

УДК 556.166

КП XXXXXX

№ держреєстрації 0118U001221

Інв. №


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

65016, м. Одеса, вул. Львівська, 15

тел. (0482) 63-62-09

ЗАТВЕРДЖУЮ

Проректор з НР ОДЕКУ
д.г.н., проф.

 Тучковенко Ю.С.
2019.12.

ЗВІТ

ПРО НАУКОВО-ДОСЛІДНУ РОБОТУ

Регіональні наукові дослідження в області гідрологічних розрахунків і
прогнозів водного режиму річок і водойм України

ТЕОРЕТИЧНЕ ОБҐРУНТУВАННЯ РОЗРАХУНКОВИХ І
ПРОГНОСТИЧНИХ МЕТОДИК ГІДРОЛОГІЧНОГО ТА ГІДРОХІМІЧНОГО
РЕЖИМУ РІЧОК І ВОДОЙМ
(проміжний)

Керівник НДР
д.г.н., проф.,
академік АН ВШ



Гопченко Є.Д.

2019.12

Рукопис закінчено 1 грудня 2019 р.

Результати цієї роботи розглянуто Науково-технічною радою ОДЕКУ
протокол від 2019.12.19. № 6

СПИСОК АВТОРІВ

Доктор географічних наук,
професор, академік АН ВШ
України, науковий керівник



2019.12.01

Є. Гопченко
(вступ, висновки,
розд. 2.1.1.1, розд. 2.2.1)

Доктор географічних наук,
професор



2019.12.01

Ж. Шакірзанова
(розд. 1.3, 1.4, розд. 3.3.2,
розд. 4.1.2)

Доктор географічних наук,
доцент



2019.12.01

В. Овчарук
(розд. 2.1.2.1, розд. 2.3.1)

Кандидат географічних
наук,
доцент



2019.12.01

Н. Кічук
(розд. 4.3.2, розд. 4.3.4)

Кандидат географічних
наук,
доцент



2019.12.01

М. Бурлуцька
(розд. 2.2, розд. 2.2.2,
розд. 2.2.3, розд. 2.2.4)

Кандидат географічних
наук,
доцент



2019.12.01

М. Романчук
(розд. 4.3.1, розд. 4.3.5)

Кандидат географічних
наук,
старший викладач



2019.12.01

М. Гопцій
(розд. 2.1.3)

Кандидат географічних
наук,
старший викладач


2019.12.01


М. Погорелова
(розд. 3.1)

Кандидат географічних
наук,
старший викладач


2019.12.01

О. Тодорова
(розд. 2.1.4.1,
розд. 2.1.4.2)

Кандидат географічних
наук,
доцент


2019.12.01

Є. Бояринцев
(розд. 5)

Завідувач відділу наукової
роботи студентів


2019.12.01

К. Мирза
(розд.2.1.4.3,
розд. 2.1.4.4)

Диспетчер
Гідрометеорологічного
інституту


2019.12.01

Л. Кущенко
(розд. 2.3.2,
розд. 2.3.3,
розд. 2.3.4)

Завідувач сектором
профорієнтаційної роботи


2019.12.01

А. Докус
(розд. 1.1, 1.2, розд. 3.2.1
розд. 3.2.2, розд. 3.3.1)

Фахівець сектору
профорієнтаційної роботи


2019.12.01

С. Іващенко
(розд. 2.1.2.2, розд. 2.1.2
розд. 2.1.2.4)

Нормоконтролер



С.В. Малацковська

РЕФЕРАТ

Звіт про НДР: 338 с., 45 рис., 32 табл., 276 джерел.

РОЗРАХУНКОВІ І ПРОГНОСТИЧНІ МЕТОДИКИ, МЕТОД ВОДНОГО І СОЛЬОВОГО БАЛАНСІВ ВОДОЙМ І ВОДОЗБОРІВ

Об'єкт дослідження – регіональні розрахункові і прогностичні методики гідрологічного режиму річок, методи водно-сольового балансу водойм, оцінки якості природних вод, водного балансу басейнів річок.

Мета роботи – здійснити аналітичний огляд сучасних методів та обґрунтування удосконалених розрахункових і прогностичних методик характеристик гідрологічного режиму річок; обґрунтування структури рівнянь водного і сольового балансів озер, огляд методів оцінки якості природних вод.

Методи дослідження – теоретичний аналіз гідрологічних процесів і явищ; аналітичний огляд розрахункових і прогностичних методик гідрологічного та гідрохімічного режиму річок і водойм.

Одержані результати та їх новизна – здійснено аналітичний огляд та обґрунтовано регіональні розрахункові і прогностичні методики гідрологічного режиму річок (максимальний, мінімальний, річний рівнинних і гірських річок) на основі світового досвіду з питань математичного моделювання процесів стоку річок з метою дотримання вимог Водної паводкової директиви 2007/60/ЄС щодо оцінки гідрологічних ризиків (як багатоводдя, так і маловоддя). Здійснене теоретичне обґрунтування використання методу водно-сольового балансу водойм та методів оцінки якості природних вод, методів розрахунку водного балансу річкових водозборів.

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

ЗМІСТ

	Вступ.....	10
1	Основні вимоги і положення Водної паводкової директиви 2007/60/ЄС	13
	1.1 Загальні вимоги ВПД ЄС до визначення ризиків затоплення.....	13
	1.2 Попередня оцінка гідрологічних ризиків затоплення	15
	1.3 Оцінка територій можливого підтоплення річкового басейну ...	17
	1.4 Методика розроблення карт загроз і ризиків затоплення	26
2	Обґрунтування регіональних розрахункових методик гідрологічного режиму річок на основі математичного моделювання процесів стоку річок	29
	2.1 Максимальний стік весняного водопілля	29
	2.1.1 Аналітичний огляд методів розрахунку максимального стоку весняного водопілля в зоні недостатньої водності (на прикладі Причорноморської низовини).....	30
	2.1.1.1 Редукційні формули максимального стоку річок.....	32
	2.1.1.2 Об'ємні формули максимального стоку річок.....	
	2.1.1.3 Формули, засновані на теорії руслових ізохрон.....	35
	2.1.1.4 Нормативні документи щодо розрахунків максимального стоку річок (СНиП 2.01.14-83).....	45
	2.1.2 Аналітичний огляд методів розрахунку максимального стоку весняного водопілля річок (на прикладі суббасейну р.Десна).....	48
	2.1.2.1 Рекомендації Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО) щодо методів розрахунку талого стоку річок.....	57
	2.1.2.2 Сучасні методи розрахунку характеристик максимального стоку весняного водопілля	60

2.1.2.3 Нормативні рекомендації щодо визначення характеристик максимального стоку річок України.....	65
2.1.2.4 Регіональні методики для визначення максимального стоку весняного водопілля річок на території суббасейну р.Десна.....	71
2.1.3 Аналітичний огляд сучасних методів розрахунку максимального стоку дощових паводків (на прикладі річок Прикарпаття)	78
2.1.3.1 Існуючі методи розрахунків максимального стоку дощових паводків	78
2.1.3.2 Розрахунок максимальних витрат води дощових паводків для невивчених водозборів	88
2.1.3.3 Регіональні методи визначення максимального дощового стоку на річках Прикарпаття	95
2.1.3.4 Обґрунтування запропонованої методики визначення максимального стоку дощових паводків гірських річок Прикарпаття	96
2.1.4 Аналітичний огляд сучасних методів розрахунку стоку тало-дощових паводків (на прикладі річок Гірського Криму).....	99
2.1.4.1 Рекомендації Всесвітньої метеорологічної організації щодо розрахунків паводкового стоку річок	99
2.1.4.2 Міжнародний досвід в області розрахунків паводків ...	105
2.1.4.3 Нормативні рекомендації для розрахунків максимального стоку паводків гірських територій	106
2.1.4.4 Регіональні методики розрахунку тало-дощових паводків для річок Гірського Криму	108
2.2 Аналітичний огляд сучасних методів розрахунку річного стоку...	2.2
2.2.1 Визначення розрахункових гідрологічних характеристик річного стоку	115
2.2.2 Вибір розрахункового періоду та визначення циклічності	119

	стоку річок	
	2.2.3 Методи гідрологічної аналогії та географічних узагальнень.....	122
	2.2.4 Огляд впливу змін клімату та місцевих чинників на характеристики стоку річок в сучасних умовах.....	131
	2.3 Мінімальний стік річок в зоні недостатньої водності України ...	135
	2.3.1 Аналітичний огляд методів розрахунку мінімального стоку річок при наявності тривалих рядів спостережень.....	136
	2.3.2 Методи приведення рядів мінімального стоку до тривалого періоду спостережень.....	140
	2.3.3 Визначення мінімального стоку річок при відсутності матеріалів спостережень.....	143
	2.3.4 Регіональні та нормативні методики для визначення меженного стоку річок в зоні недостатньої водності України.....	144
3	Обґрунтування регіональних прогностичних методик гідрологічного режиму річок на основі математичного моделювання процесів стоку річок	149
	3.1 Аналітичний огляд прогностичних методів меженного стоку	149
	3.1.1 Методичні основи прогнозів та прогностні залежності для меженного стоку річок	150
	3.1.2 Методика прогнозів місячного стоку за даними про попередні витрати води	155
	3.1.3 Методика прогнозів стоку по запаси води в русловій мережі	157
	3.1.4 Існуючі моделі прогнозів низького стоку в програмах ВМО і країнах ЄС	164
	3.2 Аналітичний огляд сучасного стану математичних моделей розрахунків та прогнозування весняного стоку рівнинних річок.....	165
	3.2.1 Аналітичний огляд розвитку довгострокового прогнозування весняного стоку річок	165

	3.2.2 Науково-методичні підходи довгострокового прогнозування шарів та максимальних витрат води весняного водопілля	168
	3.3 Огляд математичних моделей для прогнозування стоку річок ..	174
	3.3.1 Сучасні математичні моделі короткострокових гідрологічних прогнозів	174
	3.3.2 Сучасні математичні моделі довгострокових гідрологічних прогнозів	178
	3.3.2.1 Модель «СЛОЙ-2» для довгострокового прогнозування шарів стоку весняного водопілля	178
	3.3.2.2 Модель для територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля рівнинних річок на основі типізації типу водності водопіль	189
4	Теоретичне обґрунтування використання методу водно-сольового балансу водойм та методи його математичного моделювання.....	201
	4.1 Існуючі математичні моделі водного і сольового балансів водойм.....	201
	4.1.1 Структура моделі водного балансу Придунайських водойм.....	209
	4.1.2 Методи визначення складових приходної і витратної частин водного балансу водойм.....	217
	4.1.2.1 Розрахунок приходної частини рівняння водного балансу	217
	4.1.2.2 Розрахунок витратної частини рівняння водного балансу	230
	4.1.3 Структура і визначення складових моделі сольового балансу водойм.....	239
	4.1.3.1 Мінералізація складових сольового балансу	240
	4.2 Теоретичні основи просторової моделі водно-сольового режиму водойм	244
	4.3 Методи оцінки якості природних вод згідно вимог Водної	245

	рамкової директиви 200/60/ЄС.....	
	4.3.1 Основні вимоги ВРД до якості природних вод	245
	4.3.2 Аналітичний огляд та обґрунтування розрахункових і прогностичних сучасних методів оцінки якості природних вод за гідрохімічними показниками	261
	4.3.3 Характеристика нормативів показників якості поверхневих вод для потреб різних споживачів	262
	4.3.4 Обґрунтування методу оцінки якості природних вод за індексом забруднення води (ІЗВ), ІЗВ модифікованим та коефіцієнтом забруднення (КЗ)	263
	4.3.5 Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями до різних господарських задач	275
5	Методи визначення елементів водного балансу на Закарпатській і Придеснянській воднобалансових станціях.....	282
	Висновки	298
	Перелік посилань	308

ВСТУП

На шляху розробки нових або удосконалення існуючих методів розрахунків та прогнозів гідрологічного стану водних об'єктів в сучасних кліматичних умовах важливим є поряд з аналізом природних умов формування річкового стоку у різних фізико-географічних регіонах України, також аналітичний огляд і обґрунтування регіональних розрахункових і прогностичних методик гідрологічного режиму річок на основі світового досвіду з питань математичного моделювання процесів стоку річок з метою дотримання вимог Водної паводкової директиви 2007/60/ЄС щодо оцінки гідрологічних ризиків (причому як багатоводдя, так і маловоддя).

Важливим питанням також є теоретичне обґрунтування щодо використання методу водно-сольового балансу водойм та методи його математичного моделювання, а також огляд методів оцінки якості природних вод згідно вимог Водної рамкової директиви 2000/60/ЄС.

Мета роботи полягає у здійсненні аналітичного огляду сучасних наукових методів та обґрунтування удосконалених розрахункових і прогностичних методик характеристик гідрологічного режиму річок; обґрунтування структури рівнянь водного і сольового балансів озер, огляд методів оцінки якості природних вод.

Завданнями другого етапу роботи кафедри гідрології суші у 2019р. є такі.

- Розгляд основних вимог і положень Водної Паводкової Директиви 2007/60/ЄС щодо визначення та попередньої оцінки ризиків можливого затоплення територій річкового басейну, методики розроблення карт загроз і ризиків затоплення.
- Обґрунтування регіональних розрахункових і прогностичних методик гідрологічного режиму (максимального, мінімального,

річного) рівнинних і гірських річок на основі математичного моделювання процесів формування стоку річок.

- Теоретичне обґрунтування використання методу водно-сольового балансу водойм та його математичного моделювання.
- Методи оцінки якості природних вод згідно вимог Водної рамкової директиви 200/60/ЄС.
- Методи визначення елементів водного балансу на річкових басейнах воднобалансових станцій.

При цьому необхідним є розробка і удосконалення регіональних методик розрахунку різних характеристик гідрологічного режиму річок та довгострокового прогнозування максимального стоку весняних водопіль, їх реалізації для річок України з урахуванням кліматичних змін.

Результати проміжного звіту використовуються в Гідрометцентрі Чорного та Азовського морів в області надання науково-методичних та практичних рекомендацій щодо визначення розрахункових параметрів методів нормування гідрологічних характеристик водного режиму річок та довгострокового прогнозування максимального стоку весняного водопілля (Акт використання від 21 листопада 2019 р.).

Крім викладачів, до виконання науково-дослідної теми залучені інженери кафедри, аспіранти, магістри та студенти університету.

Результати за виконаною тематикою кафедральної науково-дослідної роботи використані при підготовці і викладанні курсів лекцій і практичних занять для студентів та при проведенні наукових заходів – написанні курсових проектів та магістерських робіт.

Деякі аспекти НДР використані при підготовці методичних вказівок у 2019-2020 н.р. – «Методичних вказівок до виконання курсового проекту та бакалаврської кваліфікаційної роботи», «Збірника методичних вказівок по виконанню практичних завдань з дисципліни «Основи геохімії та ґрунтознавство».

Результати НДР використано в магістерських кваліфікаційних роботах Божка В.А. («Розробка методики короткострокового прогнозу характеристик

меженного стоку в басейні р. Південний Буг»), Пісарєва О.Г. («Прогностичний моніторинг стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг при використанні програмного комплексу»), Бужинської О.М. («Оцінка якості води (з урахуванням вимог ВРД ЄС) Придунайського водосховища-озера Ялпуг-Кугурлуй в Болградському районі Одеської області для потреб різних споживачів»), Горват В.Ю. («Комплексне використання водних ресурсів Придунайського озера-водосховища Китай в Кілійському районі Одеської області») (Акт використання від 03 грудня 2019 р.).

Визначено тематику аспірантів кафедри гідрології суші першого (2019-2020) року навчання Мартинюка М.О. на тему «Повені на річках басейну Вісли в межах України: методика визначення їх характеристик та оцінка ризиків» та Риженка Є.О. на тему «Удосконалення розрахункової методики для нормування характеристик максимального стоку дощових паводків в басейні річки Сіверський Донець», при підготовці у 2019-2020 н.р. дисертаційних робіт аспірантів кафедри гідрології суші другого року навчання Іващенко С.В. (розд. 2.1.2.2, 2.1.2.3, 2.1.2.4), Ємельянової К.Б. (розд. 2.1.1.2, 2.1.1.3, 2.1.1.4), Романової Є.О. (розд. 4.1.1, 4.1.3, 4.2).

Подальше дослідження буде спрямоване, на відміну від попередніх вітчизняних доробок, на розробку, удосконалення та практичну реалізацію сучасних розрахункових методик для визначення характеристик паводків і водопіль, річного і меженного стоку річок, які враховують закономірності його формування в усьому діапазоні водозбірних площ річок і географічного положення водозборів та в умовах кліматичних змін.

1 ОСНОВНІ ВИМОГИ І ПОЛОЖЕННЯ ВОДНОЇ ПАВОДКОВОЇ ДИРЕКТИВИ 2007/60/ЄС

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:

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

- 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]:

- попередня оцінка ризиків повеней (Глава 2, статті 4-5)
- розроблення карт загроз і ризиків затоплення (Глава 3, стаття 6)
- 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 згідно з документами [6]-[9].

1.2 Попередня оцінка гідрологічних ризиків затоплення

Згідно з Наказом Міністерства внутрішніх справ України від 17.01.2018 №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	2
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 <u>Порядку класифікації надзвичайних ситуацій за їх рівнями,</u>

Продовження таблиці 1.2

1	2
	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 <u>Порядку класифікації</u>
3 серйозні наслідки	Затоплення спричиняє постійні та незворотні пошкодження і може бути класифіковане як надзвичайна ситуація регіонального або державного рівня відповідно до <u>Порядку класифікації</u>

Таблиця 1.3 - Критерії визначення ймовірності виникнення затоплення [2]

Величина «І»/ 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

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].

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).

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.

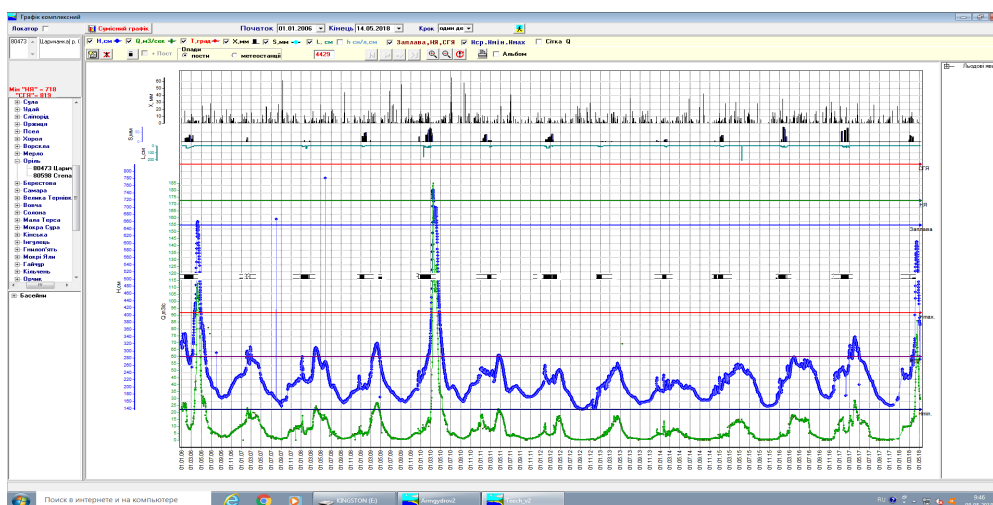


Рисунок 1.1 – Комплексний графік ходу гідрометеорологічних характеристик для весняного водопілля р.Оріль- с.Царичанка за багаторічний період 2006-2018 рр.

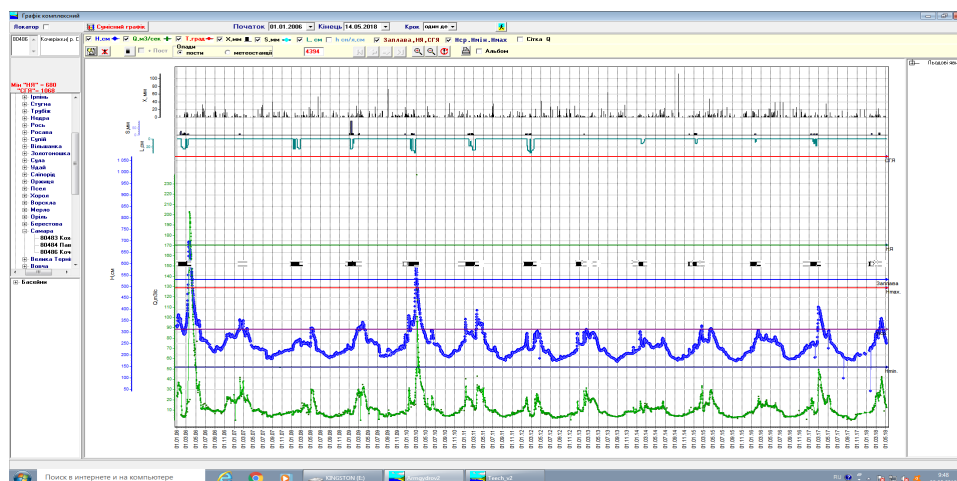


Рисунок 1.2 – Комплексний графік ходу гідрометеорологічних характеристик весняного водопілля для р. Самара – с. Кочеріжки за багаторічний період 2006-2018 р.

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.

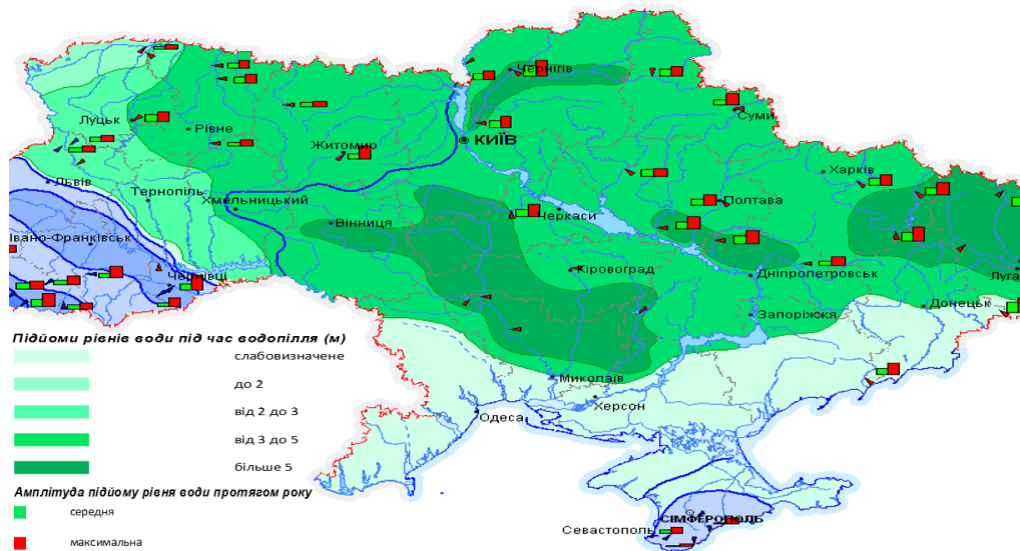


Рисунок 1.3 –Карта-схема максимального стоку річок України

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]. Розглядалися затоплення територій викликані річковими водами (Р).

Попередня оцінка ризиків затоплення виконувалась для території дев'яти районів басейні річок України (рис. 1.4) [5]. Для кожного з районів річкових басейнів визначені різні початки часових періодів, які найбільш репрезентативно відображають затоплення минулих років, які варто розглядати на етапі попередньої оцінки ризиків затоплення [2]:

- район басейну річки Дніпро – 1994 рік;
- район басейну річки Дністер – 1941 рік;
- район басейну річки Дунай – 1992 рік;
- район басейну річки Південний Буг – 1964 рік;
- район басейну річки Дон – 1996 рік;
- район басейну річки Вісла – 1987 рік;
- район басейну річок Криму – 1997 рік;
- район басейну річок Причорномор'я – 1964 рік;
- район басейну річок Приазов'я – 1964 рік.

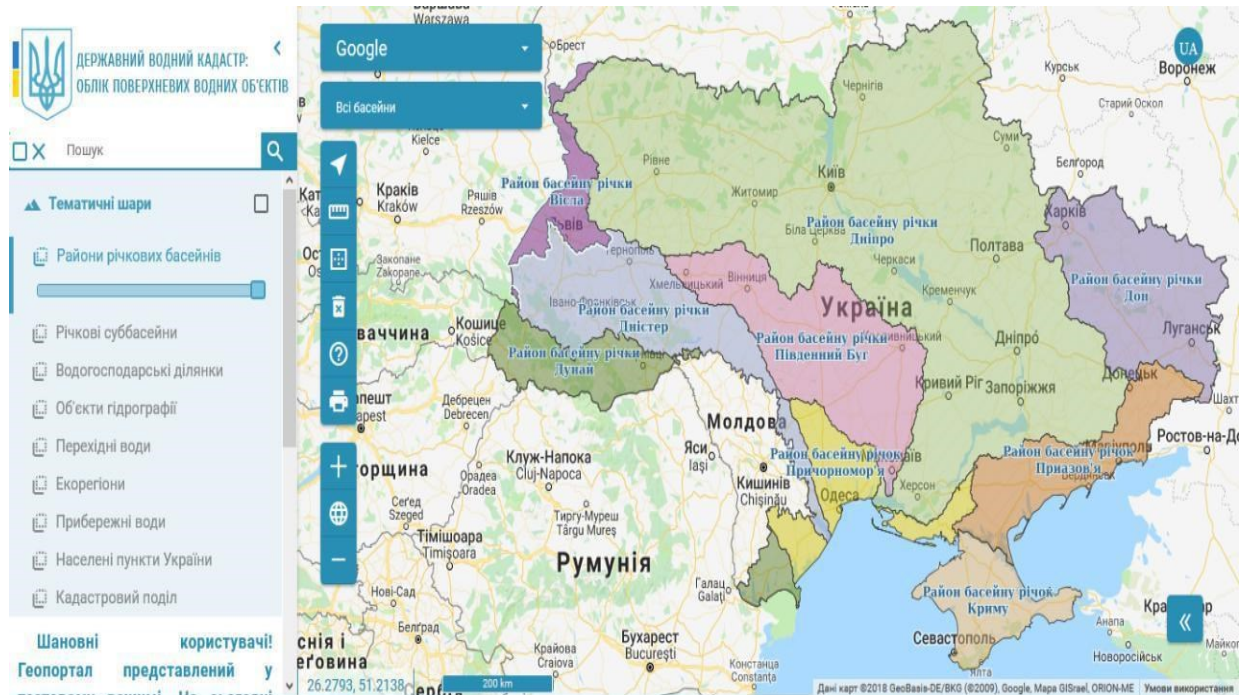


Рисунок 1.4 – Райони басейнів річок України [11]

Всього на території РБР України зафіксовано 899 події пов'язаних із затоплення за репрезентативні періоди передбачені [1] (табл. 1.4, рис. 1.5) [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].

Таблиця 1.4 – Кількість подій пов’язаних з річковими затопленнями, гідрологічні пости на яких вони зафіксовані та основні об’єкти ураження [5]

№	Назва РБР	Гідрологічні пости на яких зафіксовано затоплення	Кількість подій	Наслідки, спричинені затопленням			
				ЗЛ	ДО	КС	ЕК
1	2	3	4	5	6	7	8
1	РБР Дніпро	51	154	154	0	0	154
2	РБР Дністер	53	364	364	0	0	364
3	РБР Дунай	51	247	247	0	0	247
4	РБР Південний Буг	7	12	12	0	0	12
5	РБР Дон	5	22	22	0	0	22
6	РБР Вісла	5	67	67	0	0	67
7	РБР Криму	21	24	23	1	0	23
8	РБР Причорномор’я	1	1	1	0	0	1
9	РБР Приазов’я	2	8	8	0	0	8
ВСЬОГО		196	899	898	1	0	898

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. 1.6).

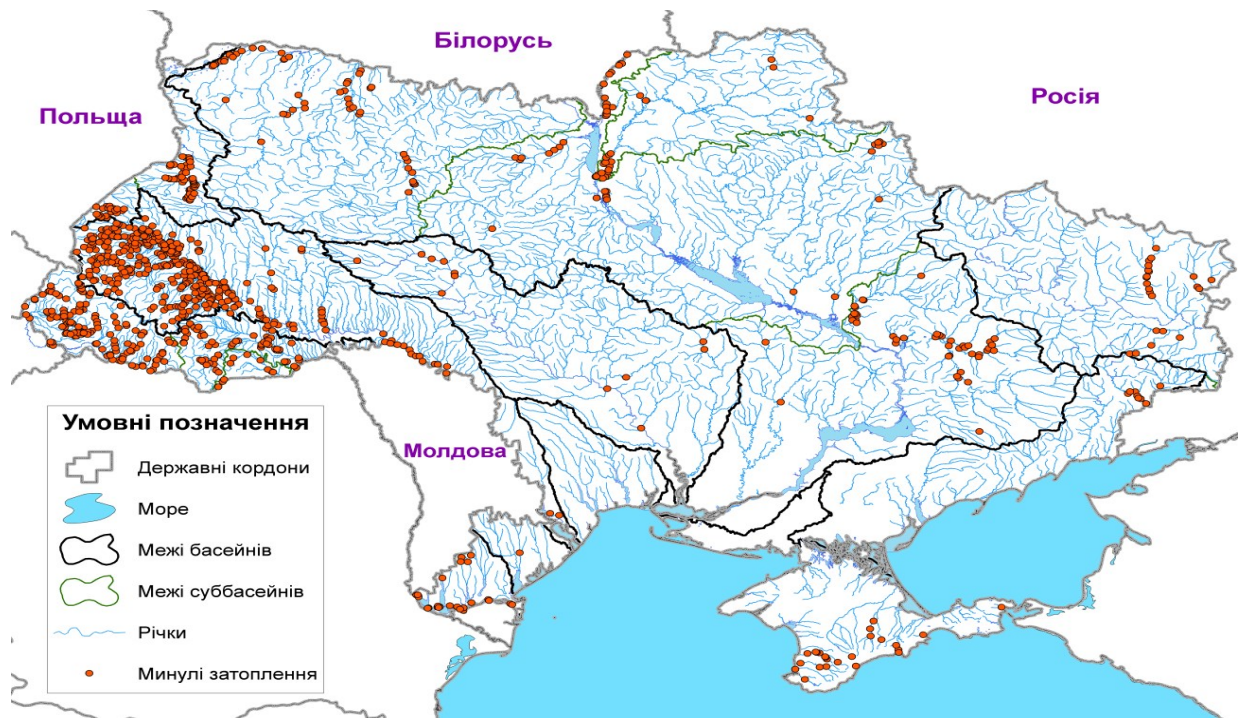


Рисунок 1.5 – Затоплення, що стались у минулому на територіях районів річкових басейнів України [5]

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 території з 364. У чотирьох районах річкових басейнів відсутні потенційні затоплення 5 рівня ризику – дуже високого (РБР Південний Буг, Дон, Причорномор'я, Приазов'я) [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



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

За результатами аналізу величини ризиків затоплення територій районів річкових басейнів визначено 221 ТПЗРЗ у районах басейнів річок України (рис. 1.7, табл. 1.6). З 211 ТПЗРЗ 188 території на ділянках водних об'єктів, із загальною протяжністю 8748 км, що становить 8,96% довжини всіх річок України. Також, виділено 33 локальні ТПЗРЗ в межах поодиноких населених пунктів [5].



Рисунок 1.7 – Території, які мають потенційно значні ризики затоплення у районах річкових басейнів України [5]

Всього в Україні 17 транскордонних територій, їх довжина становить 3099 км, тобто 35,42% довжини всіх територій на ділянках водних об'єктів. Найбільша протяжність транскордонних територій у районі басейну річки Дніпро – 1053 км [5].

Таблиця 1.6 – Території, які мають потенційно значні ризики затоплення у РБР України [5]

Код РБР	Район басейну річки	Кількість ТПЗРЗ	Кількість ТПЗРЗ на ділянках водних об'єктів та їх довжина		Інші ТПЗР (кількість)	Кількість транскордонних ТПЗР	Кількість національних ТПЗР
			Кількість	Довжина, км			
1	2	3	4	5	6	7	8
M5.1	Дніпро	43	29	2734	14	5	38
M5.2	Дністер	86	86	2903	0	1	85
M5.3	Дунай	47	47	1993	0	7	40
M5.4	Південний Буг	6	2	128	4	0	6
M6.5	Дон	7	4	218	3	0	7
A6.6	Вісла	16	11	323	5	1	15
M5.7	Криму	13	6	231	7	0	13
M5.8	Причорномор'я	1	1	93	0	1	0
M6.9	Приазов'я	2	2	125	0	2	0
РАЗОМ		221	188	8748	33	17	204

1.4 Методика розроблення карт загроз і ризиків затоплення

Згідно з Наказом Міністерства внутрішніх справ від 28.02.2018 №153 Методика розроблення карт загроз і ризиків затоплення [3] розроблена з метою забезпечення процесу оцінки та управління ризиками затоплення, мінімізації негативних наслідків, пов'язаних із затопленням, які мають вплив

на здоров'я та життя людей, економіку, культурну спадщину. Методика застосовується при виконанні підготовки плану управління ризиками затоплення, а саме розробка карт загроз і ризиків затоплення на основі результатів попередньої оцінки ризиків затоплення.

Для територій, що межують з іншими територіями держав, які мають значний ризик затоплення, при розробці карт загроз і ризиків затоплення спочатку здійснюється обмін інформацією між територіями цих держав.

Під час розробки карт загроз і ризиків затоплення використовуються такі матеріали:

- цифрові карти та дані баз геопросторових даних;
- геоінформаційні сервіси чи системи, карти;
- дані аеро- та космічних зйомок;
- інформаційні матеріали про затоплення, які сталися в минулому;
- дані спостережень за водним режимом та метеорологічні спостереження;
- плани управління річковими басейнами та плани управління ризиками затоплення.

При розробці карт загроз і ризиків затоплень застосовують відповідні встановлені види надзвичайних ситуацій та класифікаційні ознаки для різних типів затоплень, що були оцінені під час здійснення попередньої оцінки ризиків затоплення територій, та які мають значні ризики затоплення. Такі карти розробляються окремо для кожної території, яка має потенційно значні ризики затоплення, у масштабі не менше 1:25000 у системі координат. Це забезпечує необхідний обмін даними у глобальних інформаційних мережах.

Методика передбачає розробку на картах загроз і ризиків затоплення, які відображають:

- затоплення з низькою ймовірністю;
- затоплення з середньою ймовірністю;
- затоплення з високою ймовірністю.

Для кожного із зазначених сценаріїв окремо розробляються карти загроз затоплення і карти ризиків затоплення. Відповідно розробляються два види карт загроз затоплення та два види карт ризиків затоплення.

Карты загроз затоплення:

- карти загроз затоплення із зазначенням глибини або рівнів води, які включають масштаби затоплення;

- карти загроз затоплення із зазначенням швидкості потоку та характеристик потоку.

Карты ризиків затоплення.

- карти ризику затоплення, що характеризують загрозу для людей та можливі втрати від затоплення;

- карти ризику затоплення, що характеризують загрозу для довкілля, культурної спадщини та господарської діяльності.

2 ОБГРУНТУВАННЯ РЕГІОНАЛЬНИХ РОЗРАХУНКОВИХ МЕТОДИК ГІДРОЛОГІЧНОГО РЕЖИМУ РІЧОК НА ОСНОВІ МАТЕМАТИЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ ПРОЦЕСІВ СТОКУ РІЧОК

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.

2.1.1 Аналітичний огляд методів розрахунку максимального стоку весняного водопілля в зоні недостатньої водності (на прикладі Причорноморської низовини)

Опираючись на класифікацію, яка запропонована проф.Гопченком Є.Д., всі формули максимального стоку можна поділити на дві групи.

До першої відносяться ті з них, що ґрунтуються на схематизації схилового та руслового гідрографів. Це редуційні (в тому числі й чисто емпіричні) та об'ємні формули.

Другу групу складають ті, що спираються на модель руслових ізохрон, тобто засновані на гідромеханічних уявленнях про процеси формування максимального стоку (так звані «генетичні» та формули граничної інтенсивності).

2.1.1.1 Редуційні формули максимального стоку річок

Формула Д.І. Кочеріна (1932) є класичним прикладом редуційної розрахункової методики [1]-[4], загальний вигляд якої досить простий

$$q_m = \frac{q'_m}{(F + 1)^{n_1}}, \quad (2.1)$$

де q_m - максимальний модуль стоку;

q'_m - максимальний модуль схилового припливу;

F - площа водозбору;

n_1 - показник редукції.

Наведені параметри, що входять до (2.1), визначаються за простою процедурою – логарифмуванням вихідної формули та побудовою емпіричної залежності $\lg q_m = f[\lg(F + 1)]$.

Крім площі водозбору характер редукції багато в чому залежить від шару стоку. Модулі q'_m залежать від шару стоку за період водопілля та описуються рівнянням

$$q'_m = k_0 Y_m, \quad (2.2)$$

де k_0 - коефіцієнт «дружності» весняного водопілля. На його змісті ми зупинимось дещо пізніше.

Підставимо (2.2) в (2.1), тоді

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + 1)^{n_1}} \delta \delta_1 \delta_2, \quad (2.3)$$

де δ - коефіцієнт впливу регулюючої місткості озер, водосховищ, ставків проточного типу на регулювання максимальних модулів (витрат води) стоку;

δ_1, δ_2 - редукційні коефіцієнти впливу залісеності (δ_1) і заболоченості (δ_2) на характеристики максимального стоку річок [1]-[4].

У методичному відношенні шари стоку за період весняного водопілля рекомендується картувати, а k_0 - районувати або визначати за аналогією з сусідніми річками.

Редукційні формули вигляду (2.3) до цього часу використовуються при нормуванні характеристик максимального стоку річок як в Україні (СНиП 2.01.14-83), так і в інших країнах.

2.1.1.2 Об'ємні формули максимального стоку річок

В об'ємні формули на відміну від редукційних, в основу покладено одномодальний гідрограф з тривалістю стоку T_n , об'ємом W_{cm} і максимальною витратою води Q_m . За такої геометричної моделі паводка або водопілля

$$W_{cm} = \frac{1}{k_{\phi}} Q_m T_n . \quad (2.4)$$

Звідки

$$Q_m = k_{\phi} \frac{W_{cm}}{T_n} , \quad (2.5)$$

де k_{ϕ} - коефіцієнт, який залежить від форми руслового гідрографів з (2.5) він дорівнює

$$k_{\phi} = \frac{Q_m T_n}{W_{cm}} = \frac{Q_m}{\bar{Q}_T} , \quad (2.6)$$

\bar{Q}_T - середня за водопілля (паводків) витрата води.

Розділимо ліву і праву частини (2.5) на F , тоді

$$q_m = k_\phi \frac{Y_m}{T_n} \quad (2.7)$$

Найбільш широке розповсюдження серед формул об'ємного типу отримала структура, яка була запропонована Д.Л.Соколовським (1945) для розрахунку характеристик паводкового стоку. Форма паводка береться у вигляді двох парабол, що збігаються у вершині. Рівняння гідрографа записується таким чином:

– гілка підйому

–

$$Q_t = Q_m \left(\frac{t}{t_n} \right)^m ; \quad (2.8)$$

– гілка спаду

–

$$Q_t = Q_m \left(\frac{t_{cn} - t}{t_{cn}} \right)^{n'} , \quad (2.9)$$

де t_n - тривалість підйому;

t_{cn} - тривалість спаду.

Об'єм стоку за паводок в узагальненому вигляді дорівнює

$$W = Q_m t_n \left[\frac{(n'+1) + \gamma(m+1)}{(m+1)(n'+1)} \right] \quad (2.10)$$

Відносно Q_m (2.10) запишеться так

$$Q_m = \frac{W}{t_n} \frac{(m+1)(n'+1)}{(n'+1)+\gamma(m+1)} = \frac{W}{t_n} f, \quad (2.11)$$

де f - коефіцієнт форми гідрографа, тобто

$$f = \frac{(m+1)(n'+1)}{(n'+1)+\gamma(m+1)} \quad (2.12)$$

Максимальний модуль q_m становитиме

$$q_m = \frac{Y_m}{T_n} f(1+\gamma). \quad (2.13)$$

За Д.Л. Соколовським (1968), структура (2.13) для розрахунку максимального стоку дощових паводків має вигляд

$$q_m = \frac{H \cdot \eta}{T_n} f(1+\gamma), \quad (2.14)$$

де H_m - кількість опадів за дощ;

η - коефіцієнт паводкового стоку.

Сумарна величина максимального модуля паводкового стоку дорівнюватиме

$$q_{m_{\text{сум}}} = q_m + q_{\text{гр}}, \quad (2.15)$$

де $q_{\text{гр}}$ - модуль ґрунтової складової, який приблизно визначається по нормі ґрунтового стоку. У розглянутих вище варіантах в наш час об'ємні формули не використовуються.

Для розрахунку характеристик максимального стоку дощових паводків, крім редуційних формул, поширені й інші структури – граничної інтенсивності, а також ті, що засновані на моделі руслових ізохрон [1]-[4].

