R. A., 1973: A Generalized Streamflow Simulation System: Conceptual Modelling for Digital Computers. National Weather Service and State of California Department of Water Resources, March.
94. Sugawara, M., Ozaki, E., Watanabe, I. and Katsuyama, S., 1974: Tank Model and its Application to Bird Creek, Wollombi Brook, Bikin River, Kitsu River, Sanaga River and Nam Mune. Research Note of the National Research Center for Disaster Prevention, Science and Technology Agency, Tokyo, Japan, June.
95. Danish Hydraulic Institute, 1985: Introduction to the SHE-European HydrologicSystem, Horsholm.
96. An introduction to the European Hydrological System-Systeme Hydrologique Europeen / M.B. Abbott,J.C., Bathurst, J.A. Cunge [et al.] // "SHE". 1 History and philosophy of a physically based distributed modelling system. *Journal of Hydrology*.1986. N 87. P. 45-59.
97. Wigmosta M.S., Vail L., Lettenmaier D.P. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain // *Water Resources Research*. 1994. Vol. 30. P. 1665-1679.
98. MIKE 11 - a Modelling System for Rivers and Channels / Short Introduction Tutorial / Version 2007, DHI Water & Environment, 15 p.
99. J. Ananda, A.K. Gosaina, R. Khosaa, R. Srinivasan. Regional scale hydrologic modeling for prediction of water balance, analysis of trends in streamflow and variations in streamflow: The case study of the Ganga River basin. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 16 (2018) 32–53.

100. T. Niedzielski, B. Mizinski, M. Kryza, P. Netzel, M. Wieczorek, M. Kasprzak, P. Migon, M. Szymanowski, J. Jeziorska, M. Witek. HydroProg: a system for hydrologic forecasting in real time based on the multimodelling approach, *Meteorology Hydrology and Water Management*, 2014, pp. 65-73.

101. L. Kuchar, S. Iwański, L. Jelonek, W. Szalinska. A modeling framework to assess the impact of climate change on river runoff, *Meteorology Hydrology and Water Management*, 2014, Vol. 2. Issue 2, pp. 49-65.

102. H. Zhenga, F. H.S. Chiewa, S. Charlesb, G. Podgera. Future climate and runoff projections across South Asia from CMIP5 global climate models and hydrological modelling. *Journal of Hydrology: Regional Studies* 18 (2018) 92–109.

103. G. Lindström. Development and test of the distributed HBV-96 hydrological model. December 1997. *Journal of Hydrology* 201(1-4):272-288. DOI: 10.1016/S0022-1694(97)00041-3.

104. J. Kriauciuniene, D. Jakimavicius, D. Sarauskiene, T. Kaliatka. Estimation of uncertainty sources in the projections of Lithuanian river runoff. *Stoch Environ Res Risk Assess* (2013) 27:769–784 DOI 10.1007/s00477-012-0608-7.

105. Smith, P.J., Pappenberger, F., Wetterhall, F., Thielen Del Pozo, J., Krzeminski, B., Salamon, P., Muraro, D., Kalas, M., Baugh, C. (2016) On the Operational Implementation of the European Flood Awareness System (EFAS), *Flood Forecasting: A Global Perspective*, pp. 313-348.

106. Wetterhall, F., Di Giuseppe, F. (2018). The benefit of seamless forecasts for hydrological predictions over Europe, *Hydrology and Earth System Sciences*, 22 (6), pp. 3409-3420.

107. Thielen J., Bartholmes J., Ramos M.-H. & de Roo A. The European Flood Alert System - Part 1: Concept and development, *Hydrology and Earth System Sciences*, 2009, Vol. 13, P. 125-140.

108. Ntelekos A.A., Georgakakos K.P. & Krajewski W.F. On the uncertainties of flash flood guidance: Toward probabilistic forecasting of flash floods // *Journal of Hydrometeorology*. 2006. Vol. 7(5). P. 896–915.

109. Сусідко М.М. Математичне моделювання процесів формування стоку як основа прогностичних систем. Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. Науковий Збірник Київського національного університету ім.Тараса Шевченка. Том 1. 2000.С.32-40.

110. Соседко М.М., Будак І.В., Лук'янець О.І. Комплекс «Довготермінове прогнозування весняного стоку (призначення, структура та функції складових)». Рукопис УкрНДГМІ. Київ, 1997. 14 с.

111. Кочелаба Є.І., Окорський В.П., Соседко М.Н. Оценка динамики промерзания и оттаивания почвы в Полесских районах по метеорологическим данным. Труды УкрНИГМИ. 1990. Вип. 235. С. 18-26.

112. На засадах математичного моделювання процесів формування весняного стоку з урахуванням ландшафтних умов розробити систему його прогнозування в басейні Західного Бугу. Звіт про НДР (заключний) УкрНДГМІ 2000 р. Наук. Керівник Сусідко М.М. № ДР 0100U003509.

113. Модернізація систем прогнозування стоку під час повеней і паводків у басейнах річок Карпатського регіону, Прип'яті, Десни та Дунаю. Звіт про науково-дослідну роботу (тема 5/12) (заключний) УкрНДГМІ 2014 р. Керівник В.І. Осадчий № ДР0112U004678.

114. Рубцов І.Г. Условия формирования и метод расчета стока половодья в открытом бассейне. Труды УкрНИГМИ. 1970. Выпуск 88. С.25-41.

115. Разработать методику расчета и прогноза дождевого и талого стока на территории Киевского Полесья: отчет о НИР (заключительный) УкрНДГМІ: Научный руководитель Соседко М.Н. №ГР 01870026055; ИНВ № 02890027518. Киев, 1988. 78 с.

116. Разработать метод долгосрочного прогноза весеннего стока рек бассейна Верхнего Днестра, формирующих приток в Киевское и Каневское водохранилище: Отчет в НИР (заключительный) УкрНДГМІ: Научный руководитель Кочелаба Е.И. №ГР 01860106318; ИНВ № 02890042267. Киев, 1988. 110 с.

117. Гопченко Е.Д., Шакирзанова Ж.Р. Территориальное долгосрочное прогнозирование максимальных расходов воды весеннего половодья: Учебное пособие. Киев: КНТ, 2005. 240 с.

118. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакірманова Ж.Р. Розрахунки та довгострокові прогнози характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять: монографія. Одеса: Екологія, 2011. 336 с.

119. Шакірманова Ж.Р. Довгострокове прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок та естуарії в території України. Одеса: ФОП Бондаренко М.О., 2015. 252 с.

120. Zhannetta Shakirzanova, Anhelina Dokus. Chapter 17 - Territorial long-term forecasting of hydrological characteristics of spring floods of lowland rivers, Editor(s): Sughosh Madhav, Shyam Kanhaiya, Arun Srivastav, Virendra Singh, Pardeep Singh, Ecological Significance of River Ecosystems, Elsevier, 2022, Pages 325-350, ISBN 9780323850452, <https://doi.org/10.1016/B978-0-323-85045-2.00020-0> <https://www.elsevier.com/books/ecological-significance-of-river-ecosystems/madhav/978-0-323-85045-2>

121. Шакірманова Ж.Р., Докус А.О., Сербова З.Ф., Швець Н.М. Комплексний метод довгострокового прогнозування гідрологічних характеристик весняного водопілля річок : Проблеми гідрології, гідрохімії, гідроекології : монографія / за ред. В.І. Осадчого та ін. Київ: Ніка-Центр, 2019. С.58–74. ISBN 978-966-7067-39-7

122. Шакірманова Ж.Р., Докус А.О. Довгострокове прогнозування характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг: монографія / Одеса: ФОП Бондаренко М. О., 2021. 244 с. ISBN 978-617-8005-42-9.