2.1.1.3 Формули, засновані на теорії руслових ізохрон

Побудувати теоретичну модель формування максимального стоку на розгалужених річкових системах за схемою елементарних водозборів не вдається, оскільки на окремих ділянках русел до них надходить вода не лише зі схилів, але й за рахунок приток різного порядку. Тому А.М. Бефані (1958) для вирішення цієї проблеми використав модель руслових ізохрон (рис. 2.1).

Розглядається ізохрона довжиною Vx , яка віддалена від основного вододілу на відстань x . Бічний приплив у площині кожної ізохрони можна записати як функцію q'_t , помножену на кількість русел, які перетинаються відповідною ізохроною.

У такому випадку диференціальне рівняння руслового стоку запишеться у вигляді

$$V \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = n_x q'_t, \quad (2.16)$$

де n_x - кількість русел у площині ізохрони, віддаленої на відстань x від вододілу.

Максимальні витрати і модулі стоку будуть розраховуватись в залежності від співвідношення між тривалостями руслового добігання t_p і схилового припливу T_0 . Так, при $t_p > T_0$, відповідно до (2.17)

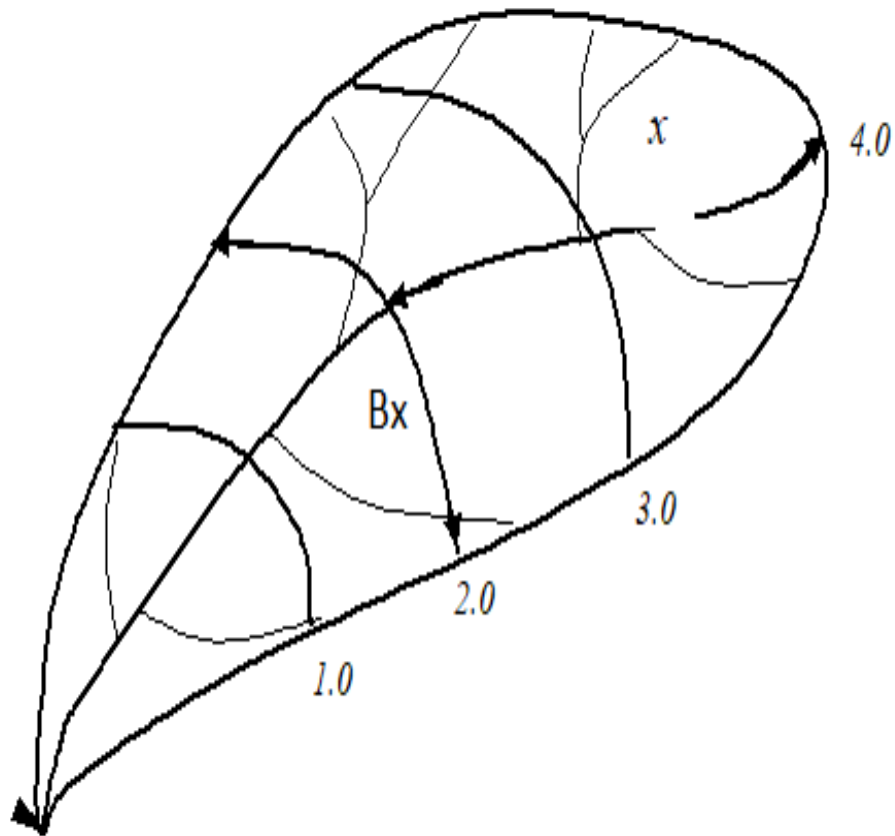


Рисунок 2.1 - Річкова система з ізохронами руслового добігання

$$\omega = \alpha \int_0^t q'_t B_t dt. \quad (2.17)$$

$$Q_m = V_\partial \cdot \omega_m = V_\partial \cdot \alpha \int_0^{T_0} q'_t B_t dt. \quad (2.18)$$

Для врахування такої спрощеної процедури введеться спеціальний коефіцієнт k'_1 , який дорівнює

$$k'_1 = \frac{Q_m}{(Q_m)_{np}}. \quad (2.19)$$

Звідки

$$Q_m = k'_1 (Q_m)_{np} = V_\partial B'_{cep} k'_1 Y_m. \quad (2.20)$$

Максимальний модуль стоку q_m буде становити

$$q_m = \frac{Q_m}{F} = \frac{V_\partial B'_{cep} k'_1 Y_m}{B_{cep} L} = \frac{Y_m}{t_p} k'_1 \frac{B'_{cep}}{B_{cep}}, \quad (2.21)$$

де $\frac{1}{t_p} = \frac{V_\partial}{L}$, а $\alpha \int_0^{T_0} q'_t dt = Y_m$.

Коефіцієнт k'_1 і відношення $\frac{B'_{cep}}{B_{cep}}$ залежать від форми річкових

водозборів і тому їх можна об'єднати в один гідрографічний коефіцієнт k_2 .

Тоді

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} k_2. \quad (2.22)$$

За умови $t_p < T_0$ максимальна витрата буде визначатись за (2.23), причому, $x = L$, $t_x = t_p$, а

$$\omega_m = \alpha \int_{t_{кр} - t_p}^{t_{кр}} q'_t B_t dt. \quad (2.23)$$

Таким чином

$$Q_m = V_{\partial} \omega_m = V_{\partial} \alpha \int_{t_{kp}-t_p}^{t_{kp}} q'_t B_t dt. \quad (2.24)$$

З (2.24) видно, що інтегрування повинно відбуватись в інтервалі t_p . Здійснимо його (для спрощення) стосовно прямокутної форми, якій відповідає $B_{сер}$. Замість (2.24) запишемо

$$(Q_m)_{np} = V_{\partial} B_{сер} \alpha \int_{t_{kp}-t_p}^{t_{kp}} q'_t B_t dt = V_{\partial} B_{сер} Y_{t_p}. \quad (2.25)$$

Перехідний коефіцієнт k_1 від $(Q_m)_{np}$ до Q_m буде дорівнювати

$$k_1 = \frac{Q_m}{(Q_m)_{np}}. \quad (2.26)$$

Звідки

$$Q_m = k_1 (Q_m)_{np} = k_1 V_{\partial} B_{сер} Y_{t_p}. \quad (2.27)$$

Відповідний максимальний модуль q_m дорівнюватиме

$$q_m = \frac{Q_m}{F} = \frac{k_1 V_{\partial} B_{сер} Y_{t_p}}{B_{сер} L} = \frac{Y_{t_p}}{t_p} k_1. \quad (2.28)$$

Узагальнюючи (2.22) і (2.28), маючи на увазі, що $Y_{t_p} = \varphi Y_m$, запишемо для розгалужених річкових систем формулу максимального модуля стоку у вигляді

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi k_z, \quad (2.29)$$

де k_z - гідрографічний коефіцієнт, який набуває значення $k_z = k_1$ при $t_p < T_0$
і $k_z = k_2$ - при $t_p \geq T_0$;
 φ - коефіцієнт повноти схилового припливу, що бере участь у формуванні
 Q_m (за умови $t_p < T_0$)

$$\varphi = \frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0} \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^n \right]; \quad (2.30)$$

при $t_p \geq T_0$

$$\varphi = 1,0. \quad (2.31)$$

Практичне застосування структури (2.29) для нормування характеристик максимального стоку як дощових паводків, так і весняних водопіль, показало, що вона не враховує повною мірою ефекти русло-заплавного регулювання. З метою удосконалення розрахункової формули А.М.Бєфані (1981) дещо змінив вихідну редакцію диференціального рівняння надавши йому такого вигляду

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial t} (\omega + \omega_z + \omega_a) = \alpha q'_t B_t, \quad (2.32)$$

де ω - площа живого перерізу основного русла;

ω_z - площа водного перерізу на заплаві;

ω_a - площа водного перерізу акумуляції води в алювіальних відкладах і берегах.

Робочою гіпотезою передбачалось, що між ω , з одного боку, і ω_3 та ω_a , з іншого, існує лінійний зв'язок:

$$\omega_3 = \beta_1 \omega \quad (2.33)$$

і

$$\omega_a = \beta_2 \omega. \quad (2.34)$$

За таких умов

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + (1 + \beta_1 + \beta_2) \frac{\partial \omega}{\partial t} = \alpha q'_t B_t. \quad (2.35)$$

Величину у дужках позначено як ε'_{II} , тобто

$$\varepsilon'_{II} = \frac{1}{1 + \beta_1 + \beta_2} \leq 1,0. \quad (2.36)$$

Розв'язується рівняння (2.35), з урахуванням (2.36), за тією ж методикою, тобто:

- при $t_p < T_0$

$$q_m = \frac{Y_{t_p}}{t_p} k_1 \varepsilon'_{II}; \quad (2.37)$$

- при $t_p \geq T_0$

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} k_2 \varepsilon'_{II}. \quad (2.38)$$

В узагальненому вигляді розрахункова формула набуває вигляду

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi k_2 \varepsilon'_{II}. \quad (2.39)$$

Практичне застосування структури (2.37) виявило залежність ε'_{II} від площі водозборів, причому при $F = 0$ коефіцієнт $\varepsilon'_{II} = 1,0$, а при збільшенні її величини - має поступово убуваючий характер.

Гідрографічні коефіцієнти. Для дослідження впливу форми водозборів на величину максимальних витрат води необхідно спочатку у параметричному вигляді представити структуру гідрографічних коефіцієнтів k_2 . Перший гідрографічний коефіцієнт k_1 є відношенням

$$k_1 = \frac{Q_m}{(Q_m)_{np}} = \frac{\int_{t_{kp}-t_p}^{t_{kp}} q'_t B_t dt}{B_{сеп} \int_{t_{kp}-t_p}^{t_{kp}} q'_t dt}, \quad (2.40)$$

а другий k_2 -

$$k_2 = k'_1 \frac{B'_{сеп}}{B_{сеп}} = \frac{Q_m}{(Q_m)_{np}} \frac{B'_{сеп}}{B_{сеп}} = \frac{\int_0^{T_0} q'_t B_t dt}{B'_{сеп} \int_0^{T_0} q'_t dt} \frac{B'_{сеп}}{B_{сеп}} = \frac{\int_0^{T_0} q'_t B_t dt}{B_{сеп} \int_0^{T_0} q'_t dt}. \quad (2.41)$$

Розподіл ширин по довжині головної річки можна представити кривою, показаною на рис. 2.2.

Перебудована крива ізохрон (рис.2.2б) досить просто описується рівнянням

$$\frac{B_x}{B_m} = 1 - \left(\frac{x}{L}\right)^m \quad (2.42)$$

або при сталій швидкості руслового добігання паводкових і повеневих хвиль

$$\frac{B_t}{B_m} = 1 - \left(\frac{t}{t_p}\right)^m . \quad (2.43)$$

Звідки

$$B_t = B_m \left[1 - \left(\frac{t}{t_p}\right)^m \right]. \quad (2.44)$$

За літературними джерелами, m змінюється від 2,0 (невеликі водозбори) до 1,0 (середні водозбори) – 0,5 (великі розгалужені річкові системи) [1]-[4].

Приступаючи до інтегрування (2.40), розглянемо його чисельник

$$\begin{aligned} \int_{t_{kp}-t_p}^{t_{kp}} q'_t B_t dt &= \int_0^{t_p} q'_t B_t dt = q'_m B_m \int_0^{t_p} \left[1 - \left(\frac{t}{T_0}\right)^n \right] \left[1 - \left(\frac{t}{t_p}\right)^m \right] dt = \\ &= q'_m B_m t_p \left[1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n \right] \end{aligned} \quad (2.45)$$

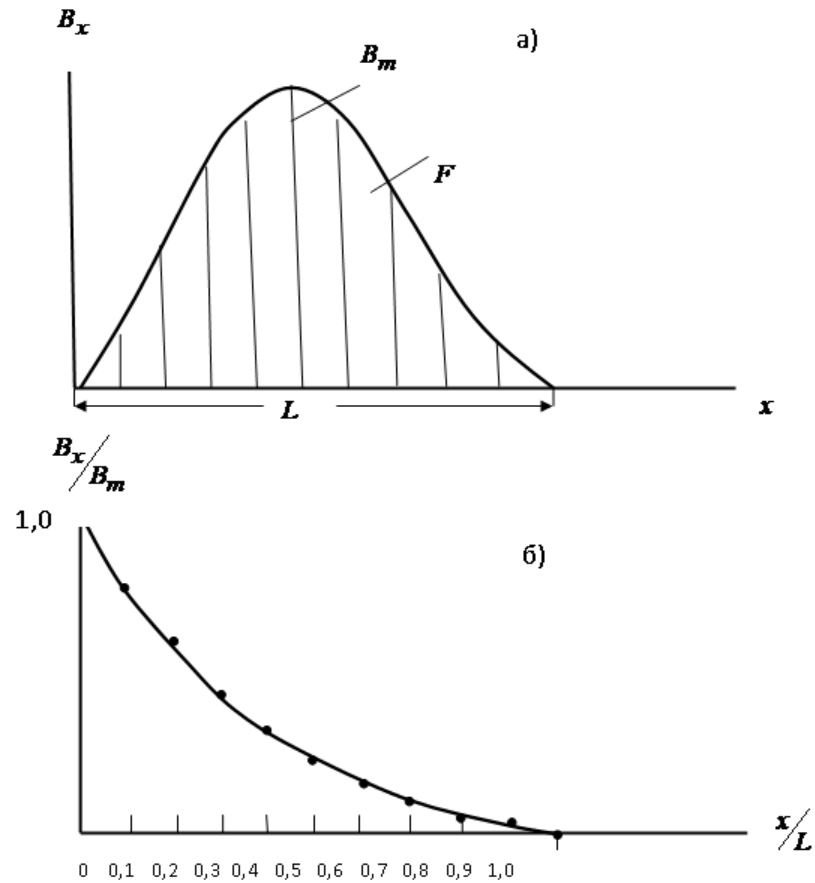


Рисунок 2.2 - Криві ізохрон руслового добігання:
а) у хронологічному вигляді; б) у перебудованому варіанті

Інтегральна складова знаменника (2.46) дорівнює

$$\int_{t_{кр}-t_p}^{t_{кр}} q'_t dt = \int_0^{t_p} q'_t dt = q'_m \int_0^{t_p} \left[1 - \left(\frac{t}{T_0} \right)^n \right] dt = q'_m t_p \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0} \right)^{n+1} \right]. \quad (2.46)$$

Середню ширину водозборів $B_{сеп}$, маючи функцію B_t у вигляді (2.44), можна отримати таким чином

$$B_{сеп} = \frac{1}{t_p} \int_0^{t_p} B_t dt = \frac{m}{m+1} B_m. \quad (2.47)$$

Тепер (2.45) – (2.47) підставимо в (2.40) і здійснимо нескладні перетворення, тоді

$$k_1 = \frac{1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n}{1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n}. \quad (2.48)$$

Аналогічним чином виконуються розрахунки k_2 в редакції (2.41). Чисельник в (2.41) від (2.40) відрізняється лише областю інтегрування, оскільки

$$\int_0^{T_0} q'_t B_t dt = q'_m B_m T_0 \left[\frac{n}{n+1} - \frac{n}{(m+1)(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^m \right]. \quad (2.49)$$

Вирішенням інтегрального виразу у знаменнику буде

$$\int_0^{T_0} q'_t dt = q'_m T_0 \frac{n}{n+1}. \quad (2.50)$$

Середня ширина $B_{сер}$, що входить у знаменник (2.41), визначається формулою (2.47). Після підстановки (2.49), (2.50) і (2.47) в (2.41) та перетворень отримаємо аналітичний вираз для k_2

$$k_2 = \frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^m. \quad (2.51)$$

Щоб отримати фізичні межі для k_2 , підставимо в (2.48) умову нижньої границі. Тоді $k_2 = k_1 = 1,0$, при $t_p/T_0 = 0$, незалежно від форми річкових водозборів і динаміки схилового припливу у часі. Верхньою границею k_2 (при $t_p \gg T_0$) буде $k_2 = \frac{m+1}{m}$. Зокрема, для невеликих водозборів ($m = 2,0$) $\frac{m+1}{m} = 1,5$, для середніх ($m = 1,0$) – 2,0, для великих ($m = 0,5$) – 3,0. Характер зміни k_2 в залежності від співвідношення t_p/T_0 і форми водозборів ілюструється рис. 2.3.

2.1.1.4 Нормативні документи щодо розрахунків максимального стоку річок (СНиП 2.01.14-83)

До нормативних документів, які діють на території України для розрахунку характеристик максимального стоку паводків та водопіль відноситься СНиП 2.01.14–83, в якому використані дані спостережень до 1976 р [5].

Також при визначенні розрахункових гідрологічних характеристик необхідно враховувати такі прийоми розрахунків:

а) при наявності даних гідрометричних спостережень - безпосередньо за цими даними;

б) при недостатності даних гідрометричних спостережень - приведенням їх до багаторічного періоду за даними річок-аналогів з більш тривалими рядами спостережень;

в) при відсутності даних гідрометричних спостережень - за формулами із застосуванням даних по річках-аналогах і картам, заснованим на сукупності даних спостережень всієї мережі гідрометричних станцій і постів

даного району або більшій території, включаючи матеріали інженерно-гідрометеорологічних вишукувань.

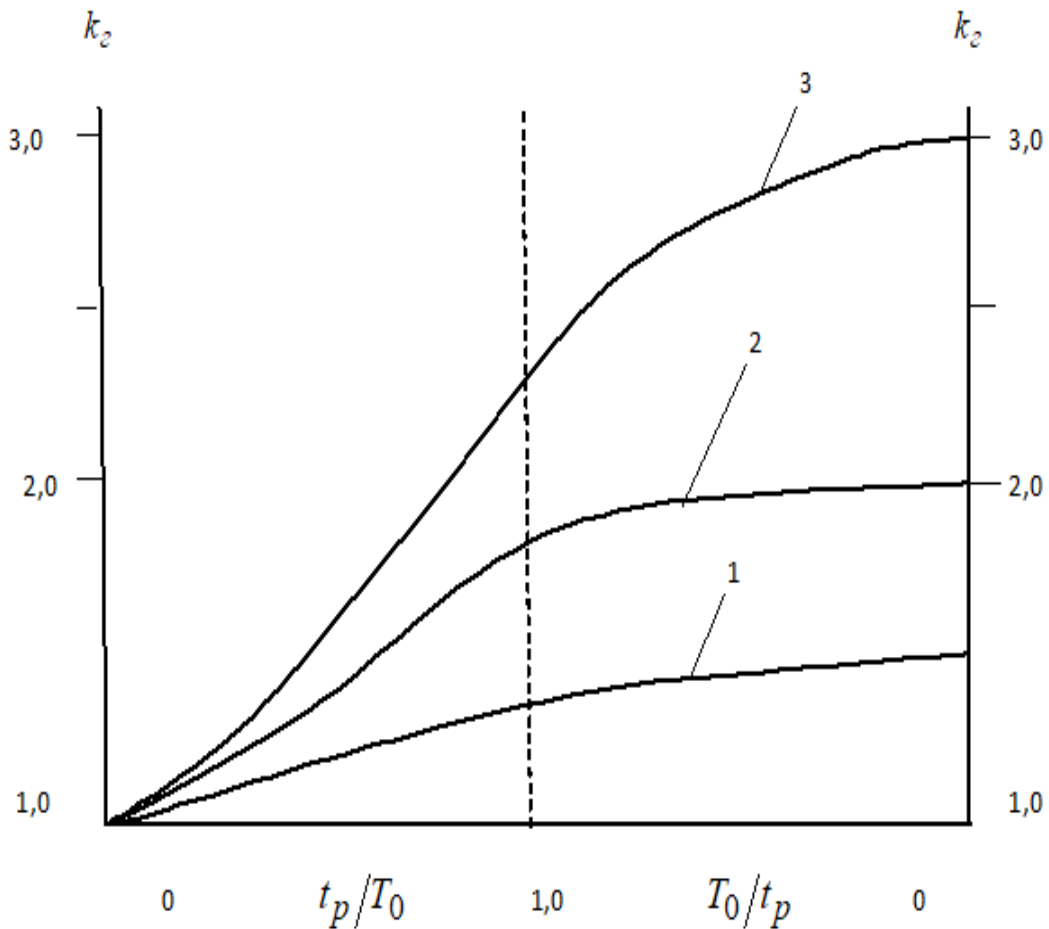


Рисунок 2.3 - Залежність гідрографічних коефіцієнтів k_2 від співвідношення t_p/T_0 при $m = 2,0$ (1); $1,0$ (2); $0,5$ (3)

Базові рівняння в основному належать до структури редуційного типу. Для максимального стоку весняного водопілля розрахункова формула описується рівнянням

$$q_m = \frac{k_0 Y_m}{(F + b)^{m_1}}, \quad (2.52)$$

де q_m - максимальний модуль стоку весняних водопілля (дощових паводків);

Y_m - розрахунковий шар стоку;

k_0 - коефіцієнт дружності весняного водопілля (дощових паводків);

F - площа водозбору;

b - параметр, який враховує уповільнення редуції максимальних модулів стоку;

n_1 - показник редуції.

Для максимального стоку дощових паводків при $F \geq 200 \text{ км}^2$ розрахункова формула (2.52) має дещо іншу редакцію

$$q_m = q_{200} \left(\frac{200}{F} \right)^{n_1}, \quad (2.53)$$

де q_{200} - максимальний модуль стоку паводків, приведений до умовної площі водозбору $F = 200 \text{ км}^2$.

Максимальні модулі стоку дощових паводків в діапазоні $F \leq 200 \text{ км}^2$ визначаються за формулою граничної інтенсивності

$$q_m = A_m H_m \eta, \quad (2.54)$$

де A_m - максимальний модуль стоку, виражений у частках добутку ηH_m і визначається за таблицями, залежно від геоморфологічної характеристики русла Φ і тривалості схилового добігання t_{cx} , причому

$$\Phi = \frac{1000 L}{m_p I^m F^{1/4} (\eta H_m)^{1/4}}, \quad (2.55)$$

де L – гідрографічна довжина річок;

- m_p - гідравлічний параметр русла;
 m - степеневий показник;
 H_m - максимальний добовий шар опадів;
 η - збірний коефіцієнт паводкового стоку.

2.1.2 Аналітичний огляд методів розрахунку максимального стоку весняного водопілля річок (на прикладі суббасейну р.Десна)

Серед характеристик гідрологічного режиму річок максимальний стік весняного водопілля посідає особливе місце в процесі спорудження гідротехнічних споруд на річках.

Недостатньо надійні рекомендації щодо розрахунку максимального стоку можуть не тільки призвести до втрат у народному господарстві в результаті зруйнування гідротехнічних споруд, збудованих на річці, а й спричинити несподівані катастрофічні наслідки для населених пунктів та будов, що розміщені нижче за течією річки.

Максимальні витрати води весняного водопілля спостерігаються, як в результаті випадання атмосферних опадів у вигляді дощів, так і в результаті танення сезонних снігів. Нерідко на річках формуються максимальні витрати води змішаного походження, тобто на основну хвилю повені, наприклад, накладається дощовий стік. Весняна повінь може собою охоплювати одночасно великі території, а дощові паводки все частіше носять локальний характер.

Формування максимального стоку весняного водопілля відбувається під впливом *метеорологічних* умов та факторів *підстильної* поверхні. До перших відносять: інтенсивність танення та випаровування, до других –

витрати талих вод на інфільтрацію, поверхнєве затримання, а також на трансформацію у руслову мережу річки [2].

У світовій та вітчизняній практиці запропоновано досить велику кількість розрахункових схем та методик для розрахунку характеристик максимального стоку весняного водопілля. З іншого боку, досить велика чисельність формул та методик свідчить, проте те, що проблема досить актуальна та потребує свого більш детального вирішення.

В історії гідрології як науки, досить довгий час переважали суто емпіричні та напівемпіричні регіональні підходи. Опираючись на геометричну модель паводків та водопіль Д.Л. Соколовський [3] зробив перші спроби надати емпіричним формулам деяке теоретичне обґрунтування.

Перш за все, він здійснив класифікацію формул максимального стоку на дві групи: окремо для розрахунків максимального стоку весняного водопілля та дощових паводків.

До першої групи були віднесені редуційні та об'ємні формули. Одним з класичних прикладів розрахункової методики є *формула Д.І. Кочеріна* (1932). Загальний вигляд розрахункової структури представлений формолою (2.1).

Проблеми та недоліки в формулі (2.1) були доволі чітко вказані в наукових працях К.П. Воскресенського (1956), та О.О. Соколова (1970) [4].

Формула Д. Л. Соколовського.

У 1937 р. Д.Л. Соколовський [3] опублікував формулу для розрахунку максимальних витрат води талих вод, виведену на узагальненні даних по максимальному стоку весняного водопілля даних приблизно на 564-х гідрометеорологічних пунктах на річках Європейської і Азіатської території СНД з періодом спостережень від 5 до 60 років [4].

В результаті аналізу дослідних даних і фізичної сутності явища редуції максимального стоку весняного водопілля із врахуванням невисокої точності вихідних даних була прийнята проста структура *редукційної формули* степеневого виду:

$$q_{\max} = \frac{k_p A_{\max}}{(F+1)^n} \delta, \quad (2.56)$$

де A_{\max} , q_{\max} при $F \rightarrow 0$ (при $k_p=1,0$ и $\delta=1,0$) є максимальним модулем елементарного стоку, або максимальною інтенсивністю водовіддачі з схилів в руслову мережу, в $\text{м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$;

n – показник степені редукції максимального стоку;

δ – узагальнений коефіцієнт, що враховує зарегульованість максимального стоку під впливом озер, боліт, лісу, карсту і інших акумуляторів стоку;

k_p – коефіцієнт розмірності, рівний одиниці при вираженні A_{\max} , у в $\text{м}^3/\text{с}$ і рівний 0,28 при вираженні A_{\max} , у в $\text{мм}/\text{год}$.

Недоліком у формулі (2.56) є неврахування у явному вигляді деяких чинників максимального стоку весняного водопілля, наприклад, шару стоку весняного стоку і відсутність ув'язки між максимумом та іншими елементами весняного водопілля [2], [3].

Формули Г. А. Алексєєва. З інших редукційних формул розглянемо формулу Г. А. Алексєєва, що має в останній редакції вигляд:

$$q_m = \frac{r q'_m}{1 + \frac{q'_m L}{Y_m V}}, \quad (2.57)$$

де r – коефіцієнт, який враховує зарегульованість стоку озерами та водосховищами;

q'_m – максимальний модуль (або інтенсивність) притоку в руслову мережу зі схилів водозбору, $\text{дм}^3/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$;

Y_m – шар паводочного стоку, в мм ,

L – довжина головного водотоку, в км ;

V – розрахункова швидкість добігання води по довжині річки, яка визначається в залежності від максимальної витрати Q_{max} та схилу f по формулі:

$$V = aI^{\frac{1}{3}}Q_{max}^{\frac{1}{4}} \text{ м/с}, \quad (2.58)$$

де $a=0,15 (20 \text{ н})^{-3/4} \text{ м/с}$.

Формула (2.57) на думку Г.А. Алексєєва є основною для розрахунку максимальних витрат як весняних повеней, так і дощових паводків. За наявності в басейні боліт і лісів формула (2.58) записується у вигляді:

$$q_{max} = \frac{rP_{max}}{\delta + \frac{p_{max}L}{hv}}, \quad (2.59)$$

де

$$\delta = 1 + \alpha(f_l + f_b), \quad (2.60)$$

де f_l – лісистість басейну в долях від площі водозбору, в %;

f_b – заболоченість басейну в долях від площі водозбору, в %;

α – коефіцієнт, який враховує склад лісонасаджень і рівний від одиниці для лісостепової і степової зон до двох для хвойних лісів лісової зони.

Основний параметр формули P_{max} рекомендується визначати при розрахунках максимальних витрат весняної повені по формулі:

$$P_{max} = \gamma h, \quad (2.61)$$

де $\gamma = \frac{P_{\max}}{h}$ – названий Алексеевим коефіцієнтом дружності повені і прийнятий для Європейської території СНД постійним і рівним 0,003 при розмірності P_{\max} в $\text{м}^3/\text{с}$ з 1 км^2 і 3,0 при розмірності в $\text{л}/\text{с}$ з 1 км^2 .

Враховуючи, що час добігання $\tau = \frac{L}{v}$ або $\tau = \frac{L}{86,4v}$ діб, формулу (2.56)

можна записати у виді:

$$q_{\max} = \frac{\gamma h_p r}{\delta + 86,4\gamma\tau} \quad (2.62)$$

Об'ємні формули. На відміну від редуційних формул, в основі яких покладено одномодальний гідрограф з тривалістю стоку T_n , об'ємом W_{cm} і максимальною витратою води Q_m .

Базовою для них є формула у вигляді:

$$q_{\max} = \frac{m+1}{m} \frac{Y_{\max}}{T_n}, \quad (2.63)$$

де Y_{\max} – загальний шар припливу води з схилів в руслову мережу;

T_n – основа руслового гідрографу.

Вираження (2.63) є лише одним з редакційних варіантів об'ємної формули. При одномодальній формі руслового гідрографу в загальному випадку:

$$q_{\max} = k_\phi \frac{Y_{\max}}{T_n} \quad (2.64)$$

де k_ϕ – коефіцієнт нерівномірності руслового стоку.

З рівняння (2.63) і (2.64) видно, що:

$$k_{\phi} = \frac{m+1}{m} \quad (2.65)$$

Для території України А.В. Огієвський (1938 р.) [10] використав структуру руслового гідрографу у вигляді лінійного трикутника, а тривалість T_n взяв як суму T_o та t_p . Формула (2.12) була застосована для нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля, прийнявши $k_{\phi} = 2,0$, що не відповідає реальній формі водопіль та паводків.

У подальшому розвитку схема А.В. Огієвського отримала в роботах В.І. Мокляка. В результаті багатолітніх досліджень для річок України вчений розробив формулу максимальних витрат від талих вод об'ємного типу, яка в остаточному варіанті має вигляд:

$$Q_{\max} = \frac{\delta W}{T_n} = \frac{0,0116 \delta Y_{\max} F}{m t_c + t_k + t_{np}} \quad (2.66)$$

де Q_{\max} – максимальна витрата 3% – вої забезпеченості;

δ – коефіцієнт форми гідрографу;

W – сумарний об'єм стоку;

T_n – тривалість повені.

У формулі В.І. Мокляка перш за все уточнено поняття розрахункової тривалості повені T_n , яка дорівнює сумі:

$$T_n = T_c + t_p + t_{ck} + t_{np}, \quad (2.67)$$

$$T_c + t_{ck} + T_0, \quad (2.68)$$

Тому

$$T_n = T_0 + t_p + t_{np} \quad (2.69)$$

Цікавими також є дослідження В.І. Мокляка в частині розрахунку коефіцієнта форми руслових гідрографів δ (у наших позначеннях k_ϕ) від розміру водозбірної площі. При цьому:

а) при $(t_p + t_{cx}) < 1$ діб:

$$\delta = \frac{2,8}{\sqrt{t_p + t_{cx}}} \quad (2.70)$$

б) при $(t_p + t_{cx}) > 11$ діб:

$$\delta = 2,8 + 0,05(t_p + t_{cx} - 11) \quad (2.71)$$

в) в діапазоні $1 \text{ діб} < (t_p + t_{cx}) < 11 \text{ діб}$:

$$\delta = 2,8. \quad (2.72)$$

В.І. Мокляк справедливо звернув увагу і на той факт, що в більшості формул облік залісненої і заболоченості виробляється через поправочні коефіцієнти безпосередньо до максимальної витрати, а не до параметрів стоку, які в тій чи іншій мірі обумовлені залісеністю і заболоченістю.

На цій підставі він розробив рекомендації відносно розрахунку тривалості водовіддачі на занесених і заболочених водозборах в наступному варіанті:

$$T_c(f_l, f_b) = m_c T_c, \quad (2.73)$$

де m_c - емпіричний коефіцієнт, який дорівнює:

$$m_c = 1 + \alpha_l \frac{f_l}{F} + \frac{f_b}{F} \quad (2.74)$$

для листяних лісів $\alpha_l = 0,7$, для хвойних – $1,0$.

Формула А.В. Огієвського – В.І. Мокляка рекомендується для практичного використання і зараз, нарівні з методикою СНиП 2.01.14–83 [5] ширшу популярність здобула формула, обґрунтована Д.Л. Соколовським [3]. Рівняння одномодального гідрографа повені він записав у вигляді:

а) для кривої підйому:

$$Q_t = Q_{\max} \left(\frac{t}{t_n} \right)^{m'}; \quad (2.75)$$

б) для кривої спаду:

$$Q_t = Q_{\max} \left(\frac{t_{cn} - t}{t_{cn}} \right)^{n'}; \quad (2.76)$$

де t_n і t_{cn} – час підйому і спаду повені, відповідно.

При інтегруванні (2.75) і (2.76) по t_n і t_{cn} , а також подальші нескладні процедури перетворення приводять до базових рівнянь:

$$q_{\max} = \frac{Y_{\max}}{t_n} f \quad (2.77)$$

та

$$q_{\max} = \frac{Y_{\max}}{T_n} f(1 + \gamma), \quad (2.78)$$

де f – коефіцієнт форми руслового гідрографа:

$$f = \frac{(m'+1)(n'+1)}{(n'+1) + \gamma(m'+1)}, \quad (2.79)$$

а $\gamma = t_{cn} / t_n$

Із зіставленням (2.63), (2.65) і (2.79), видно, що множником $f(1+\gamma)$ є коефіцієнт нерівномірності руслового стоку k_ϕ в (2.64) або $\frac{m+1}{m}$ – в (2.65).

Найбільш прийнятним є рівняння (2.63), в якому всі параметри визначені і можуть бути порівняно просто отримані по матеріалах гідрологічних станцій і постів, особливо дня весняної повені, коли $k_y = 1.0$.

З цією метою чисельник і знаменник (2.63) помножимо на $(T_0 + T_p)$ та запишемо його у вигляді:

$$q_{\max} = \frac{m+1}{m} \frac{Y_{\max}}{T_0 + t_p} k_n, \quad (2.80)$$

де k_n – є коефіцієнт, обумовлений русло заплавним регулюванням і рівний:

$$k_n = \frac{T_0 + t_p}{T_n} \quad (2.81)$$

Вираз (2.80) досягається шляхом послідовних наближень з накладенням деяких обмежень на k_n , наприклад, $k = 1,0$ при $F \rightarrow 0$.

Більш загальною, є класифікація формул, що запропонована професором Є.Д. Гопченко [11], [12]. В окремі категорії він виділяє методи, які ґрунтуються на геометричній схематизації паводків і водопіль (редукційні та об'ємні формули), а також формули, які засновані на моделі руслових ізохрон (так звані гідромеханічні уявлення про процеси формування максимального стоку) і формули граничної інтенсивності.

2.1.2.1 Рекомендації Всесвітньої метеорологічної організації (ВМО) щодо методів розрахунку талого стоку річок

На більшій частині території України, загалом в суббасейні р.Десни загальну частину річкового стоку визначає собою талий стік, що формує основну частину весняного водопілля в дослідженнях режиму річки. Особливо велику увагу привертають на себе дослідження формування та розрахунки максимальних витрат води, шарів стоку, тривалості водопілля та гідрографів стоку весняного водопілля.

Багато природніх процесів, таких як: танення снігу, затримання води в сніговому покриві, надходження талих вод на водозбір та втрати талих вод, водовіддача басейну, а також тривалість часу добігання талого стоку до замикаючого створу визначають стік як рівнинних так і гірських басейнів.

Сніготанення, з точки зору формування запасів води, які інфільтруються та просочуються в товщі ґрунту, подібно процесу надходження дощових опадів, за виключенням відносно невеликого запасу води в сніговому покриві та тривалості періоду сніготанення. В ті періоди, коли опади не випадають на поверхню, послідовні зміни запасів води в танучому сніговому покриві за даними вимірювань, практично аналогічні добовим збільшенням дощових опадів.

Сніговий покрив здатен затримувати досить значну частину талої води у вигляді плівкової або капілярної води. По експериментальним даним, водоутримуюча здатність (вологоємність) снігу коливається приблизно від 25-40% для дрібнозернистого рихлого снігу на початку танення та до 15-20% для крупнозернистого снігу [13].

Сумарний стік весняного водопілля рівнинних басейнів залежить від запасів води в сніговому покриві до початку сніготанення, кількості опадів, що випали після початку сніготанення, та кількості води, витраченої на інфільтрацію і випаровування з річкового басейну.

Перший фактор можна визначити шляхом вимірювань. Другий – кількість опадів, які випали після початку сніготанення – можна визначити методом прогнозу або ймовірнісним способом, або за середніми значеннями кліматичних характеристик. Третій фактор – втрати талого стоку в басейні – вони визначаються здатністю самого ґрунту та ємністю поверхневих понижень, включаючи крупні некапілярні пори у верхньому шарі ґрунту. Втрати на випаровування відносно невеликі і мало змінюються від року в рік.

Для того, щоб визначити сумарний талий стік на водозборі річки можна використовувати водобалансові залежності. На основі цих залежностей сумарний талий стік можна розрахувати на початку періоду сніготанення. Однак, для розрахунку гідрографів стоку часто потрібні значення добового надходження талої води. Для визначення цих величин потрібно враховувати такі основні чинники як [11], [13]:

1. Приплив тепла до снігового покриву;
2. Водоутримуюча здатність снігу;
3. Площу, вкриту снігом;
4. Водоутримувальну здатність басейну.

В загальному вигляді добове надходження талих вод Q_n може бути описано за допомогою рівняння:

$$Q_n = \frac{m}{1 - \alpha_o} f_1(M, I_f) f_2(M, \alpha_o) \quad (2.82)$$

де m – величина добового танення;

α_o – початкова відносна кількість талої води, затриманої снігом, яка

відповідає верхній межі водоутримуючої здатності снігового покриву;

$f_2(M, \alpha_o)$ – функція, що виражає відносну площу надходження талої води,

пов'язану з сумарним таненням M і початковим затриманням води сніжним покривом;

$\alpha_o, f_1(M, I_f)$ – коефіцієнт стоку як функція сумарного танення та індексу інфільтраційної здатності басейну I_f .

Початкова кількість талої води, затриманої снігом, залежить від структури та щільності снігового покриву і може визначатись експериментальним шляхом. Обмежені дані показують, що в якості першого наближення значення α_o для рівнинних водозборів зі щільністю снігу в межах від 0,25 до 0,30 г/см³ можна взяти рівними 0,15-0,20 г/см³. Відносна площа, на якій відбувається надходження талої води $f_2(M, \alpha_o)$, залежить від розподілу снігового покриву за площею.

Таким чином, збільшення відносної площі водовіддачі пов'язане зі збільшенням площі, вкритої вологонасиченим снігом. Одна з найпростіших методик розрахунку площі водовіддачі ґрунтується на припущенні рівномірного танення снігу й однакової вихідної водо утримуючої здатності снігу по всьому басейну. За таких умов функцію $f_2(M, \alpha_o)$ можна визначити як різницю між двома функціями:

$$f_2(M, \alpha_o) = f_3(M) - f_4(M) \quad (2.83)$$

де $f_4(M)$ – площа басейну, на якій розтав сніг;

$f_3(M)$ – інтегральна функція відносної площі, на якій сніг став вологонасиченим

$$f_3(M) = f_4\left(\frac{M}{\alpha_o}\right) \quad (2.84)$$

Коефіцієнт стоку є функцією, яка зростає зі збільшенням танення, оскільки інфільтраційна здатність річкового басейну при цьому зменшується. Залежність між змінними величинами можна визначити емпіричним шляхом з використанням в якості параметрів індексу попереднього зволоження ґрунту і глибини його промерзання.

Для цього можна використовувати і водобалансові залежності. Після отримання такої залежності для річкового басейну функція визначається шляхом диференціювання

$$f_1(M, I_f) = \frac{dQ(W, I_f)}{dW} \quad (2.85)$$

де Q – сезонний стік;

W – середній запас води у снігу з урахуванням опадів. За допомогою цього індексу можна побудувати декілька кривих для різних значень індексу інфільтраційної здатності I_f [13].

2.1.2.2 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), М.А. Веліканов (1940),

А.В. Огієвський (1952), Г.О. Алексєєв (1956), К.П. Воскресенский (1956), В.І.Мокляк (1957, 1965), Й.А. Железняк (1965, 1985), П.Ф. Вишневський (1964), А.М. Бефані (1958, 1981).

Окремі результати досліджень науковців увійшли у вигляді складових до нормативних документів, які свого часу розроблялись в СРСР (СН 435 -72 [8] та СНиП 2.01.14 -83 [5]).

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

- редуційні, в яких в явній формі відображаються редуція (зменшення) модулів максимального стоку зі збільшенням площі водозбору;
- 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 [11]:

1. Регіональні емпіричні формули, які враховують в узагальненій формі лише чинники, які визначають головні зв'язки у процесах формування максимального стоку.

2. 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 [14] для розрахунку максимального стоку річок в Італії:

$$Q_p = q_{100} \left(\frac{100}{F} \right)^{\frac{2}{3}} \quad (2.86)$$

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 (2.34) схожа на ту, що пропонується у нормативному документі СНиП 2.01.14-83 [5].

Для річок Алжиру з площею водозборів ($F > 10 \text{ км}^2$) була розроблена емпірична формула для розрахунку максимальних витрат води для забезпеченості $P \leq 2\%$ [15]:

$$Q_p = q_p F = 2k \lg(1 + c_1 H) \frac{F}{\sqrt{L}} \sqrt{1 + 4 \lg \frac{100}{P} - \lg F} \quad (2.87)$$

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 [16] розробив об'ємну формулу:

$$Q_p = 0,28 \frac{H_\tau \alpha f' F}{K'_n \tau} \quad (2.88)$$

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 (2.88) визначаються в залежності від площі водозбору F .

До об'ємних формул можна віднести формулу розроблену у Франції для річок Центральної та Південно-Західної Африки [16] для розрахунку максимального стоку ймовірністю перевищення $P=10\%$ для річок з площею водозборів $F < 200$ км²:

$$Q_{10\%} = 0,28 \frac{K_\phi h_{10\%} F}{T} + Q_{zp} \quad (2.89)$$

де $Q_{10\%}$ – максимальна витрата води ймовірністю перевищення $P=10\%$, м³/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_{zp} – 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 ($F < 50 \text{ км}^2$). Цей метод викладено у наукових роботах [17], [18]. Формула граничної інтенсивності має вигляд [16]:

$$Q_p = 16,7 \bar{i}_{\tau,P} \alpha \delta_1 F \quad (2.90)$$

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, км^2 .

При розрахунках в формулі (2.90) 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 [19]:

$$\tau = C_t \left(\frac{L \bar{L}}{\sqrt{S}} \right)^n \quad (2.91)$$

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

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

S – ухил річки, $\%$;

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

За даними спостережень на річках території Центральної Америки [20] для розрахунку τ (у хвиликах) обґрунтована така залежність:

$$\tau = 4,0 \left(\frac{L}{\sqrt{S_1}} \right)^{0,77} \quad (2.92)$$

або в (годинах)

$$\tau = 0,067 \frac{L^{1,115}}{\Delta E^{0,385}}, \quad (2.93)$$

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

2.1.2.3 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 проектуванні гідротехнічних споруджень, при наявності даних гідрометричних спостережень достатньої тривалості, при обмеженості матеріалів спостережень, і при відсутності спостережень у пунктах проектування.

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 [4].

На території України до теперішнього часу продовжує використовуватись нормативний документ СНиП 2.01.14-83 [5], 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 [5], використовувався до 2003 року, тобто до запровадження СП 33-101-2003 [9].

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. Гопченка Є.Д [21], [23].

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) [24].

Розрахунок максимальних витрат води весняного водопілля рекомендується здійснювати за формулою О.О. Соколова [24]:

$$Q_p = q_p F = \frac{k_0 h_p F}{(F + 1)^n} \delta_1 \delta_2, \quad (2.94)$$

де q_p – модуль максимальної витрати води весняного водопілля $\frac{Q_p}{F}$ в $\text{м}^3/\text{с} \cdot \text{км}^2$;

F – площа водозбору річки, км^2 ;

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, характеризуючий 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 [24]:

$$\delta_1 = \alpha_1 / (1 + f_l)^{n^2}, \quad (2.95)$$

де α – параметр, що приймається по таблиці [24];

f_l – відносна залісеність водозбору, %

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

$$\delta_2 = 1 - \beta \lg(1 + 0,1 f_6), \quad (2.96)$$

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

f_6 – 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 [24]:

$$\delta_3 = \frac{1}{(1 + cf'_{oz})}, \quad (2.97)$$

причому коефіцієнт c (табл. 2.1) приймається залежно від середнього багатолітнього шару весняного стоку Y_{max} наступний:

Таблиця 2.1 - Визначення коефіцієнта c з формули (2.97)

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:

$$f_{oz} = \sum_{i=1}^n (100F_{oz} F_i / F) \quad (2.98)$$

За наявності впливу ставків на басейні, які регулюють меженний стік при розрахунку максимальних витрат води ймовірністю перевищення 5%, не враховується, а при $P > 5\%$, допускається зменшення розрахункової витрати води до 10% [24].

Параметри формули (2.97) були розраховані по великому фактичному матеріалу, який охоплював майже всю територію колишнього Радянського Союзу.

В цілому, враховуючи те, що структура формули (2.97) в умовах її використання, відрізняється водозапасами та водовіддачею 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 (2.97) 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.

На рис. 2.4 представлена порівняння максимальних витрат води весняного водопілля для суббасейну р. Десна $Q_{1\%}$, м³/с, розрахованих за результатами статистичної обробки станом на 2010 р. та максимальних витрат води весняного водопілля Q_p , м³/с, які розраховані за формулою О.О. Соколова.

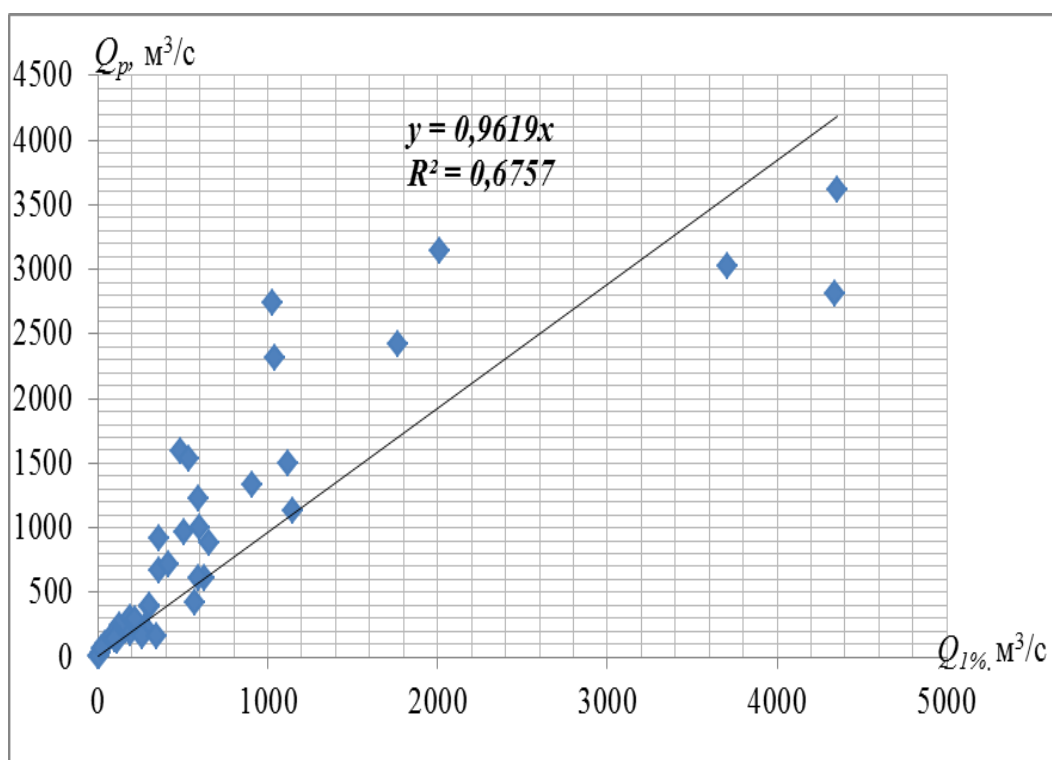


Рисунок 2.4 – Порівняння максимальної витрати води весняного водопілля Q_p , м³/с розрахованої за формулою О.О. Соколова від максимальної

витрати води $Q_{1\%}$, м³/с розрахованої за результатами статистичної обробки станом на 2010 р в суббасейні р. Десна

Як добре ілюструє (рис. 2.4) розкид точок доволі великий, максимальні витрати води весняного водопілля, які розраховані за формулою О.О. Соколова в середньому занижені на 4%, порівняно з максимальними витратами води весняного водопілля, які обчислені за результатами статистичної обробки станом на 2010 р, похибка розрахунків за даною методикою складає $\Delta = \pm 39,3\%$, що при точності вихідної інформації $\sigma = \pm 21,7\%$ є незадовільним результатом [25].

2.1.2.4 Регіональні методики для визначення максимального стоку весняного водопілля річок на території суббасейну р.Десна

Для території суббасейну р.Десни пропонується в якості регіональної, так звана формула граничної інтенсивності [24]:

$$Q_p = 0,28 a_m \varphi F \rho r \lambda \quad (2.99)$$

де Q_p – максимальна витрата води (м³/с) ймовірністю перевищення $P\%$;

0,28 – коефіцієнт розмірності;

a_m – максимальна інтенсивність водовіддачі (мм/час), 1%-вої ймовірності перевищення;

φ – коефіцієнт редуції модуля максимальної витрати;

F – площа водозбору, км² ;

ρ – коефіцієнт обліку впливу залісеності, заболоченості, і неодноразової водовіддачі стоку з басейну;

r – коефіцієнт обліку впливу системи водосховищ;

λ – коефіцієнт ймовірності перевищення максимальних витрат води [24].

Вперше формула (2.99) була опублікована в 1962 р в «Керівництві по гідрологічним розрахункам для річок України» (на укр. мові), потім в 1967 р. в монографії «Ресурси поверхневих вод СРСР», т. 6 (Україна і Молдавія), вип.2.

Поступово параметри формули уточнювались і мали можливість використовувати колишні рекомендації з незначними змінами в зв'язку з визначенням максимальних витрат 1%-вої ймовірності перевищення по новим вихідним матеріалам спостережень та більш детальним урахуванням умов формування стоку. Прийняті позначення параметрів та способи їх визначення наступні.

1. Максимальна витрата Q_p відповідає ймовірності перевищення $P\%$ і залежить від коефіцієнта λ ; при $\lambda = 1$ формула (2.99) визначає максимальну витрату основної 1% -вої ймовірності перевищення.

2. Максимальну годинну інтенсивність водовіддачі a_m для основної 1%-ї ймовірності перевищення рекомендується приймати у відповідності з вказівками за таблицю (табл. 81, стор. 222, [24]).

3. Коефіцієнт редуції модуля максимальної витрати φ визначається в залежності від величини τ та відношення, $n = \frac{\tau}{t_c}$, де τ – тривалість добігання стоку, t_c – тривалість водовіддачі в добах.

У випадку, коли $n < 1$ ($\tau > t_c$), коефіцієнт φ визначається по формулою:

$$\varphi = \frac{0,28 + 0,07n}{1 + 2n} \quad (2.100)$$

або приймається по таблиці (табл. 82, стор. 222, [24]).

Якщо співвідношення $n < 1$, але $\tau > 1$ діб, φ підраховується по формулі

$$\varphi = \frac{0,35}{1+2n} \quad (2.101)$$

або приймається по таблиці (табл. 83, стор. 222, [24]).

I, нарешті, коли час добігання $\tau < 1$ діб, коефіцієнт редуції слід визначати по формулі

$$\varphi = \frac{t_c}{0,92t_c - 0,24 + (1,94t_c + 5,95)\tau} \quad (2.102)$$

або приймається по таблиці (табл. 84, стор. 223, [24]). Для малих водотоків з $\tau \leq 0,04$ діб (тобто менше часу) $\varphi=1$.

4. Тривалість добігання хвилі повені τ знаходиться як частка від ділення водотоку L км, вимірної по найбільш довгому притоку від витоку річки (а для малих річок з $\tau \leq 1$ діб - від вододільній лінії), на швидкість добігання V км/добу.

$$\tau = \frac{L}{V} \quad (2.103)$$

Швидкість добігання хвилі повені в свою чергу визначається по формулі

$$V = aH^{1/3} \quad (2.104)$$

де a – коефіцієнт форми русла та шорсткості його дна та стінок приймається за таблицею (табл. 87, стор. 228, [24]);

H – висота падіння річки від витоку до розрахункового створу, а для малих річок ($\tau < 1$ діб) – від вододілу до розрахункового створу, м.

5. Тривалість водовіддачі від сніготанення (схилового припливу) t_c визначається по карті ізоліній (рис.49, стор. 225 [24]);

6. Коефіцієнт обліку впливу залісеності, заболоченості та неодночасності сніготанення в окремих частинах басейну визначається по формулі:

$$\rho = \frac{t_c + \tau}{mt_{c+\tau+t_c}} \quad (2.105)$$

В свою чергу коефіцієнт m , яким враховується підвищений час водовіддачі t_c за рахунок впливу залісеності та заболоченості, встановлюється по формулі:

$$m = 1 + \alpha \frac{f_l}{F} + \frac{f_b}{F} \quad (2.106)$$

де f_l – площа в басейні, покрита лісом, км²;

f_b – площа під болотами, км²;

α – коефіцієнт, який враховує склад лісних насаджень; для листяних лісів $\alpha=0,7$; для змішаних $\alpha=1,0$.

При обчисленні максимальних витрат дуже малих річок ($\tau \leq 0,1$ діб), в басейнах яких залісеність практично не впливає на зниження максимальних витрат води, слід приймати $\alpha=0$. В межах зміни $0,1 < \tau < 0,25$ коефіцієнт α визначається по інтерполяційної формулі:

$$\alpha = 6,67\tau - 0,667 \quad (2.107)$$

7. Тривалість неодночасності віддачі стоку від сніготанення знаходиться по залежності

$$t_n = T_n - T_c \quad (2.108)$$

де T_n – умовний час початку віддачі стоку біля витоку річки;

T_c – то ж у низового (розрахункового) створу.

Данні T_n та T_c встановлюються по картограмі (рис. 50, стор. 225, [24]).

8. Коефіцієнт обліку зарегулювання (зниження) максимальної витрати водосховищем в басейні визначається за формулою

$$r = 1 - \frac{W_1}{S_1} \left[1 - \left(1 - \frac{f_1}{F} \right)^n \right] \quad (2.109)$$

де W_1 – регулюючий об'єм водосховища, створ греблі якого замикає водозбірну площу f_1 ;

S_1 – стік з водозбірної площі f_1 ;

n – показник степені, приймається для весняних повеней рівним 0,75.

9. Коефіцієнти ймовірності перевищення максимальних витрат води λ приймаються по таблиці (табл. 86, стор. 226, [24]), в якій приведені осереднені значення перехідних коефіцієнтів [24].

Визначивши зазначеним вище шляхом параметри формули (2.99) розраховуємо максимальні витрати води 1 %-вої ймовірності перевищення ($P = 1\%$) при $\lambda = 1,0$.

Формула (2.99) порівнянні з розрахунковою схемою (2.94) має ті переваги, які враховують всі основні фактори формування максимальних витрат: гідрометеорологічні (максимальна інтенсивність водовіддачі, тривалість, неодночасність сніготанення на значних водозборах та ін.), гідрографічні (площа водозбору, довжина річки, швидкість та час добігання), ґрунтово – ботанічні (залісеність і заболоченість водозбору, характер ґрунтів на малих басейнах) і вплив господарської діяльності людини (регулююча роль водосховищ, розташованих в басейні) [24].

Пропонована формула граничної інтенсивності [24]. для визначення максимальних витрат талих вод у випадку при відсутності спостережень була перевірена по даним статистично оброблених натурних спостережень. В основу перевірки були прийняті витрати 1% -вої ймовірності перевищення, які розраховані за результатами статистичної обробки станом на 2010р [25].

Збіжність витрат, розрахованих за формулою (2.99) досить непогана. Однак, коефіцієнти регулювання стоку r встановлювалися певною мірою суб'єктивно (через відсутність фактичних даних), і тому деякі витрати є наближеними.

Слід враховувати умовними коефіцієнти басейнового зарегулювання стоку r , прийняті для врахування впливу закарстованості басейну. Поки не розроблені конкретні числові показники поглинання карсту порід, коефіцієнти r повинні призначатися, погодившись з даними, наведеними в (табл. 87, стор. 231, [24]).

Коефіцієнт обліку регулюючого впливу водосховищ доцільно вводити тільки у випадках значного регулювання весняного стоку, зазвичай ж він приймається рівним одиниці [24].

На рис. 2.5 представлена залежність максимальної витрати води Q_p , м³/с, розрахованої за результатами статистичної обробки станом на 2010 р. від максимальної витрати води весняного водопілля $Q_{1\%}$, м³/с розрахованої за формулою граничної інтенсивності.

Розрахунок проведений за формулою (2.99) показав, що максимальні витрати води весняного водопілля в цьому випадку будуть завищені в середньому на 25% (рис. 2.5), а середнє відхилення розрахункових значень від фактичних для розглядуваної території становить ($\Delta=\pm 46,2\%$), що не дозволяє на сучасному етапі рекомендувати пропоновану методику для визначення максимальних витрат весняного водопілля річок суббасейну р.Десна [25], [26].

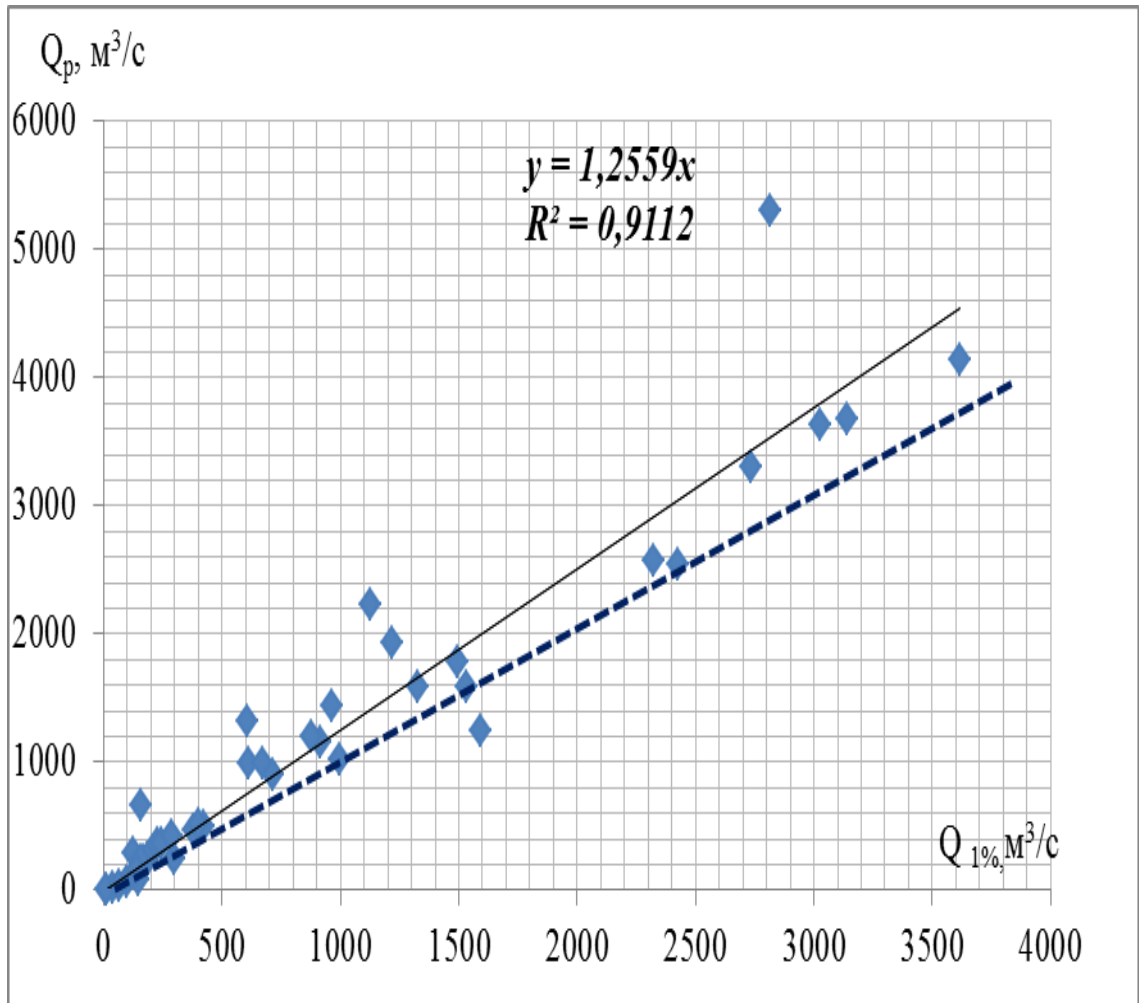


Рисунок 2.5 – Порівняння максимальної витрати води весняного водопілля $Q_p, \text{m}^3/\text{c}$ розрахованої за формулою граничної інтенсивності від максимальної витрати води $Q_{1\%}, \text{m}^3/\text{c}$ розрахованої за результатами статистичної обробки станом на 2010 р. в суббасейні р.Десна.

Середньоквадратична похибка (за операторною моделлю проф. Є.Д. Гопченко [22], [23]) методикою розрахунків максимального стоку весняного водопілля для річок суббасейну р.Десна складає ($\Delta = \pm 21,6\%$), що дозволяє рекомендувати пропоновану методику для визначення максимальних витрат весняного водопілля річок суббасейну р.Десна в якості регіональної [26], [27]).

2.1.3 Аналітичний огляд сучасних методів розрахунку максимального стоку дощових паводків (на прикладі річок Прикарпаття)

2.1.3.1 Існуючі методи розрахунків максимального стоку дощових паводків на прикладі річок Прикарпаття

Загальна теорія формування паводків була розроблена Н.Е. Долговим та М.М. Протод'яконовим, але лише для випадків рівномірної інтенсивності дощу і прямокутної форми водозборів. Принципові положення для розрахунку паводків набули розвитку в працях Д.Л. Соколовського, Д.І. Кочеріна, А.Н. Костякова, М.А. Великанова, А.В. Огієвського, А.М. Бефані, Г.О. Алексєєва та ін.

Спираючись на класифікацію, запропоновану у [2], усі формули максимального стоку можна поділити на дві групи:

1. Основані на схематизації схилового та руслового (або лише руслового) гідрографів. До них відносяться формули:

- а) редуційні (в тому числі й емпіричні);
- б) об'ємні.

2. Ті, що спираються на теорію руслових ізохрон, до яких відносяться:

- а) так звані «генетичні» формули;
- б) формули граничної інтенсивності.

Найбільш широке розповсюдження на практиці, завдяки простоті структури й малому числу невідомих параметрів, знайшли *редукційні формули*. Започаткував їх Д.І. Кочерін (1926-28 рр.) і перший варіант мав вигляд [28]:

$$q_m = \frac{A_m}{F^{n_1}} - B, \quad (2.110)$$

де A_m – максимальна інтенсивність водовіддачі при $F = 1$ км².

В результаті аналізу матеріалів спостережень за стоком Д.Л. Соколовський запропонував дещо удосконалений варіант (2.110), а саме [3]:

$$q_m = \frac{A_m}{(F + 1)^{n_1}} \delta, \quad (2.111)$$

де A_m – максимальний модуль стоку при $F = 0$ км²;

δ – узагальнений коефіцієнт, який враховує вплив на максимальний стік озер, боліт, лісів, карсту, водопроникність ґрунтів.

Ще пізніше Д.Л. Соколовський, взявши за вихідну модель одновершинні гідрографи схилового та руслового стоку, одержав базове рівняння вигляду:

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}}, \quad (2.112)$$

де t_p – час руслового добігання.

Порівнюючи вирази (2.111) і (2.112) та виходячи із формальних міркувань щодо тривалості паводків, він зробив висновок, що

$$\frac{1}{1 + \frac{t_p}{T_0}} = f(F) = \frac{1}{(F + 1)^{n_1}}. \quad (2.113)$$

Таке спрощене уявлення щодо природи редукції максимального стоку зі зростанням розмірів водозборів є наслідком двох обставин:

1. Прийняття тривалості паводків T_n як суми T_0 (тривалість схилового припливу) та t_p (тривалість руслового добігання), тобто без урахування ефектів русло-заплавного регулювання.

2. Припущення щодо рівності коефіцієнтів часової нерівномірності схилового та руслового стоку.

Достатньо повно методи розрахунку максимального стоку, засновані на геометричній схематизації гідрографів схилового і руслового стоку, розкриті в роботах Є.Д. Гопченка [2], [22], [23], [29]-[32] й інші. В якості вихідної моделі гідрографи схилового і руслового стоку використані ним у редуційному вигляді. Базове рівняння відносно q_m [2] має вигляд

$$q_m = \frac{k_0 y_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}} k_m k_n, \quad (2.114)$$

де k_0 – коефіцієнт схилової трансформації, що дорівнює:

$$k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}; \quad (2.115)$$

k_m і k_n – редуційні коефіцієнти, зумовлені русло-заплавним регулюванням, причому

$$k_m = \frac{m_1 + 1}{m_1} \Big/ \frac{n+1}{n}, \quad (2.116)$$

а

$$k_n = \frac{T_0 + t_p}{T_n}. \quad (2.117)$$

При розрахунках максимального стоку дощових паводків і водопіль редуційні коефіцієнти k_m і k_n можна об'єднати в один збірний k_F , тоді

$$q_m = \frac{k_0 y_m}{1 + \frac{t_p}{T_0}} k_F. \quad (2.118)$$

Редукція максимальних модулів стоку в (2.118) зв'язується, окрім тривалості руслового добігання t_p , ще й з ефектами русло-заплавного водообміну і регулювання k_F .

Методи розрахунку максимального стоку дощових паводків, засновані на теорії руслових ізохрон. У 1940 р. Г.О. Алексєєв [33]-[34] обґрунтував, а потім і вирішив диференціальне рівняння руслового стоку:

$$V_\partial \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = Q'_t, \quad (2.119)$$

де Q'_t – бічний приплив поверхневих вод на одиницю довжини будь-якого русла;

V_∂ – швидкість руху паводкової хвилі.

Через громіздкість запропоноване рівняння широкого розповсюдження не набуло. Більшу відомість отримала так звана «інтерполяційна» (за термінологією К.П. Воскресенського, 1956) формула Г.О. Алексєєва [33]-[34]:

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + \frac{q'_m}{y_m} \cdot t_p}. \quad (2.120)$$

Вираз (2.120) є окремим випадком вирішення диференціального рівняння (2.119), але за деяких спрощень.

Витрата води Q_m тоді буде дорівнювати

$$Q_m = \varphi \cdot y(T_0) \cdot V_\partial, \text{ а модуль стоку } q_m = \frac{y(T_0)}{t_p} \varphi. \quad (2.121)$$

На основі (2.113)

$$\frac{q'_m}{y(T_0)} = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}. \quad (2.122)$$

Підставимо (2.122) у (2.121) та (2.120), взявши $\varphi = 1,0$, що відповідає умові $t_p \geq T_0$. Тоді (2.122) запишеться у вигляді

$$q_m = \frac{q'_m}{1 + \frac{n+1}{n} \cdot \frac{t_p}{T_0}}, \quad (2.123)$$

а (2.121), відповідно,

$$q_m = \frac{q'_m}{\frac{n+1}{n} \cdot \frac{t_p}{T_0}}. \quad (2.124)$$

Таким чином, ми маємо два дуже близьких за структурою рівняння, з яких (2.124) строго відповідає теорії формування стоку для водозборів прямокутної форми з областю застосування $t_p \geq T_0$. При $\frac{t_p}{T_0} = 0$ рівняння (2.124) має невизначеність вигляду $\frac{1}{0}$, у той час як (2.13) дозволяє визначити граничне значення $\frac{q_m}{q'_m} = 1,0$. З цього можна зробити висновок

[35], що формула Г.О. Алексєєва (2.113) виведена за умови $t_p \geq T_0$. Для надання їй більш «універсального» характеру та з метою виключення невизначеності вигляду $1/0$ в знаменник просто додана одиниця. Але у теоретичному відношенні (2.120) виключає можливість її застосування у практиці гідрологічних розрахунків.

А.М. Бефані в [36] надав більш широке тлумачення рівнянню (2.119), поклавши у його основу схему стаціонарних руслових ізохрон.

Модель формування максимального стоку А.М. Бефані, без урахування ефектів русло-заплавного регулювання, описується рівнянням [36]:

$$V_{\partial} \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} = n_x Q'_t, \quad (2.125)$$

де ω – площа поперечного перерізу русла у перетині ізохрони, яка віддалена на відстань x від вододілу;

Q'_t – ординати гідрографів припливу води зі схилів до руслової мережі;

n_x – число русел, які перетинає ізохрона у розглядуваному створі, причому

$$n_x = \frac{B_x}{2l} = \alpha B_x, \quad (2.126)$$

B_x – ширина басейнів по ізохронах руслового добігання, яка є функцією відстані від витoku;

l – довжина схилів;

α – коефіцієнт густоти гідрографічної мережі.

Узагальнене рівняння для максимального модуля запишеться таким чином:

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \phi k_{\Gamma}, \quad (2.127)$$

де k_{Γ} – гідрографічний коефіцієнт, який дорівнює k_1 – при $\left(\frac{t_p}{T_0}\right) < 1,0$ і k_2 ,
якщо $\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \geq 1,0$.

Пізніше А.М. Бефані в [37] для урахування заплавної акумуляції диференціальне рівняння використав у вигляді:

$$V_{\partial} \frac{\partial \omega}{\partial x} + \frac{\partial \omega}{\partial t} + \frac{\partial \omega_n}{\partial t} + \delta \frac{\partial \omega_a}{\partial t} = B_x q'_t, \quad (2.128)$$

де ω – площа живого перетину потоків, узятих в момент t по ізохроні, що перетинає головну річку на відстані $x = v_{\partial} t_x$ від витоку;

ω_n – перетин водної маси, акумульованої в усіх заплавах;

ω_a – загальний перетин всіх алювіальних вод, гідравлічно зв'язаних з русловими;

δ – коефіцієнт вільної пористості алювія (гравітаційна вологоємність).

В узагальненому вигляді модель А.М. Бефані може бути представлена рівнянням:

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi k_{\Gamma} \varepsilon'_n. \quad (2.129)$$

При одномодальній формі гідрографів схилового припливу, згідно з [2], k_1 і k_2 в параметричному вигляді дорівнюють:

$$\text{а) при } \left(\frac{t_p}{T_0}\right) < 1,0$$

$$k_1 = \frac{1 - \frac{m+1}{(n+1)(m+n+1)} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n}{1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n}; \quad (2.130)$$

б) при $\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \geq 1,0$

$$k_2 = \frac{m+1}{m} - \frac{n+1}{m(m+n+1)} \left(\frac{T_0}{t_p}\right)^m, \quad (2.131)$$

де m – показник степені в рівнянні функції ізохрон руслового добігання.

Для коефіцієнта повноти схилового припливу φ в [38] запропоновано рівняння:

а) при $\left(\frac{t_p}{T_0}\right) < 1,0$

$$\varphi = \frac{n+1}{n} \frac{t_p}{T_0} \left[1 - \frac{1}{n+1} \left(\frac{t_p}{T_0}\right)^n \right]; \quad (2.132)$$

б) при $\left(\frac{t_p}{T_0}\right) \geq 1,0$

$$\varphi = 1,0. \quad (2.133)$$

Формула А.М. Бефані набула досить широкого розповсюдження. Але їй при цьому притаманні й деякі недоліки. Зокрема, приступаючи до інтегрування (2.126), його автор зробив декілька припущень:

1. Що площі живого перетину ω_n і ω_a зв'язані лінійною залежністю з ω , причому ці залежності виходять з початку координат, а кути регресії прямих зв'язку залишаються постійними по всій довжині водотоку.

2. Що коефіцієнт густоти гідрографічної мережі α не залежить від географічного положення об'єктів і їх розмірів.

3. Що стосується коефіцієнта русло-заплавного регулювання ε'_n , то його визначено за умови осереднення по t_p (при $t_p < T_0$) і T_0 (при $t_p \geq T_0$).

Подальші дослідження деяких авторів, у тому числі Н.Ф. Бефані і самого А.М. Бефані, показали, що ε'_n залежить не лише від розмірів водозбору, але також від характеру припливу води зі схилів до руслової мережі і, якоюсь мірою, від форми водозборів.

У сучасній редакції формули граничної інтенсивності мають вигляд [39]:

$$q_m = A_1 \% H_{\partial} \eta = \bar{\psi}(\tau) H_{\partial} \eta, \quad (2.134)$$

де $\bar{\psi}(\tau)$ – ординати редуційних кривих інтенсивності опадів у часі;

H_{∂} – добовий максимум опадів;

η – узагальнений коефіцієнт стоку;

τ – розрахункова тривалість опадів

$$\tau = 1,2 t_p^{1,1} + t_{cx}; \quad (2.135)$$

t_{cx} – час схилового добігання.

Враховуючи, що $H_{\partial\eta}$ є шар стоку Y_m від добових опадів H_{∂} , то (2.134) набуде вигляду

$$q_m = \bar{\psi}(\tau)Y_m. \quad (2.136)$$

З іншого боку, за теорією руслових ізохрон А.М. Бефані для невеликих водозборів

$$q_m = \frac{Y_m}{t_p} \varphi. \quad (2.137)$$

До числа недоліків формул граничної інтенсивності відноситься й те, що вони не мають обмежень ні зверху, ні знизу [40]-[41]. Якщо проаналізувати отримані нами рівняння для $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$, то верхня межа для них (при $\frac{t_p}{T_0} = 0$) є

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \bar{\psi}(\tau) = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}; \quad (2.138)$$

нижня межа відповідає умові $t_p \gg T_0$ і дорівнює

$$\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \bar{\psi}(\tau) = 0. \quad (2.139)$$

Згідно досліджень, опублікованих у [23], можливо зробити висновки, що крива редукції опадів $\bar{\psi}(\tau)$ не коректно використовується у якості трансформаційної функції $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$.

З урахуванням введення у розрахункову схему $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ розрахункове рівняння набуде вигляду:

$$q_m = \tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right) Y_m \varepsilon_F. \quad (2.140)$$

Недоліком трансформаційної функції $\tilde{\varphi}\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ є те, що вона розмірна і залежить від розмірності t_p або T_0 , тобто від величин, які змінюються у досить широких межах і не підлягають нормуванню.

2.1.3.2 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 [5], 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 [9]. 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 [42]-[43].

Діючі 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 редукційного 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 редукції (площі водозборів), не дозволяє дослідити ступінь впливу різних факторів, які обумовлюють трансформацію паводкових і повеневих хвиль окремо на схилах і в русловій мережі [44]-[46].

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 [5].

Розрахунки максимальних витрат води дощових паводків, відповідно до СНиП 2.01.14-83 [5], визначаються в залежності від розмірів водозборів, причому:

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

$$q_p = A_{1\%} H_{1\%} \eta \delta \lambda_p; \quad (2.141)$$

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

$$q_p = q_{200} \left(\frac{200}{F} \right)^{n_1} \delta \delta_2 \lambda_p, \quad (2.142)$$

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 $P = 1\%$, мм;

η – збірний коефіцієнт стоку;

δ – редуційний коефіцієнт для врахування впливу водойм проточного типу;

λ_p – коефіцієнт для переходу від забезпеченості $P = 1\%$ 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.), яка визначається відповідно до (2.138);

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

Модуль максимальної миттєвої витрати води q_{200} визначається за наведеною у нормативному документі картою ізоліній, віднесених до середньої висоти водозборів $H_{сер} = 2000 \text{ м}$.

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 $\lambda_p = 1,0$, переписується таким чином

$$q_{200} = q_{1\%} \left(\frac{F}{200} \right)^{n_2} . \quad (2.143)$$

Для визначення показника степеня n_2 побудована залежність $\lg(q_{1\%}) = f[\lg(F + 1)]$ (рис. 2.6), де кут нахилу й буде шуканою величиною.

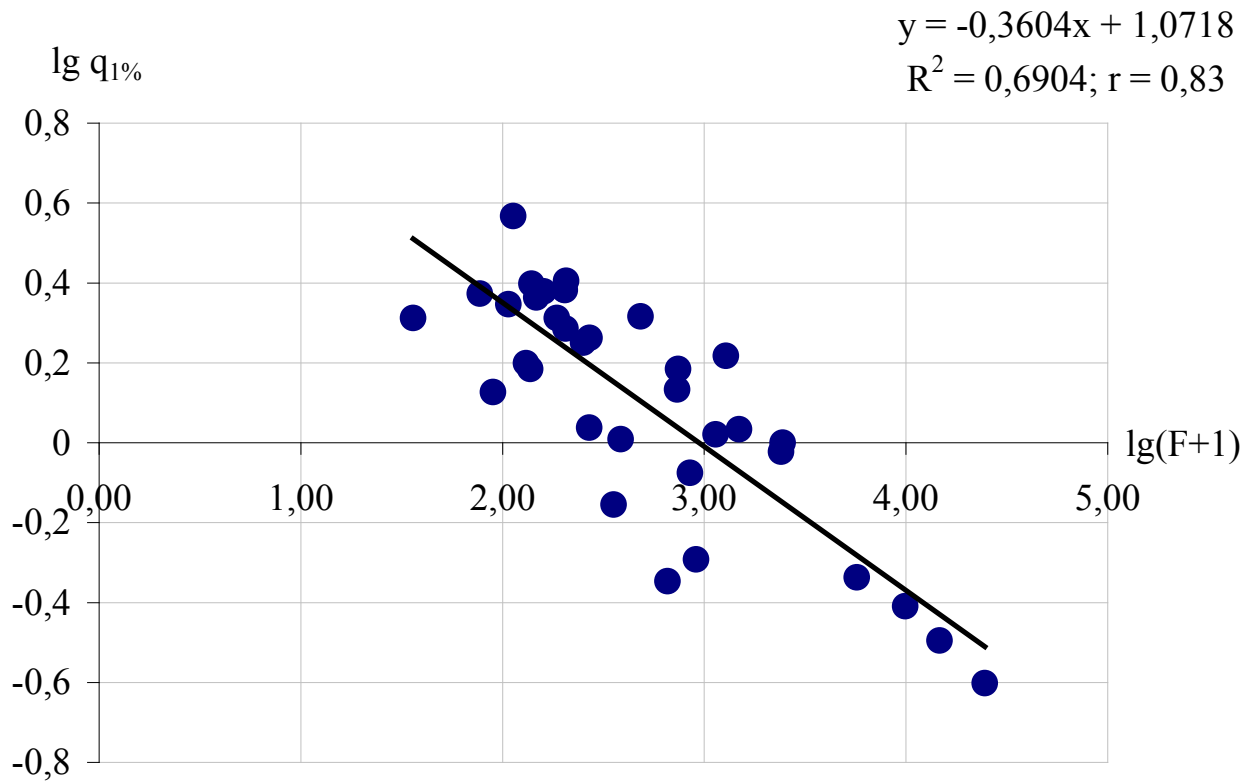


Рисунок 2.6 – Залежність максимальних модулів стоку $q_{1\%}$ від площі водозборів (у межах Прикарпаття)

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

$$q_{1\%} = \frac{11,7}{(F + 1)^{0,36}}, \quad (2.144)$$

Розраховані за (2.143) при $n_2 = 0,36$ значення q_{200} були приведені до однієї середньої висоти водозборів $H_{сер} = 2000$ м. Залежність $q_{200} = f(H_{сер})$ наведена на рис. 2.7.

На основі рис. 2.7 приведені значення максимальних модулів $(q_{200})_{H=2000}$ для річок Передкарпаття будуть дорівнювати

$$(q_{200})_{H=2000} = q_{200} - 1,7 \cdot 10^{-3} (H_{cp} - 2000). \quad (2.145)$$

Похибка між фактичними значеннями $(q_{200})_{H=2000}$, розрахованими по (2.145), з тими величинами, які зняті з карти (додаток до нормативного документу [5]), 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 [9].

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 [47].

Для усього регіону Карпат, у відповідності з прийнятою ним методикою дослідження (для річок з площею басейнів більше 50 км²), виконано узагальнення матеріалів спостережень [48]-[50] по часових рядах до 1975 р.

Модуль максимальної витрати води q_{200} визначався за розрахунковими максимальними витратами води 1-відсоткової ймовірності перевищення $Q_{1\%}$. Значення модуля наведені у таблиці та у вигляді карти ізоліній [47].

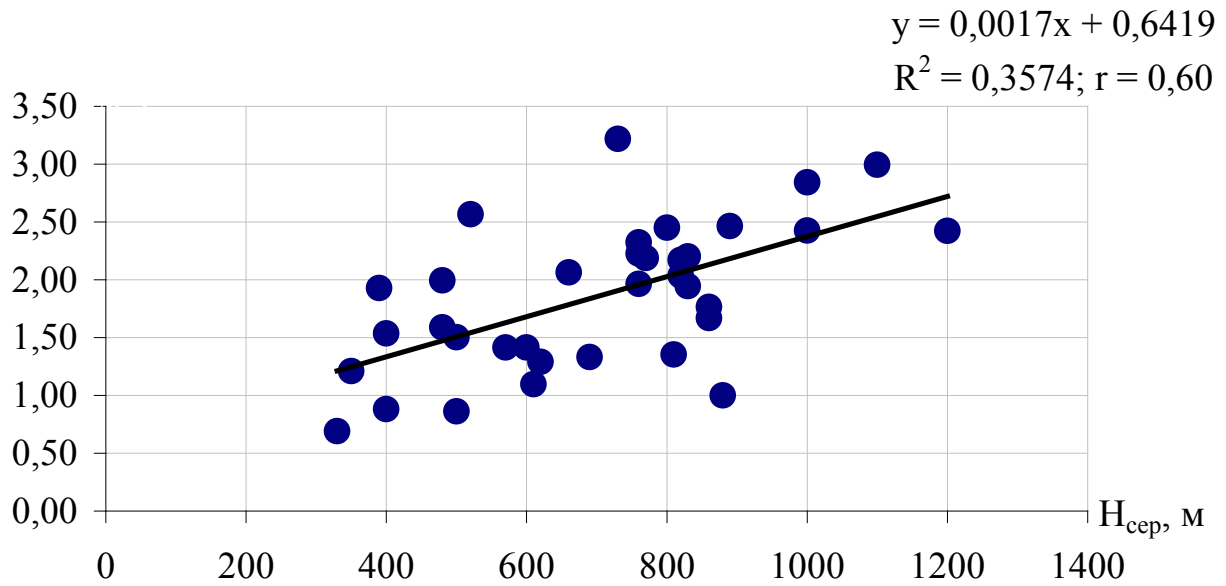


Рисунок 2.7 – Залежність максимального модуля q_{200} від висотного положення водозборів (у межах Прикарпаття)

Для визначення показника степеня редукції модуля максимальної витрати води n_2 побудовані залежності між максимальним модулем і площею водозборів. Він змінюється по території Карпат у межах 0,3-0,6 та районуваний по території [47]. Зокрема, для річок Передкарпаття рекомендується n_2 на рівні 0,50, що відповідає СНиП 2.01.14-83.