123. Факторный, дискриминантный и кластерный анализ. Пер. с англ. / Дж.-О. Ким, Ч.У. Мьюллер, У.Р. Клекка и др. Финансы и статистика, 1989, 215 с.

124. Лобода Н.С. Методи статистичного аналізу у гідрологічних розрахунках і прогнозах: навч. посіб. Одеса: Екологія, 2010. 184 с.

125. Докус А. О., Шакірманова Ж. Р. Районування басейну річки Південний Буг за умовами формування весняного водопілля річок. Людина та довкілля. Проблеми неоекології. 2021. Вип 36. С.8-21. <https://doi.org/10.26565/1992-4224-2021-36-01>.

126. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины: [монография]. Одесса: ТЭС, 2002. 110 с.

127. Докус А.О., Овчарук В. А., Шакірзанова Ж. Р. Використання операторної моделі для визначення середньобагаторічних величин максимальних витрат води весняного (на прикладі річки Південний Буг). Український гідрометеорологічний журнал, 2019, № 24. С. 49-63. doi: 10.31481/uhmj.24.2019.05.

128. Докус А.О., Шакірзанова Ж.Р., Швець Н.М. Методика просторового прогнозування строків початку та проходження максимальних витрат води весняних водопіль. / Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2019. № 4(55). С. 8-22.

129. Великанов М.А. Гидрология суши. Ленинград: Гидрометеиздат, 1948. 530 с.

130. Нежиховский Р.А. Гидрологические расчеты и прогнозы при эксплуатации водохранилищ. Ленинград: Гидрометеиздат, 1976. 191 с.

131. Гушля А.В., Мезенцев В.С. Воднобалансовые исследования. Киев: Вища школа. Головное изд-во, 1982. 229 с.

132. Вуглинский В.С. Водные ресурсы и водный баланс крупных водохранилищ СССР. Ленинград: Гидрометеиздат, 1991. 224 с.

133. Михайлов В.Н., Добровольский А.Д. Общая Гидрология: Учеб. Для геогр. спец. Вузов. Москва: Высш. шк., 1991. 368 с.

134. Гопченко Є.Д, Гушля О.В. Гідрологія суші з основами водних меліорацій: Навч. Посібник. Київ: ІСЛЮ, 1994. 296 с.

135. Литовченко О.Ф. Інженерна гідрологія та регулювання стоку: Підручник. Київ: Вища школа. 1999. 360 с.

136. Тимченко В.М. Экологическая гидрология водоемов. Проект «Наукова книга», Киев: Наукова думка, 2006. 382 с.

137. Актуальні проблеми лиманів північно-західного Причорномор'я: Колективна монографія/ за ред. Ю.С. Тучковенка, Є.Д. Гопченка. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 2011. 223 с.

138. Водні ресурси та гідроекологічний стан Тилігульського лиману: Монографія/ за ред. Ю.С. Тучковенка, Н.С. Лободи. Одеський державний екологічний університет, Одеса: ТЕС, 2014. 278 с.

139. Водний режим та гідроекологічні характеристики Куяльницького лиману: Монографія/ за ред. Н.С. Лободи, Є.Д. Гопченка; Одеський державний екологічний університет. Одеса: ТЕС, 2016. 332 с.

140. 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.

141. Водний і сольовий режими озера Китай: монографія/ Медведєва Ю.С., Гопченко Є.Д., Шакірзанова Ж.Р.; ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2018. 136 с.

142. A. V. Frolov, T. Yu. Vyrychalkina, and S. G. Sarkisyan, [Modeling Water and Salt Balance of Bol'shoe Yashaltinskoe Lake](#), Water Resources, 2018, Vol. 45, No. 3, pp. 318–325.

143. Yusufjiang Rusuli, Lanhai Li, Sajjad Ahmad, Xin Zhao, [Dynamics model to simulate water and salt balance of Bosten Lake in Xinjiang, China](#), Environmental Earth Sciences, 2015. pp. 2499–2510.

144. J. Nossent, W. De Brabanter, and W. Bauwens, [Analysis of the water balance of Lake Victoria](#), Vrije Universiteit Brussel, Hydrology and Hydraulic Engineering, Brussels, Belgium, Geophysical Research Abstracts, Vol. 11, EGU2009-9905, 2009, EGU General Assembly 2009.

145. Aldo I. Ramírez, Javier Aparicio Alfredo Ocón, Roberto Mejía-Zermeño Álvaro A. Aldama, Water balance of Chapala lake, Mexico, Ingeniería hidráulica en México, vol. XXI, núm. 1, pp. 5-16, enero-marzo de 2006.

146. J. R. Okongu, S. M. Sewagudde R. J. Mngodo, F. D. Sangale, F. L. Mwanuzi and R. E. Hecky Water balance of Lake Victoria, Lake Victoria Environmental Management Project, 2018. pp. 25-41.

147. Mahmoud M. A. Elgamal, Kassem S. El-Alfy, Mohamed G. M. Abdallah, Fahmy S. Abdelhaleem and Ahmad M. S. Elhamrawy, [Restoring Water and Salt Balance of Qarun Lake, Favoum, Mansoura University Faculty of Engineering Mansoura Engineering Journal, Egypt - 2017](#), vol.42. pp.1-13.

148. James L. Bischoff, Isabel Israde-Alcantara, Victor H. Garduno-Monroy, Wayne C. Shanks III, [The springs of Lake Pátzcuaro: Chemistry, salt-balance, and](#)

[implications for the water balance of the lake](#) / Applied Geochemistry 19 (2004). pp. 1827–1835.

149. Izabela Chlost, Water balance of Lake Gardno, Department of Hydrology, Institute of Geography, University of Gdańsk, Bażyńskiego 4, 80-309 Gdańsk, Limnol. Rev., Poland, (2019) 19, 1: pp.15–23.

150. Шакірзанова Ж.Р., Романова Є.О. Водний і сольовий режими озера Катлабух : монографія. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 2021. 336 с. ISBN 978-966-186-167-0.

151. Міхалева С., Столярчук П. Значення екологічної оцінки водних ресурсів та порівняльний аналіз водного законодавства України та Європейського союзу Вимірювальна техніка та метрологія, № 65, 2005 р. С.172-178. <http://ena.lp.edu.ua>

152. Черкашина М. К. Правова політика Європейського Союзу у сфері охорони та раціонального використання вод. Проблеми законності. 2017. Вип. 138. С.109-117.

153. Directive 2006/118/EC of the European Parliament and of the Council of 12 December 2006 on the protection of groundwater against pollution and deterioration. URL: <http://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/?uri=celex:32006L0118>.

154. Council Directive 98/83/EC of 3 November 1998 on the quality of water intended for human consumption. URL: <http://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/?uri=CELEX:31998L0083>.

155. Directive 2008/105/EC of the European Parliament and of the Council of 16 December 2008 on environmental quality standards in the field of water policy, amending and subsequently repealing Council Directives 82/176/EEC, 83/513/EEC, 84/156/EEC, 84/491/EEC, 86/280/EEC and amending Directive 2000/60/EC of the European Parliament and of the Council. URL: <http://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/?uri=celex:32008L0105>.