В [51] В.І. Вишне夫斯基й пропонує розрахунковий варіант СНиП 2.01.14-83 теж з використанням q_{200} . 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 q_{200} , приводяться до фактичної площі водозборів із використанням значення показника степеня редукції (для річок Передкарпаття) $n_2 = 0,20$. Область використання запропонованої методики [51] починається з площі водозборів понад 50 км².

2.1.3.3 Регіональні методи визначення максимального дощового стоку на річках Прикарпаття

Згідно з рекомендаціями [52], структура розрахункової формули максимального стоку дощових паводків має вигляд:

$$Q_m = 1,67 F h_m \varphi_1 n r r_1 k_1 \lambda. \quad (2.146)$$

Із формули (2.146) видно, що основними її параметрами є:

F – площа водозборів (у км²),

h_m – максимальна злизова водовіддача (у мм) за взятий розрахунковий інтервал часу 10хв та φ_1 – коефіцієнт редукції.

Усі інші параметри (n , r , r_1 , λ) є поправковими коефіцієнтами, які вводяться тоді, коли водозбори залісені, заболочені, зарегульовані ставками, водосховищами і широкими заплавами, а також коли потрібно визначити витрати води різної забезпеченості.

У випадку розрахунків максимальної витрати води з відносно великих водозборів (при $F > 500$ км²), які повністю не зрошуються дощовою хмарою та де водовіддача здійснюється не усією площею водозборів, вводиться коефіцієнт k_1 , який враховує цей вплив.

Похибка результатів розрахунків за (2.146) в середньому складає 9%, однак по посту р. Дністер – смт Розділ результати завищені у 2,5 рази, а на посту р. Стрий – с. Новий Кропивник – занижені у 2 рази.

2.1.3.4 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, має вигляд:

$$q_p = q'_{1\%} \psi \left(\frac{t_p}{T_0} \right) \varepsilon_F r \lambda_p, \quad (2.147)$$

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

$$q'_{1\%} = 0,28 \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} Y_{1\%}; \quad (2.148)$$

$\frac{n+1}{n}$ – коефіцієнт часової нерівномірності схилового припливу (для річок

Прикарпаття дорівнює 8,86, а показник степеня у рівняннях кривих ізохрон $n = 0,13$);

T_0 – тривалість схилового припливу, год. Для річок Прикарпаття осереднено по території на рівні 66 год.;

$Y_{1\%}$ – шар стоку дощових паводків забезпеченістю $P = 1\%$, мм. Для річок

Прикарпаття величина шару стоку визначається за регіональним рівнянням вигляду

$$Y_{1\%} = 195 + 0,15(H_{сер} - 800), \quad (2.149)$$

де $H_{сер}$ – середня висота водозборів, м;

$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right)$ – трансформаційна функція, яка зумовлена часом руслового

добігання t_p , визначається:

а) при $\frac{t_p}{T_0} = 0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1,0; \quad (2.150)$$

б) при $t_p < T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 1 - 0,83\left(\frac{t_p}{66}\right)^{0,13}; \quad (2.151)$$

в) при $t_p \geq T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = \frac{7,59}{t_p} \left(2 - \frac{35}{t_p}\right); \quad (2.152)$$

г) при $t_p \gg T_0$

$$\psi\left(\frac{t_p}{T_0}\right) = 0, \quad (2.153)$$

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

$$\varepsilon_F = \exp[-0,18 \cdot \lg(F + 1)]; \quad (2.154)$$

r – коефіцієнт регулювання максимального стоку озерами і водосховищами проточного типу, визначається згідно з рекомендаціями СНиП 2.01.14-83.

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

Таким чином, для річок Прикарпаття визначені усі параметри, що входять до запропонованої структури.

2.1.4 Аналітичний огляд сучасних методів розрахунку стоку талодощових паводків (на прикладі річок Гірського Криму)

2.1.4.1 Рекомендації всесвітньої метеорологічної організації щодо розрахунків паводкового стоку річок

В нормативних документах ВМО [53] відмічається, що у більшості методик розрахунковий паводок представляється у вигляді гідрографа або максимальної миттєвої витрати води, яка приймається при проектуванні гідротехнічної споруди або регулюванні стоку річок з урахуванням економічних і гідрологічних чинників.

Як зазначається у [54] математичні моделі відіграють важливу роль в плануванні управління водними ресурсами і, отже, різні типи моделей з різним ступенем складності були розроблені для цієї мети.

Існує достатня кількість типів математичних моделей формування стоку річок.

Наприклад, модель може бути статичною або динамічною. Співвідношення між значеннями двох змінних, наприклад, між рівнем води в річці і витратою в поперечному перерізі, можна уявити одночасно статичною або стійкою моделлю й описати алгебраїчним рівнянням. Прикладом динамічної моделі є моделі «опади-стік». У динамічних моделях використовуються звичайні диференціальні рівняння. Існують численні розгалужені класифікації динамічних моделей.

Ретельний опис цього питання можна знайти в роботі [55]. Категорія динамічних гідрологічних моделей досить широка і охоплює повний спектр підходів. Крайніми з них є, з одного боку, повністю емпіричні підходи типу

«чорного ящика», не призначені для моделювання процесів, що відбуваються всередині басейну, а встановлюють відповідність потоку на вході в басейнову систему і виходу з неї.

Особливою категорією моделей типу «чорний ящик» є штучні нейронні мережі. З іншого боку - підходи, що передбачають вирішення складних систем рівнянь, що базуються на фізичних закономірностях і теоретичних концепціях, які визначають гідрологічні процеси - так звані «гідродинамічні моделі». Між цими двома крайніми підходами знаходяться різні концептуальні моделі.

Моделі типу «чорного ящика». Річковий басейн може розглядатися як динамічна система з зосередженими (тобто незмінними в межах басейну) параметрами, які перетворюють входні чинники – рідкі опади та сніг – в гідрограф стоку з басейну. Такий підхід приймається і для ділянки річки, крім випадків, коли приплив на ділянці вище за течією річки повинен трактуватися як додатковий входний фактор. Схематично такі системи можуть бути представлені у вигляді, показаному на рис. 2.8, де $P(t)$ – вхід, а $Q(t)$ – вихід, які є функціями від часу t .

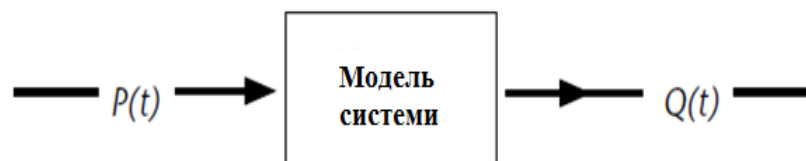


Рисунок 2.8 – Система «чорного ящика»

Штучні нейронні мережі. У роботах 1990-тих років [56]-[62] величезна зацікавленість була проявлена до особливого класу математичних моделей - штучні нейронні мережі, які все частіше використовуються в якості альтернативного способу вирішення широкого діапазону гідрологічних

завдань. Цей підхід можна розглядати як інструмент моделювання, що складається з декількох взаємопов'язаних одиниць обробки сигналу, які носять назву штучних нейронів [53].

Однак, в гідрологічній практиці ці методи поки не використовуються на постійній основі. На сьогодні перевага віддана традиційним технологіям, ніж новинкам, достойність яких ще не підтверджена.

Концептуальні моделі. У підходах використовуються тільки найзагальніші ідеї про перетворення вхідних даних в гідрограф стоку, в той час, коли є досить великий об'єм інформації про систему або процеси.

Даний тип аналізу зазвичай не дає хороших результатів при вирішенні проблем моделювання водозборів, якщо необхідно оцінити вплив на них мінливості і змін клімату. В результаті отримав розвиток підхід моделювання, що включає рішення систем рівнянь, в основу яких покладені різні концепції опису фізичних процесів формування стоку. Зазвичай такі моделі називають концептуальними.

Одним з найбільш важких аспектів застосування концептуальних моделей є калібрування обраної моделі стосовно конкретного водозбору. Більшість параметрів моделі визначаються ітераційним шляхом, вручну або автоматично, на основі історичних рядів вхідних і вихідних даних.

Через обмеженість даних, недосконалість моделей і наявності внутрішніх зв'язків між параметрами навіть невелике збільшення їх кількості здатне значно підвищити труднощі, пов'язані із калібруванням моделі. Тому необхідно, щоб число параметрів відповідало ступеню достовірності вихідних даних і необхідній точності. Іншими словами, сучасні концепції, засновані на теоретичних здобутках, зазвичай вимагають спрощення для зручності використання [63].

Модель Сакраменто. Модель Сакраменто була розроблена в Центрі річкових прогнозів Національної служби погоди США в Сакраменто, штат Каліфорнія [64]. Ця модель включає складний алгоритм розрахунку вологості

грунту, призначений для отримання значень об'ємів декількох компонентів річкового стоку, в той час, як досить простий і майже повністю емпіричний підхід використовується для перетворень цих вхідних даних в гідрограф стоку.

Модель HBV. Модель HBV, розроблена Бергстромом [63],[64] в Шведському інституті метеорології і гідрології (SMHI) та є концептуальною, тобто вона перетворює опади, температуру повітря і потенційне сумарне випаровування або в сніготанення, або в стік з водозбору чи приплив у водосховище (рис. 2.9).

Модель (<http://www.geo.uzh.ch/en/units/h2k/services/hbv-model>) була неодноразово модифікована, а її різні версії існують у багатьох країнах [65],[66]. Загальний баланс води на водозборі в моделі HBV описується рівнянням вигляду:

$$P - E - Q = \frac{d}{dt} [SP + SM + UZ + LZ + VL], \quad (2.155)$$

де P – опади;

E – сумарне випаровування;

Q – стік,

SP – сніговий покрив;

SM – вологість ґрунту;

UZ – верхня зона підземних вод;

LZ – нижня зона підземних вод;

VL – об'єм озер.

В подальшому модель була модифікована в Упсальському університеті (HBV Light) та надалі була покращена університетом штату Орігон спільно зі SMHI та Стокгольмським університетом.

В останні роки модель HBV Light успішно використовується у Швеції, Німеччині, США, Швейцарії та в інших країнах. Новітня версія була перепрограмована з мови програмування VB6 в VB.NET [67].

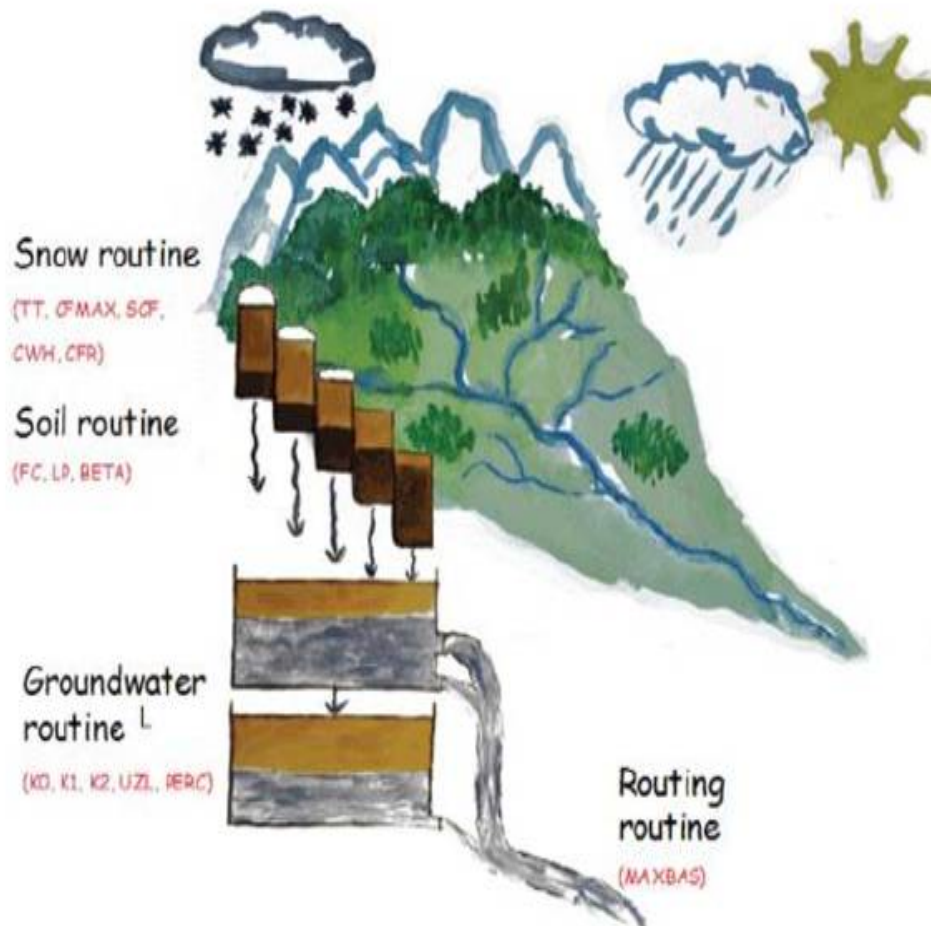


Рисунок 2.9 – Схема формування стоку з річкового водозбору

за моделлю HBV (<http://www.geo.uzh.ch/en/units/h2k/services/hbv-model>)

Моделі з розподіленими параметрами. Математичне моделювання в гідрології зазвичай представлено моделями із зосередженими параметрами. Однак, в останній час розроблені моделі із напіврозподіленими та розподіленими параметрами. Вони призначені для більш надійного опису

природних гідрологічних процесів і тому можуть включати деякі метеорологічні змінні і параметри водозборів.

Однак, потенціал напіврозподілених та розподілених, фізично обґрунтованих моделей до сих пір використовується лише частково. Це пояснюється тим, що моделі із розподіленими параметрами потребують значної кількості даних, які не завжди існують або недоступні.

Поряд з пакетами програмного забезпечення, розробленими в Європі і Північній Америці, все більш широко використовуються в міжнародному контексті деякі продукти з інших країн.

Наприклад, отримали міжнародне визнання дві моделі з Південної Африки. Агροгідрологічна система моделювання ACRU (Agricultural Catchments Research Unit), розроблена Шульцем в Університеті Наталія на початку 1970-х років та модель Пітмана типу «опади-стік» для кроків, рівних одному місяцю, широко використовувалася в Південній Африці для цілей стратегічного планування водних ресурсів [68]-[70].

Тим не менш, на практиці, у більшості країн світу річкові водозбори або не охоплені мережею гідрометричних спостережень, або охоплені не в належній мірі, а також ситуація ускладнюється тим, що існуючі мережі спостережень знаходяться в стані занепаду.

У той же час навантаження на водні ресурси зростає у світі, який стає все більш заселеним, а попит на воду в розрахунку на душу населення постійно зростає.

У зв'язку з цим при зниженні запасів води зростає потреба в даних спостережень, а також методиках, які дають змогу розрахувати об'єм водних ресурсів при відсутності даних стаціонарних спостережень за стоком річок [71].

2.1.4.2 Міжнародний досвід в області розрахунків паводків

У закордонній практиці редуційні та об'ємні формули широко розповсюдженні. Так, наприклад, У.Раффа [14] використовував редуційну формулу для розрахунку максимального стоку річок Італії:

$$Q_P = q_{100} \left(\frac{100}{F} \right)^{2/3}, \quad (2.156)$$

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 [21] була розроблена об'ємна формула:

$$Q_P = 0,28 \frac{H_\tau \alpha f F}{K'_n \tau}, \quad (2.157)$$

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 [72] для розрахунку максимального стоку ймовірністю перевищення $P=10\%$ (для річок з площею водозборів $F < 200$ км²):

$$Q_{10\%} = 0,28 \frac{K_{\phi} h_{10\%} F}{T} + Q_{гр.}, \quad (2.158)$$

де $Q_{10\%}$ – максимальна витрата води ймовірністю перевищення $P=10\%$, м³/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, м³/с.

2.1.4.3 Нормативні рекомендації для розрахунків максимального стоку паводків гірських територій

Розрахунок максимальних витрат талих вод гірських річок з весняно-літнім водопіллям рекомендується визначати за формулою:

$$Q_{p\%} = q_{p\%} F = K_0 \delta h_{p\%} \mu F / (F + 1)^n \quad (2.159)$$

де K_0 – параметр, який характеризує дружність весняного водопілля, який приймається в залежності від географічного положення досліджуваного басейну;

n – показник степені редукції, приймається за відповідною таблицею.

Дані параметрів K_0 та n наведені в нормативному документі СНиП 2.01.14-83 [5] (рис. 2.10).

Таблиця 24

Параметри K_0 и n в формуле (4.18) для горных районов			
Географический район	Средняя высота водосбора H_0 над уровнем моря, м	K_0	n
Урал	До 500	0,0025	0,15
	>500	0,0018	0,15
Карпаты: Закарпатье (юго-западный склон Украинских Карпат)	>400	0,0200	0,17
	северо-восточный и юго-восточный склон Украинских Карпат (бассейны рек Днестр, Прут, Серет)	>400	0,0100
Казахский мелкосопочник и Мугоджары: Центральный Казахский мелкосопочник	100—1000	0,0020	0,25
	Мугоджары	100—1000	0,0080
Алтай	До 1000	0,0025	0,15
	1000—2000	0,0015	0,15
Северо-Восток СССР	>2000	0,0010	0,15
	>200	0,0030	0,15
П-ов Камчатка	>100	0,0010	0,15
о. Сахалин: северная часть	>100	0,0014	0,15
	южная часть	>100	0,0020

Примечание. Для бассейнов рек Центрального Алтая (засушливые Чульские степи) значение K_0 принимается равным 0,0007 при $n=0,15$.

Рисунок 2.10 – Таблица для визначення параметрів K_0 та n [5]

$h_{P\%}$ – розрахунковий шар сумарного весняного стоку щорічної вірогідності перевищення $P\%$ (мм), визначається в залежності від коефіцієнту варіації C_v та співвідношення C_s/C_v цієї величини, а також середньобогаторічного шару стоку h_0 , який встановлюється по річкам-аналогам або карті (лист 6 дод.1);

F – площа водозбору, км²;

μ – коефіцієнт, який враховує нерівність статистичних параметрів шару стоку та максимальних витрат води, приймається за таблицею (рис. 2.11).

Основним недоліком цього нормативного документа є: при застосуванні формули (2.159) виникають практичні труднощі – у таблицях, рекомендованих СНиП 2.01.14 - 83 [5] для визначення параметрів K_0 та n для гірських територій та коефіцієнта μ , відсутній регіон Гірського Криму.

Таблиця 9

Коефіцієнт μ в формулі (4.3)

Природная зона	P %								
	0,1	1	3	5	10	25	50	75	95
Тундры и лесная	1,02	1,0	0,97	0,96	0,93	0,90	0,86	0,82	0,82
Лесостепная	1,04	1,0	0,96	0,93	0,89	0,80	0,72	0,64	0,58
Степная	1,04	1,0	0,97	0,96	0,93	0,88	0,79	0,64	0,42
Засушливых степей и полу-пустынь	1,02	1,0	0,98	0,97	0,96	0,92	(0,80)	(0,70)	(0,50)

Рисунок 2.11 – Таблиця для визначення коефіцієнта, який враховує нерівність статистичних параметрів шару стоку та максимальних витрат води [5].

Тому методика, яка рекомендована у нормативному документі не може бути обрана для розрахунку максимального стоку тало-дощових паводків річок Гірського Криму.

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

В монографії «Ресурси поверхневих вод» [73] 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:

$$q_m = \frac{q'_{1\%}}{(F + b)^{n_1}}, \quad (2.160)$$

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. 2. 2.

Таблиця 2.2 – Параметри розрахункової формули максимального стоку паводків холодного періоду для річок Гірського Криму [73]

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

Використовуючи сучасні дані авторами під керівництвом д-ра геогр. наук, доц. Овчарук В.А. проведені перевірені розрахунки щодо можливості використання даних, які наведені у табл. 2.2 для розрахунку максимального стоку тало-дощових паводків за формулою 2.160. Результати розрахунків представлені в табл. 2.3, проаналізувавши отримані результати

слід відмітити, що параметри розрахункової формули потребують суттєвого уточнення.

Таблиця 2.3 – 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 Гопченко Є.Д. - Фурар Алі. Вивченням паводків холодного періоду займався свого часу Фурар Алі під керівництвом проф. Гопченка Є.Д.

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

$$Q_{max} = Q_n + Q_b \quad (2.161)$$

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:

$$q_n = \frac{m+1}{m} \frac{h_n}{T_n} \quad (2.162)$$

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 (2.8) можна представити в більш зручній для подальшого аналізу форми, а саме:

$$q_n = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0} \frac{h_n}{1+t_p/T_0} k_m k_n \quad (2.163)$$

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 2.166 спростити до вигляду:

$$q_n = \frac{k_0 h_n}{(F + 1)^{n_3}} \quad (2.164)$$

де $k_0 = \frac{n+1}{n} \frac{1}{T_0}$ – коефіцієнт схилової трансформації, а $\frac{1}{(F+1)^{n_1}} = \frac{k_m k_n}{1+t_p/T_0}$ – редуційний коефіцієнт.

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

$$q_n = \left(\frac{k_0 h_n}{F^{n_2}} F_0^{n_2 - n_1} k_k + q_0 \right) r \lambda_p \quad (2.165)$$

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 рисунку 2.12 представлено порівняння розрахункових модулів за методикою Гопченка Є.Д. - 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-дощових паводків на річках Гірського Криму.

У [25]-[27] представлена регіональна методика для розрахунку максимального стоку дощових паводків на річках Гірського Криму.

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

$$q_m = \frac{q'_m}{(F + 1)^{n_1}}. \quad (2.166)$$

Саме рівняння (2.166) буде покладене в основу для розрахунку максимального стоку тало-дощових паводків на річках Гірського Криму.

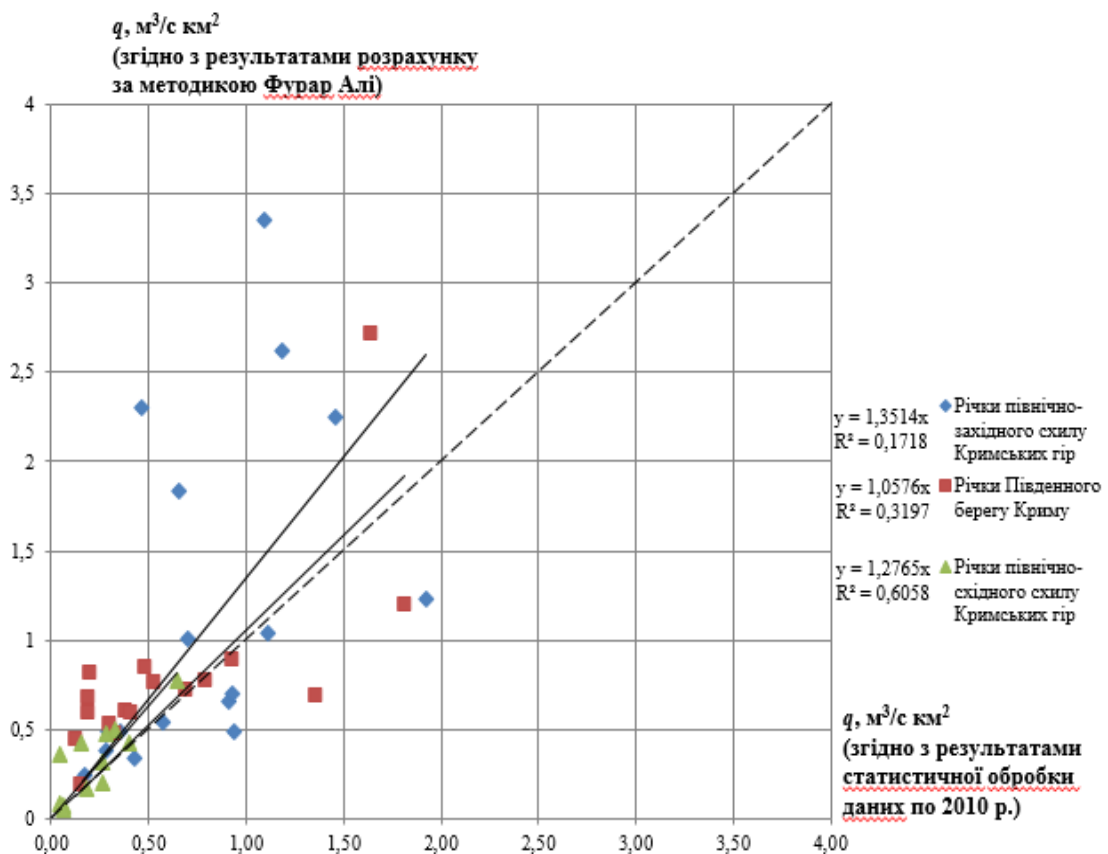


Рисунок 2.12 – Порівняння розрахункових модулів за методикою Гопченка Є.Д. - Фурара Алі з фактичними для річок Гірського Криму [74]

2.2 Аналітичний огляд сучасних методів розрахунку річного стоку

Кількість води, що стікає з даного басейну за рік, називають річним стоком [4]. Річний стік в будь-якому створі річки непостійний в часі. Він безперервно коливається в залежності від кліматичних (опади, випаровування і ін.).

І фізико-географічних (рельєф, площа і форма басейну, його ґрунтовий та рослинний покрив, озерність, залісненість і т.д.) факторів. Тривалими спостереженнями встановлено, що коливання річного стоку носять циклічний характер, що виражається в послідовній зміні багато- і маловодних років.

Середньоарифметичне значення річного стоку за багаторічний період такої тривалості, при збільшенні якої отримане середнє значення істотно не змінюється, називають нормою стоку [2].

Норма стоку - дуже важлива гідрологічна характеристика, яку доводиться визначати при проектуванні гідротехнічних споруд, гідромеліоративних систем та інших водогосподарських потреб.

Для отримання кількісних рішень, які задовольняють замовленням народного господарства в науці про стік застосовують ряд приблизних прийомів розрахунку. До них відносяться статистичні методи дослідження [2].

Для оцінок статистичних параметрів на основі вибірок розроблені спеціальні статистичні методи. Найбільшим універсальним є метод статистичних моментів, який не зв'язаний ні з яким теоретичним законом розподілу.

У гідрологічних розрахунках застосовуються також методи визначення статистичних параметрів, які базуються на певних законах розподілу. До таких методів відноситься метод найбільшої правдоподібності.

Допустима похибка обчислення норми річного стоку, знаходиться у межах 5-10 %.

Ряди спостережень за річним стоком у деяких випадках можуть виявитися неоднорідними як у часі, так і у просторі. Тому, перш ніж приступити до визначення норми річного стоку, слід перевірити усі досліджувані часові ряди на однорідність. Неврахування цих обставин може привести до невірних висновків.

Для невивчених річок норма річного стоку найчастіше визначається за допомогою карт з відповідними ізолініями [2].

Для узагальнення норми стоку по території слід визначити вплив на середнє значення річного стоку за багаторічний період місцевих чинників, але спочатку слід виключити вплив широтного положення водозборів.

2.2.1 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 [4].

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 [2].

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 [2].

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 [2]. 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:

$$\sigma_x = \frac{100C_v}{\sqrt{n}}. \quad (2.167)$$

З формули (2.167) 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:

$$\sigma_x = \frac{100C_v \sqrt{(1+r)(1-r)}}{\sqrt{n}}, \quad (2.168)$$

де r - коефіцієнт кореляції між суміжними членами ряду.

Похибки, обчислені по (2.170), при тих же значеннях C_v і n будуть більшими, ніж по (2.168), 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:

$$\sigma_{C_v} = \sqrt{(1 + C_v^2)/(2n)} \cdot 100. \quad (2.169)$$

Якщо коефіцієнти варіації встановлюються за допомогою метода найбільшої правдоподібності, то

$$\sigma_{C_v} = \sqrt{3/[2n(3 + C_v^2)]} \cdot 100. \quad (2.170)$$

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 [78].

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

2.2.2 Вибір розрахункового періоду та визначення циклічності стоку річок

Методи згладжування хронологічних рядів.

Коливання річного стоку характеризуються циклічністю. Циклічність являє собою послідовну зміну низки років підвищеної та зниженої водності. До років підвищеної водності відносяться ті, у які стік перевищував середню багаторічну величину річного стоку. Роками зниженої водності є роки, у які річний стік був менше середньої багаторічної величини [4].

Угрупування років підвищеної водності складає багатоводний період коливань водності або додатну фазу, угрупування років зниженої водності – маловодний період або від’ємну фазу. Тривалість фаз коливань водності не є постійною, через що циклічність називають “несуворою періодичністю”.

Циклічність коливань річного стоку тієї чи іншої річки можна досліджувати за хронологічними графіками .

Однак ці календарні графіки зміни річних величин стоку не завжди дають достатньо повне уявлення про циклічні коливання стоку, внаслідок наявності малих циклів на загальному фоні багаторічних коливань водності річки.

Наявність достатньо суттєвих випадкових коливань річного стоку заважає виявленню закономірностей їх часового ходу, які виражені у формі довготривалих циклів зміни річного стоку.

Для виявлення таких циклів застосовуються засоби згладжування або фільтрації.

Згладжування хронологічних рядів методом ковзного осереднення.

Ковзне згладжування коливань річного стоку визначають за формулою:

$$\tilde{q}_i = \frac{1}{T} \sum_{k=-\frac{T-1}{2}}^{\frac{T-1}{2}} q_{i+k}, \quad (2.171)$$

де T – інтервал осереднення (частіше за усе з практичною метою він дорівнює 3 – згладжування за трьохрічками або 5 – згладжування за п'ятирічками).

При лінійному згладжуванні хронологічних графіків за трьохрічками:

$$\begin{aligned} \tilde{q}_1 &= \frac{1}{6}(5q_1 + 2q_2 - q_3), \\ \tilde{q}_2 &= \frac{1}{3}(q_1 + q_2 + q_3), \\ \tilde{q}_3 &= \frac{1}{3}(q_2 + q_3 + q_4), \\ &\cdot \\ &\cdot \\ &\cdot \\ \tilde{q}_{n-1} &= \frac{1}{3}(q_{n-2} + q_{n-1} + q_n), \\ \tilde{q}_n &= \frac{1}{6}(5q_n + 2q_{n-1} - q_{n-2}). \end{aligned} \quad (2.172)$$

Лінійне згладжування хронологічних графіків за п'ятирічками:

$$\begin{aligned} \tilde{q}_1 &= \frac{1}{5}(3q_1 + 2q_2 + q_3 - q_5), \\ \tilde{q}_2 &= \frac{1}{10}(4q_1 + 3q_2 + 2q_3 + q_4), \end{aligned}$$

$$\tilde{q}_3 = \frac{1}{5}(q_1 + q_2 + q_3 + q_4 + q_5), \quad (2.173)$$

•
•
•

$$\tilde{q}_{n-1} = \frac{1}{5}(q_{n-4} + q_{n-3} + q_{n-2} + q_{n-1} + q_n),$$

$$\tilde{q}_n = \frac{1}{10}(4q_n + 3q_{n-1} + 2q_{n-2} + q_{n-3}).$$

Якщо після першого етапу суттєвого згладжування не відбулося, то можна виконати повторне згладжування тим же багаточленом.

Недоліком методу лінійного фільтру є те, що згладжений член ряду має той же ваговий коефіцієнт, що й сусідні елементи. Зараз є велика кількість інших методів математичних фільтрів, за допомогою яких виявляють періодичні складові в коливальних рядах. Досить часто в практиці розрахунків використовуються різницеві інтегральні криві [41].

Метод різницевих інтегральних кривих.

Найчастіше в практиці гідрологічних розрахунків для виділення фаз і циклів водності використовуються різницеві інтегральні криві, ординати яких являють собою послідовне накопичення відхилень величин стоку від середнього значення [4].

Різницеві інтегральні криві відхилень річних величин стоку від його середнього значення будують у відносних величинах, тобто у модульних коефіцієнтах. Для побудовання такої кривої послідовно сумують відхилення модульних коефіцієнтів хронологічного ряду від їх середнього багаторічного значення, який дорівнює одиниці.

Поточні ординати різницевої інтегральної кривої на кінець t -го року від початку побудовання кривої визначають за рівнянням:

$$\sum_{i=1}^t (K_i - 1) = f(t), \quad (2.174)$$

де K_i - модульний коефіцієнт.

При побудуванні різницевої інтегральної кривої розраховують наростаючу суму відхилень з урахуванням знаку.

Різницева інтегральна крива має ту властивість, що тангенс кута α прямої, яка поєднує дві точки інтегральної кривої із віссю абсцис, характеризує середню величину підінтегральної функції за період m років, тобто:

$$\operatorname{tg} \alpha = (K_i - 1)_{cp} = \frac{l_k - l_n}{m}, \quad (2.175)$$

де l_k, l_n - відповідно кінцева та початкова ординати інтегральної кривої для періоду часу, який розглядається;

m – число років у періоді часу.

Період часу, для якого об'єднуюча пряма лінія інтегральної кривої відхиляється вгору відносно осі абсцис та значення $(K_i - 1)_{cp}$ позитивне, відповідає багатоводній фазі коливань стоку [4].

Період же, для якого об'єднуюча лінія нахилена вниз та $(K_i - 1)_{cp}$ має негативне значення, відповідає маловодній фазі.

2.2.3 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 [5] 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. Коефіцієнт кореляції r визначається за формулою:

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{n-1} (q_i - \bar{q})(q_i^a - \bar{q}^a)}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (q_i - \bar{q})^2 \sum_{i=1}^{n-1} (q_i^a - \bar{q}^a)^2}}, \quad (2.176)$$

де q_i, q_i^a - середньорічні модулі стоку за період спільних спостережень на досліджуваній річці та за річкою-аналогом;

\bar{q}, \bar{q}_i^a - відповідно середні багаторічні модулі стоку;

n – число років спільних спостережень.

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.

Коефіцієнт варіації ряду, приведеного графічним способом, обчислюється за формулою:

$$C_v = A \frac{\bar{q}_n^a}{\bar{q}_n} C_v^a, \quad (2.177)$$

де \bar{q}_n^a, C_v^a - статистичні параметри річного стоку річки-аналога за багаторічний період;

\bar{q}_n, C_v - статистичні параметри приведенного 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, приведеного до багаторічного періоду за допомогою графіків зв'язку, розраховується за формулою :

$$\sigma_{\bar{q}_n} = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}, \quad (2.178)$$

де σ_1 - похибка обчислення норми річного стоку річки-аналога, яка визначається за формулою (2.178);

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

$$\sigma_2 = \frac{C_v \sqrt{1-r^2}}{\sqrt{n}}, \quad (2.179)$$

де C_v - коефіцієнт варіації річного стоку для розрахункового створу.

Для приведення коротких рядів стоку до довгого періоду графоаналітичним методом Г.О. Алексєєва достатньо зняти з емпіричної кривої забезпеченості річного стоку три характерні точки (x_5, x_{50}, x_{95}) заданої забезпеченості, які є основою для визначення трьох статистичних параметрів стоку – середнього арифметичного, коефіцієнта варіації, коефіцієнта асиметрії [2].

Значення річного стоку за багаторічний період спостережень по річці-аналогу розташовують в порядку убутання та визначають їх забезпеченість за формулою:

$$P = \frac{m}{N+1} \cdot 100\%, \quad (2.180)$$

де m – порядковий номер ранжованої вибірки;

N – довжина ряду.

На підставі цих даних на клітчатці імовірності будується емпірична крива забезпеченості річного стоку річки-аналога, яка згладжується. З неї знімають опорні ординати $q_{5\%}^a, q_{50\%}^a, q_{95\%}^a$.

Використовуючи графік залежності річних модулів стоку розрахункової річки та річки-аналога, знаходять відповідні ординати кривої забезпеченості досліджуваної річки $q_{5\%}, q_{50\%}, q_{95\%}$.

Статистичні параметри короткого ряду розраховують за відновленими ординатами.

Спочатку обчислюється коефіцієнт скошеності S :

$$S = \frac{q_{5\%} + q_{95\%} - 2q_{50\%}}{q_{5\%} - q_{95\%}} \quad (2.181)$$

За спеціальною таблицею [78] відповідно S встановлюють коефіцієнт C_s .

Середньоквадратичне відхилення σ_q розраховується за формулою

$$\sigma_q = \frac{q_{5\%} - q_{95\%}}{t_{5\%} - t_{95\%}}, \quad (2.182)$$

де $t_{5\%}, t_{95\%}$ - ординати нормованої кривої біноміального розподілу, які визначаються в залежності від S по спеціальним таблицям.

Середньобагаторічне значення (норма) річного стоку обчислюється за рівнянням:

$$\bar{q}_n = q_{50\%} - \sigma_q \Phi_{50\%}, \quad (2.183)$$

Коефіцієнт варіації C_v знаходиться через співвідношення:

$$C_v = \frac{\sigma_q}{\bar{q}_n}. \quad (2.184)$$

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 $K / \sigma_k \geq 2.0$.

Коефіцієнт регресії обчислюється за формулою:

$$K = \frac{r \cdot \sigma}{\sigma^a}, \quad (2.185)$$

де σ та σ^a – середні квадратичні відхилення значень річного стоку дослідженої річки та аналога за спільний період спостережень.

Похибка коефіцієнта регресії дорівнює:

$$\sigma_k = \frac{\sigma}{\sigma^a} \frac{1 - r^2}{\sqrt{n - 1}}, \quad (2.186)$$

Запишемо рівняння лінійної регресії для норми річного стоку:

$$\bar{q}_N = \bar{q}_n + r \frac{\sigma}{\sigma^a} (\bar{q}_N^a - \bar{q}_n^a), \quad (2.187)$$

де \bar{q}_N та \bar{q}_N^a - середні багаторічні значення (норми) модулів річного стоку досліджуваної річки та аналога;

\bar{q}_n , \bar{q}_n^a - відповідні середні значення стоку за період спільних спостережень n .

Коефіцієнт кореляції розраховується за формулою (2.179).

Середньоквадратичні відхилення значення річного стоку σ та σ^a встановлюються за відповідними формулами:

$$\sigma = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (q_i - \bar{q})^2}{n-1}} \quad (2.188)$$

$$\sigma^a = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (q_i^a - \bar{q}^a)^2}{n-1}} \quad (2.189)$$

Коефіцієнт варіації приведенного ряду дорівнює:

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{q}_N} \sqrt{1 + r^2 \left(1 - \frac{\sigma^a}{\sigma_N^a} \right)}, \quad (2.190)$$

де σ_N^a - середньоквадратичне відхилення модулів річного стоку ряду-аналога за багаторічний період спостережень N років [4].

Середня квадратична похибка приведеного значення норми річного стоку оцінюється за формулою:

$$\sigma_{\bar{q}_N} = \frac{100\sigma}{\bar{q}_N \cdot \sqrt{n}} \sqrt{1 + r^2 \left(\frac{n}{N} \frac{\sigma_N^a}{\sigma^a} - 1 \right)}. \quad (2.191)$$

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 [3].

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 [4].

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 [3].

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.

2.2.4 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 [79].

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 [80].

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 [81]. 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 [82].

Північне-Атлантичне коливання розглядається як частина масштабнішого Арктичного коливання [83].

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 [4].

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 [3].

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[3].

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[3].

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 травою 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 [3].

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.

2.3 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 меженного 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 [84].

Зона недостатньої водності – територія, в межах якої величина випаровування за рік у сукупності з інфільтрацією в середньому за багаторічний період перевищує кількість атмосферних опадів [85].

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 [86].

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 [84].

Величина підземного живлення річок визначається запасами підземних вод, особливостями їх режиму, ступенем дренажу водонесних 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 [87].

2.3.1 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 лімітуючи 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 [88].

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 [89].

Дослідження Д.І.Кочеріна були продовжені і розвинені Л.А.Сибірцевою [90], яка в 1937р. 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 [91], 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 [92] запропонував три однотипні формули для розрахунку середнього багаторічного мінімального модулю стоку річок Європейської частини СРСР:

- для літнього мінімуму без урахування озерності

$$m_l = 0,53M_0^{1,30} F^{0,035} - f_l M_0^{1,30}, \quad (2.194)$$

- для зимового мінімуму відповідно

$$m_z = 0,63M_0^{0,82} F^{0,035} - f_z M_0^{0,82}, \quad (2.193)$$

- для середньомісячного мінімуму

$$m_c = 0,63M_0^{0,82} F^{0,035} - f_c M_0^{0,82}, \quad (2.194)$$

де M_0 – модуль середньорічного стоку;

F – площа водозбору;

f_l, f_z, 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 [93-95] 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.