156. Council Directive 91/271/EEC of 21 May 1991 concerning urban waste-water treatment. URL: [http://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/?uri=celex %3A31991L0271](http://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/?uri=celex%3A31991L0271).

157. Danuta Lipinska European Union Water Policy: Key Issues and Challenges Comparative Economic Research. The Journal of University of Lods. URL: <https://www.degruyter.com/>

158. Н.М. Осадча, Н.С. Клебанова, В.І. Осадчий, Ю.Б. Набиванець. Адаптація системи моніторингу поверхневих вод Державної гідрометеорологічної служби МНС України до положень Водної рамкової директиви ЄС Наук. праці УкрНДГМІ, 2008, Вип. 257. С.146-161.

159. Інтегроване управління водними ресурсами в країнах ЄС та Водна Рамкова Директива Європейського Союзу. <http://carpaty.net/?p=6956&lang=uk>.

160. Романенко В.Д., Жукинський В.М., Оксіюк О.П. та ін. Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями. Київ : Символ-Т, 1998. 28 с. 435.

161. Директива 2000/60/ЄС Європейського Парламенту і Ради "Про встановлення рамок діяльності Співтовариства в галузі водної політики" від 23 жовтня 2000 року (Карти) https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/en/994_962.

162. Сніжко С.І. Оцінка та прогнозування якості природних вод. Київ : Ніка-Центр, 2001. 262 с.

163. С.М. Юрасов, Т.А. Сафранов, А.В. Чугай. Оцінка якості природних вод: навч. пос. Одеса : Екологія, 2012. 168 с.

164. Хільчевський В.К., Осадчий В.І., Курило С.М. Основи гідрохімії: підручник. Київ: Ніка-Центр, 2012. 312 с.

165. Временные методические указания по комплексной оценке качества поверхностных вод по гидрохимическим показателям. № 250-1163. Москва. 1986. 28 с.

166. Швебс Г.І., Єгошин М.І. Каталог річок і водойм України/ навчально-довідковий посібник. Одеса: «Астропринт», 2003. 392 с.

167. Мороков В.В. Природно-экономические основы регионального планирования охраны рек от загрязнения. Ленинград : Гидрометеоздат, 1987. 297 с.

168. Никаноров А.М. Гидрохимия: Учебник.- Санкт-Петербург: Гидрометеоздат, 2001. 444 с.

До розділу 2

1. Електронний ресурс <https://sd4ua.org/golovni-temi-stalogo-rozvitku/vodni-resursi/> (Дата звернення: 23.01.2022 р.).
2. Овчарук В.А, Кущенко Л.В., Прокоф'єв О.М., Гопцій М.В, Андреевська Г.М. Мінімальний та екологічний стік річок в зоні недостатньої водності України. Екологічні науки. 2021. Вип. 2 (35). С. 30-36. DOI <https://doi.org/10.32846/2306-9716/2021.eco.2-35.5>.
3. Атлас України / кер. проекту Л. Г. Руденко, В. С. Чабанюк, А. І. Бочковська / Інститут географії Національної академії наук України і Товариство з обмеженою відповідальністю «Інтелектуальні системи ГЕО», Інтелектуальні Системи ГЕО, 1999-2000. UPL: <http://www.isgeo.kiev.ua>.
4. Овчарук В.А., Кущенко Л.В. Просторово-часовий аналіз меженного стоку річок зони недостатньої водності України. Actual problems of natural sciences: modern scientific discussions: Collective monograph. Riga, Latvia : “Baltija Publishing”, 2020. P. 223-240. doi.org/10.30525/978-9934-26-025-4-11.
5. Кущенко Л. В., Овчарук В. А. Умови формування меженного стоку річок в зоні недостатньої водності України: матеріали конференції молодих вчених ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2018. С. 131–132.
6. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т.6. Украина и Молдавия. Вып.1. Западная Украина и Молдавия / под ред. М.С. Каганера. Ленинград: Гидрометеиздат, 1969. 884 с.
7. Кущенко Л.В., Гопцій М.В., Тодорова О.І., Прокоф'єв О.М. Гідролого-генетичний аналіз часових рядів мінімального стоку річок в зоні недостатньої водності України за сучасних кліматичних умов // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2019. – №3(54). 51 – 53 с.
8. Чеботарев А.И. Гидрологический словарь. Ленинград: Гидрометеиздат, 1964. 221 с.

9. Водна Рамкова Директива ЄС 2000/60/ЄС. Основні терміни та їх визначення Київ, 2006. 240 с.
10. Кущенко Л.В., Овчарук В.А. Порівняльний аналіз статистичних характеристик мінімального стоку річок в зоні недостатньої водності України // Матеріали ХІХ наукової конференції молодих вчених Одеського державного екологічного університету (25-29 травня 2020 р.). Одеса: ОДЕКУ. 2020. 121-122 с.
11. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 447с
12. Кущенко Л.В. Нормування меженного стоку на річках Півдня України. Другий Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд: тези доповідей. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 7-9 жовтня 2021 року. С. 69-70.
13. Кущенко Л.В. Визначення характеристик маловоддя на півдні України. Матеріали V-го Всеукраїнського пленеру з питань природничих наук, 1-2 липня 2021 р. Одеса: ОДЕКУ, 2021. С. 44-46.
14. Дубинина В. Г. Методические основы экологического нормирования безвозвратного изъятия речного стока и установления экологического стока (попуска). Москва: Экономика и информатика, 2001. 118 с.
15. Яцик А.В., Пашенюк І.А., Гопчак І.В., Басюк Т.О. Визначення екологічно допустимих об'ємів відбору води з малих річок. Вісник аграрної науки. 2019, №3 (792). С. 57–62.
16. Коренева И. Б., Христофоров А. В. Об оценке минимального экологического стока воды в реках. Вестник Московского университета. Серия географическая. 1993. № 1. С. 77–83.
17. Иофин З.К. Экологическая обоснованность остаточного минимального расхода воды. Фундаментальные проблемы изучения и использования воды и водных ресурсов: материалы научной конференции. Иркутск, 2005. С. 80–83.
18. Иофин З.К. Экологически допустимые изъятия речного стока. Экстремальные гидрологические события в Арало-Каспийском регионе: труды международной научной конференции (Москва, 19-20 октября 2006 г.). Москва, 2006. С. 252–254.

19. Владимиров А.М. Минимальный сток рек СССР. Ленинград: Гидрометеорологическое издательство, 1970. 212 с.
20. Valeriya Ovcharuk, Eugene Gopchenko, Nataliya Kichuk, Zhannetta Shakirzanova, Liliia Kushchenko and Mariia Myroschnichenko. Extreme hydrological phenomena in the forest steppe and steppe zones of Ukraine under the climate change / Published by Copernicus Publications on behalf of the International Association of Hydrological Sciences. IAHS, 383, 229–235, 2020. <https://doi.org/10.5194/piahs-383-229-2020>.
21. Кущенко Л. В., здобувач, наук. кер.: Овчарук В.А., д-р. геогр. наук, доц. Обґрунтування розрахункових параметрів мінімального стоку річок зони недостатньої водності України при недостатності або відсутності гідрологічної інформації. Матеріали XXI наукової конференції молодих вчених Одеського державного екологічного університету 23-31 травня, ОДЕКУ, Одеса. 2022. С.89-90.
22. Кущенко Л. В., Боровська Г. О., Овчарук В. А. Бездошові періоди в сучасних кліматичних умовах як фактор меженного стоку на річках Півдня України // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія, 2022. № 1(63). С. 60-70. DOI: <https://doi.org/10.17721/2306-5680.2022.1.6>.
23. Кущенко Л.В. Визначення екологічних витрат та дефіцитів водності на річках півдня України // Матеріали XIX наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 26-30 квітня. Одеса: ОДЕКУ. 2021. С. 77-78.
24. Положення про порядок оцінки та інформування про маловоддя (гідрологічну посуху) на водних об'єктах суші України. Київ: Український гідрометеорологічний центр, 2020. 13 с.