Заслуговують на увагу і основні положення теорії підземного стоку, розроблені А.М. Бефані [96]. Найбільш повністю питання визначення підземного стоку в річці розроблені Б.І. Куделіним [97].

Умови формування, розподіл мінімального стоку по території добре описано у спеціальному розділі монографії «Ресурси поверхневих вод СРСР» [24], [52], [98].

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

У монографії за редакцією В.К. Хільчевського [99] розглядаються закономірності просторового і часового розподілу гідролого-гідрохімічних характеристик мінімального стоку річок басейну Дніпра (в межах України).

Автори Почаєвець О.О., Ободовський О.Г. [100] 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.

Лобода Н.С. та Божко Ю.В. [101] 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 [102].

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 [103-104].

2.3.2 Розрахунки мінімального стоку при недостатності спостережень

Ряди спостережень за мінімальним стоком не завжди мають достатню тривалість для визначення статистичних параметрів заданої точності. В такому випадку необхідно виконати приведення до багаторічного (довгого або тривалого) періоду за графічною залежністю або з використанням її аналітичного опису за моделлю множинної або парної лінійної регресії [4].

Приведення ряду мінімального стоку до тривалого періоду за допомогою рівняння лінійної регресії. Зв'язок між стоком досліджуваної річки та річки-аналога описується рівнянням лінійної парної регресії вигляду $\tilde{y}(x_i) = ax_i + b$, де y – стік річки з недостатнім періодом спостережень n , а x – стік річки-аналога з довгим періодом спостережень $N \gg n$.

Значення коефіцієнтів рівняння визначаються за такими формулами

$$a = r \frac{S_y}{S_x} = r \frac{S_{n'}}{S_{n'}^a}, \quad (2.195)$$

$$b = \bar{y} - a\bar{x} = \bar{q}_{n'} - a\bar{q}_{n'}^a. \quad (2.196)$$

де $S_{n'}, S_{n'}^a$ – середні квадратичні відхилення досліджуваного ряду та ряду річки - аналога за період сумісних спостережень n' ;
 r -коефіцієнт кореляції між стоком двох рядів за період сумісних спостережень n' ;

$\bar{q}_{n'}$, $\bar{q}_{n'}^a$ - відповідні середні багаторічні значення стоку за період сумісних спостережень n' на досліджуваній річці та річці-аналогу;
 n' – період сумісних спостережень.

Визначення коефіцієнта кореляції r , який є критерієм правильності вибору річки-аналога, виконується за формулою

$$r = \frac{\sum_{i=1}^{n'} (q_i - \bar{q}_{n'}) (q_i^a - \bar{q}_{n'}^a)}{\sqrt{\sum_{i=1}^{n'} (q_i - \bar{q}_{n'})^2 \sum_{i=1}^{n'} (q_i^a - \bar{q}_{n'}^a)^2}}, \quad (2.197)$$

де q_i , q_i^a - величини стоку за період сумісних спостережень на досліджуваній річці та річці-аналогу в i - й момент часу;

n' – період сумісних спостережень.

Приведення ряду мінімального стоку до тривалого періоду графічним методом. Графічний метод полягає у побудові графіка зв'язку між значеннями стоку за період сумісних спостережень. Для побудови графіка необхідно мати не менше 10 відповідних значень у кожному з розглядуваних створів. Якщо коефіцієнт кореляції між розглядуваними рядами перевищує значення 0.7, побудований графік застосовується для виконання розрахунків.

Приведення коефіцієнта варіації стоку до довгого періоду на основі побудованого графіка виконується за такою формулою:

$$C_{VN} = A \frac{\bar{q}_N^a}{\bar{q}_N} C_{VN}^a, \quad (2.198)$$

де C_{VN} - приведений до багаторічного періоду коефіцієнт варіації ряду досліджуваної річки із коротким рядом спостережень;

A - кутовий коефіцієнт або тангенс кута нахилу лінії зв'язку до осі абсцис;

\bar{q}_N^a, C_{VN}^a - статистичні параметри річного стоку річки-аналога за довготривалий період N ;

\bar{q}_N - середня багаторічна величина стоку досліджуваної річки, приведена до довгого періоду N за графіком.

Середня квадратична похибка норми мінімального стоку приведенного ряду розраховується за формулою:

$$\sigma_{\bar{Q}_N} = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}, \quad (2.199)$$

де

$$\sigma_1 = \sigma_{\bar{Q}_N^a} \quad (2.200)$$

$$\sigma_2 = \frac{C_v \sqrt{1-r^2}}{\sqrt{n}} \cdot 100\% \quad (2.201)$$

Приведення ряду мінімального стоку до тривалого періоду методом коефіцієнтів. Для розрахунку за цим методом спочатку визначається коефіцієнт кореляції між значеннями короткого ряду та ряду аналогу за період сумісних спостережень. Якщо значення $r \geq 0.7$, то досліджується синхронність коливань стоку на двох постах. Для цього будуються хронологічні графіки коливань мінімального стоку. Якщо коливання синхронні, то можна записати

$$\frac{\bar{Q}_N^a}{\bar{Q}_n^a} = \frac{\bar{Q}_N}{\bar{Q}_n}, \quad (2.202)$$

де \bar{Q}_N^a та \bar{Q}_n^a - середнє багаторічне значення мінімального стоку (норма) річки-аналога та короткого ряду;

\bar{Q}^a_n та \bar{Q}_n - середнє значення мінімального стоку річки-аналога та короткого ряду за період сумісних спостережень n .

Співвідношення $\frac{\bar{Q}^a_N}{\bar{Q}^a_n}$ позначається як K_N , тоді для досліджуваного

короткого ряду можна визначити норму мінімального стоку за виразом:

$$\bar{Q}_N = K_N \bar{Q}_n \quad (2.203)$$

2.3.3 Визначення мінімального стоку річок при відсутності матеріалів спостережень

За відсутності даних вимірювань стоку і відповідно часових рядів норма мінімального стоку визначається непрямыми 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 [5], 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

$$\bar{q}_{80\%N} = \frac{(\bar{q}_{80\%})_1 f_1 + (\bar{q}_{80\%})_2 f_2 + \dots + (\bar{q}_{80\%})_n f_n}{f_1 + f_2 + \dots + f_n}, \quad (2.204)$$

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.

2.3.4 Регіональні та нормативні методики для визначення меженого 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. [105].

Автори Г.О. Чіппінг та К.А. Лисенко [106] 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 дренування 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 [5] зоні недостатньої водності України відповідають такі райони: VI; VIIв; VIIг; VIII ; XIa; XIб; XIIa; XIIб; XIV; XVa; XVб; XVв; XVг; XVIa.

В монографічному виданні «Ресурсы поверхностных вод СССР» [24, 52, 98] автор К.А. Лисенко описує таку ж методику розрахунку меженного стоку.

Районування території України за умова формування мінімального стоку (рис. 2.13), яке представлено у довіднику «Малі річки України»[107] 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 пониззя 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.

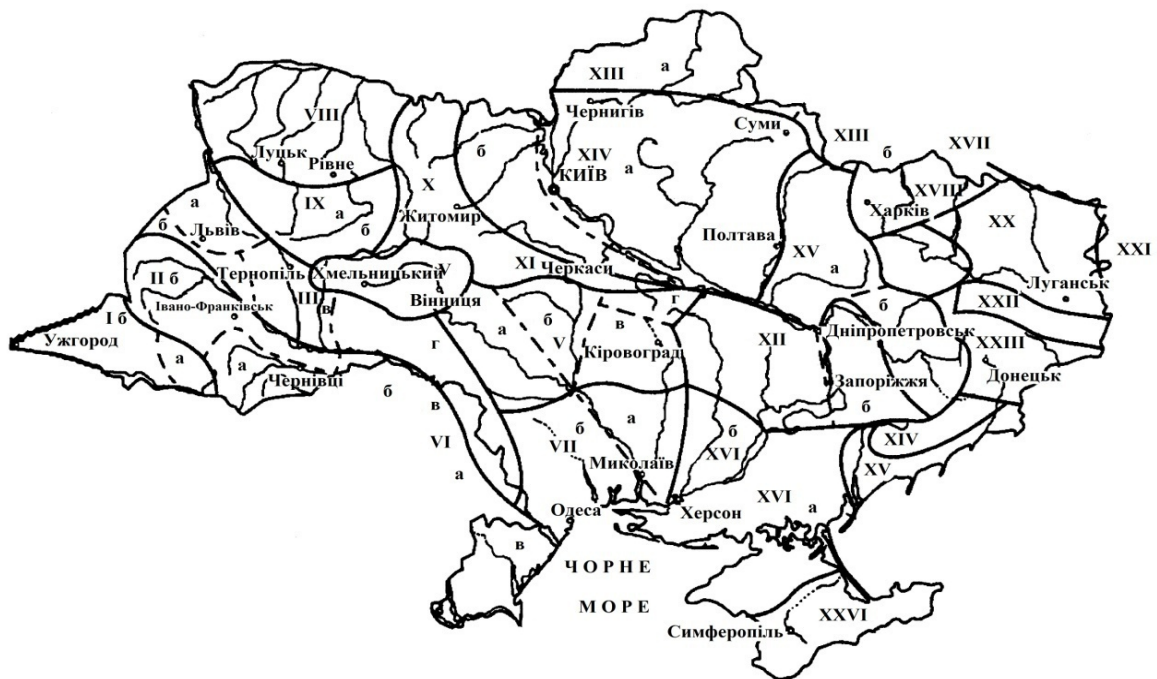
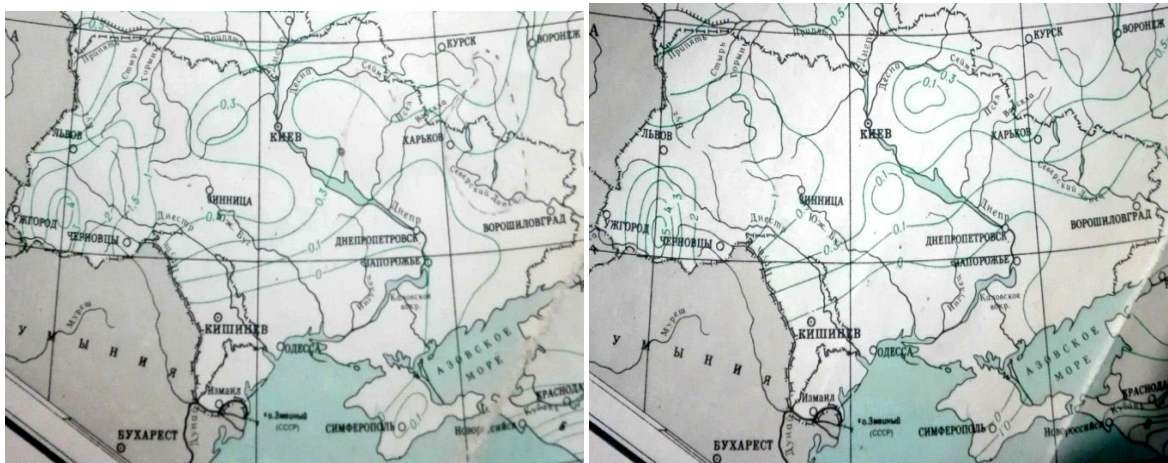


Рисунок 2.13 – Районування території України за умовами формування мінімального стоку [107]

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

Згідно рекомендацій СНиП 2.01.14-83 [5] мінімальні 30-добові витрати води $Q_{3080\%}$ (м³/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.

Значення мінімального 30-добового модуля стоку щорічною ймовірністю перевищення 80% слід знімати з карт (рис. 2.14) для центра ваги розрахункового басейну шляхом інтерполяції між ізолініями стоку.



а)

б)

Рисунок 2.14 – Мінімальний 30-добовий зимовий стік (а) та літньо-осінній стік (б) річок забезпеченістю $P=80\%$ [5].

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. 2.4 [5].

Мінімальний 30-добова витрата води щорічною ймовірністю перевищення на річках з площею водозбору, меншою, ніж вказано в табл. 2.4, але не менше 50 км² для районів недостатнього зволоження, розраховується по формулі

$$Q_{80\%} = 10^{-3} a \cdot (F \pm f_0)^n, \quad (2.205)$$

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 (додаток 2, табл.17) [5].

Таблиця 2.4 - 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

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 [99-104]. 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. Отже розробка нових та удосконалення існуючих методів для визначення мінімального стоку річок в зоні недостатньої водності України є начальною задачею для подальших досліджень.

3 ОБҐРУНТУВАННЯ РЕГІОНАЛЬНИХ ПРОГНОСТИЧНИХ МЕТОДИК ГІДРОЛОГІЧНОГО РЕЖИМУ РІЧОК НА ОСНОВІ МАТЕМАТИЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ ПРОЦЕСІВ СТОКУ РІЧОК (НА ПРИКЛАДІ БАСЕЙНУ Р. ПІВДЕННИЙ БУГ)

3.1 Аналітичний огляд прогностичних методів меженного стоку

Під меженням 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 [1]-[6].

Особливості гідрологічного режиму річок у літньо-осінній період визначається двома факторами: характером підземного живлення та поверхневим стоком дощових опадів [1]-[6].

Фактори, 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 меженного періоду залежить від кліматичних умов тої географічної зони, де розташований водозбір.

Запаси підземних вод, які в основному й обумовлюють меження 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 [1], [3].

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.

3.1.1 Методичні основи прогнозів та прогнозні залежності для меженого стоку річок

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 межень не завжди забезпечені і підтримуються через днопоглиблюванні роботи [1]-[3].

Методичні основи довгострокових 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 момент t_0 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 довгострокового прогнозу:

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 довгострокових 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 межень суттєва, складання прогнозів з великою завчасністю (сезон, квартал, місяць) має певні обмеження у зв'язку з відсутністю метеорологічного прогнозу опадів на такий тривалий період. В цих випадках, враховуючи багатofакторність 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.

При прогнозуванні навігаційних (середніх і мінімальних) рівнів води на судноплавних річках додаткові труднощі можуть бути пов'язані з деформаційними процесами русла, які порушують зв'язок між витратами та рівнями води. Порушення закономірного виснаження стоку спостерігається й при встановленні льодоставу, особливо на великих річках, в процесі якого спостерігається різке зниження витрат води. Ефективність методики прогнозу у цих випадках знижується [1]-[5].

Розробка методики прогнозу на основі рівняння виснаження запасів води в річковій мережі в літній, осінній або зимовий період включає наступні етапи:

1. Збір, аналіз та обробка вихідної гідрометеорологічної інформації, оцінка дощової чи тало-дощової складових стоку періоду завчасності прогнозу

2. Побудова прогнозних залежностей для місячних або декадних витрат води за період межені. Такі залежності будують окремо для кожного місяця літньо-осіннього періоду, враховуючи тим самим особливості втрат води в різні місяці, які пов'язані з температурним режимом, режимом вологості, різною фазою розвитку рослинності і умовами транспірації та ін. в теплий період року.

3. Отримання параметрів прогнозної схеми в умовах конкретного водозбору річки.

4. Визначення частки дощового живлення через розрахунок стокоформуючих опадів періоду завчасності прогнозу або введення нормальної добавки сезонного або місячного поверхневого дощового стоку. Така добавка утримується шляхом зрізки гідрографу по типовій кривій виснаження руслових запасів води, тобто як частка стоку над гарантійною кривою стоку і осереднюються за багаторічний період спостережень.

5. Виконання оцінки ефективності та якості методики прогнозу, точності складених за методикою прогнозів по незалежних матеріалах шляхом визначення допустимої похибки прогнозів [7]-[8].

У теперішній час 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

$$Q_{t+\Delta t} = f(W_t), \quad (3.1)$$

або

$$\bar{Q}_{t+\Delta t} = f(Q_t), \quad (3.2)$$

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

$$\bar{Q}_{t+\Delta t} = f(W_t, X), \quad (3.3)$$

або

$$\bar{Q}_{t+\Delta t} = f(Q_t, X), \quad (3.4)$$

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 (3.1), для довгострокового прогнозу середньомісячних витрат води при незначній ролі опадів може бути представлений рівнянням прямої:

$$\bar{Q}_{t+30} = aW_t + b, \quad (3.5)$$

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

Коли дощовий стік суттєвий, прогнозна залежність місячного стоку від кількості опадів, які приймають участь в його формуванні та витрати води в замикаючому створі перед початком місяця у вигляді (3.4), має такі особливості:

1. При збільшенні початкової витрати води Q_t при даній кількості опадів X ріст величини меженного стоку \bar{Q}_{t+30} уповільнюється, тобто зміна \bar{Q}_{t+30}/Q зменшується з ростом Q_t , а криві при більших витратах Q_t мають менший нахил до лінії абсцис. Такі ж тенденції зміни відмічаються й для коефіцієнту дощового стоку, який обумовлений змінами вологості ґрунтів при випадінні даного дощу.

2. При даному значенні витрати води Q_t і збільшенні кількості опадів X величина приросту меженного стоку \bar{Q}_{t+30} приблизно дорівнює величині, на яку збільшуються опади. Це пов'язано зі збільшенням коефіцієнту стоку при збільшенні опадів.

3. За умови, що перша крива побудована по нижньому краю поля точок, вона виражає зв'язок місячного стоку з початковим запасом води в русловій мережі і водомістких горизонтах, які живлять річку, і визначає гарантовану криву стоку при даних умовах водності у початковий період.

Слід зазначити, що за дату t , на яку визначаються величини W_t або Q_t , 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. Прогнози навігаційних мінімальних витрат води складаються наприкінці весняного водопілля чи на початку літа.

3.1.2 Методика прогнозів місячного стоку за даними про попередні витрати води

Розробка методики довгострокового прогнозу місячного стоку за даними про попередні витрати води в створі річці ведеться на основі рішення рівняння виснаження запасів води в річковому басейні і встановленні його параметрів, але шляхом побудови емпіричної залежності місячного стоку від попередньої витрати води [4]-[5].

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

$$Q_{n+1} = \alpha Q_n + (1 - \alpha)q, \quad (3.6)$$

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

t - декада або місяць;

q — базисний стік;

коефіцієнти зв'язку: α - кутовий коефіцієнт

$$\alpha = \exp(-\alpha t) \quad (3.7)$$

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

$$b = (1 - \alpha q) \quad (3.8)$$

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 [1].

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 прогнозної 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 Q_n 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 прогнозованому місяць [1], [3].

3.1.3 Методика прогнозів стоку по запаси води в русловій мережі

Теоретичною основою прогнозів стоку меженного періоду є рівняння виснаження об'єму руслових запасів води W_i , які знаходяться в річковій ємності на момент часу t .

Об'єм води в русловій системі W включає до себе запаси води (за Р.О.Нежиховським) [1]

$$W = W_{кр} + W_{сер} + W_{м}, \quad (3.9)$$

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[1]-[6]:

$$W_t = W_{1,t} + W_{2,t} + \dots + W_{n,t} \quad (3.10)$$

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

$$\bar{Q}_{t+\tau_{max}} = \frac{W_t}{\tau_{max}}, \quad (3.11)$$

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

$$\bar{Q}_{t+\tau_{max}} = aWt \quad (3.12)$$

Параметри рівнянь (3.5) та (3.12) відображують конкретні фізико-географічні умови даного басейну, а параметр b в рівнянні (3.5) 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 $T \leq \tau_{max}$ – 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 \bar{Q}_{t+30} по залежності

$$\bar{Q}_{t+30} = f(W_t), \quad (3.13)$$

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

Методи розрахунку руслових запасів води для річкової системи :

- а) розрахунок руслових запасів за морфометричними даними;
- б) розрахунок руслових запасів води за гідрометричними даними.

При наявності гідрометричній мережі об'єм води на ділянці можна визначити за формулою [1]

$$W_i = \frac{\omega_H + \omega_B}{2} L = \bar{\omega} L, \quad (3.14)$$

де ω_j, ω_a - площа живого перерізу відповідно у нижньому та верхньому створах;

L - довжина ділянки.

Площа водного перерізу на кожній ділянці визначається по графіку зв'язку її з рівнем води $\bar{\omega}_i = f(\bar{H}_i)$. Далі будують криву об'ємів $W_{i,t} = f(\bar{H}_{i,t})$ де $\bar{H}_{i,t}$ - середній рівень води на ділянці у момент часу t .

При відсутності спостережень морфометричні характеристики визначаються на основі моделей річкової мережі. Запропонована низка приблизно рівноцінних моделей річкової мережі [1].

Середня довжина потоку n -го порядку L_n дорівнює різниці середньої довжини річок n -го та $(n-1)$ -го порядків:

$$L_n = L_n - L_{n-1} \quad (3.15)$$

Визначивши характеристики потоків та їх кількість у групі кожного порядку, можна приблизно обчислити запас води в русловій мережі n -го порядку за виразом:

$$W = l_1 \omega_1 N_1 + l_2 \omega_2 N_2 + \dots + l_n \omega_n N_n = \sum_{n=1}^S l_n \omega_n N_n, \quad (3.16)$$

Тут l_1, l_2, \dots, l_n и w_1, w_2, \dots, w_n - середні значення довжини та площі поперечного перерізу потоків від 1 -го до n -го порядків; N_1, N_2, \dots, N_n -

кількість потоків від I-го до n-го порядків; S - максимальний порядок потоку даної річкової мережі, тобто порядок цієї мережі.

Визначення руслових запасів на ділянках річок за наявністю гідрометричних даних можна виконувати трьома способами [1]:

1) За рівнянням водного балансу води для ділянки річки

$$\Delta W = [Q_H - (Q_B + Q_{PP})] \Delta t, \quad (3.17)$$

де ΔW - зміна руслових запасів води на ділянці за інтервал часу Δt ;

$Q_i, Q_{\hat{a}}, Q_{i\delta}$ - відповідно витрати води у нижньому і верхньому створах та боковий приплив.

Підсумовуючи ΔW за ряд послідовних інтервалів часу Δt , дістаємо об'єм руслових запасів води W понад початковий об'єм. Потім будується графік залежності (крива руслових запасів)

$$W = f(Q_{\tilde{n}e\delta}), \quad (3.18)$$

де $Q_{сер}$ - середня витрата води на ділянці за інтервал часу Δt .

Розрахунок середньої витрати води на ділянці ведеться в залежності від характеру ділянки, розміщення гідрометричних створів, конфігурації басейну, типу та величини бокового припливу. На безприпливній ділянці за наявністю на її кінцях гідрометричних створів середня витрата визначається так

$$Q_{\tilde{n}e\delta} = \frac{Q_{\hat{A}} + Q_{\hat{I}}}{2}, \quad (3.19)$$

за наявністю тільки одного створу:

$$Q_{\tilde{n}e\delta} = k \cdot Q_H, \quad (3.20)$$

де k - часто дорівнює 0,5.

У ряді випадків середня витрата може визначатись як середньозважена:

$$Q_{\tilde{n}e\delta} = k \cdot Q_{\hat{A}} + (1 - k) \cdot Q_H, \quad (3.21)$$

За приблизною залежністю:

$$W = \bar{\tau} \cdot Q_{CP} \quad (3.22)$$

де τ - середній час руслового добігання на розглядуваній ділянці русла;

$Q_{сер}$ - середня витрата на ділянці.

Якщо ділянка обмежена одним створом, то об'єм води визначається за виразом

$$W_t = \frac{Q_{H,t} \bar{\tau}}{2} \quad (3.23)$$

На припливній ділянці

$$W_t = \frac{Q_H + \sum_1^m Q_{np}}{2} \bar{\tau} \quad (3.24)$$

Тут час добігання визначається як середнє арифметичне із величини часу добігання від верхніх створів до нижнього

$$\tau = \sum_1^m \tau_i / m \quad (3.25)$$

або як середнє зважене;

m - число верхніх (вхідних) створів.

2) За витратами води в замикаючому створі під час спаду повені (наводка), коли нема значного припливу з поверхні басейну та йде вичерпання руслових запасів вода. Для цих випадків справедливе співвідношення

$$(W_t - W_\tau) / 86400 = \sum_1^{t_{cn}} (Q_t - Q_\tau) \quad (3.26)$$

Тут W_t - об'єм руслових запасів у всій русловій мережі в t -у добу, підраховуючи від початку спаду;

t_{cn} - тривалість спаду, доба;

Q_t - середня витрата води t -у добу;

Q_τ - середньодобова витрата води ґрунтового живлення за час

W_τ - об'єм води в руслі за рахунок ґрунтового живлення

$$W_\tau = Q_\tau (t_{cn} - t) \quad (3.27)$$

Виконуючи ряд розрахунків за формулою (3.17), можна побудувати криву руслових запасів води у всій річковій системі

Підсумовування ΔW ведеться в зворотному напрямку в сторону ранніх дат.

Розрахунок за формулою (3.17) принципово дав дійсні запаси води у всій русловій мережі, але за відсутності припливу води зі схилів за весь період спаду паводка (повені).

3) Спосіб Р.О. Нежиховського, який поєднує при розрахунку руслових запасів води морфометричні та гідрометричні дані. За цим способом запаси води у руслі визначаються окремо для річок великих (довжиною більше ніж

100-150 км), середніх (від 10 до 100-150 км) та малих (до 10 км, включаючи водотоки у балках та ярах)[1]

Для підрахунку запасів води в мілкій та середній русловій мережі автор використовує морфометричні характеристики - довжину та площу.

До кожної групи віднесені річки, обмежені створами, віддаленими від витоків на 10, 20 і т.д. км. Для визначення запасів води в середніх та малих річках запропонована формула

$$W_{0-100} = \frac{q_{\text{ср}}}{v_{\text{ср}}} (0,5f_0n_0 + f_{10}n_{10} + \dots + f_{90}n_{90} + 0,5f_{100}n_{100}) \cdot 10^4 \quad (3.28)$$

Тут $q_{\text{ср}}$ та $V_{\text{ср}}$ - осереднені по басейну модуль стоку та швидкість руху вода у руслах річок;

$n_0, n_{10}, \dots, n_{100}$ - число створів, віддалених від витоків на відстань 0, 10, ..., 100 км;

$f_0, f_{10}, \dots, f_{100}$ - середня площа водозборів для цих же градацій від витоків.

Для визначення середньої площі (ї.) водозбору запропонована залежність

$$f_i = 0,58 i^{1,78} \quad (3.29)$$

де f_i - середня площа водотоку кожної i -ої градації.

Практична реалізація методу короткострокових прогнозів середніх витрат води в русловій мережі за літньо-осінній період (на прикладі басейну р. Південний Буг) здійснено автором [9].

3.1.4 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 [10].

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 [11,12].

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* [13].

Як правило, для довгострокового прогнозування низького стоку використовуються прийоми математичної статистики. Для підготовки прогнозу можна використовувати матричні методи умовних переходів або прогностичні рівняння типу [14]

$$Q_{t+1} = Q_{t+1} | Q_t + kP, \quad (3.30)$$

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 $t+1$;

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.

3.2 Аналітичний огляд сучасного стану математичних моделей розрахунків та прогнозування весняного стоку рівнинних річок

3.2.1 Аналітичний огляд розвитку довгострокового прогнозування весняного стоку річок

На початку ХХ ст. було закладено основу до розвитку довгострокових гідрологічних прогнозів висоти весняного водопілля річок. Особлива увага, на той час, приділялась питанням накопичення та перерозподілу вологи на басейні, стоку тало-дощової води по схилах та руслах річок. Так, у роботі В.Н. Лебедева [15] у 1924 р. опубліковано метод прогнозу висоти весняного

водопілля річок. У той же час автором А.В. Огієвським [16] опубліковані дослідження зв'язку рівнів річки Дніпро у Києві та деяких нижчерозташованих приток. Більш широко довгостроковий прогноз висоти весняного водопілля розглянуто у роботах В.А. Назарова [17], Є.І. Попової [18] та В.Д. Комарова [19]. Варто зазначити, що у роботі В.А. Назарова вперше було розглянуто процеси формування весняного стоку в басейні річки Південний Буг, який є об'єктом дослідження дисертаційної роботи.

У 1925 р. в Радянському Союзі П.М. Лебедев опублікував першу карту розподілу весняного стоку [20]. А в 1927 р., маючи вже певні знання та накопичені дані, Д.І. Кочерінін було вперше складено карту середньобагаторічного річного стоку Європейської частини СРСР [21].

До періоду перших фундаментальних досліджень відносяться роботи Е.М. Ольдекопа [22, 23], де він розглядає залежність стоку гірських річок Середньої Азії від кількості опадів на водозборі, дослідження Д.І. Кочеріна [24], Д.Л. Соколовського [25] з розрахунку максимальних витрат водопілля на основі генетичного аналізу процесів формування стоку всього періоду водопілля. Значний внесок у вивчення генезису формування весняного водопілля зробив у 1940 р. М.А. Великанов [26], він обґрунтував необхідність вивчення складного комплексу природних умов формування весняного стоку та створення спрощених схем, які б лягли в основу розрахункових формул.

Під керівництвом А.В. Огієвського в службі гідрологічних оповіщень Дніпробуду та в секторі гідрологічних прогнозів Українського управління гідрометслужби відбувався подальший розвиток методів прогнозування елементів весняного водопілля. В той час методи прогнозу весняного стоку були засновані на встановленні емпіричних кореляційних зв'язків елементів водопілля з гідрометеорологічними чинниками. Прогноз об'єму весняного водопілля річок складався, як правило, по його зв'язку з максимальною витратою води [27].

З середини 1930–1940-х років основою в області вивчення стоку річок послужило рівняння водного балансу, можливість застосування якого в області прогнозів стоку була показана Б.А. Аполловим, ще у 1935 році [1]. Уперше на основі вирішення рівняння водного балансу В.Д. Комаровим [28], Є.М. Соколовою [29], О.А. Спенглером [30] були отримані емпіричні зв'язки шару водопілля від його чинників (запасів води в сніговому покриві і весняних опадів). Також В.Д. Комаровим у 1936 р. вперше був зроблений висновок про характеристики втрат талого стоку [28]. Теоретично обґрунтовано, що найбільші втрати талого стоку мають місце при недостатньо зволоженому та слабко промерзлому ґрунті. Але, нестача матеріалів спостережень не дозволила кількісно оцінити вплив характеристик втрат на об'єм талого стоку.

Станом на 50-ті роки ХІХ ст. сформувалися більш повні теоретичні уявлення про формування стоку річок, що опиралися на накопичені вихідні гідрометеорологічні дані. Гідрологія стала загально визнаною наукою, що має велике значення для економічного розвитку [31]. У той час почали експлуатувати велику кількість водосховищ, що призвело до появи багатьох досліджень, присвячених прогнозуванню припливу води до водосховищ – з'явилась затребуваність у прогнозах стоку та розробці надійних методів довгострокового прогнозу об'єму весняного водопілля.

Перші методи довгострокового прогнозу об'єму весняного водопілля, запропоновані в період з 1951 по 1963 рр. Г.Р. Брегманом та Г.Я. Вангенгейманом [32], ґрунтувалися на побудові воднобалансових залежностей об'єму стоку від загальної кількості води, яка надійшла на басейн та характеристик водопоглинаючої здатності ґрунтів на басейні.

З 50-х років ХХ сторіччя починаються систематичні метеорологічні спостереження, а з 60-х років – агрометеорологічні спостереження за промерзанням та вологістю ґрунтів. В цей час особлива увага дослідників була звернена на дослідження чинників формування весняного стоку та їх розподілу по території. Вперше було поставлене питання про створення

просторових методів прогнозу стоку весняного водопілля для великих територій.

Розробка надійних методів довгострокових прогнозів була можлива тільки при комплексному аналізі та визначенні складових весняного стоку, особливо вивченні втрат води в період танення снігу. У зв'язку з цим, в роботах Г.П. Калініна та Т.Т. Макарової [33], [34], В.Д. Комарова [28] широкий розвиток одержали польові і лабораторні дослідження інфільтрації води в мерзлий ґрунт при вивченні теплофізичної взаємодії мерзлого ґрунту і інфільтрованої води.

Найбільш повно теоретичні дослідження процесів затримання, водопоглинання і стоку в річковому басейні виконані Є.Г. Поповим в 1963 р. [35]. Автором отримані інтегральні рівняння стоку для двох типів водопоглинання – при наявності тільки поверхневої затримки (ємнісна модель водопоглинання) та в умовах заповнення поверхневої ємності і поглинання води ґрунтом (інфільтраційно-ємнісна модель).

Отримані того часу інтегральні рівняння стоку весняного водопілля [2], [36] були основою при розробці локальних та територіальних методів довгострокового прогнозу шарів стоку та максимальних витрат води весняного водопілля для різних географічних зон.

3.2.2 Науково-методичні підходи довгострокового прогнозування шарів та максимальних витрат води весняного водопілля

Теоретичною основою методів довгострокових прогнозів шарів стоку весняного водопілля є рівняння водного балансу, яке дозволяє спрогнозувати весняний стік річок на водозборі з великою завчасністю [6]

$$Y_m = S_m + X_1 + X_2 - P, \quad (3.31)$$

де Y_m – загальний стік водопілля, мм;

S_m – максимальні запаси води в сніговому покриві перед початком весняного сніготанення, мм;

X_1 – опади на поверхню снігу за час його танення, мм;

X_2 – опади на поверхню без снігу, мм;

P – сумарні втрати талої води, мм.

В різних фізико-географічних умовах характер формування шарів стоку дещо відрізняється. Тому, рівняння водного балансу вигляду (3.31) включає в себе різні його складові. Так, басейн Південного Бугу розташований в межах лісостепової та степової фізико-географічних зонах в межах яких дещо відрізняються умови формування весняного стоку.

В *лісостеповій зоні*, яка характеризується недостатнім зволоженням, основну частку втрат талих і дощових вод складає інфільтрація. Втрати весняного стоку у цій зоні визначаються ступенем водопроникності промерзлих ґрунтів

$$Y_m = S_m + X_1 + X_2 - E_c - I, \quad (3.32)$$

де E_c і E_n – випаровування з ґрунту і снігу, мм;

I – інфільтрація талих і дощових вод (мм), яка дорівнює $E_n \pm \Delta W_n \pm \Delta W_{zp}$;

ΔW_n – зміна запасів вологи в ґрунті, мм;

ΔW_{zp} – зміна запасів ґрунтових вод, мм.

У степовій зоні, яка переважно характеризується плоским рівнинним рельєфом, необхідно враховувати втрати води на заповнення безстічних емностей на поверхні водозборів, при цьому опади після сходу снігу суттєво не впливають на загальний стік весняного водопілля.

$$Y_T = S_m + X_1 - E_c - I - U, \quad (3.33)$$

де U – поверхневе утримання талої і дощової води, мм.

Найбільш складним завданням при рішенні рівняння водного балансу (за відсутності експериментальних даних) є розрахунок втрат на випаровування та інфільтрацію на водозборі [36]. Тому на практиці методи прогнозів весняного стоку представлені зазвичай емпіричними залежностями шарів весняного стоку від кількості вологи на басейні та факторів, які характеризують інфільтрацію води в ґрунт. Точність рішення рівняння водного балансу в значній мірі залежить від наявності та достовірності вихідних даних. Точність методики прогнозу шарів стоку весняного водопілля знижується при наявності зимових відлиг, які призводять до танення накопиченого за зиму снігу, його просторового перерозподілу, поповнення запасів ґрунтової вологи, часткового відтанення ґрунтів та формування паводків на річках [35].

У 1959 р. В.Д. Комаров [28], а в 1963 р. Є.Г. Попов [35] обґрунтували загальний графічний вигляд залежностей весняного стоку від запасів води у сніговому покриві, весняних опадів та ступенем водопроникності ґрунтів:

$$Y_m = X - P_0 [1 - \exp(-X/P_0)]; \quad (3.34)$$

$$Y_m = X - P_0 \operatorname{th}(X/P_0); \quad (3.35)$$

$$Y_m = X \exp(-P_0/X). \quad (3.36)$$

В редакції В.Д. Комарова, параметр P_0 представляє собою величину поверхневої ємності і втрат води на інфільтрацію в мерзлий ґрунт. Для річок степової і лісостепової зон ЄТС він встановив рівняння

$$P_0 = Ae^{-W(bL+a)}, \quad (3.37)$$

де W – запас вологи в шарі ґрунтів на початок весни, мм;

L – глибина промерзання ґрунтів, см;

A, a, b – параметри.

Свого часу авторами [36] було виконано районування рівнинної частини Європейської території «по основним чинникам, формуючим втрати талих вод» та встановлено основні гідрометеорологічні фактори формування весняного водопілля (снігозапаси, опади, глибина промерзання та вологість ґрунтів), які представлені територіальними залежностями по мірі їх значення. Басейн р. Південний Буг за даним районуванням відноситься до двох районів в яких територіально-загальні залежності мають наступний вигляд:

- перший район (лісостепова зона) характеризується переважним впливом глибини промерзання ґрунтів на втрати талих вод

$$Y = f[(S + X_{\theta}), L, U], \quad (3.38)$$

- другий район (степова зона) характеризується однаковим впливом глибини промерзання та вологості ґрунтів та на втрати талих вод

$$Y = f[(S + X_{\theta}), \overline{UL}] \quad (3.39)$$

де S – запаси води в сніговому покриві, мм;

X_e – опади періоду весняного водопілля, мм;

L – глибина промерзання ґрунтів, см;

U – запаси вологи в ґрунті, мм;

i – показник залежності втрат талих вод від інфільтраційної спроможності вод на початок весни.

Розрахунок максимальних витрат води весняного водопілля можна розрахувати за формулою виду [6]

$$Q_m = \frac{k_p k_\phi Y_m F}{T_c + \tau_{\max}}, \quad (3.40)$$

де k_p – коефіцієнт розмірності;

k_ϕ – коефіцієнт нерівномірності руслового стоку, який у першому наближенні характеризує форму гідрографу водопілля і дорівнює відношенню $Q_m / Q_{\text{сер}}$ ($Q_{\text{сер}}$ – середня витрата води за період водопілля);

Y_m – шар стоку за період весняного водопілля, мм;

F – площа басейну, км².

T_c – тривалість сніготанення, доба;

τ_{\max} – найбільший час добігання води на басейні.

Розрахунок максимальних витрат води весняного для окремого водозбору за формулою (3.40) головним чином залежить від трьох параметрів – Y_m , T_c та τ_{\max} . Якщо величина τ_{\max} буде майже незмінною, в такому разі Q_m буде залежати від величини весняного стоку та тривалості сніготанення. Слід відмітити, що при прогнозі максимальних витрат води весняного водопілля приймається прогнозна величина Y_m .

На басейнах річок де тривалість сніготанення коливається з року в рік у незначних межах спостерігається достатньо тісний, переважно лній, зв'язок

шарів весняного стоку та $Q_m = f(Y_m)$. Лінійні зв'язки Q_m від Y_m достатньо тісні для річок степової та лісостепової зони з відносно коротким періодом сніготанення. На річках лісової зони такі залежності менш тісні у зв'язку з великою тривалістю сніготанення та значними опадами.

При значному розкиді точок на графіках $Q_m = f(Y_m)$ часто вводять третю змінну, яка характеризує головним чином погодні умови, що визначають хід сніготанення у весняний період (форму гідрографу весняного водопілля).

Розробка методики прогнозу максимальної витрати води весняного водопілля також можлива на основі встановлення залежностей Q_m від основних метеорологічних чинників формування весняного водопілля (снігогапасів та опадів) [37].

Розглянуті методи довгострокових прогнозів, як шарів стоку, так і максимальних витрат води весняного водопілля можуть бути застосовані лише для окремих гідрометеорологічних створів та їх водозборів і не дають можливості просторового прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля річок.

В сучасній гідролгічній практиці, як для розрахунків так і прогнозів річкового стоку розроблені та широко викосистовуються математичні моделі прогнозування стоку річок. У наступному пункті буде розглянуто найбільш відомі вітчизняні та зарубіжні математичні моделі для прогнозування стоку річок.

3.3 Огляд математичних моделей для прогнозування стоку річок

3.3.1 Сучасні математичні моделі короткострокових гідрологічних прогнозів

На сьогодні, наукових методів прогнозу об'ємів весняного водопілля дуже мало. В оперативній практиці застосовуються в основному локальні короткострокові прогнози витрат (рівнів) води, які є частиною прогнозу гідрографа водопілля [7], [38-47].

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. Так, у вітчизняній оперативній практиці гідрологічного прогнозування в Українському Гідрометцентрі ДСНС України [38] на сьогодні використовуються науково-методичні розробки, які об'єднані в єдину систему у вигляді прогнозно-моделюючих комплексів «Тиса», «Дністер», «Прут», «ДОЩ-3», «СЛОЙ-3» [39];

В останні роки в УкрГМІ розроблено і впроваджено (з 2015 р.) у виробничу діяльність Дунайської гідрометеорологічної обсерваторії аналітично-експертну систему прогнозування рівнів води суднохідного Дунаю «Істер» [41].

За кордоном, у тому числі, в практиці ВМО [7], 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) [42], [43], Д.Доуді і О'Доннела, Шеньси, Д.Є.Неша та ін. [6], Сакраменто (США) [44], резервуарна (танк-модель) модель (Токіо, Японія) [45].

Гідродинамічні моделі (моделі вищого рівня) є моделями з розподіленими параметрами, які засновані на рівняннях математичної фізики

і гідродинаміки, враховують в явному вигляді просторову нерівномірність стокоформуючих чинників і тому потребують для ефективного використання достатньо різноманітної інформації, яка поки що часто відсутня [7]. Серед розподілених моделей найбільш відомими є Європейська гідрологічна система (SHE) [46], [47], DHSWM (Distributed Hydrology Soils and Vegetation Model, розробка американських вчених університету в Сієтлі – основні автори Вігмоста і Леттенмайєр) [48], а також модель Датського гідравлічного інституту «Майк-11» [49], 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 [50]. 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 [51]. Особливо актуальним напрямом досліджень в останні роки є прогноз водності річок за сценарними даними кліматичних моделей, розробленими IPCC [52], [53].

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 [54], [55].

Модель HBV - це концептуальна гідрологічна модель, що дозволяє виконувати безперервний розрахунок річкового стоку на басейні (періоду весняного водопілля, зимових та осінніх паводків та межени) 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 [54] 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 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

$$P - E - Q = \frac{d}{dt} [SP + SM + UZ + LZ + VL], \quad (3.41)$$

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 [55].

Модель EFAS. У Європейському союзі функціонує система прогнозування повені European Flood Alert System (EFAS), розроблена під керівництвом об'єднаного дослідницького центра Єврокомісії в м. Іспра, Італія [56], [57]. 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. [58].

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 [59].

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, Туреччини та інших країнах [59].

3.3.2 Сучасні математичні моделі довгострокових гідрологічних прогнозів

3.3.2.1 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 [60], [61] та дозволяє проводити дослідження динаміки зимово-весняних процесів на річковому водозборі [62].

Математична модель СЛОЙ-2, одна з небагатьох існуючих моделей, яка може бути застосована в різних фізико-географічних умовах [65], [66], тобто, як для рівнинних [62], [63], [65], [66], так і гірських територій [64] 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 [62]. 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

$$h = S + PB + h_0 \pm \Delta W - EB - hV, \quad (3.42)$$

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 [60, 61, 64]. Тож, втрати води залежать від таких характеристик, як зволоженість водозбору, товщина шару промерзлого ґрунту, інтенсивність сніготанення та характер поверхні водозбору.

Шар базисного стоку за період весняного водопілля оцінюється за даними про витрати води протягом зимового сезону. Оскільки розрахунок талого стоку в моделі здійснюється за даними метеостанцій, при обчисленні шару базисного стоку слід орієнтуватися на стік найближчих гідрологічних постів

$$h_0 = \frac{(Q_{\min} + Q_{\text{передпов.}})}{2} \cdot NK \cdot \frac{86,4}{F}, \quad (3.43)$$

де NK - тривалість весняного водопілля, доба;

Q_{\min} – мінімальна витрата води з 1 січня поточного року до дати прогнозування, м³/с;

$Q_{передпов.}$ – витрата води перед початком повені (перед терміном прогнозування), м³/с;

F – площа водозбору, км².

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

$$h = (1 - f_l) \tilde{h}_n + f_l \tilde{h}_l - \Delta P + h_0, \quad (3.44)$$

де \tilde{h}_n – шар стоку з відкритих площ, мм;

\tilde{h}_l – шар стоку з залісених площ, мм;

f_l – 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% [63].

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 [62, 67].

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 [63, 67]

$$\eta = (Ae^{-B(S+P)K_P} + 0,50)K_P K_L K_W, \quad (3.45)$$

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.

В якості характеристики зволоженості водозбору W прийнята відносна зволоженість у метровому шарі ґрунту (0-100 см)

$$W = \frac{W_{\text{ПР}}}{W_{\text{НВ}}} \cdot 100, \quad (3.46)$$

де W_{PP} – запаси продуктивної вологи, мм;

W_{HB} – максимально можливі запаси продуктивної вологи при найменшій вологоємності, мм.

Оскільки дані про запаси вологи в ґрунті до початку сніготанення в більшості випадків відсутні, у розглядуваному методі передбачена можливість розрахувати їх величини з урахуванням додаткової вологості під час зимових відлиг

$$W_{PP} = W_0 + \Delta W_{пер} + \sum_{i=1}^m \Delta W_B^i, \quad (3.47)$$

де W_0 – запаси вологи в останній строк вимірювання восени, мм;

$\Delta W_{пер}$ – зміна запасів вологи від останнього строку вимірювання до початку накопичення снігу на водозборі;

$\sum_{i=1}^m \Delta W_B^i$ – додаткова зволоженість за всі m періодів зимових відлиг.

Коефіцієнт K_L в формулі (2.15) розраховується за наступним виразом, отриманим авторами моделі за даними паралельних спостережень за товщиною мерзлого шару ґрунту на воднобалансових станціях України [62]

$$K_L = 0,173L^{0,50} - 0,346, \quad (3.48)$$

де L - товщина мерзлого шару ґрунту (см).

В структурі моделі товщина мерзлого шару ґрунту L в середньому для водозбору (часної площі) може бути оцінена двома шляхами:

- у першому випадку товщина мерзлого шару ґрунту L приймається з даних спостережень на метеостанціях, які зазвичай ведуться на відкритих ділянках басейну (у полі). Товщина мерзлого шару ґрунту на

залісених ділянках L^l оцінюється шляхом коригування, використовуючи вимірювання на відкритій місцевості (в полі) L^n :

а) для хвойного лісу

$$L^l = (1 - 0,2f_n)L^n, \quad (3.49)$$

б) для листяного лісу

$$L^l = (1 - 0,3f_n)L^n. \quad (3.50)$$

- у другому випадку, при недостатності даних вимірювань, товщину мерзлого шару ґрунту оцінюється за метеорологічними даними. У моделі закладена можливість безперервного розрахунку глибини промерзання і відтанення ґрунтів протягом усього зимового періоду. У результаті такого розрахунку до початку сніготанення (дати складання прогнозу) отримуються необхідні відомості про товщину промерзлого шару ґрунту на відкритих і залісених площах з урахуванням типу ґрунтів. При товщині мерзлого шару ґрунту до 10 см значення K_L приймається рівним 0,20.

Температурна характеристика t_0 за період сніготанення, визначається окремо по середньодобовій $t_0^{(C)}$ або максимальній температурі повітря $t_0^{(M)}$ – зростаючим підсумовуванням.

При наявності лісових ділянок на басейні, в моделі прийнято припущення, що у лісі температура повітря і відповідно інтенсивність сніготанення, нижча, порівняно з ділянками, зайнятих полем.

Рівняння (3.45) використовується для визначення коефіцієнта стоку при $L < 60$ см та $W < 70\%$. При інших співвідношеннях глибини промерзання та вологості ґрунтів коефіцієнти стоку необхідно приймати рівними:

а) при $L \geq 60$ см та $W \geq 100\%$ – $\eta = 90$;

б) при $L \geq 60$ см та $70\% \leq W \leq 80\%$ – коефіцієнт стоку розраховується за формулою (1.4) при $K_L = 1,0$ та $K_W = 1,0$;

в) при $L \geq 60$ см та $80\% \leq W \leq 100\%$ – коефіцієнт стоку розраховується шляхом інтерполяції між значеннями, які отримані за «а» та «б» ($0,90$ і η_6), в залежності від величини W

$$\eta = \eta_6 + \frac{(0,90 - \eta_6)(W - 80)}{20}. \quad (3.51)$$

На третьому етапі ведеться оцінка шарів поверхневого затримання талої води. Поверхневе затримання ΔP в рівнянні (3.44) залежить від багатьох факторів, пов'язаних з характером поверхні водозбору та впливом зарегульованості стоку внаслідок сільськогосподарської діяльності. Тому параметри для розрахунку шару поверхневого затримання визначаються в моделі для кожного конкретного водозбору [35], [36], [68], [69].

Експериментальні розрахунки авторів моделі СЛОЙ-2 [70], [71] показали, що за рахунок більш точного урахування поверхневого затримання запропонованого авторами моделі [60] - [62] зменшуються похибки оцінки шарів стоку весняного водопілля (в середньому на 20%).

Слід зауважити, що в першому варіанті моделі, коли річковий водозбір розглядається як єдина система з урахуванням показника ступеня його залісеності (при моделюванні динаміки снігонакопичення, стану підстильної поверхні та інтенсивності сніготанення), при довгостроковому прогнозуванні шарів стоку за водопілля визначається дощова складова $\tilde{h}^{(\partial)}$, що представляє собою стік за рахунок дощів, які випадають на спаді водопілля і не враховуються при прогнозі по водозборах малих річок

$$\tilde{h}^{(\partial)} = 0,1 \cdot P_{дек} \frac{\Delta N}{10}, \quad (3.52)$$

де $P_{дек}$ – декадна сума опадів, мм;

ΔN – різниця в добах між тривалістю водопілля на великій та малій річці.

Опираючись на аналіз багаторічних даних, в моделі зроблено припущення, що дощові опади стікають з коефіцієнтом стоку рівним 0,1 [72].

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 [70], [71]:

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

$$\tilde{Q}_{m_{сер}} = K_Q h, \quad (3.53)$$

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

$$\Delta Q = \tilde{Q}_{m_{сер}} - Q_m \quad (3.54)$$

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

$$|\Delta\tilde{Q}| = K_{\Delta Q} \cdot \tilde{Q}_{m_{сер}}, \quad (3.55)$$

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 .

Викладені положення записуються наступним чином:

$$(\tilde{Q}_m)_P = \tilde{Q}_{m_{сер}}(h) + \delta Q_P; \quad (3.56)$$

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 $|\Delta Q|$.

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.

Параметри моделі в створах річок, де відсутні спостереження над стоком визначаються наступним чином:

- перевідний коефіцієнт K_Q - визначається за залежністю його значення площі та похилу водозбору;
- значення коефіцієнтів K_Q коливається у межах від 0,35 до 0,40.

Тому можна прийняти для невивчених річок $K_{\Delta Q}=0,40$;

- показник варіації C_V відхилень (ΔQ) оцінюється в залежності від площі водозбору F (табл. 3.1)
- показник асиметрії приймається рівним 3,0.

Таблиця 3.1 - Визначення показника варіації C_V відхилень (ΔQ) в залежності від площі водозбору F

F , км ²	100	100-200	200-400	400-600	600-800	800-1000	1000-1500
C_V	1,75	1,70	1,65	1,60	1,55	1,52	1,50

Щодо практичного застосування математичної моделі СЛОЙ-2, то вона зручна при використанні та дозволяє за програмним комплексом,

реалізованим на персональному комп'ютері, досліджувати процеси формування весняного стоку та здійснювати довгостроковий шару стоку.

Прогнозні характеристики можуть бути представлені на основі моделювання у картографічному вигляді, а також представляти прогнозні величини стоку у ймовірносній формі, що становить значну практичну цінність.

Модель СЛОЙ-2 для прогнозування шарів весняного стоку з можливістю випуску прогнозу максимальних рівнів води апробована на прикладі низки басейнів території України [63], [65], [66].

Слід зазначити, що використання методу в моделі СЛОЙ-2 для довгострокового прогнозування максимальних витрат води весняного водопілля потребує наявності шарів стоку весняного водопілля, які не відомі на дату випуску прогнозу і підлягають їх завчасному прогнозуванню.

У наступному підпункті буде розглянуто метод довгострокового прогнозування характеристик стоку весняного водопілля на основі встановлення залежностей шарів стоку та максимальних витрат води від основних метеорологічних чинників формування весняного водопілля (сніногапасів та опадів).

3.3.2.2 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 водопілля басейнів річок Верхнього Дніпра, Західної Двіни і Німану [73]. У 2011 р. даний метод, вже для максимальних витрата та шарів весняного стоку, був обґрунтований для басейну р. Прип'ять [74], а у 2015 р. для всієї рівнинної території України [75].

Метод довгострокового прогнозу [73]-[75] заснований на попередньому встановленні типу або діагнозі водності майбутньої весни, отриманні за регіональними залежностями прогнозних величин, та їх представлення у картографічному вигляді.

При складанні територіальних довгострокових прогнозів характеристик стоку весняного водопілля необхідна наступна базова інформація (база даних):

а) морфометричні та басейнові характеристики опорних водозборів:

- площі річкових водозборів, F , км²;

- залісеність водозборів f_l , в частках від площ водозборів F ;

- заболоченість водозборів, f_b , в частках від площ водозборів F ;

- географічна широта геометричних центрів водозборів φ^0 півн.ш. або в частках град.;

б) середньобогаторічні величини вихідних даних:

- шари стоку весняного водопілля Y_0 , мм;

- максимальні запаси води у сніговому покриві S_0 ;

- весняних опадів періоду танення снігу X_{1_0} і спаду весняного водопілля X_{2_0} , мм;

- максимальні значення глибин промерзання ґрунтів під озимими L_0 , см;

- витрати води у січні $(Q_{01})_0$ або лютому $(Q_{02})_0$, м³/с;
 - середньомісячні температури повітря за лютий $(\Theta_{02})_0$ °С та березень $(\Theta_{03})_0$ °С;
 - коефіцієнти варіації шарів стоку весняного водопілля на річках $(C_v)_Y$, що отримуються при статистичній обробці часових рядів стокових даних;
 - величину допустимої похибки прогнозу δ_{don} , яка отримується для річок, по яких є дані часових рядів стокових спостережень;
 - таблиці трипараметричного гама-розподілу С.Н. Крицького і М.Ф. Менкеля (при $C_s = 2.5C_v$).
- в) оперативна гідрометеорологічна інформація поточного року:
- запаси води в сніговому покриві на дати випуску прогнозів $S_{ДСП}$ і на дату їх максимального накопичення S_m , мм;
 - метеорологічний прогноз опадів періоду весняного водопілля X_1' і X_2' (опади більше, близькі або менші за їх середньобогаторічні значення);
 - максимальна (на дату складання прогнозу або за зиму) глибина промерзання ґрунтів під озимими L , см;
- г) середньомісячні витрати води у річках (правобережжя країни) у січні (Q_{01}) або лютому (Q_{02}) , м³/с;
- середньомісячна температура повітря у лютому Θ_{02} °С;
 - метеорологічний прогноз середньомісячної температури повітря в березні Θ_{03} °С.

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 [75]

$$Y_m/Y_0 = f[(S_m + X_1 + X_2)/(S_0 + X_{1_0} + X_{2_0})], \quad (3.57)$$

$$q_m/q_0 = f[(S_m + X_1)/(S_0 + X_{1_0})] \quad (3.58)$$

або, у вигляді модульних коефіцієнтів цих характеристик

$$k_Y(k_q) = f(k_X), \quad (3.59)$$

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 [78-80]

$$DF = a_0 + a_1 x_1 + a_2 x_2 + \dots + a_m x_m, \quad (3.60)$$

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 [75] встановлені сталі рівняння дискримінантні функцій, які мають вигляд:

- для лівобережних приток

$$DF = a_0 + a_1 k_x + a_2 k_{q_{09-01}} + a_3 k_L + a_4 \theta_{02}, \quad (3.61)$$

- для правобережних приток [75]

$$DF = a_0 + a_1 k_x + a_2 k_{Q_{не}} + a_3 k_L + a_4 \theta_{02}. \quad (3.62)$$

Автором [75] 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) [77].

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-дощових вод на річковій водозбір

$$k_X = (S_m + X_1 + X_2) / (S_0 + X_{1_0} + X_{2_0}), \quad (3.63)$$

де S_m та S_0 – осереднені по річкових водозборах максимальні снігозапаси та їх середньобагаторічна величина, мм;

X_1 і X_{1_0} – осереднені по водозборах рідкі опади періоду весняного сніготанення та їх середньобагаторічна величина, мм;

X_2 і X_{2_0} – осереднені по водозборах рідкі опади періоду спаду водопілля та їх середньобагаторічна величина, мм. При цьому, опади періоду спаду весняного водопілля враховуються лише при прогнозуванні шарів стоку водопілля;

- 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

$$(k_{q_{09-01}})_i = \frac{(q_{09-01})_i}{(q_{09-01})_0}, \quad (3.64)$$

$(q_{09-01})_i$ і $(q_{09-01})_0$ – середній модуль стоку з вересня попереднього по січень поточного років та його середньобагаторічна величина;

або передповенева витрата води $Q_{не}$, віднесена до середньобагаторічної величини витрати води цього ж місяця $(Q_{не})_0$ у вигляді

$$(k_{q_{нв}}) = \frac{(Q_{нв})}{(Q_{нв})_0}. \quad (3.65)$$

При відсутності багаторічних даних стокових спостережень на річках будуються залежності середньобагаторічних витрат води від площ річкових водозборів

$$(Q_i)_0 = f(F) \quad (3.66)$$

- 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

$$k_L = \frac{L}{L_0}, \quad (3.67)$$

де L – осереднені по водозборах величини максимальних перед весною глибин промерзання ґрунтів, см;

L_0 – середньобагаторічні величини максимальних глибин промерзання ґрунтів на окремих водозборах, см.

За відсутності багаторічних даних L_0 можна визначити за формулою (для річок рівнинної території України) [75]

$$L_0 = 65,6 + 3,56(\varphi - 50), \quad (3.68)$$

де $L_{0(\varphi-50)}$ - значення глибини промерзання ґрунтів на $\varphi = 50^\circ$ північної широти, яке становить 65,6 см. У кожному році для розрахунку модульного

коефіцієнту максимальної глибини промерзання ґрунтів k_L використовуються глибини промерзання ґрунтів L_0 отримані по даним метеостанцій, як середньозважені або середні арифметичні значення у межах кожного з водозборів;

φ – широта пунктів виміру промерзання ґрунтів, φ_0 північної широти.

За відсутності, або недостатності спостережень на водозборах використовується залежність виду (3.68), але побудовану по щорічних даних спостережень 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

$$k_Y(k_q) = b_0 + b_1 k_X + b_2 k_X^2 + b_3 k_X^3, \quad (3.69)$$

де b_0, b_1, b_2, b_3 – коефіцієнти рівняння (3.69) [75].

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

- шарів весняного стоку

$$Y_m = k_m Y_0; \quad (3.70)$$

- максимальних витрат води

$$Q_m = k_m Q_0 = k_m q_0 F, \quad (3.71)$$

де Q_0 – середньобагаторічна величина максимальних витрат води весняного водопілля;

F – площі водозборів річок, км².

Можливість територіального прогнозування зумовлена розрахунком середньобагаторічного 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

$$Y_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Y_m}{n}, \quad (3.72)$$

- для максимальних витрат або їх модулів

$$q_0 = \frac{\sum_{i=1}^n Q_m}{nF}, \quad (3.73)$$

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

$$k_{\text{л}} = 1 - 0,082 \lg(f_{\text{л}} + 1); \quad (3.74)$$

$$k_{\sigma} = 1 - 0,24 \lg(f_{\sigma} + 1), \quad (3.75)$$

f_l , % та f_{σ} , % – площі лісу і боліт на басейні.

Середньобагаторічні величини максимальних модулів весняного водопілля q_0 , м³/(с·км²), визначаються за моделлю редуційних типових гідрографів водопіль за рівнянням [79]

$$q_0 = q'_0 \psi(t_p / T_0) \varepsilon_F \cdot r, \quad (3.76)$$

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 [80], у вигляді інтервалу забезпеченостей

$$P_1 < P_Q < P_2, \quad (3.77)$$

P_1, P_2 – верхня і нижня межі забезпеченості, що встановлюються по таблицям С.Н. Крицького и М.Ф. Менкеля (для середнього по території значення ($C_s/C_v=2,5$) [81].

Практична схема складання довгострокового прогнозу характеристик максимального стоку весняного водопілля на рівнинних річках України може бути представлена у вигляді блок-схеми (рис.3.1).

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, а також їх забезпеченостей у багаторічному періоді.

Стосовно практичного застосування математичної моделі для складання територіальних довгострокових прогнозів характеристик весняного водопілля рівнинних річок, то вона зручна у використанні та дозволяє за програмним комплексом, реалізованим на персональному комп'ютері здійснювати довгостроковий прогноз шару стоку та максимальних витрат води весняного водопілля і визначати їх забезпеченість у багаторічному розрізі.

Прогнозний метод реалізований для рівнинних річок України за даними спостережень до 2000 року включно, тому потребує удосконалення на основі опублікованих даних (станом на 2015 рік) при уточненні коефіцієнтів і параметрів прогнозної схеми та виявленні основних гідрометеорологічних чинників, які входять до вектор-предиктору дискримінантної функції, створенні нових програмних комплексів з можливістю просторового гідрологічного моніторингу, що дозволяє попередити виникнення можливого катастрофічного водопілля за 15-50 діб до настання явища на річках, включаючи річки, що недостатньо вивчені в гідрологічному відношенні.

Використання та удосконалення методу довгострокових прогнозів характеристик максимального стоку весняного водопілля та строків їх

проходження представлено на прикладі рр. Дніпро та Південний Буг авторами [82], [83], [84].



Рисунок 3.1 – Блок-схема довгострокового прогнозу характеристик максимального стоку весняного водопілля

Також актуальним завданням дослідження є врахування кліматичних змін за даними однієї з моделей та сценаріїв розроблених ІРСС за рахунок введення кліматичних поправок до середньобагаторічних величин (норм) весняного стоку, які є базовими характеристиками прогнозної схеми та випуску прогнозу за сценарними даними в окремі багатоводні роки.

4 ТЕОРЕТИЧНЕ ОБҐРУНТУВАННЯ ВИКОРИСТАННЯ МЕТОДУ ВОДНО-СОЛЬОВОГО БАЛАНСУ ВОДОЙМ ТА МЕТОДИ ЙОГО МАТЕМАТИЧНОГО МОДЕЛЮВАННЯ

4.1 Існуючі математичні моделі водного і сольового балансів водойм

Одним з основоположних наукових підходів, при дослідженнях гідрологічного режиму водосховищ, озер і ставків, відомим в літературі, є метод водного балансу [1]-[8]. 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) [9], з більш детальними дослідженнями в межах Тілігульського [10] та Куяльницького [11] 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 [12]) та озера Китай (Ю.С. Медведєва, Є.Д. Гопченко, Ж.Р. Шакірзанова [13]).

Обґрунтуванню структури та окремих складових водних балансів

протягом тривалого періоду були присвячені роботи таких видатних вчених, як М.А. Веліканова [1], Р.А.Нежиховського [2], О.В. Гушлі, В.С.Мезенцева [3], В.С. Вуглинського [4], В. Н. Михайлова [5], Є. Д. Гопченка, О.В. Гушлі [6], О. Ф. Литовченка [7], В.М.Тімченка [8] та інших.

Ще у 1948 році М.А. Велікановим [1] відмічено, що водний баланс водойм включає у себе розгляд усіх процесів, що впливають на зменшення чи збільшення кількості води всередині деякого виділеного об'єму. За Р.А.Нежиховським [2] рівняння водного балансу розглядається, як взаємозв'язана система компонентів, що відображає співвідношення між надходженням та витратою води, як метод вивчення процесів водообміну у водосховищі, 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. [2], [8].

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

$$x + z_1 + \sum_{n_1} y_1 + w_1 + u_1 = z_2 + \sum_{n_2} y_2 + w_2 + u_2, \quad (4.1)$$

де x - середня кількість (шар) опадів для усієї площі та за весь період часу;
 z_1 - середнє значення конденсації;

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

при кількості водотоків n ;

w_1 - приток води по периметру;

w_2 - відтік води по периметру;

u_1 - середнє значення зменшення вологи;

u_2 - середнє значення збільшення вологи;

z_2 - середнє значення випаровування.

За Р. А. Нежиховським [2] водний баланс водосховища - це рівняння між кількістю води, що поступає за певний період часу (сумою приходних компонентів балансу) та кількістю води, яка витрачається за той самий період часу (сумою витратних компонентів балансу). До уваги потрібно приймати і стік води річок, що живлять водойму.

В редакції авторів [2], [3] рівняння водного балансу водосховища матиме вигляд

$$\sum \Pi = \sum P + \sum A \pm H, \quad (4.2)$$

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

$\sum P$ – сума витратних компонентів;

$\sum A$ – сума акумуляційних компонентів;

H – нев'язка балансу.

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

$$\sum \Pi = Y_0 + Y_\delta + Y_r + X + Y'_c, \quad (4.3)$$

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

Y_δ - бічний приплив з басейна по периметру водойми;

Y_r – приплив ґрунтових вод;

X – опади, що випадають на дзеркало водосховища;

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

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

$$\sum P = Y_c + Y_d + Z + \Phi, \quad (4.4)$$

де Y_c – стік води через споруди, замикаючого гідровузла;

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

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

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

Величина акумуляції в рівнянні водного балансу (4.1) є різницею між об'ємом води у водосховищі на початку та в кінці розрахункового інтервалу часу. Позитивний знак різниці означає, що має місце накопичення, а від'ємний – спрацювання.

При цьому акумуляційні компоненти водного балансу (3.1) включають [2], [3]

$$\sum A = V_B + V_p + V_r + V_l, \quad (4.5)$$

де V_B – акумуляція води в чаші водосховища;

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

V_r – підземна акумуляція у ґрунт прибережної зони;

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

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

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

Спосіб вирішення водного балансу визначається характером водойми, її типом (озеро, водосховище), проточністю (стічні, безстічні, проміжні), притоком та об'ємом, наявністю льодяного покриву та ін. [3], [5], [6], [7]. Безстічні озера представлені у класифікації Б.Б. Богословського, як акумулятивні водойми [8].

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 [5]. Різниця між сумою надходження та втрат води повинна дорівнювати збільшенню чи зменшенню запасу води в озері [7].

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

При розрахунку водних балансів мають місце нев'язки, які включають до себе похибки всіх його складових. Труднощі визначення величин нев'язок водного балансу полягають у тому, що поряд з систематичними похибками мають місце і випадкові [2], [3]. Нев'язка є критерієм достовірності розрахунків водних балансів і не повинна перевищувати допустимих меж. Так, для річних, кварталних та місячних водних балансів допустимою нев'язкою слід вважати нев'язку рівну сучасній точності гідрометричних робіт $\pm H \leq 5\%$, а для великих та дуже важливих у господарській діяльності об'єктів $\pm H \leq 3\%$

[2]. Якщо рівняння водних балансів представити для багаторічного періоду то величина нев'язки, яка має різні знаки, дорівнюватиме нулю [7].

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

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

$$X + Y_{np} + Y_{zp} + C_o - Y_{cm} - Y_{\phi} - E_0 - Y_e = \pm \Delta V_0 + H, \quad (4.6)$$

де X – атмосферні опади на дзеркало водойми;

Y_{np} – поверхневий приток у водойму;

Y_{zp} – підземний приток у водойму;

C_o – конденсація водяних парів над дзеркалом водойми;

Y_{cm} – поверхневий стік з водойми;

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

E_0 – випаровування з водної поверхні водойми;

Y_e – забір води з водойми для господарських потреб;

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

H – нев'язка рівняння водного балансу.

У безстічних озерах витратна частина балансу складається лише з втрат води на випаровування, тому що стоку з водойм немає [5], [6], [7], [8]. Тобто у рівнянні (3.6) не беруть участь такі складові, як поверхневий Y_{cm} та підземний Y_{ϕ} стік з озера і лише антропогенний вплив може впливати на зовнішній водообмін таких водойм [8]. При цьому озера з переміжним стоком за високих рівнів діють як стічні, а за низьких – як безстічні [6].

Рівняння водного балансу водосховищ відповідає рівнянню водного балансу стічного озера [7]. При цьому, для водосховищ такі складові балансу, як підземний приток Y_{zp} та підземний стік Y_{ϕ} з водойми

представляються величиною підземного водообміну між водосховищем і його береговою зоною [4]. На різних етапах існування водосховища та в залежності від фази його експлуатації величини підземного водообміну можуть мати різні знаки. Односпрямованість потоків ґрунтових вод або до водойми, або від неї має місце для озер, в береговій зоні яких підземні води мають сталий режим.

В редакції В.М.Тімченка [8] до складових водних балансів закритих лиманів прийняті також забір води на господарські потреби або надходження дренажних і стічних вод з прилеглої території та водообмін (об'єм припливу-стоку води) лиману з морем через канали і пересип [8], [10], [11].

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 [14]-[21], падіння рівнів води чи, взагалі, обміління водойм [14]-[18], а іноді зростання рівнів води в них [19].

Рівняння водного балансу замикається різницею утримань, що відповідають зміні об'ємів озера на початку та в кінці місяця. Однак на сьогодні це один з найменш досліджуваних елементів у гідрології. Існуючі розрахунки водного балансу стосуються головним чином великих озер [14]. Малі озера ігноруються через відсутність системи моніторингу. Іншою причиною є складний водний цикл та невизначеність кількості компонентів, що необхідні для розрахунку такого балансу.

Сучасне застосування моделей водного балансу орієнтовано на три основних напрямки: відновлення гідрологічних характеристик, оцінка змін клімату та географічні моделі попиту на воду. Автори [20] вважають, що спроби збереження та відновлення озер потребують точного розуміння багатьох екологічних факторів, особливо тих, що регулюють водний баланс.

За дослідженнями авторів [21] водообмін в озерах, що призводить до змін рівнів та об'ємів води у водосховищі є результатом динамічного водного балансу. Таким чином рівняння водного балансу можна записати у вигляді

$$(P - E) + (H_d - H_w) = \Delta R, \quad (4.7)$$

де P - атмосферні опади;

E - випаровування з поверхні води;

H_d - приток поверхневих вод;

H_w - відтік поверхневих та підземних вод;

ΔR - різниця обмів озера на початку та в кінці місяця.

Рівняння (4.7) реалізовано авторами [21] для озера Гардно, що розташовано на узбережжі Південної Балтики у Польщі. За період 2003-2007 років розглянуто водні баланси, які включають компоненти динамічного вертикального обміну і горизонтального обміну, який домінує у гідрологічних процесах озера. У зв'язку з прибережним розташуванням озера встановлено, що приплив морської води становить 10% від загального припливу, а приплив з суші - 86%. Найважливішими елементами балансу є річковий приплив і дренажні води, а гідравлічний зв'язок з морем гарантує набагато більш сприятливі умови для повного і швидкого водообміну.

Аналогічна з даною роботою проблема скорочення площі і збільшення солоності, що викликана антропогенними факторами і змінами клімату вирішена авторами [15] для озера Бостен, найбільшого внутрішнього прісноводного озера посушливого регіону Китаю, розташованого в умовах близьких з озером Ялпуг-Кугурлуй. При цьому, на основі моделі водно-сольового балансу [15] з використанням системно-динамічного підходу оцінені фактори фактичного випаровування і розчинення солі з дна озера. Встановлено, що зниження солоності в озері можливо при збільшенні водообміну за рахунок розширення сільськогосподарських площ в басейні річки, яка впадає в озеро і, відповідно, заборів води з озера для їх зрошення.

У тимчасовому плані модель відколібрована на річному часовому кроці, який охоплював 31-річний період (1983-2013 рр.) і період 2014-2050

років для майбутніх симуляцій і можливої зміни рівня і солоності озера з часом.

Прикладом об'єкта господарського використання є й прісноводне озеро Чапала на заході Мексики [17]. Метод водного балансу дозволив встановити, що зниження рівнів води в озері протягом вісімдесятих і дев'яностих років минулого століття були пов'язані не тільки з природним періодом посухи в регіоні (середня кількість опадів у ці роки була нижче історичного середнього) та значним випаровуванням з величезної поверхні озера, а й, через господарські заходи, що викликані використанням води озера.

Інноваційне рішення в управлінні гідрологічним режимом солоного озера Карун-енд-Фаюм у Єгипті запропоновано у роботі [19]. Розроблено кілька сценаріїв водно-сольового балансу, результати яких показали ефективність нових ставків-випарників в зниженні рівня води озера шляхом відводу солоної води з озера, що сприятиме зниженню вмісту солей озера. Показано можливості використання надлишку води озера для рекультивування нових сільськогосподарських земель.

4.1.1 Структура моделі водного балансу Придунайських водойм

Водний баланс внутрішніх водойм, який визначається процесами надходження і витрат води, являє собою головну характеристику їхнього гідрометеорологічного режиму [3], [8], [22]. На основі водного балансу визначається водообмін, фізичні та хімічні процеси, що відбуваються у водоймах, а також оцінюється ефект заходів, спрямованих на можливе господарське використання водних ресурсів водойм, що відображено у сучасних монографіях [9]-[11].

Для Придунайських озер приходні та витратні складові водного балансу наочно можна представити у вигляді блок – схеми (рис. 4.1, 4.2):

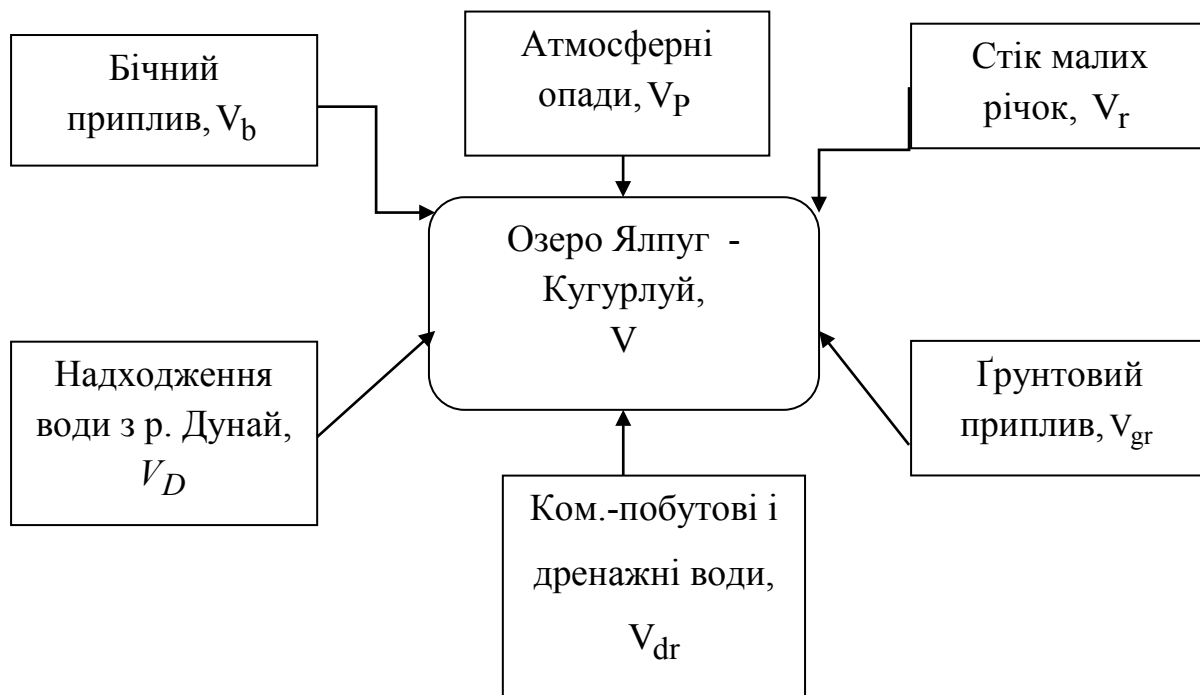


Рисунок 4.1 – Блок – схема приходної частини водного балансу системи оз. Ялпуг – Кугурлуй

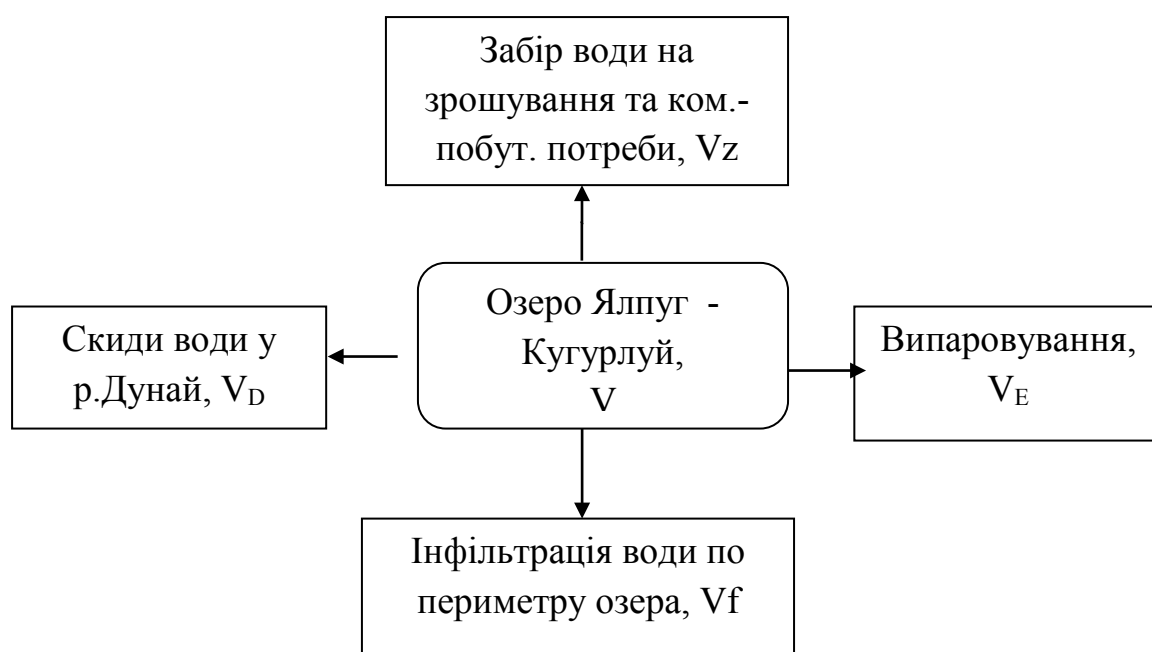


Рисунок 4.2 – Блок – схема витратної частини водного балансу системи оз. Ялпуг - Кугурлуй

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

$$\begin{aligned} (\sum V_i)_{np} - (\sum V_i)_{вумр} = & V_{Pi} + V_{ri} + V_{bi} + V_{gi} + V_{dri} + V_{Di} - \\ & - V_{Ei} - V_{tri} - V_{fi} - V_{zi} - V_{Di}' - V_{ozi}, \end{aligned} \quad (4.8)$$

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.

Об'єктом дослідження і балансових розрахунків є система озер Ялпуг–Кугурлуй.

Озеро Кугурлуй входить до південної частини оз. Ялпуг, з яким воно сполучується широкою, але мілководною протокою. Озеро Ялпуг є найбільшим серед водойм, що входять до групи Придунайських озер. На півночі в нього впадає р. Ялпуг з водозбірною площею $F = 3180 \text{ км}^2$ і протяжністю понад 143 км та ще декілька невеликих річок. Загальна водозбірна площа оз. Кугурлуй – Ялпуг становить 4400 км^2 . Довжина озерної системи - 58 км, максимальна ширина - 10 км. Середня глибина оз. Ялпуг дорівнює 2,6 м, а максимальна - 6 м. Відповідні глибини оз. Кугурлуй дещо

менші – 1,0 та 2,0 м. Щодо площі водної поверхні озерної системи і об'єму води в ній, то вони залежать від рівнів води в озері. Зокрема, останні вимірюються у с. Коса (лівий берег оз. Ялпуг) та м. Болград.

Водообмін між системою озер та р. Дунай виконується по трьох каналах «Скунда», «Репіда» та «105 км». Весною шлюзи на цих каналах відкривають та відбувається самоплинне наповнення озер річковою водою до рівня НІР. На період вегетації, тобто у меженний період на р. Дунай шлюзи закриваються, а вода з озера витрачається головним чином на випаровування, у комунально-побутові сфері та на зрошення. Восени, якщо рівні води в р. Дунай нижчі за рівні води в озері, за диспетчерським графіком відбуваються скиди мінералізованих вод у р. Дунай (як правило, до РМО). Після цього шлюзи знову закриваються на зимовий період. Такий цикл функціонування озера відбувається щорічно.

Усі складові водного балансу надаються у млн.м³, тобто мають розмірність (м³10⁶). Величини опадів Р (мм) і випаровування з водної поверхні озера Е (мм) при розрахунках водного балансу беруться по метеорологічній станції Болград.

Для розрахунку складових водного балансу були використані такі вихідні гідрометеорологічні дані:

- рівні води в озерах (отримані з Дунайського басейнового управління водних ресурсів);
- дані по опадах та випаровуванню, які вимірювались на м/ст. Болград;
- об'єми та площі водойм (отримані з кривих залежностей об'ємів та площ водної поверхні від рівнів води за даними батиметричної зйомки 2001р.);
- загальні площі водозборів річок, які впадають в озера;
- надходження ґрунтових вод (визначалось за результатами вимірювань при виконанні інтегрованого моніторингу в рамках проекту Tasis - 2001 р.) [22];

- забори води з озер на комунально-побутове та інші види користування (отримані з Одеського Обласного управління водних ресурсів);
- величини, за якими спостереження не відбуваються чи не є регулярними, визначались за існуючими методиками.