До розділу 3

1. Овчарук В.А., Гопченко Є.Д. Модифікований варіант операторної моделі формування максимального стоку рівнинних річок України в умовах змін клімату

: Проблеми гідрології, гідрохімії, гідроекології : монографія /за ред. В.І. Осадчого та ін. Київ: Ніка-Центр, 2019. С.75 – 89.

2. Овчарук В.А. Максимальний стік весняного водопілля рівнинних річок України: монографія. Одеса: Видавничий дім «Гельветика», 2020. 300с.

3. Modelling of land surface waters: Notes of lectures for students of courses for further training and retraining of specialists. ShakirzanovaZh.R., Gopchenko E.D., OvcharukV.A., KichukN.S.; Odessa: TES, 2018. 112 p.

4. Екстремальні гідрологічні явища: паводки і посухи на території гірських регіонів України / за ред. Гопченка Є.Д.: монографія. Одеса: ТЕС, 2018. 324 с.

5. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград : Гидрометеиздат, 1984. 448 с.

6. Martyniuk M., Ovcharuk V. Study of the influence of zonal and azonal factors on the maximum floods runoff in the Vistula basin (within Ukraine). Earth system changes and Baltic Sea coasts. 3 rd Baltic Earth Conference, Jastarnia, Hel Peninsula, Poland, 1-5 June 2020. International Baltic Earth Secretariat Publication No. 18, June 2020. p.76. 2198-4247.

7. Мартинюк М.О. Визначення характеристик максимального стоку рідкісної ймовірності перевищення в басейні р. Вісла в межах України // Екологія, неоекологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування: Мат. VIII Міжнародної наукової конференції молодих вчених (26-27 листопада 2020 р., м. Харків). 2020. С. – 229-231.

8. Martyniuk Maksym, Valeriya Ovcharuk . Application The Space Techniques To Measure The Area Forestation And Wetlands At The Basin Of The Vistula Within Ukraine. Virtual 4th Hydrospace-GEOGloWS 2021 (7-11 June 2021) <https://next.brella.io/events/Hydro2021/sponsors/51153>.

9. Maksym Martyniuk, Valeriya Ovcharuk. The modern method for calculating the maximum river runoff on the Vistula River Basin within Ukraine. INTENSE Open Science Conference: Abstract Book. Online/Tartu, Estonia, 5-7 October 2021. P. 21-22.

10. Мартинюк М.О. Визначення та узагальнення граничних модулів схилового припливу підчас паводків та водопіль в басейні р.Вісла // Матеріали ХІХ наукової конференції молодих вчених ОДЕКУ, 26-30 квітня. Одеса: ОДЕКУ. 2021. С. 79-83.

11. Мартинюк М. О., асп. 3-го року навч., наук. кер.: Овчарук В.А., д-р. геогр. наук, доц. Регіональна методика визначення стоку весняних водопіль і дощових паводків річок басейну вісли в межах України. Матеріали ХХІ наукової конференції молодих вчених Одеського державного екологічного університету 23-31 травня, ОДЕКУ, Одеса. 2022. С.95-96.

12. Овчарук В.А., Мартинюк М.О. Застосування операторної моделі для визначення максимальних модулів стоку весняних водопіль і дощових паводків річок басейну Вісли в межах України. Людина та довкілля. Проблеми неоекології. 2021. Вип 36. С.22-33. <https://doi.org/10.26565/1992-4224-2021-36-02>

13. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 6: Украина и Молдавия. Вып. 1: Западная Украина и Молдавия : монография [под ред. М.С.Каганера]. Ленинград: Гидрометеиздат, 1969. 884 с.

14. Гопченко Є.Д., Гопцій М.В. Максимальний стік дощових паводків у Передкарпатті: монографія / Одеськ. держ-ний екол-ний ун-т. Одеса: ТЕС, 2015. 128 с.

15. Водний кодекс України. Відомості Верховної Ради України. 1995. №24, ст.189. <https://zakon.rada.gov.ua/laws/show/213/95-%D0%B2%D1%80#Text>

16. Водна Рамкова Директива ЄС 2000/60/ЄС. Основні терміни та їх визначення: вид. офіційне. Київ : Твій формат, 2006. 240 с.

17. Руководство по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград : Гидрометеиздат, 1973. 111 с.

18. Горбачова Л.О., Бібик В.В. Часова однорідність характеристик водного стоку в басейні річки Боржава. Наук. праці УкрНДГМІ. 2012. Вип.262. С.177-188.

19. Горбачова Л.О. Методичні підходи щодо оцінки стаціонарності і однорідності гідрологічних рядів спостережень. Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2014. Т.1. С. 22-31.

20. Рождественский А.В., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии. Ленинград : Гидрометеиздат, 1974. 424 с.

21. Маргарян В.Г., Овчарук В.А., Гопцій М.В., Боровская Г.А. Сравнительный анализ и оценка многолетних колебаний максимального стока рек горных территорий Армении и Украины в условиях глобальных изменений климата / Устойчивое развитие горных территорий. 2020. Т.12. №1(43). С. 61-75.

22. Онищенко Э., Гопцій М., Гайдамака А. Анализ многолетних колебаний водности и внутригодовое распределение стока рек бассейна Днестра // Материалы Международной конференции «Евроинтеграция и управление бассейном Днестра» Кишинев : Есо-TIRAS, 8-9 октября 2020 г. С.226-230.

23. Є. Гопченко, В. Овчарук, Ж. Шакірзанова, М. Гопцій, А. Траскова, Н. Швець, З. Сербова, О. Тодорова Моделювання екстремально високих паводків на прикладі гірських регіонів України / Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. 2018. Вип. 3(82). С. 6-15.

24. Valeriya OVCHARUK, Maryna GOPTSIY. Study of trends in the time series of maximum water discharges in the Tisza basin rivers within Ukraine / Acta Hydrologica Slovaca, Volume 23, No. 1, 2022, P. 33–42.

25. Є.Д. Гопченко, В.А. Овчарук, М.В. Гопцій, О.І. Тодорова Статистичні параметри часових рядів максимального стоку весняного водопілля в басейні Дніпра в умовах мінливості клімату. Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2018. Т. 4 (51). С. 47-55.

26. Ж.Р. Шакірзанова, В.М. Бойко, М.В. Гопцій, О.І. Тодорова, А.О. Докус, З.Ф. Сербова, Н.М. Швець. Метод прогностичної оцінки характеристик максимального стоку річок басейну Дніпра у весняний період року. Український гідрометеорологічний журнал. 2018. Т. 22. С. 80-99

27. Кущенко Л.В., Гопцій М.В., Тодорова О.І., Прокоф'єв О.М. Гідролого-генетичний аналіз часових рядів мінімального стоку річок в зоні недостатньої водності України за сучасних кліматичних умов. Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2019. №3(54). С.51 – 52.