Надходження води з р. Дунай при щорічному наповненні водоєм Кугурлуй-Ялпуг і скиди акумульованих вод в них у р. Дунай самопливним шляхом W_D по з'єднувальних каналах (зі шлюзами) вимірюється в періоди відкриття шлюзів на них. Зауважимо, що наповнення озера дунайськими водами відбувається до позначки, яка відповідає нормальному підпертому рівню (НПР) в ньому. При скидах води з озера у р. Дунай спрацювання водоєми регламентується рівнем "Мертвого" об'єму (РМО). Для озера Кугурлуй – Ялпуг НПР = 2.8 м БС, а РМО = 1.5 м БС. Зрозуміло, що від рівнів води в озері будуть залежати площа його водної поверхні (км^2) і об'єм води в ньому W ($\text{м}^3 \cdot 10^6$). Дані табл. 4.1 та 4.2 будуть використовуватись при визначенні складових рівняння (4.1)

Криві $W=f(H)$ і $F=f(H)$, побудовані у 2001 році до позначки 2.42 м БС, були екстрапольовані до позначки 3,50 м БС і використовувалися при моделюванні водного балансу з 1989 по 2001рр. [23].

Відмінності кривих об'ємів і площ, отриманих за батиметричними зйомками 1983 і 2001 років, показані на рис. 4.3 і 4.4. Розмив берегів оз. Ялпуг, замулення стоком завислих наносів річок, що в нього впадають, за період 1983-2001 рр., безумовно, вплинули на криву об'ємів і площ. Одним і тим же рівнями води оз. Ялпуг, через 20 років, відповідають менші, ніж у 1983 році, об'єми води [23].

Таблиця 4.1 – Координати кривої площ водної поверхні системи оз. Ялпуг – Кугурлуй

Рівень води, м БС	Площа водної поверхні, км ²	Рівень води, м БС	Площа водної поверхні, км ²
4,2	318	2,4	279
4,1	316	2,3	273
4,0	314	2,2	268
3,9	312	2,1	263
3,8	310	2,0	258
3,7	308	1,9	254
3,6	305	1,8	249
3,5	299	1,7	244
3,4	298	1,6	240
3,3	297	1,5	235
3,2	296	1,4	231
3,1	295	1,3	226
3,0	294	1,2	222
2,9	292	1,1	217
2,8	289	1,0	212
2,7	287	0,9	207
2,6	284	0,8	201
2,5	282	0,7	194

Таблиця 4.2 – Координати кривої об'ємів води системи
оз. Ялпуг – Кугурлуй (2001 рік)

Рівень води, м БС	Об'єм води, м ³ *10 ⁶	Рівень води,	Об'єм води, м ³ *10 ⁶
4,2	1185	2,4	659
4,1	1155	2,3	631
4,0	1124	2,2	604
3,9	1094	2,1	578
3,8	1064	2,0	552
3,7	1034	1,9	526
3,6	1003	1,8	501
3,5	973	1,7	476
3,4	943	1,6	452
3,3	913	1,5	428
3,2	884	1,4	405
3,1	854	1,3	382
3,0	824	1,2	360
2,9	795	1,1	338
2,8	766	1,0	316
2,7	738	0,9	295
2,6	709	0,8	275
2,5	680	0,7	255

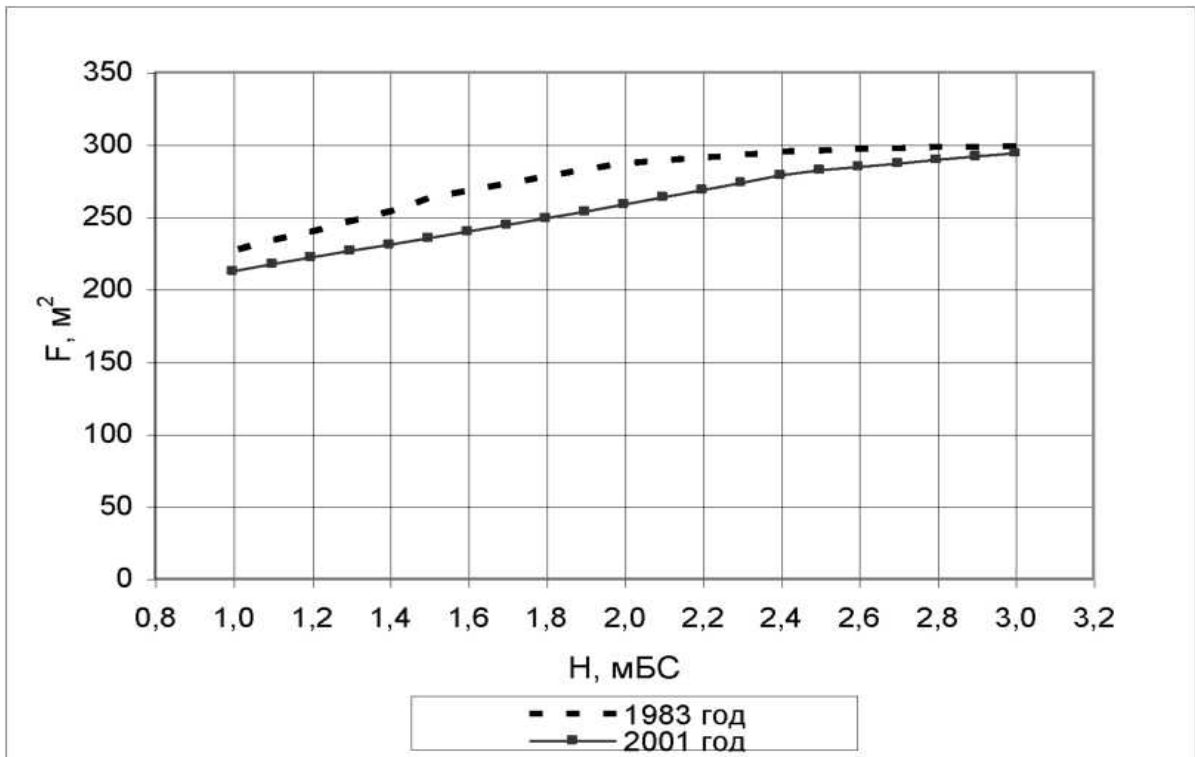


Рисунок 4.3 – Залежності площ водної поверхні від рівнів води в оз. Ялпуг - Кугурлуй

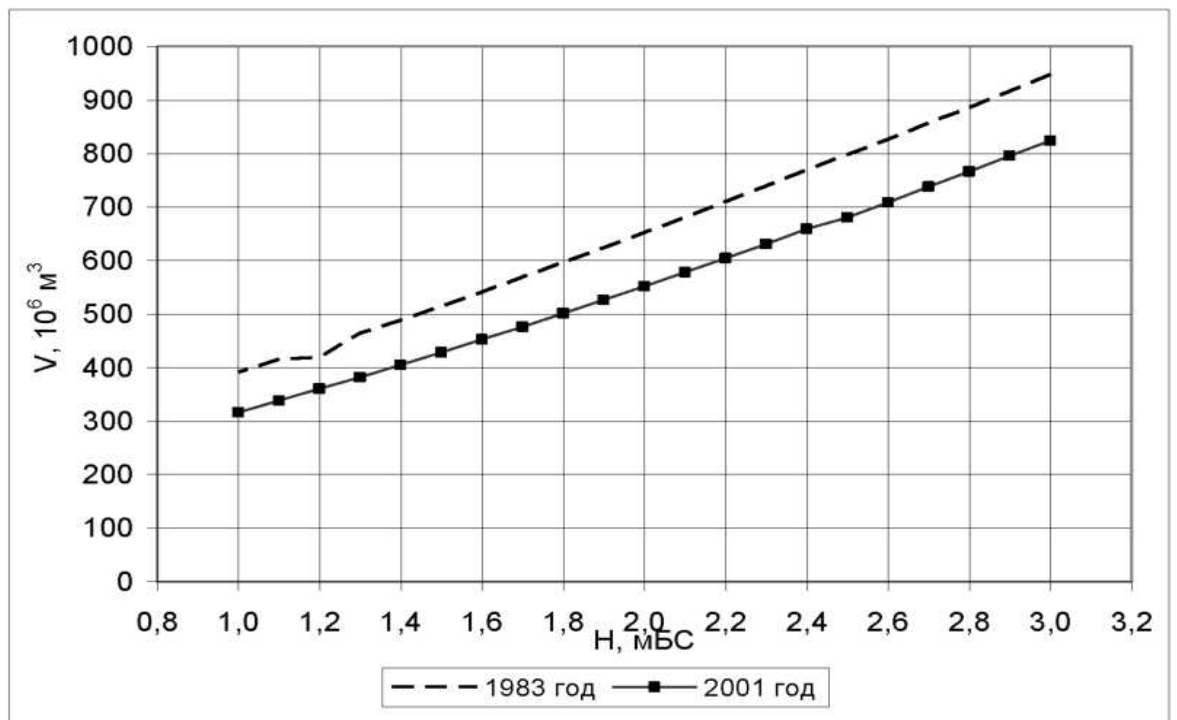


Рисунок 4.4 – Залежності об'ємів води водосховища від рівнів води в оз. Ялпуг - Кугурлуй

4.1.2 Методи визначення складових приходної і витратної частин водного балансу водойм

До приходної частини водного балансу озера відносяться: атмосферні опади V_p , приплив до озера поверхневих вод V_r , ґрунтових вод V_g та комунально-побутових і дренажних стоків V_{dr} , надходження води з р. Дунай при відкритті шлюзів для наповнення водосховища V_D (за умови, що рівні води в р. Дунай вищі за рівні води в озері).

Рівняння водного балансу для приходної частини має вигляд:

$$(\sum V_i)_{np} = V_{pi} + V_{ri} + V_{bi} + V_{gi} + V_{dri} + V_{Di}, \quad (4.9)$$

де V_p – атмосферні опади;

V_r – річковий стік;

V_b – бічний приплив;

V_g – приплив ґрунтових вод;

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

V_D – стік р. Дунай;

i – розрахунковий місяць.

4.1.2.1 Розрахунок приходної частини рівняння водного балансу

Для розрахунку приходної частини водного балансу були використані такі данні: рівні води оз. Ялпуг за період 2006 – 2014 рр. отримані з Дунайського басейнового управління. При розрахунках був використаний

рівень води на початок місяця H_1 - та рівень на кінець місяця - H_2 (H_2 -рівень на початок наступного місяця), розраховуємо середній рівень H_{cp} за формулою:

$$H_{cp} = \frac{H_1 + H_2}{2} \quad (4.10)$$

За рівнем H_1 з кривої об'ємів, отриманої за даними 2001р., знімаємо об'єм водного дзеркала W_1 , за рівнем H_2 – об'єм W_2 . ΔW розраховуємо за формулою: $\Delta W = W_2 - W_1$. За середнім рівнем H_{cp} знімаємо площу водної поверхні озера F з кривої площ, отриманої за 2001р., за кожний місяць.

Об'єми надходження води з опадами V_p (m^3)

Атмосферні опади є однією з головних компонентів у приходної частини водного балансу, з атмосферними опадами до озера надходить головний об'єм води у приходної частині.

Надходження води за рахунок опадів, які випадають на дзеркало водойми, головним чином визначається ступенем проточності водойми. Зі зменшенням проточності збільшується роль опадів в загальному надходженні води. Географічне положення водозбору та його розміри впливають на співвідношення поверхневого припливу та опадів, однак визначаючою є їхня проточність. У великих водосховищах, які серед внутрішніх водойм відрізняються підвищеною проточністю, опади в загальному припливі води відіграють незначну роль і складають декілька відсотків або навіть тільки частку відсотка від його величини. У слабопроточних озер роль опадів у водному балансі досить значна, тому їх урахування повинне проводитись за більш повними даними, включаючи й специфічні умови опадоутворення в межах прилеглих територій.

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

Для розрахунку водних балансів у роботі використані дані по опадах, які вимірювались на м/ст Болград (центр водозбору). За матеріалами періоду з 1945 по 2014 рр., використовуючи ранжирування річних сум за убубанням, були розраховані забезпеченості опадів за формулою (4.11) та побудована крива забезпеченості опадів:

$$P_p = m / (n + 1) * 100\% \quad (4.11)$$

де m – порядковий номер членів убубаючого ряду

n – загальна тривалість ряду (для м/с Болград $n=74$) .

Крива забезпеченості опадів по м/ст Болград представлена на рис. 4.5



Рисунок 4.5 - Крива забезпеченості річних опадів по м/ст Болград
(за період 1945-2014 рр.), мм

Розрахунок водного балансу для системи оз. Ялпуг –Кугурлуй виконувався за період з 2006 по 2014 рр. Величини атмосферних опадів використані для розрахунку водного балансу системи оз. Ялпуг – Кугурлуй і їх внутрішньорічний розподіл, за період 2006 – 2014 рр., наведені у табл. 4.3

Таблиця 4.3 – Місячні і річні величини опадів за 2006 – 2014 рр.
(м/ст Болград), мм

Роки	Місяць												Σ за рік
	1	2	2	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
2006	24,0	12,0	60	41	79	48	19	58	54	5,3	10	14,4	425
2007	39,2	24,4	33,3	21,8	10,7	60,5	0,0	86,8	19,6	46,7	87,0	73,8	504
2008	18,6	4,0	40,5	45,2	59,4	50,9	38,9	6,6	68,4	22,1	12,7	64,2	432
2009	29,7	20,0	36,9	15,6	39,3	42,3	35,9	6,2	43,6	41,1	8,5	87,1	406
2010	39,5	63,0	46,0	23,3	60,9	115,1	116,0	36,7	49,6	79,7	13,5	70,5	714
2011	43,8	14,3	8,2	32,9	49,1	197	22,0	9,8	10,0	29,6	0,9	34,4	352
2012	87,9	31,9	17,5	24,5	84,9	21,9	49,2	54,4	6,1	87,5	14,8	147	628
2013	64,5	28,9	38,1	26,2	21,3	129,3	47,6	24,4	92,2	51,6	19,2	6,1	549
2014	0,0	36,7	18,9	52,4	53,8	81,2	63,8	24,5	0,00	18,2	48,8	50,7	4489

Об'єми надходження атмосферних опадів розраховувалися шляхом перемноження площі водного дзеркала на кількість опадів, які надходять на площу водного дзеркала озера (для розрахункового місяця)

$$V_p = P \cdot F / 1000, \quad (4.12)$$

де P - кількість опадів по м/с Болград, мм;

F – площа водного дзеркала (км²), яка відповідає середньомісячному рівню води в озері H_{cp} (мБС).

Річний стік і його визначення для окремих років при відсутності гідрологічних спостережень

Басейн системи оз. Ялпуг – Кугурлуй знаходиться у межах межиріччя Дунай - Дністер. Річкова мережа представлена невеликими річками, гідрологічний режим яких цілком визначається місцевими фізико - географічними умовами. До басейну системи оз. Ялпуг – Кугурлуй впадають дві річки: р. Ялпуг та р. Карасулак. Річка Ялпуг бере початок в Кодрах Республіки Молдова на висоті 300 мБС і впадає в оз. Ялпуг на території Болградського району Одеської області (Україна). Відмітка гирла р. Ялпуг - 2,0 мБС. Мала річка Карасулак розташована на території Болградського району Одеської області і впадає з правого берега в водосховище Ялпуг. Довжина річки Карасулак – 52 км.

Річки мають незначну протяжність, басейни вузькі та витягнуті у меридіональному напрямку, широкі і глибокі долини, схили яких сильно зрізані мережею балок і ярів, слабо виражені і замулені русла.

Керуючись діючим в Україні нормативним документом СНиП 2.01.14 – 83 [24], визначення розрахункових гідрологічних характеристик здійснюється за наступними схемами:

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

- 2) при недостатності гідрометричних спостережень - шляхом приведення їх до багаторічного періоду по даних річок – аналогів з більш тривалими рядами спостережень;
- 3) за відсутності гідрометричних спостережень - за формулами з використанням даних річок – аналогів або інтерполяцією, основою на сукупності даних спостережень всієї мережі гідрометричних станцій та постів того чи іншого району або більш обширної території, включаючи матеріали інженерно – гідрометричних досліджень.

При цьому застосовуються методи гідрологічної аналогії та просторової інтерполяції параметрів річкового стоку з використанням карт гідрологічних характеристик. При належному обґрунтуванні допускається використання інших методів розрахунку з оцінкою їх надійності та точності [12].

В озеро Ялпуг у його північній частині впадає р. Ялпуг, площа водозбору якої становить 3180 км², та р. Карасулак, з площею водозбору 63,4 км². Загальна водозбірна площа оз. Кугурлуй – Ялпуг, включаючи й водозбір р. Ялпуг та р. Карасулак, має 4400 км². Через відсутність спостережень за стоком невеликих річок, що відносяться до басейну оз. Кугурлуй-Ялпуг V_r буде визначатись загальною величиною, але з використанням непрямих методів. Зокрема, у нормативному документі СНІП 2.01.14-83 надається карта норми річного стоку (у модулях \bar{q} , л/скм²).

На жаль, систематичні спостереження за їх стоком не відбуваються. Тому у роботі для розрахунку надходження до водойми поверхневого стоку можна використати карти середнього річного стоку річок (л/с*км) та коефіцієнтів варіації, які побудовані в масштабі 1:10 000 000 та наводяться у нормативному документі СНІП 2.01.14-83 [24].

Середні багаторічні значення стоку за картами установлюються для геометричних центрів водозборів шляхом лінійної інтерполяції між ізолініями стоку. Для водозборів річок Ялпуг та Карасулак модуль стоку

\bar{q} становить 1.0 л/с *км², коефіцієнт варіації $C_v = 0.80$, співвідношення $C_s / C_v = 2.0$.

На кафедрі гідрології суші ОДЕКУ Є.Д. Гопченком та Н.С. Лободою [25], [26] розроблена методика визначення природного річного стоку річок Північно-Західного Причорномор'я. Вона заснована на визначенні кліматичного стоку річок, розрахованого за метеорологічними даними та з урахуванням антропогенної діяльності і впливу місцевих азональних факторів. Розраховані норми кліматичного стоку картовані.

За цією картою норма річного кліматичного стоку Y_k для річок Ялпуг та Карасулак складає 22 мм.

Залежність між коефіцієнтами варіації і нормою кліматичного стоку надається у вигляді:

$$C_{vk} = \frac{C_{v \max}}{\left(\frac{\bar{Y}_k}{10}\right)^{0.60}}, \quad (4.13)$$

де C_{vk} - коефіцієнт варіації кліматичного стоку;

$C_{v \max}$ - граничне максимальне значення коефіцієнтів варіації річного стоку, яке відповідає мінімальній величині кліматичного стоку $\bar{Y}_k = 10$ мм.

Згідно з [13], [14], $C_{v \max} = 1,5$. Осереднене в межах території відношення C_{sk} / C_{vk} (де C_{sk} - коефіцієнт асиметрії) дорівнює 1,7. Використовуючи (4.13), при $\bar{Y}_k = 22$ мм коефіцієнт варіації C_{vk} дорівнює 0.94.

Для врахування впливу місцевих азональних факторів в [25], [26] запропоновані коефіцієнти переходу від кліматичного стоку (\bar{Y}_k) до природного ($\bar{Y}_{ПП}$)

$$K = \frac{\bar{Y}_{ПП}}{\bar{Y}_k} \quad (4.14)$$

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

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

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

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

Запропонована Н.С. Лободою [25], [26] залежність перехідних коефіцієнтів K від середньої висоти водозборів $H_{сер}$ має наступний вигляд

$$K = 1 - 0.003(280 - H_{сер}), \text{ при } H_{сер} < 280 \text{ м} \quad (4.15)$$

$$K = 1 \text{ при } H_{сер} \geq 280 \text{ м} \quad (4.16)$$

За даними [1], середня висота водозбору р. Ялпуг становить 130 м, р. Карасулак – 25 м. Виконавши розрахунок за формулою (4.16), перехідний коефіцієнт K для р.Ялпуг дорівнює 0,54, а для р. Карасулак – 0,05

При $Y_k = 22$ мм і перехідних коефіцієнтах $K_{Ялпуг} = 0.54$ та $K_{Карасулак} = 0,05$, норма природного стоку \bar{Y} річок Ялпуг та Карасулак з загальною площею водозборів 3243,4 км² становить 11,9 та 0,11 мм відповідно.

При відомій нормі шару стоку $\bar{Y} = 12,01$ мм можливо розрахувати і модуль стоку \bar{q} (у л/с·км²):

$$\bar{q} = \frac{\bar{Y}}{31.54} \quad (4.17)$$

Таким чином, за регіональною методикою для річок Ялпуг та Карасулак норма стоку $\bar{q} = 0,38$ л/с·км², коефіцієнт варіації $C_v = 0.94$ співвідношення $C_s / C_v = 1,7$.

При порівнянні результатів розрахунків гідрологічних характеристик річного стоку річок Ялпуг та Карасулак за нормативним документом СНиП 2.01.14-83 та за регіональною методикою можна відзначити наступне:

- модуль стоку (\bar{q}) при розрахунках за СНиП 2.01.14-83 дорівнює 1.0 л/с·км², за регіональною методикою Н.С. Лободи – 0,38 л/с·км²;
- коефіцієнт варіації (C_v) за обома методиками майже однаковий і складає 0,80 за СНиП 2.01.14-83 і 0,4 - за регіональною методикою, отримані результати коефіцієнтів варіації округлюємо та для подальших розрахунків можна прийняти значення $C_v = 1,0$;
- співвідношення C_v / C_s за СНиП 2.01.14-83 складає 2,0, за регіональною методикою – 1,7.

За трипараметричним гама – розподілом C_s / C_v приймається рівним 2,0.

Для визначення об'ємів надходження річкового стоку V_r до системи оз. Ялпуг – Кугурлуй була використана наступна методика:

1) за методикою Н.С. Лободи для цих річок були розраховані норма стоку $\bar{q} = 0,38$ л/с*км², коефіцієнт варіації $C_v = 1,0$, співвідношення $C_v / C_s = 2,0$.

2) Річковий стік з площі водозбору малих річок визначався з урахуванням забезпеченості року за формулою вигляду

$$q_{p\%} = \bar{q} \cdot k_{p\%}, \quad (4.18)$$

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

\bar{q} – норма річного стоку, л/с*км²;

$k_{p\%}$ – модульний коефіцієнт, який визначався для забезпеченості $p\%$ та

$C_v = 1.0$, $C_v / C_s = 2.0$ за таблицею трипараметричного гама-розподілу;

3) щоб визначити для кожного року об'єм стоку забезпеченістю $p\%$ при визначенні величин річного стоку V_r , використовувалася крива забезпеченості опадів (див. рис. 4.5), величина $p\%$ знаходиться по величині річних опадів з цієї кривої, допускається, що забезпеченість річкового стоку співпадає з забезпеченістю опадів, взятих по м/ст Болград.

Об'єми річного стоку з площі водозбору 3243 км², при $\bar{q} = 0,38$ л/с*км², були розраховані для років різної забезпеченості (табл. 4.4.)

Об'єм річного стоку невеликих річок в басейнах озер (млн.м³) розраховувався за формулою

$$V_r = Q_r \cdot 86400 \cdot 365 / 10^6, \quad (4.19)$$

Q_r - річний стік.

Таблиця 4.4 – Об'єми річного стоку в басейні оз. Ялпуг – Кугурлуй різної забезпеченості ($C_v = 1,0$; $C_s / C_v = 2,0$; $\bar{q} = 0,38$ л/с*км²; $F = 3243$ км²)

Роки	$P_{p\%}$	k_p	$Q_r, \text{м}^3/\text{с}$	$V_r, \text{млн м}^3$
2006	68	0,453	0,172	5,43
2007	42	0,914	0,347	11,0
2008	66	0,482	0,183	5,78
2009	75	0,352	0,134	4,22
2010	25	1,38	0,52	16,4
2011	88	0,179	0,07	2,15
2012	11	2,13	0,81	25,5
2013	26	1,35	0,513	16,2
2014	44	0,872	0,33	10,5

Як вже відзначалося, систематичні гідрологічні спостереження в басейні системи оз. Ялпуг – Кугурлуй не проводились.

Тому стокові характеристики, включаючи й внутрішньорічний його розподіл, безпосередньо визначити неможливо. В гідрологічній практиці вирішення подібних задач здійснюється за допомогою річок-аналогів [25,26], по яких накопичені багаторічні ряди спостережень.

В якості аналогу при визначенні внутрішньорічного розподілу стоку використана р. Тараклія – смт Тараклія (ліва притока р. Ялпуг). За матеріалами спостережень, здійснивши ранжирування річних величин стоку, виділені групи водності (багатоводні, середньоводні, маловодні) та розраховані типові схеми (у %) внутрішньорічного розподілу поверхневого стоку (табл.4.5).

Таблиця 4.5 – Внутрішньорічний розподіл стоку р.Тараклія – смт Тараклія

Місяці / Водність	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Багатоводний	1,8	24	15,7	4,5	3,1	6,8	5,0	15,7	8,1	7,3	4,4	3,5
Середньоводний	3,3	8,1	13,2	6,3	7,8	6,6	10,7	14,8	6,6	6,9	7,6	8,1
Маловодний	9,2	14,6	7,3	5,6	11,8	5,6	12,5	3,8	9,3	5,4	7,0	7,9

Після проведених розрахунків величини річкового стоку для річок басейну системи оз. Ялпуг – Карасулак за період з 2006 по 2014 представлені на рис. 4.6

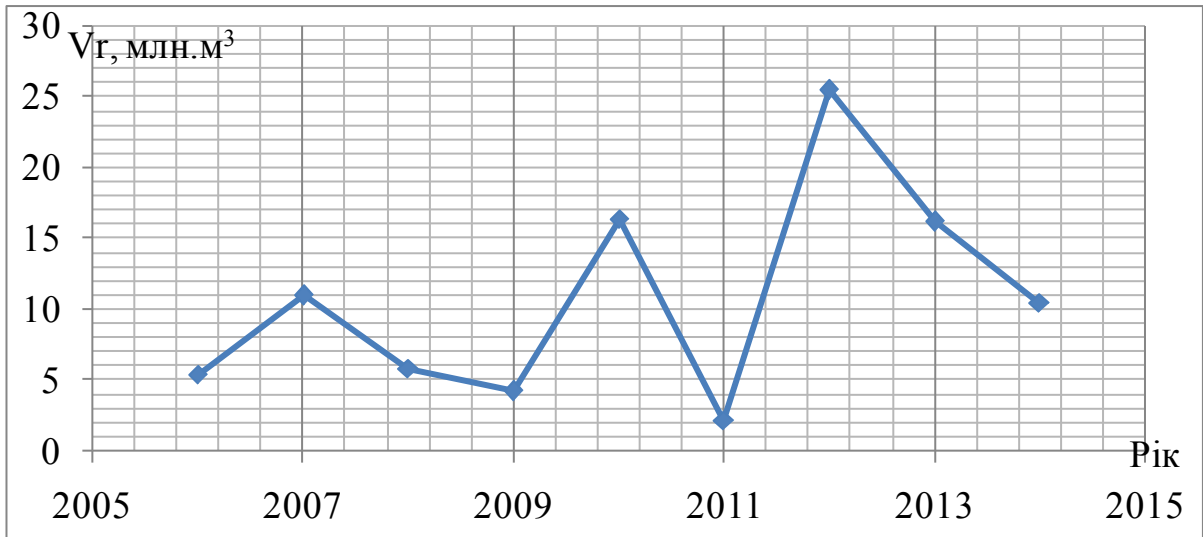


Рисунок 4.6 – Багаторічна мінливість стоку річок Ялпуг та Карасулак

Бічний приплив поверхневих вод до системи оз. Ялпуг -Кугурлуй

Бічний приплив поверхневих вод з прилеглої до озера території розраховувався за співвідношенням між V_r і V_b , яке було встановлено під час виконання проекту Тасіс-2001 [27]

$$V_b = 0.23 \cdot V_r, \quad (4.20)$$

де V_b – бічний приплив;

V_r – річковий стік.

Результати розрахунків об'єму бічного притоку вод до системи оз. Ялпуг – Кугурлуй представлені на рис.4.7

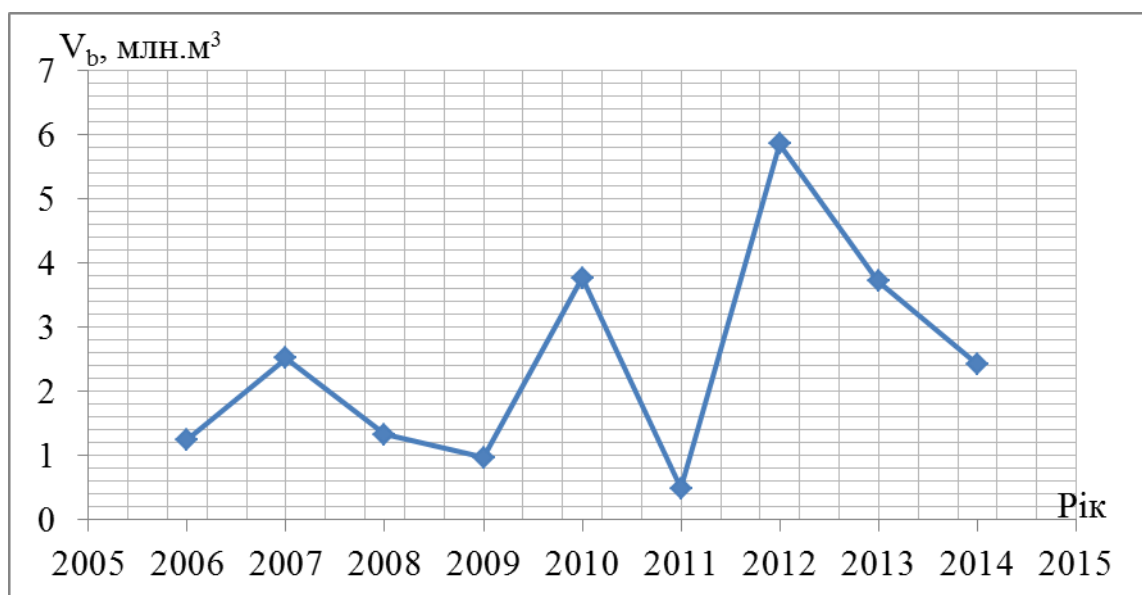


Рисунок 4.7 – Багаторічна мінливість бічного припливу поверхневих вод до системи оз.Ялпуг – Кугурлуй

Приплив ґрунтових вод

Надходження ґрунтових вод до системи оз. Ялпуг – Кугурлуй прийнято за розрахунками Кузніченко С.Д. [12] й наведено в табл. 4.6

Таблиця 4.6 – Внутрішньорічний розподіл притоку ґрунтових вод до системи оз.Ялпуг – Кугурлуй

Місяці		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Многоводний	в %	4,4	6,4	10,3	10,7	11,4	11,3	8,0	6,4	6,3	7,2	8,4	9,2
	$V10^6$ М ³	0,14	0,20	0,31	0,33	0,35	0,35	0,25	0,20	0,20	0,22	0,26	0,29
Середньо-водний	в %	7,4	10,3	12,6	12,3	12,5	6,5	5,2	5,8	6,5	7,7	7,4	5,8
	$V10^6$ М ³	0,23	0,32	0,39	0,38	0,39	0,20	0,16	0,18	0,20	0,24	0,23	0,18
Маловодний	в %	3,9	4,7	5,1	5,2	5,4	6,0	8,0	9,3	11,0	13,4	13,5	14,5
	$V10^6$ М ³	0,12	0,15	0,16	0,16	0,17	0,19	0,25	0,29	0,34	0,42	0,42	0,45

Надходження дренажних і комунально-побутових вод до системи оз. Ялуг – Кугурлуй

Приплив дренажних вод (у тому числі й комунально-побутових зворотніх вод) прийняті за нормативом БУВР річок Причорномор'я та нижнього Дунаю

$$V_{dr} = 0.2 \cdot V_z, \quad (4.21)$$

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

4.1.2.2 Розрахунок витратної частини рівняння водного балансу

Рівняння для витратної частини водного балансу має вигляд:

$$(V_i)_{\text{ВИТ}} = V_{Ei} + V_{tri} + V_{fi} + V_{zi} + V_{D'i}, \quad (4.22)$$

де V_{Ei} – об'єм випаровування;

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

V_{fi} – об'єм фільтрації;

V_{zi} – сумарний забір води з озера;

$V_{D'i}$ – скиди води у р. Дунай;

i – розрахунковий місяць.

Визначення випаровування з водної поверхні системи оз. Ялуг – Кугурлуй

Об'єми випаровування з водної поверхні розраховувався шляхом перемноження площі водного дзеркала на випаровування (мм) з поверхні озера, для розрахункового місяця.

$$V_p = E * F / 1000, \quad (4.23)$$

де E – кількість випаровування по м/с Болград, в мм;

F – площа водного дзеркала (км^2), яка відповідає середньомісячному рівню води в озері Нср (мБС).

У зв'язку з тим, що вимірювання випаровування на м/с Болград проводилось до 2010 р., було виконано підбір та аналіз методів для визначення випаровування з водної поверхні системи оз. Ялпуг – Кугурлуй.

В роботах М.С. Каганера [28] вперше узагальнені та надані дані про середньобагаторічні, найбільші та найменші величини випаровування з поверхні водойм, внутрішньорічний їх розподіл на території Північно-Західного Причорномор'я і методи розрахунку випаровування в теплий сезон року (з квітня по жовтень). Так, з поверхні прісних водойм норма випаровування становить в середньому 850 мм (отримана з використанням карти норм випаровування [28]). Однак, шар випаровування з солоних водойм дещо менший і залежить від мінералізації і вмісту солей в озері чи лимані.

М.С. Каганером [28] встановлено, що на метеостанції Болград випаровування з поверхні випаровувального басейну площею 20 м^2 та глибиною 2 м (прийнятий в СРСР в якості водойми-еталону), в середньому за теплий сезон з 1953 по 1966 рр. становило 800 мм. Найбільший шар випаровування дорівнював 860 мм, а найменший - 693 мм. В продовж теплого сезону шар випаровування за місяць поступово збільшувався з 62 мм - в квітні, до 165 мм - в липні, а потім зменшувався до 62 мм - в жовтні [16].

В роботі М.Ш. Розенгурт [29] оцінений річний шар випаровування з водної поверхні північно-західної частини Чорного моря (при солоності води 18 ‰) на рівні 639-886 мм. Але ж В.М. Тімченко [30], при визначенні «найбільш ймовірних значень» складових водного балансу (для Тилігульського лиману), встановлено дещо більші величини річного

випаровування з його водної поверхні, що дорівнюють 93,2 млн. м³ або 825мм (при площі водної поверхні 113 млн. м²).

В монографії [29] при оцінці випаровування з водної поверхні Причорноморських лиманів показано, що за даними вимірювань з випаровувального басейну на м/ст Болград (за період з 1960 по 2010 рр.) річне значення випаровування з водної поверхні в середньому дорівнює порядку 777 мм.

Для визначення середньомісячних та середньорічних втрат води на випаровування з водної поверхні можна використати наступні методи:

- за картою середніх багаторічних величин випаровування з водної поверхні басейну [31];
- за методом ГГІ [24];
- з використанням зв'язків між випаровуванням з водної поверхні і температурою повітря [31-33], а також між випаровуванням з водної поверхні і температурою повітря відносною вологістю повітря [33].
- за даними про дефіцит насичення повітря (метод А.М.Бефані) [34].

В залежності від доступності вихідних даних та тривалості розрахункового інтервалу часу можна застосовувати різні методи дослідження і розрахунку як порівняно точні, так і спрощені. Найточнішими вважають методи, засновані на радіаційному балансі. На жаль, необхідні для реалізації відповідних моделей актинометричних спостережень проводяться дуже рідко на мережі станцій і на практиці в більшості випадків відсутні. В наслідок чого більш популярні і частіше застосовуються методи визначення випаровуваності в залежності від метеорологічних факторів, спостережуваних на порівняно густій метеорологічній мережі (температура повітря, абсолютна вологість повітря чи її дефіцит, швидкість вітру).

Використовуючи дані про виміряне випаровування, автор [35] виконав графічну кореляцію цієї величини з температурою, характеристиками вологості повітря і швидкістю вітру (метод А.М.Бефані [34]). Виявилось, що декадні величини випаровування точніше визначаються дефіцитом вологості

повітря. Тому в основу подальшого аналізу автором [35] покладені зв'язки випаровування з дефіцитом вологості повітря. При цьому, оскільки залежність випаровуваності від дефіциту вологості повітря може бути нелінійною, залежності будувалися в логарифмах. Для трьох радянських станцій (Василевичі, Мінськ, Сарни) і трьох польських дослідних майданчиків (Мужиново, Плоцьк) для окремих місяців вегетаційного періоду (квітень - жовтень) автором побудовані графіки зв'язку декадного випаровування з середнім за декаду дефіцитом вологості повітря.

На графіках залежності випаровування від дефіциту вологості точки розташовуються широким потоком, оскільки при одному і тому ж дефіциті вологості повітря, тобто при певній здатності приземного шару атмосфери, можлива досить різна інтенсивність віддачі води випарювальній поверхні, обумовлена ґрунтовою вологістю, що має значні коливання. Як показує аналіз, точки, найбільш високо розташовані на графіках зв'язку випаровування з дефіцитом вологості, відповідають випадкам найвищого зволоження.

На логарифмічних графіках, побудованих за достатньої кількості інформації, поле точок має лінійну верхню огинаючу, яка, очевидно, описує залежність випаровуваності від дефіциту вологості повітря. Таким чином, можна прийняти степеневу математичну модель зв'язку випаровуваності з дефіцитом вологості повітря

$$E_{OD} = ad^L, \quad (4.24)$$

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

d - середній дефіцит вологості повітря, гПа;

L - параметр, який визначається по нахилу верхньої огинаючої на графіках зв'язку логарифмів випаровування з дефіцитом вологості повітря;

a - коефіцієнт пропорційності.

На графіках, побудованих для кількох західних станцій СРСР, виявилось можливим прийняти єдине значення показника степені для всіх досліджених географічних пунктів і майданчиків на протязі вегетаційного сезону. Отриманий показник степені $L = 0,67$. Для умов Польщі показник $L = 0,67$, виявився також прийнятним, але не для всього вегетаційного періоду. Для червня і липня встановлено значення $L = 0,50$. Зазначимо, що для умов Польщі В. Рогуски отримав значення $L = 0,64$, за Л.І. Зубенок для зони мішаних лісів ЄТС, показник степені L змінюється по місяцях в межах від $0,36$ - у червні до $0,70$ - в жовтні .

Оскільки для великих регіонів приймається з невеликим винятком постійний показник степені L , то зміни випаровуваності в локальних умовах, обумовлені впливом характеру поверхні (рослинності) та її сезонної динаміки, повинні бути відображені тільки чисельними значеннями параметра a .

Коефіцієнт a для пари протягом сезону майже постійний, але різко змінюється на поверхні з рослинністю. Найвищі значення a приймає для зернових в червні, під час найбільш інтенсивного розвитку рослин. У серпні (після збирання) значення a значно зменшується. Для майданчиків, вкритих травою, коефіцієнт a порівняно з зерновими має змішану внутрішньосезонну мінливість. Це пов'язано з більш різкою зміною фаз розвитку і ліквідацією зернових, порівняно з різнотравним покривом.

Транспірація водною рослинністю

Майже всі мілководдя оз. Ялпуг – Кугурлуй поросли рослинністю. Транспірацію водною рослинністю прийнято розраховувати за допомогою перехідних коефіцієнтів в залежності від заростання водойми. У табл. 4.7 наведені поправочні коефіцієнти для урахування впливу на випаровування водної рослинності.

Таблиця 4.7 - Поправочні коефіцієнти для врахування впливу на випаровування водної рослинності

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

Проведена оцінка поправочного коефіцієнту прийнята для площі заростей водною рослинністю 30% і дорівнює 1,14.

Транспірація водною рослинністю прийнято розраховувати за допомогою перехідних коефіцієнтів в залежності від заростання водойми. Проведена оцінка поправочного коефіцієнту прийнята для площі заростей водною рослинністю 30% і дорівнює 1,14.

Витрати води на випаровування системи оз. Ялпуг – Кугурлуй за період з 2006 по 2014рр. з урахуванням транспірації водною рослинністю наведені на рис. 4.8.