28. Овчарук В.А., Гопченко Є.Д., Гопцій М.В., Тодорова О.І. Методика розрахунку максимального стоку весняного водопілля в районі басейну Дніпра з урахуванням впливу змін клімату. Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2019. № 3. С. 69-71.

29. Овчарук В.А., Маргарян В.Г., Гопцій М.В., Боровська Г.А. Особливості формування максимального стоку річок гірських територій Вірменії та України в сучасних кліматичних умовах. Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2019. №3(54). С.73–74.

30. Овчарук В.А., Кущенко Л.В., Прокоф'єв О.М., Гопцій М.В., Андрєєвська Г.М. Мінімальний та екологічний стік річок в зоні недостатньої водності України. Екологічні науки. 2021. № 2(35). С. 30-36.

31. Гопцій М.В., Овчарук В.А., Кущенко Л.В., Прокоф'єв О.М., Гоян Ю.О. Мінімальний водний стік району басейну річок Приазов'я в періоди літньо-осінньої та зимової межени. Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2021. Т.2 (60). С. 18-26.

32. Марина Гопцій, Олена Тодорова. Дослідження річного стоку в басейні р. Горинь та просторове узагальнення його величини по території // Міжнародна науково-практична конференція «Геологічне, гідрологічне та біологічне різноманіття Полісся». Рівне, 2020 <https://polissyaconf2020.com/>.

33. Maryna Goptsiy, Valeriya Ovcharuk Assessment of the current state of water resources in Transcarpathia //II International scientific conference landscape dimensions of sustainable development : science cartogis Planning governance, 2022 P.174-175.

До розділу 4

1. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. – Ленинград : Гидрометеиздат, 1983. 448 с.

2. Гопченко Є.Д Овчарук В.А., Лобода Н.С Гідрологічні Розрахунки. Одеса:ТЕС, 2014. 483 с.

3. Гопченко Е.Д., Гушля А.В. Гидрология с основами мелиорации - Ленинград : Гидрометеиздат, 1989г. 303 с.

4.Бурлуцька М.Е., Романчук М.Є., Колесник А.В. Мінливість у часових рядах річного стоку (на прикладі басейну р. Десна) VIII Международная научно-практическая конференция «MODERN SCIENCES : POBLEM SANDIN NOVATIONS» направление «Географические науки»» ISBN 978-91-87224-07-2, UDC 001.1, Стокгольм, Швеция 18-20 октября, 2020 С. 145-149.

5.Рожественський А.В., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии. - Л. : Гидрометеиздат, 1974. 424 с.

До розділу 5

1. Ресурсы поверхностных вод СССР. Описание рек и озер и расчеты основных характеристик их режима. Том 6. «Украина и Молдавия», вып. 1, Западная Украина и Молдавия (без бассейна р. Днестр) / Под ред. М.С. Каганера. Ленинград, Гидрометеиздат, 1978. 491 с.

2. Методики гідрографічного та водогосподарського районування території України відповідно до вимог Водної Рамкової Директиви Європейського Союзу / В.В.Гребінь, В.Б.Мокін, В.А.Сташук, В.К.Хільчевський, М.В.Яцюк, О.В.Чунар'юв, Є.М.Крижановський, В.С.Бабчук, О.Є.Ярошевич Київ: Інтерпрес ЛТД, 2013. 55 с.

3. Наказ Міністерства екології та природних ресурсів України Про затвердження Меж районів річкових басейнів, суббасейнів та водогосподарських ділянок від 03.03.2017 р. № 103 / Офіційний вісник України від 21.04.2017. 2017 р., № 32, стор. 154, стаття 997, код акта 85645/2017.

4. Вишневський В. І. Косовець О. О. Гідрологічні характеристики річок України. Київ: Ніка-Центр, 2003. 324 с

5. Швебс Г.І., Ігошин М.І. / Каталог річок і водойм України: Навчально-довідковий посібник. Одеса: Астропринт, 2003. 392 с.

6. Атлас України / кер. проекту Л.Г. Руденко, В.С. Чабанюк, А.І. Бочковська / Інститут географії Національної академії наук України і Товариство з обмеженою

відповідальністю «Інтелектуальні системи ГЕО», 1999–2000. URL: <http://www.isgeo.kiev.ua> (Дата звернення: 21.01.2022 р.).

7. Клімат України / За ред. В.М.Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. Київ: Вид-но Раєвського, 2003. 343 с.

8. Кліматичний кадастр України (6ч.). Державна гідрометеорологічна служба. Київ: 2006, електронний ресурс. URL: climate_cgo@inbox.ru (Дата звернення: 21.01.2022 р.).

9. Агрокліматичний довідник по території України / за редакцією: Т.І.Адаменко, М.І.Кульбіді, А.Л.Прокопенка. Кам'янець-Подільський: ПП Галагодза Р.С., 2011. 108 с.

10. Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ландшафтно-гідрологічний аналіз). Київ: Ніка-Центр, 2010. 316 с.

11. Державний водний кадастр. Багаторічні дані про режим та ресурсиповверхневих вод суші (за 2011-2015 рр. та весь період спостережень). Частина 1. Річки. Випуск 1. Басейни Західного Бугу, Дунаю, Дністра, Південного Бугу. Довідкове видання. Київ, 2017. 465 с.

12. Шакірманова Ж.Р. Довгострокові гідрологічні прогнози: Конспект лекцій. Одеса: Вид-во ТЕС, 2010. 154 с.

13. Шакірманова Ж.Р., Бурлуцька М.Е. Гідрологічні розрахунки і прогнози: Конспект лекцій. Одеса: Вид. ТЕС, 2017. 156 с.

14. Бойко В.М., Кульбіда М.І., Адаменко Т.І. Використання геоінформаційних технологій в оперативній гідрометеорології. Гідрологія, гідрохімія, гідроекологія. 2010. Вип.18. С.25-30.

15. Гідрометеорологічний центр Чорного та Азовського морів. URL: <http://www.hmcbas.od.ua> (дата звернення: 15.05.2022).

16. Настанова з оперативної гідрології. Прогнози режиму вод суші. Гідрологічне забезпечення і обслуговування. Керівний документ. Київ: Український гідрометеорологічний центр, 2012. 120 с.

17. Оцінювання якості методики та точності (справджуваності) прогнозів режиму поверхневих вод суші / Керівний документ. Київ: Український гідрометеорологічний центр, 2015. 70 с.

18. Шакірзанова Ж.Р., Овчарук В.А., Докус А.О., Кущенко Л.В., Тимко О.С. Ймовірно-прогностичний метод для визначення меженних витрат води річок Південного Бугу, Причорномор'я та Нижнього Дніпра. Вісник Харківського національного університету імені В.Н. Каразіна, серія «Геологія. Географія. Екологія». Вип.54. 2022. С. – до друку.

19. Погорелова М.П. Методика прогнозування витрат води літньо-осіннього періоду в басейні Південний Буг. Матеріали всеукраїнської науково-практичної конференції «Річки та лимани Причорномор'я на початку ХХІ сторіччя». Одеса: Тес, 2019. С. 163.

20. Шакірзанова Ж. Р., Погорелова М.П., Мостій А.С., Блага А.О., Стратійчук О.В. Методика прогнозування сезонного меженного стоку річок Півдня України для забезпечення сталого водокористування. Другий Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд: тези доповідей. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 7-9 жовтня 2021 року. С. 109-110.

21. Блага А. Методика прогнозування меженного стоку в умовах антропогенної зарегульованості річки Південний Буг. Екологія, неоекологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування: Мат. ІХ Міжнародної наукової конференції молодих вчених (25-26 листопада 2021 р., м. Харків). 2021. С.19-21.

22. Блага А. О. Прогностична методика для визначення меженних витрат води в басейні р. Південний Буг. Матеріали ХХІ наукової конференції молодих вчених Одеського державного екологічного університету 23-31 травня, ОДЕКУ, Одеса. 2022. С.75-76.

23. Тимко О.С., Блага А.О. Територіальна методика прогнозування меженного стоку річок Південного Бугу, Причорномор'я та Нижнього Дніпра. Матеріали VI-го Всеукраїнського пленеру з питань природничих наук. 25-26 червня. Одеса. 2022. С. 81-84.

24. Тимко О.С. Методика визначення ймовірнісних характеристик при прогнозуванні меженних витрат води річок півдня України. Матеріали XXI наукової конференції молодих вчених Одеського державного екологічного університету 23-31 травня, ОДЕКУ, Одеса. 2022. С.93-94.

25. Шакірманова Ж.Р., Докус А.О. Довгострокове прогнозування характеристик весняного водопілля в басейні р. Південний Буг: монографія / Одеський державний екологічний університет. Одеса: ФОП Бондаренко М.О., 2021. 244 с.

26. Докус А. О., Шакірманова Ж. Р. Районування басейну річки Південний Буг за умовами формування весняного водопілля річок. Людина та довкілля. Проблеми неоекології. 2021. Вип 36. С.8-21. <https://doi.org/10.26565/1992-4224-2021-36-01>.

27. Zhannetta Shakirzanova, Angelina Dokus. Development of tools for forecasting of maximum spring runoff to the black sea estuaries required for decision-making. Socio-ecological resilience across Eurasia innovation for sustainability transition. INTENSE Open Science Conference: Abstract Book. Online/Tartu, Estonia, 5-7 October 2021. P.27-28.

28. Докус А.О., Шакірманова Ж.Р. Методика довгострокового прогнозування екстремальних характеристик весняного водопілля на річках басейну Південного Бугу та річок Причорномор'я. Другий Всеукраїнський гідрометеорологічний з'їзд: тези доповідей. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 7-9 жовтня 2021 року. С. 59-60.

29. Державний водний кадастр. Багаторічні дані про режим та ресурси поверхневих вод суші (за 2011-2015 рр. та весь період спостережень). Частина 1. Річки. Випуск 1. Басейни Західного Бугу, Дунаю, Дністра, Південного Бугу. Довідкове видання. Київ, 2017. 465 с.

30. Докус А.О. Вплив кліматичних змін на річковий стік весняного водопілля в басейні Південного Бугу. Матеріали V-го Всеукраїнського пленеру з питань природничих наук, 1-2 липня 2021 р. Одеса: ОДЕКУ, 2021. С. 22-24.

31. Шакірзанова Ж.Р., Казакова А.О. Територіальне довгострокове прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг. Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2015. Т. 3(38). С. 25-33.

32. Факторный, дискриминантный и кластерный анализ. Пер. с англ. / Дж.- О. Ким, Ч.У. Мьюллер, У.Р. Клекка и др. Финансы и статистика, 1989, 215 с.

33. Школьный Є.П., Лоева І.Д., Гончарова Л.Д. Обробка та аналіз гідрометеорологічної інформації: підручник. Київ: Міністерства освіти України, 1999. 538 с.

34. Лобода Н.С. Методи статистичного аналізу у гідрологічних розрахунках і прогнозах: навчальний посібник. Одеса. Екологія, 2010. 184 с.

35. Шакірзанова Ж.Р. Довгострокове прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок та естуаріїв території України. Одеса: ФОБ Бондаренко М.О., 2015. 252 с.

36. Нізіцький М., Докус А. Визначення основних гідрометеорологічних чинників формування максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Південний Буг // Екологія, неоекологія, охорона навколишнього середовища та збалансоване природокористування: Мат. ІХ Міжнародної наукової конференції молодих вчених (25-26 листопада 2021 р., м. Харків). 2021. С. 91-93.

37. Dokus A.O., Shakirzanova Zh.R. Detection of the Climate Change Impact on the River Runoff of Spring Flood in Pivdenny Bug River Basin. Conference Proceedings. International research-topractice conference on «Climate services: Science and education», 22-24 September 2021. Odesa, Ukraine. P. 103-104.

38. Боровиков В. STATISTICA. Искусство анализа данных на компьютере: Для профессионалов. 2-е изд. (+CD). СПб.: Питер, 2003. 688 с.

39. Шакірзанова Ж.Р., Казакова А.О. Гідрометеорологічні чинники і характеристики весняних водопіль в басейні р. Південний Буг в сучасних кліматичних умовах. Вісник Одеського державного екологічного університету. 2015. Вип. 20. С. 100-107.

40. Докус А.О. Дослідження часових рядів характеристик весняного стоку в басейні р. Південний Буг. Матеріали конференції молодих вчених ОДЕКУ, 2-8 травня. Одеса, 2018. С. 63-64.

41. Пособие по определению расчётных гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 450 с.
42. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С., Овчарук В.А. Гідрологічні розрахунки: підручник. Одеса: ТЕС, 2014. 484 с.
43. Докус А.О., Овчарук В.А., Шакірманова Ж.Р. Визначення середньобагаторічних величин максимальних витрат води весняного водопілля в басейні р. Південний Буг. Український гідрометеорологічний журнал, 2019, № 24. С. 49-63. doi:10.31481/uhmj.24.2019.05.
44. Гопченко Е.Д., Шакірманова Ж.Р. Территориальное долгосрочное прогнозирование максимальных расходов воды весеннего половодья: учебное пособие. Київ: КНТ, 2005. 240 с.
45. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А., Шакірманова Ж.Р. Розрахунки та довгострокові прогнози характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять. Одеса: Екологія, 2011. 336 с.
46. Directive 2007/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2007 on the assessment and management of flood risks. URL: https://zakon.rada.gov.ua/laws/card/994_b29 (Accessed: 21 December 2019).
47. Український гідрометеорологічний центр Державної служби України з надзвичайних ситуацій (УкрГМЦ). URL: <https://meteo.gov.ua> (дата звернення 18.04.2019).
48. Бефани Н.Ф., Калинин Г.П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам. Ленинград: Гидрометеиздат, 1983. 390 с.
49. Shakirmanova Zh., Kazakova A., Volkov A. Territorial long-term forecasting of spring flood characteristics in the modern climatic condition utilizing geographical informational systems. International Journal of Research In Earth & Environmental Sciences. 2017. Vol. 7. No.1. Pp. 13-16. <http://www.iisk.org/ijrees.html>.
50. Розрахункові характеристики максимального стоку весняного водопілля річок півдня України / Шакірманова Ж.Р., Докус А.О., Романова Е.О. та ін. Науковий вісник Херсонського державного університету. Серія «Географічні науки». 2018. Вип. № 9. С. 183-193.

51. Комплексний метод довгострокового прогнозування гідрологічних характеристик весняного водопілля річок / Шакірманова Ж.Р., Докус А.О., Тодорова О.І., Сербова З.Ф., Швець Н.М. Проблеми гідрології, гідрохімії, гідро екології / за ред. В.І. Осадчого та ін. Київ: Ніка-Центр, 2019. С. 58-74.

52. Докус А.О., Шакірманова Ж.Р. Особливості методики довгострокового прогнозування характеристик весняного водопілля рівнинних річок в різних фізико-географічних зонах. Матеріали міжнародної науково-практичної конференції «Геологічне, гідрологічне та біологічне різноманіття Полісся». Рівне. 2019. С. 145-149.

53. Shatokhin V.S., Dokus A.A., Shuptar N.I. Development of the software complex for the ensemble forecasting of the spring river flood in the basin of the Yuzhny Bug river. Матеріали III Міжнародної науково-практичної конференції молодих вчених «Теоретичні та прикладні аспекти застосування інформаційних технологій в галузі природничих наук». Одеса: ОДЕКУ, ТЕС, 2018. С. 53-57.

До розділу 6

1. Ресурсы поверхностных вод СССР. Описание рек и озер и расчеты основных характеристик их режима. Том 6. «Украина и Молдавия», вып. 1, Западная Украина и Молдавия (без бассейна р. Днестр) / под ред. М.С. Каганера. Ленинград, Гидрометеиздат, 1978. 491 с.

2. Гидрология дельты Дуная / под. ред. В.Н. Михайлова. Москва: ГЕОС, 2004. 448 с.

3. Гидрология устьевой области Дуная / под ред. Я.Д. Никифорова и К. Дьякону. Москва. Гидрометеиздат, 1963. 383 с.

4. Дунай и Придунайские водоемы в пределах СССР. Издательство академии наук Украинской ССР. Киев, 1961. 203 с.

5. Правила експлуатації озера Катлабух / Південний науковий центр академії АН України. Регіональний науковий центр з водних проблем «Фобіус». Одеса, 2000. 74 с.
6. «Видение дельты Дуная, Украина». Отчет по Программе WWF по восстановлению водно-болотных угодий// Офис Дунай-Карпатской программы WWF в Вене, Одесский проектный офисом WWF в Украине в сотрудничестве с WWF Нидерландов. Лаборатория менеджмента ветландов (Мелитопольский государственный педагогический университет), 2001-2002 гг. 70 с.
7. Ресурсы поверхностных вод СССР. Т. 6. Украина и Молдавия. Вып. 1. Западная Украина и Молдавия / под ред. М.С. Каганера. Ленинград: Гидрометеиздат, 1969. 884 с.
8. Природа Одесской области. Ресурсы, их рациональное использование и охрана / под ред. проф. Г.И. Швевса, доц. Ю.А. Амброз. Киев- Одесса: Вища школа. Головное изд-во, 1979. 144 с.
9. Вишневський В.І., Косовець О.О. Гідрологічні характеристики річок України. Київ : Ніка Центр, 2003. 324 с.
- 10.Гребінь В.В. Сучасний водний режим річок України (ланшафтно-гідрологічний аналіз): монографія. Київ: Ніка-Центр, 2010. 316 с.
- 11.Природа Украинской ССР. Климат / В.Н. Бабиченко, М. Б. Барабаш, К. Т. Логвинов и др. Київ: Наук. думка, 1984. 232 с.
12. Клімат України / за ред. В.М. Липінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. Київ: Видавництво Раєвського, 2003. 234 с.
- 13.Кліматичний кадастр України (6ч.). Державна гідрометеорологічна служба. К: 2006, електронний ресурс.: climate_cgo@inbox.ru.
- 14.Агрокліматичний довідник по Одеській області (1986-2005 рр.)/ за ред. В.М. Ситова, Т.І. Адаменко, Одеса, 2011. 190 с.
- 15.Державний водний кадастр. Багаторічні дані про режим та ресурси поверхневих вод суші (за 2011-2015 рр. та весь період спостережень). Частина 1. Річки. Випуск 1. Басейни Західного Бугу, Дунаю, Дністра, Південного Бугу. Довідкове видання. Київ, 2017. 465 с.

16. Шакірманова Ж.Р., Романова Є.О. Водний і сольовий режими озера Катлабух: монографія. Одеса: Одеський державний екологічний університет, 2021. 336 с. ISBN 978-966-186-167-0
17. Шакірманова Ж.Р., Кічук Н.С., Кічук І.Д., Медведєва Ю.С. Дослідження окремих складових гідрологічного та гідрохімічного режимів річки Дунай на українській ділянці Рені-Ізмаїл // Український гідрометеорологічний журнал. 2020. № 26. С.102-115. [doi:10.31481/uhmj.26.2020.09](https://doi.org/10.31481/uhmj.26.2020.09)
18. Yelyzaveta Romanova, Zhannetta Shakirzanova, Valeriya Ovcharuk, Olena Todorova, Iuliia Medvedieva, Andrii Ivanchenko. Temporal variation of water discharges in the lower course of the Danube River across the area from Reni to Izmail under the influence of natural and anthropogenic factors. *Energetika*. 2019. T.65. Nr.2-3. Pp.144-160.
19. Романова Є.О., Шакірманова Ж.Р., Гопченко Є.Д., Медведєва Ю.С. Водний та сольовий баланси озера Катлабух за різних умов експлуатації водойми. *Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія*. 2019. № 4(55). С. 23-40.
20. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Водные ресурсы Северо-Западного Причерноморья (в естественных и нарушенных антропогенной деятельностью условиях): монография. Київ: КНТ, 2005. 192 с.
21. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 448 с.
22. Бефани А.Н. Пути генетического определения нормы стока. Научный ежегодник ОГУ. Одесса, 1957. 125 с.
23. Шакірманова Ж.Р., Романова Є.О., Станко М.І. Сучасні методи та технології гідрометеорологічних досліджень Придунайських водойм для забезпечення сталого водокористування в умовах зміни клімату. Матеріали другого всеукраїнського гідрометеорологічного з'їзду. Одеса: ОДЕКУ. С. 107-108.
24. Нежиховский Р.А. Гидрологические расчеты и прогнозы при эксплуатации водохранилищ. Ленинград: Гидрометеиздат, 1976. 191 с.
25. Пелешенко В.І., Хільчевський В.К. Загальна гідрохімія. Київ : Либідь, 1997. 382 с.

26. Хільчевський В.К., Осадчий В.І., Курило С.М. Регіональна гідрохімія України: підручник. ВПЦ "Київський університет", 2019. 343 с.

27. Алекин О.А. Основы гидрохимии. Ленинград: Гидрометеорологическое издательств, 1970. 444 с.

28. Ліхачов К.Д., Романова Є.О., Шакірманова Ж.Р. Розробка програмного комплексу для розрахунку водного і сольового балансів озера Катлабух. Матеріали доповідей VI Міжнародної науково-практичної конференції «Інформаційні технології та взаємодії», 20 грудня 2019 р. м. Київ. С. 145-150.

29. Методичні вказівки по виконанню практичних занять з дисципліни «Антропогенна гідрологія» за темою «Розрахунки водно-сольового режиму Придунайських озер в умовах господарського використання» для студентів денної та заочної форм навчання спеціальності 103 «Науки про Землю» ОП «Гідрологія та комплексне використання водних ресурсів», РВО Магістр; укладачі: Шакірманова Ж.Р., Мирза К.Л., 45 с.

До розділу 7

1. Водна Рамкова Директива ЄС 2000/60/ЄС. Основні терміни та їх визначення: Вид. офіційне. – К.: Твій формат, 2006. – 240 с.

2. Ресурсы поверхностных вод СССР. Украина и Молдавия. Среднее и Нижнее Поднепровье./ (Под редакцией М.С. Каганера). – Ленинград: Гидрометеорологическое издательство, 1971. – Т.6., Вип.2. – 654 с.

3. Danube delta <https://whc.unesco.org/en/list/588/> (Дата звернення: 13.01.2022р.).

4. Швебс Г.І., Ігошин М.І. Каталог річок і водойм України. Навчально-довідковий посібник. – Одеса, «Астропринт», 2003 – 390 с.

5. Гидрология дельты Дуная / под. ред. В.Н. Михайлова. – Москва: ГЕОС, 2004. 448 с.

6. Річний звіт Дунайського РОВР з питань управління водними ресурсами басейну нижнього Дунаю.
7. Осадча Н.М., Клебанова Н.С., Осадчий В.І., Набиванець Ю.Б. Адаптація системи моніторингу поверхневих вод державної гідрометеорологічної служби МНС України до положень водно рамкової директиви ЄС. Наукові праці Укр.НДГМІ, Вип. 257, С. 146–160.
8. Хільчевський В.К. Основи гідрохімії: підручник / В.К. Хільчевський, В.І.Осадчий, С.М. Курило.- 2012, К. : Ніка-Центр, 2012. – 312 с.
9. Процеси формування хімічного складу поверхневих вод. / В.І.Осадчий та ін. – К.: Ніка-Центр, 2013. – 240 с.
10. Гопченко Е.Д., Кузниченко С.Д., Белаш Ю.С. Многолетняя изменчивость минерализации воды в дельтовой части Дуная // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія, 2006. Т. 11. С. 219 - 224.
11. Кічук Н.С., Шакірзанова Ж.Р., Медведєва Ю.С., Курілова І.В. Формування гідрохімічного режиму та оцінка якості води у Придунайських озерах // Наук. збірник «Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія». – Том 3(42). – 2016. – С.56-63.
12. Екологічний паспорт Одеської області за 2018 р. – 133 с.
13. Сніжко С.І. Теорія і методи аналізу регіональних гідрохімічних систем. К.: Ніка-Центр, 2006. 284 с.
14. Гопченко Є.Д. Современные проблемы, связанные с эксплуатацией Придунайских озер-водохранилищ / Е.Д. Гопченко, В.А. Овчарук, Н.С. Кічук Причорноморський екологічний бюлетень. - Вип.2. 2011.- С.35 -41.
15. Кічук Н.С. Шакірзанова Ж.Р., Медведєва Ю.С., Курілова І.В. Формування гідрохімічного режиму та оцінка якості води у Придунайських озерах // Наук. збірник «Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія». – Том 3(42). – 2016. – С.56-63.
16. Natalia Kichuk, Ivan Kichuk, Valeriya Ovcharuk, Dmytro Lutai, Lilia Kushchenko. Hydrochemical regime and water quality of the Danubian lake Katlabukh. XXIX Conference of the Danubian Countries, September 6-8, 2021, Brno, the Czech Republic. P. 44-45.

17. Поліщук В.В. Малі річки України та їх охорона. – К.: Тов. «Знання УРСР», 1988. – 32 с.
18. Ресурси поверхневих вод СРСР. Описання рек і озер і розрахунки основних характеристик їх режиму. Том 6. «Україна і Молдавія», вип. 1, Західна Україна і Молдавія (без басейну р. Дністр) / під ред. М.С. Каганера. Ленінград, Гидрометеоздат, 1978. 491 с.
19. Ресурси поверхневих вод СРСР. Т. 6. Україна і Молдавія. Вип. 1. Західна Україна і Молдавія / під ред. М.С. Каганера. Ленінград: Гидрометеоздат, 1969. 884 с.
20. Правила експлуатації озера Катлабух / Південний науковий центр академії АН України. Регіональний науковий центр з водних проблем «Фобіус». Одеса, 2000. 74 с.
21. Великий Катлабуг. Енциклопедія сучасної України. URL. http://esu.com.ua/search_articles.php?id=32742 (Дата звернення: 15.01.2022 р.).
22. Басейн р. Дунай. Дунайське Басейнове Управління Водних Ресурсів. URL. <https://dbuvr.at.ua/index/0-12> (Дата звернення: 18.01.2022 р.).
23. Кислицький рукав Дунаю. Ізмаїльське управління водного господарства. URL. http://izmailvodhoz.ucoz.ua/news/zagalna_kharakteristika_vodnogo_fondu_izmajilskogo_rajonu/1-0-9 (Дата звернення: 25.01.2022 р.).
24. Загальна характеристика та лінійна схема р. Катлабух Ізмаїльського району. Ізмаїльське управління водного господарства. URL. https://iuvh.gov.ua/news/zagalna_kharakteristika_ta_linijna_skhema_r_katlabukh_izmajilskogo_rajonu/2017-12-13-362 (Дата звернення: 02.02.2022 р.).
25. Єніка. Wikiwand. URL. <https://www.wikiwand.com/uk/%D0%84%D0%BD%D0%B8%D0%BA%D0%B0> (Дата звернення: 15.02.2022 р.).
26. Загальна характеристика та лінійна схема р. Єніка Ізмаїльського району. Ізмаїльське управління водного господарства. URL. http://izmailvodhoz.ucoz.ua/news/zagalna_kharakteristika_ta_linijna_skhema_r_enika_izmajilskogo_rajonu/2017-12-13-363 (Дата звернення: 15.02.2022 р.).

27. Ташбунар. Wikiwand. URL. <https://www.wikiwand.com/uk/%D0%A2%D0%B0%D1%88%D0%B1%D1%83%D0%BD%D0%B0%D1%80> (Дата звернення: 23.01.2022 р.).

28. Загальна характеристика та лінійна схема р. Ташбунар Ізмаїльського району. Ізмаїльське управління водного господарства. http://izmailvodhoz.ucoz.ua/news/zagalna_kharakteristika_ta_linijna_skhema_r_tashbunar_izmajilskogo_rajonu/2017-12-13-364 (Дата звернення: 23.01.2022 р.).

29. Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями. / В.Д.Романенко, В.М.Жукинський, О.П.Оксюк та ін. Київ : СИМВОЛ-Т, 1998. 28с.

30. Аналіз азоту. URL. <https://www.ecoanaliz.ru/glossary/10-alph-01/114-azot.html> (Дата звернення: 15.01.2022 р.)

31. Мирон І. В. Використання та якість води річки Десни в межах Чернігівської області // Наук. праці УкрНДГМІ. 2003. Вип. 251. С.150–155.

32. Суходольська І.Л., Грюк І.Б. Зміни вмісту сполук нітрогену у воді малих річок Рівненщини навесні. Наук. зап. Терноп. нац. пед. ун-ту. Сер. Біологія, 2012, №4 (53). С.87-91 URL: <http://journal.chem-bio.com.ua/archive/archive-2/category/6-4-53?download=82:zminy-vmistu-spoluk-nitrohenu-u-vodi-malykh-richok-rivnenshchyny-navesni>.

33. Сніжко С.І. Оцінка та прогнозування якості природних вод /С.І. Сніжко – К.: Ніка-Центр, 2001. 262 с.