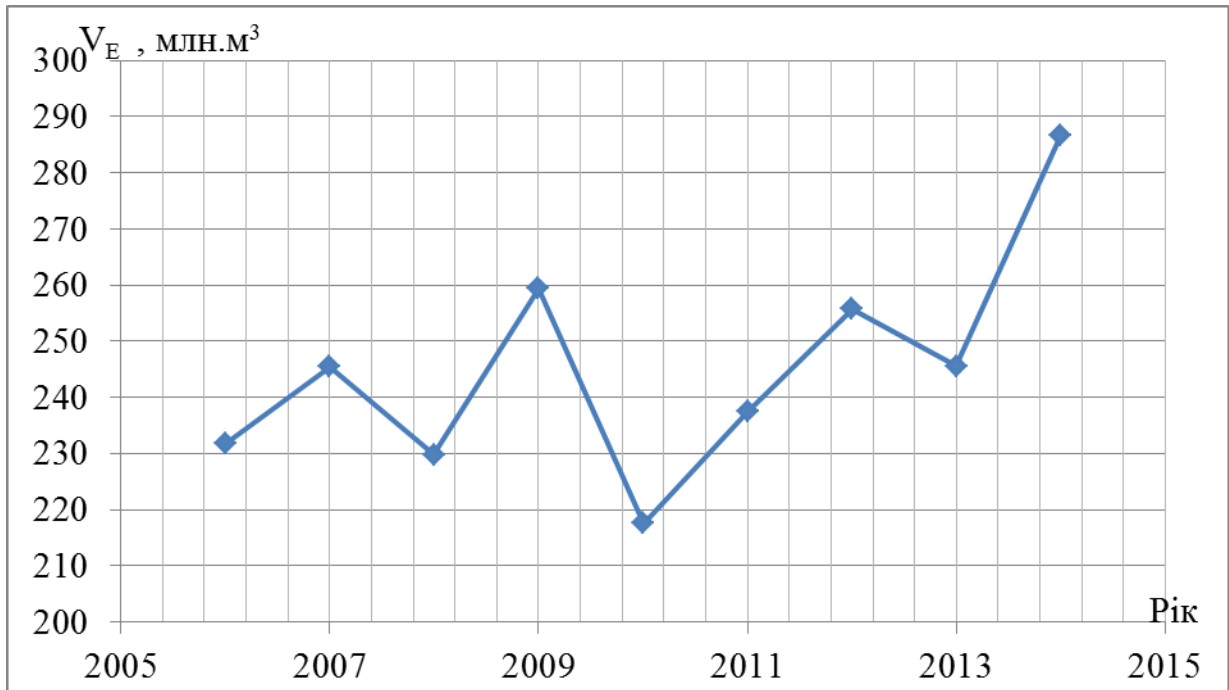


Рисунок 4.8 – Втрати води на випаровування та транспірацію водною рослинністю в системи оз.Ялпуг – Кугурлуй (за період 2006 – 2014 рр.)

Фільтрація води в береги

Протяжність берегової лінії озер Ялпуг і Кугурлуй більше 100 км. Отже, в літній період, коли рівень води в озері утримується на високих відмітках, має місце спрямований рух води в береги по периметру озера. За відомостями Укрпівденводгоспу, втрати води з водойми в береги за рік становлять близько 28,8 млн. м³ (в середньому по 2,4млн. м³ в місяць). Так як рівні води в озері мають досить великі коливання, то $V_f = 28,8$ млн. м³ доцільно розподілити пропорційно величинам середньомісячних рівнів води в озері H_{cp} .

Тоді в i -ому місяці

$$(V_f)_i = 2.4 \cdot (k_f)_i, \quad (4.25)$$

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

$$(k_f)_i = H_{spi} / H^*, \quad (4.26)$$

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

Забір води на комунально – побутове використання і зрошування

Зрошування – найбільш водоемний споживач, особливо в умовах півдня України. Зрошувальні норми диференційовані за кліматичними умовами території України і складають в середньому для Одеської області 4000 м³/га. Експлуатаційний режим зрошування визначає потребу рослин у воді в кожен конкретний рік або в період, з урахуванням господарських і природних умов цього року.

Дані заборів води з озер на комунально-побутове та інші види користування, які використовувались при розрахунках витратних частин водних балансів отримані від Одеського Обласного управління водних ресурсів. Об'єми води, що витрачаються на зрошення та комунально-побутові потреби залежать від кліматичних умов року та водності року, об'єми заборів представлені на рис. 4.9.

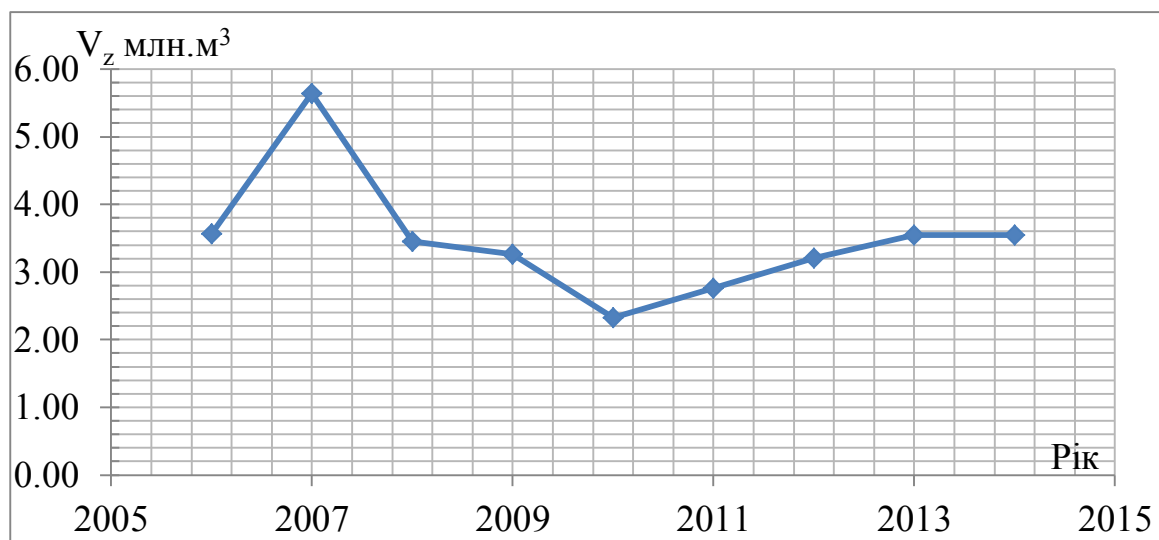


Рисунок 4.9 – Об'єми витрат води на забори з системи оз. Ялпуг – Кугурлуй

Надходження води до системи оз.Ялпуг – Кугурлуй зі стоком р. Дунай та скиди води з озер до р.Дунай

Дунай є основним джерелом водообміну та водооновлення Придунайських озер та, зокрема, для системи оз. Ялпуг - Кугурлуй.

Безпосередніх даних про об'єми води, що надходять з р. Дунай, немає. Для місяців, коли відкривались шлюзи для наповнення водойми самопливним шляхом, об'єми надходження дунайської води були обчислені зворотним шляхом з рівняння водного балансу. В цьому випадку розрахунки включатимуть і нев'язку.

$$V_{D\Pi\Pi\Pi} = \sum_B V_i - (\sum_{\Pi} V_i)' \pm \Delta W_i \quad (4.27)$$

де $V_{D\Pi}$ — надходження води з р. Дунай до системи оз. Ялпуг - Кугурлуй,

$\sum_B V_i$ — витратна частина водного балансу;

$\sum_{\Pi} V_i$ — приходна частина водного балансу, за винятком надходження води з

р. Дунай;

ΔW — зміни об'ємів води в озері за розрахункові періоди.

Розраховані об'єми води, що надходять з р. Дунай до оз. Ялпуг - Кугурлуй за період з 2006 по 2014 рр., наведені на рис. 4.10.

Як видно з рис. 4.10 у 2011 р. різко об'єми надходження води з р. Дунай знизилися. Це пов'язано з тим, що цей рік за групою водності є маловодним з дуже малою кількістю опадів $V_p = 351.8$ млн.м³. Найбільші значення спостерігались в 2010 році ($V_D = 713.8$ млн.м³)

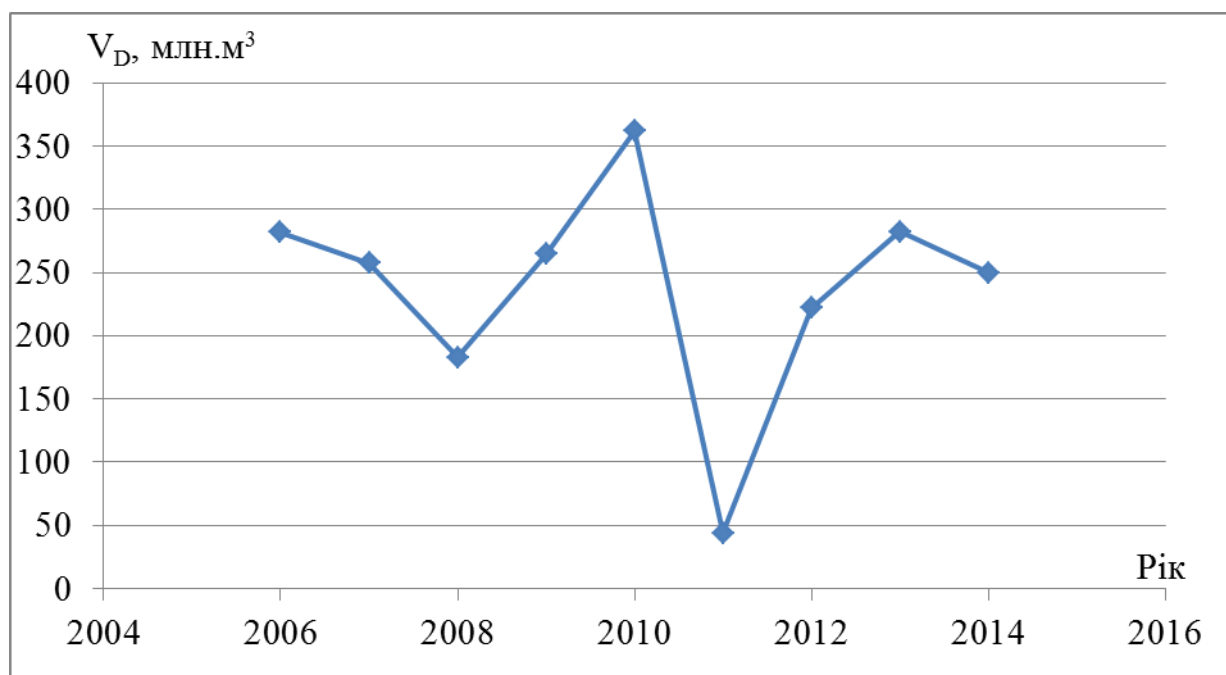


Рисунок 4.10 – Надходження води з р. Дунай до системи оз. Ялпуг – Кугурлуй за період з 2006 по 2014 рр.

Скиди води з системи оз. Ялпуг – Кугурлуй до р. Дунай відбуваються в кінці літа та в осінні місяці коли рівень води в озерах вищий за рівень в р. Дунай. Скиди виконуються до рівня РМО.

4.1.3 Структура і визначення складових моделі сольового балансу водойм

Мінералізація у водоймі протягом року визначається надходженням та витратою води, а разом і солей. Спираючись на рівняння водного балансу (4.1), рівняння сольового балансу можна записати у вигляді:

$$\sum_B V_i S_i = \sum_{II} V_i S_i + \Delta W S_i \quad (4.28)$$

де $\sum_B V_i S_i$ - витратна частина сольового балансу;

$\sum_{\Pi} V_i S_i$ – приходна частина сольового балансу;

$\Delta W S_i$ – зміни кількості солей в озері за розрахунковий період.

Для системи озер Ялпуг – Кугурлуй рівняння сольового балансу можна записати у вигляді:

$$\begin{aligned} W_1 S_1 + V_p S_p + V_r S_r + V_b S_b + V_g S_g + V_{dr} S_{dr} + V_D S_D = \\ = W_2 S_2 + V_f S_f + V_z S_z + V_{D'} S_{D'} + V_{oz} S_{oz} \end{aligned} \quad (4.29)$$

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 Ялпуг і Карасулак, бічного припливу, ґрунтового стоку, дренажних вод та води, що надходить з р. Дунай, води що витрачається на зрошення, фільтрацію та скиди до р. Дунай).

При розрахунку сольових балансів (за період 2006-2014 рр.) за вхідну мінералізацію води в системі оз. Ялпуг - Кугурлуй, за даними Одеського Облводресурсів, прийнята $S_1 = 1,20$ г/дм³ (на початок січня 2006 р.).

4.1.3.1 Мінералізація складових сольового балансу

Мінералізація опадів S_p . Мінералізація атмосферних опадів прийнята за даними Одеського Облводресурсів і становить 0,22 г/дм³ [36,37].

Мінералізація води в річках Ялпуг та Карасулак S_r . Мінералізація води р. Ялпуг та р. Карасулак отримана за даними ДБУВР (табл. 4.8). За

отриманими даними мінералізації води річок та об'єму їх стоку було побудовано зв'язок $S_r=f(V_r)$ (рис 4.11). Оскільки коефіцієнт кореляції незначущий, за розрахункову величину обрано середньобагаторічну мінералізацію води річок, яка становить $3,7 \text{ г/дм}^3$.

За даними табл.4.8, чим менша водність річок, тим вище їхня мінералізація. При об'ємі стоку $0,12 \text{ млн.м}^3$ мінералізація дорівнює $4,71 \text{ г/дм}^3$, а при об'ємі – $4,0 \text{ млн.м}^3$, вона становить $3,56 \text{ г/дм}^3$. Як видно з рис. 4.11 та табл.4.8 мінералізація води в річках Ялпуг та Карасулак змінюється в залежності від водності та пори року.

Таблиця 4.8 - Об'єми і мінералізація води в річках Ялпуг та Карасулак за 2006-2014 рр

Рік	Місяць	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
2006	$V_r, 10^6 \text{ м}^3$		0,44		0,34			0,58	0,80		0,37		
	$S_r, \text{ г/дм}^3$		4,83		3,33			3,57	4,13		4,09		
2007	$V_r, 10^6 \text{ м}^3$		2,63		0,49			0,55			0,80	0,48	0,38
	$S_r, \text{ г/дм}^3$		3,70		3,96			1,50			0,35	2,50	3,45
2008	$V_r, 10^6 \text{ м}^3$		0,47		0,36			0,62			0,40	0,44	
	$S_r, \text{ г/дм}^3$		3,00		3,89			1,72			8,47	3,42	
2009	$V_r, 10^6 \text{ м}^3$		0,47		0,36			0,62			0,40	0,44	
	$S_r, \text{ г/дм}^3$		3,00		3,89			1,72			8,47	3,42	
2010	$V_r, 10^6 \text{ м}^3$			2,57	0,74					1,33		0,72	
	$S_r, \text{ г/дм}^3$			3,58	4,20					3,84		3,86	
2011	$V_r, 10^6 \text{ м}^3$			0,16		0,25					0,12		0,17
	$S_r, \text{ г/дм}^3$			4,16		3,90					4,71		3,67
2012	$V_r, 10^6 \text{ м}^3$			4,00		1,15		1,28			1,86		0,89
	$S_r, \text{ г/дм}^3$			3,56		7,29		2,96			8,20		1,87
2013	$V_r, 10^6 \text{ м}^3$	0,29				0,50		0,81			1,18		0,57
	$S_r, \text{ г/дм}^3$	2,69				3,29		3,00			2,41		3,96
2014	$V_r, 10^6 \text{ м}^3$	0,35	0,85		0,66			1,12	1,55			0,80	
	$S_r, \text{ г/дм}^3$	4,37	3,24		4,55			2,67	3,99			4,10	

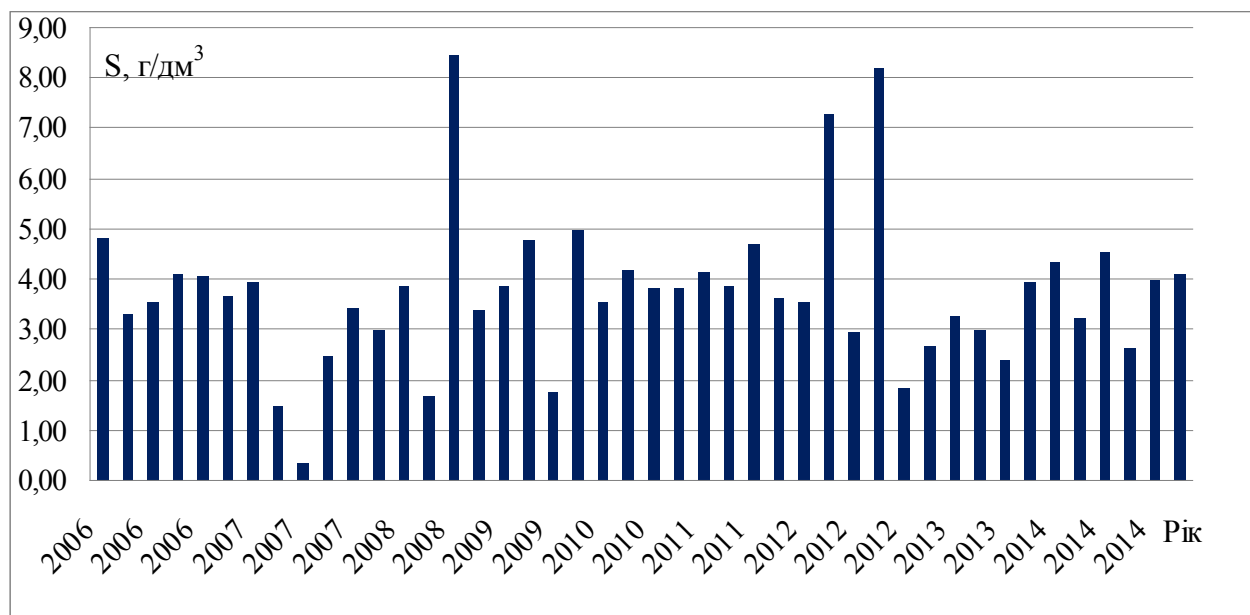


Рисунок 4.11 – Часова зміна мінералізації річок Ялпуг та Карасулак з 2006-2014 рр.

Мінералізація вод бічного припливу S_b встановлена за співвідношенням:

$$S_b = 0.57 * S_r, \quad (4.30)$$

де S_r - мінералізація води в річках Ялпуг та Карасулак.

В формулі (4.28) коефіцієнт співвідношення визначений за матеріалами інтегрованого моніторингу Taxis - 2001 року на р. Ялпуг та малих водотоках (у межах басейну оз. Ялпуг – Кугурлуй) [27].

Мінералізація ґрунтових вод S_g визначена за даними моніторингу ґрунтових вод, який здійснюється обласною гідрогеолого-меліоративною експедицією. Для розрахунку сольових балансів прийнято середнє значення, для території на рівні 2.60 г/дм³.

Мінералізація дренажних вод S_{dr} прийнята за даними Одеського Облводресурсів і дорівнює 2,0 г/дм³.

Мінералізація води р. Дунай S_D . За даними спостережень Дунайської гідрометеорологічної обсерваторії у м. Ізмаїл за період з 2006 по 2014 рр., середня багаторічна мінералізація склала $0,39 \text{ г/дм}^3$. Найбільше її значення – $0,5 \text{ г/дм}^3$, відмічене у 2006 р., найменше спостерігалось в 2014 р. і становило $0,3 \text{ г/дм}^3$. На рис.4.12 представлена багаторічна мінливість мінералізації води в р. Дунай у м. Ізмаїл за 2006 - 2014 рр.

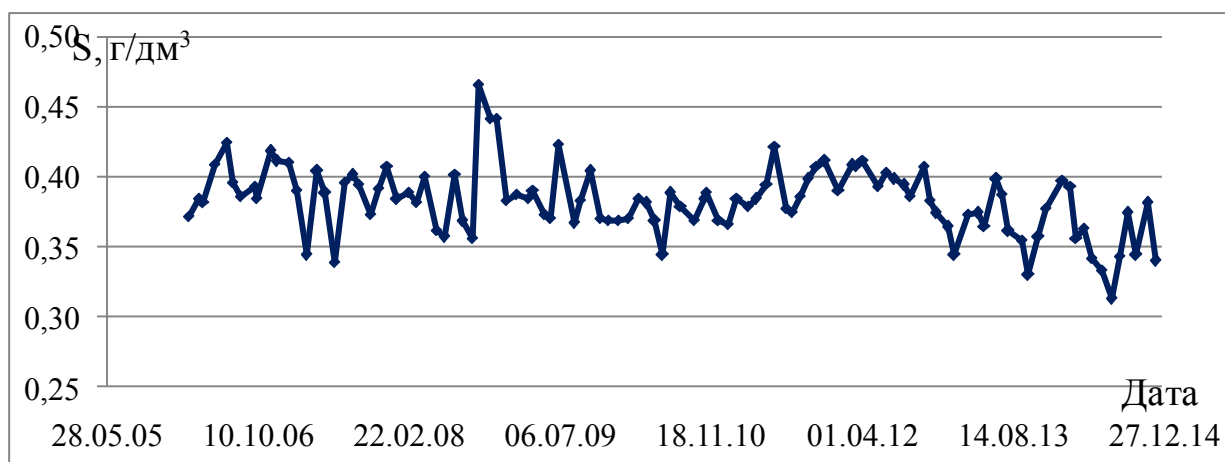


Рисунок 4.12 - Багаторічна змінність мінералізації води в р. Дунай у м. Ізмаїл (за період з 2006-2014рр.)

Мінералізація води, що витрачається на фільтрацію S_f , на зрошування та інші види користування S_z і мінералізація води, що скидається до р. Дунай S_D приймаються такими ж як і розрахункова мінералізація на початок кожного місяця.

Практична реалізація методу водного і сольового балансів (на прикладі озера Катлабух) представлена в роботах авторів цього дослідження [38]-[40]. Аналіз сучасного гідрологічного режиму на ділянці р. Дунай між м. Рені і м. Ізмаїл та тенденцій змін водного режиму при антропогенному навантаженні і в умовах змін клімату наведені в роботі авторів [41].

4.2 Теоретичні основи просторової моделі водно-сольового режиму водойм

Озеро Ялпуг є найбільшим з групи придунайських прісноводних водойм. На півдні воно з'єднується широкою протокою із заплавленим водоймищем - оз. Кугурлуй. Надходження високомінералізованих вод малої річки Ялпуг відбувається у північну частину водойми, а водообмін з р. Дунай – у південній. Тому представляють інтерес дослідження особливості циркуляції вод і моделювання просторово-часової мінливості мінералізації по акваторії озера.

В Одеському державному екологічному університеті проф. Ю.С. Тучковенком [42], [43] була розроблена тривимірна гідродинамічна модель. Вона дозволяє виконувати розрахунки вітрових і градієнтних течій, коливань рівнів води у водоймі, розповсюдження домішок з різними властивостями на часових масштабах в декілька місяців в морфологічно складних водних об'єктах, окремі складові яких мають масштаб в одному з горизонтальних напрямків менший, ніж крок просторової розрахункової сітки. Модель реалізована в криволінійній (по вертикалі) системі координат.

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

В основу розрахункової сітки закладена батиметрична карта водойми, з урахуванням промірів глибин. На основі проектною документації у центральній частині озера задавалась дамба зі сполучним прорізом (шлюз на східному березі) шириною 12 м. Крім того, враховувалась наявність каналів Скунда, Репіда та Тобачело. Канали і проріз зі шлюзом залишалися відкритими протягом усього розрахункового періоду. Мінливість температури повітря, швидкості та напрямку вітру задавалась за даними

спостережень на ГМС Болград Одеської області. Також використана інформація про витрати води р. Ялпуг, приплив вод р. Дунай у весняні місяці та їх мінералізація.

4.3 Методи оцінки якості природних вод згідно вимог Водної рамкової директиви 2000/60/ЕС

4.3.1 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. Їх перелік наведено в табл.1, 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 [44], [45].

В табл. 4.9 і табл. 4.10 надається порівняння водного законодавства України і ЄС.

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

Таблиця 4.9 - Перелік законодавчих (нормативних) актів України в галузі водного законодавства [44]

Законодавчі та нормативні акти України
1 Водний кодекс України (6/6/95) *
Підзаконні нормативні акти
2 Правила охорони поверхневих вод (типові положення) (1/3/91)
3 Правила охорони поверхневих вод від забруднення зворотними водами(проект, 3/4/97)
4 Правила охорони внутрішніх морських вод і територіального моря від забруднення та засмічення (29/2/96)
5 Правила охорони підземних вод (проект, 5/12/96)
6 Гігієнічні вимоги до складу та властивостей води водних об'єктів у пунктах господарсько-питного та культурно- побутового водокористування (14 показників) (4/7/88)
7 Граничнодопустимі концентрації шкідливих речовин у воді водних об'єктів господарсько-питного та культурно- побутового водокористування (1345 речовин) (4/7/88)
8 Загальні вимоги до складу та властивостей води водотоків і водойм в місцях рибогосподарського водокористування (11 показників) (1/3/91)
9 Перелік ГДК і орієнтовно безпечних рівней впливу (ОБРВ) шкідливих речовин для води рибогосподарських водойм (до Правил охорони поверхневих вод, 1991 р., 1072 ГДК і 48 ОБРВ) (31/12/92)
10 Порядок розроблення і затвердження нормативів ГДС забруднювальних речовин (11/9/96)
11 Перелік забруднювальних речовин, скидання яких нормується (3 списки, всього 297 речовин) (11/9/96)
12 Порядок здійснення державного моніторингу вод (20/7/96)
13 Екологічна оцінка якості поверхневих вод суші та естуаріїв України. Методика (28/12/94)
14 Біотестування та визначення рівнів гострої летальної токсичності зворотних вод, які відводяться у водні об'єкти. Методика (30/5/95)
15 Інструкція про порядок розроблення та затвердження граничнодопустимих скидів (ГДС) речовин у водні об'єкти із зворотними водами (22/12/94)
16 Порядок справлення плати за спеціальне використання водних ресурсів і нормативи плати за їх спеціальне використання (8/2/94, 8/2/97)
17 ГОСТ 2874–82 Вода питна. Гігієнічні вимоги і контроль за якістю

Примітка. Тут і в табл. 4.10 цифри в дужках означають: число, місяць, рік

Таблиця 4.10 - Перелік законодавчих (нормативних) актів ЄС в галузі водного законодавства [44]

<i>Директиви Ради</i>
1 Основи водної політики ЄС (проект, 4/12/96)
<i>2 Основні акти водного законодавства</i>
Стосовно якості води у поверхневих водах – джерелах питної води (75/440/ЕЕС)
3 Стосовно якості води, придатної для купання (76/160/ЕЕС)
4 Про забруднення, що спричиняється певними небезпечними речовинами, які скидають до водних об'єктів (76/464/ЕЕС)
5 Рішення Ради, яке встановлює процедуру обміну інформацією щодо якості води в поверхневих водах (77/795/ЕЕС)
6 Про якість води у поверхневих водних об'єктах, необхідну для підтримання життя риб (78/659/ЕЕС)
7 Про якість води, необхідної для підтримання життя моллюсків (79/923/ЕЕС)
8 Про захист підземних вод від забруднення певними небезпечними речовинами (80/68/ЕЕС)
9 Стосовно якості води, призначеної для споживання людиною (80/778/ЕЕС, COM(94) 612 final - 95/10 (SYN))
10 Стосовно обробки міської стічної води (91/271/ЕЕС)
11 Стосовно охорони вод від забруднення нітратами від сільськогосподарських джерел (91/676/ЕЕС)
<i>12 Законодавчі анти ЄС, тісно пов'язані з водним законодавством</i> Директива щодо осаду стічної води (86/278)
13 Директива щодо звітності (91/692/ЕЕС)
14 Інтегроване запобігання та регулювання забруднення (96/61/ЕС)
15 Директиви щодо засобів захисту рослин (91/414/ЕЕС, COM (93) 351, COM (95) 387 – COD 465)
16 Директиви про детергенти (73/404/ЕЕС, 73/405/ЕЕС)
17 Директива про значні катастрофи (Сebesо) (82/501/ЕЕС)
18 Директиви щодо захисту біорізноманіття (92/43/ЕЕС, 79/409/ЕЕС)
19 Оцінка впливу на довкілля (нових проектів) (85/37/ЕЕС)
20 Законодавство щодо класифікації, маркування хімікатів та оцінки ризику (67/548/ЕЕС, 793/93/ЕС, 78/631/ЕЕС, 88/379/ЕЕС, 93/67/ЕЕС, 1488/94)

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 [46].

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 [46].

У 2008 р. з метою захисту морського навколишнього середовища, а також сприяння сталому використанню морських товарів та послуг прийнято Рамкову Директиву про морську стратегію (Marine Strategy Framework Directive (2008/56/ЄС)), дія якої розповсюджується на морські води, що включає прибережні води та морське дно і надра, на які поширюється юрисдикція держав-членів відповідно до міжнародного права. Ця Директива є першою частиною законодавства ЄС щодо прийняття екосистемного підходу, який забезпечує охорону всього морського біорізноманіття. Мета директиви полягає в забезпеченні «збереження біорізноманіття до 2020 року» [47].

З метою скорочення ризику повеней 23 жовтня 2007 р. була прийнята Директива щодо затоплень (Floods Directive (2007/60/ЄС)). Ця директива спрямована на оцінку ризику повені в басейнах річок та прибережних регіонів, визначення територій, що схильні до значних повеней, та складання планів управління ризиком повеней на основі тісного співробітництва між країнами ЄС. Уперше опубліковані до 22 грудня 2011 р., оцінки ризиків будуть переглянуті до 22 грудня 2018 р., а потім переглядатимуться кожні 6 років після цього [48].

Директива щодо води, призначеної для купання, від 15 лютого 2006 р. (Bathing water directive (2006/7/ЄС)) встановлює нові вимоги до схем моніторингу та більш чіткої класифікації вод для купання, ніж стара Директива 1976 р. (76/160/ЄЕС) [49].

Директива щодо якості води, призначеної для споживання людиною (Drinking water directive (98/83/ЄС)), 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 [50].

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 [51].

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 [52].

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 [53].

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 субодиночку річкового басейну і розглядається як інструмент упровадження ВРД [54].

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. 4.13, 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 [55]:

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.

		Коефіцієнт екологічної якості (КЕЯ) близький до 1	
КЕЯ =	Біологічне значення, що спостерігається Референційне біологічне значення	Відмінний стан	→ немає або дуже
		чи	незначні відхилення
		референційні	від умов
		умови	недоторканого стану
		Добрий стан	→ незначні відхилення
			від референційних
			умов
		Задовільний	→ помірне відхилення
		стан	від референційних
			умов
		Поганий стан	
		Дуже поганий	
		стан	
		Коефіцієнт екологічної якості (КЕЯ) близький до 0	

Рисунок 4.13 - 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. 4.14). 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 [55].

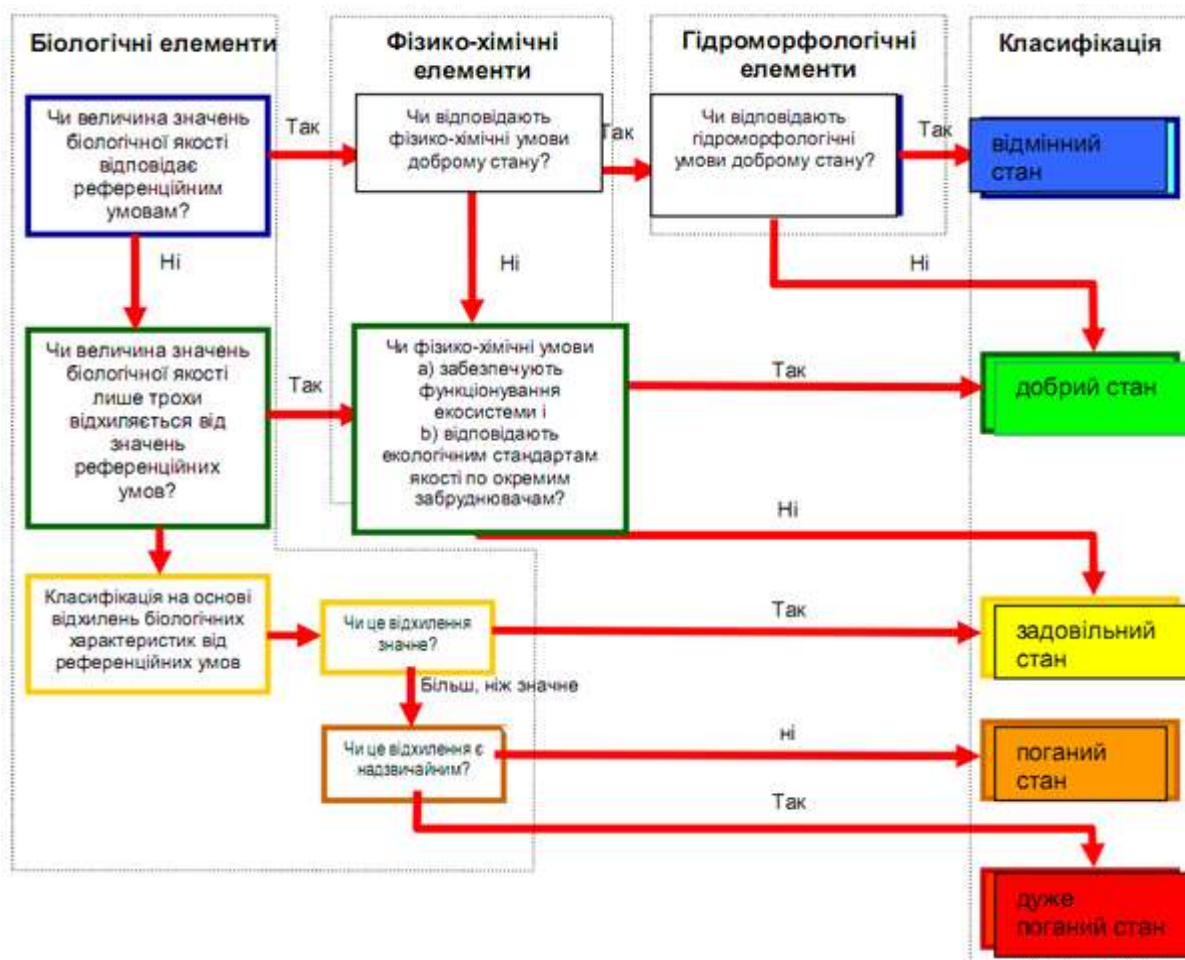


Рисунок 4.14 - Класифікація екологічного стану водних об'єктів [55]

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:

<i>Класифікація екологічного стану</i>	<i>Кольоровий код</i>
Відмінний	Синій
Добрий	Зелений
Помірний	Жовтий
Посередній	Оранжевий
Поганий	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).

До переліку досліджуваних фізико-хімічних показників мають бути включені ті, що характеризують загальні умови середовища, речовини із списку пріоритетних забруднювальних речовин, що скидаються в досліджувану річку (табл. 4.11), а також інші забруднювальні речовини, що надходять у значній кількості. Жорстких умов щодо визначання значної кількості показників ВРД не надає, а тому кожна держава приймає рішення безпосередньо для своїх умов. Загальний перелік досліджуваних показників показано в табл. 4.12 [54].

Для обрання досліджуваних показників потрібно використати системний підхід, оснований на знаннях про водокористувачів (місцезнаходження та кількісні параметри), про характер надходження забруднювальних речовин

Таблиця 4.11 - Список пріоритетних забруднювальних речовин

<i>Назва речовини</i>	<i>Назва речовини</i>
Алахлор	Hg та його сполуки
Антрацен	нафталін
Атразин	Ni та його сполуки
Бензол	Нонилфеноли
Дифенілбромід	4 - паранонилфеноли
Cd та його сполуки	октилфеноли
C ₁₀₋₁₈ хлоралкани	пара-тетра-октилфенол
Хлорфенвинфос	Пентахлорбензол
Хлорпирофос	Поліароматичні вуглекарбонати
1,2 - дихлоретан	a - безпопирен
Дихлорметан	b - бензофлуорентен
Дифталат (2-етилгексил)	g,h,i - бензоперилен
Диурон	k - ензофлюорентен
Ендосульфан	1, 2, 3 - інденопирен
a - ендосульфан	Симазин
Флуорантен	Трибутилові комплекси
Гексахлорбензол	Трибутиловий катіон
Гексахлорбутадиєн	Трихлорбензоли
Гексохлорциклогексан (ГХЦГ)	1, 2, 4 - трихлорбензол
γ - Гексохлорциклогексан (ліндан)	Трихлорметафос
Ізопротурон	Трифлуралін
Pb та його сполуки	

Таблиця 4.12 - Основні параметри контрольного моніторингу поверхневих вод

Річки	Озера
<p><u>Біологічні параметри:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> – Фітопланктон; – Макрофіти та фітобентос; – Фауна донних безхребетних; – Риби. <p><u>Фізико-хімічні параметри:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> – Температура; – рН; – Забезпечення киснем; – Мінералізація; – Біогенні елементи; – Пріоритетні забруднювальні речовини, що надходять у водний об'єкт; – Забруднювальні речовини, що надходять у водний об'єкт у значній кількості. <p><u>Гідроморфологічні параметри:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> – Гідрологічний режим; – Протяжність річки; – Морфологічні умови. 	<p><u>Біологічні параметри:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> – Фітопланктон; – Макрофіти та фітобентос; – Фауна донних безхребетних; – Риби. <p><u>Фізико-хімічні параметри:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> – Прозорість; – Температура; – рН; – Забезпечення киснем; – Мінералізація; – Біогенні елементи; – Пріоритетні забруднювальні речовини, що надходять у водний об'єкт; – Забруднювальні речовини, що надходять у водний об'єкт у значній кількості. <p><u>Гідроморфологічні параметри:</u></p> <ul style="list-style-type: none"> – Гідрологічний режим; – Морфологічні умови.

(дифузний чи точковий) та на інформації стосовно наявного екологічного впливу. У разі, наприклад, транскордонного забруднення, коли є докази очевидної зміни екотоксикологічної ситуації, а характер забруднення

встановити не можна, держава може ухвалити рішення досліджувати всі пріоритетні забруднювальні речовини принаймні протягом одного року.

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" [56]. 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 2500км^2 ;

– об'єм водного стоку річки або водної маси озера є значним у межах району річкового басейну;

– місця перетину державного кордону;

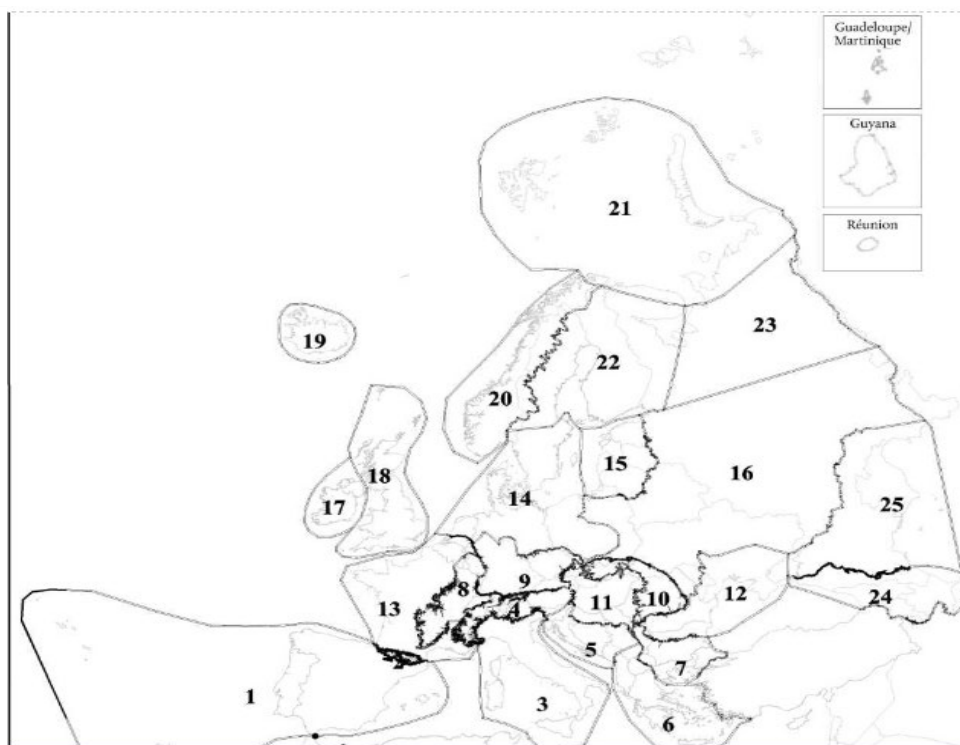
– гирлові ділянки річок та при транскордонному перетині для визначання хімічного стоку поллютантів та інших хімічних речовин.

Розмірна типологія водних об'єктів (рис. 4.15), наведена в Додатку II у документі ВРД ЄС (Система А) [57], припускає, що річки з площами водозбору $> 10\text{ км}^2$ та озера з площею водного дзеркала $> 0,5\text{ км}^2$ 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.

Додаток
до Директиви № 2000/60/ЄС
Європейського Парламенту
і Ради
«Про встановлення рамок
діяльності Співтовариства
в галузі водної політики»
від 23 жовтня 2000 року

КАРТА А

Система А: Екорегіони для рік і озер



1. Іберійсько-Макронезійський регіон
2. Піреней
3. Італія, Корсика і Мальта
4. Альпи
5. Динарські західні Балкани
6. Грецькі західні Балкани
7. Східні Балкани
8. Західні нагір'я
9. Центральні нагір'я
10. Карпати
11. Угорська низина
12. Понтійська (Чорноморська) провінція
13. Західні рівнини
14. Центральні рівнини
15. Балтійська провінція
16. Східні рівнини
17. Ірландія і Північна Ірландія
18. Велика Британія
19. Ісландія
20. Північні нагір'я
21. Тундра
22. Фінсько-Скандинавський щит
23. Тайга
24. Кавказ
25. Прикаспійська низовина

Рисунок 4.15 - Розмірна типологія водних об'єктів [57]

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 [54].

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.

Для реалізації цілей ВРД була розроблена «Спільна стратегія впровадження». Головною метою цього стратегічного документу була розробка спільних підходів і розуміння положень Директиви, розробка технічних керівництв і обмін досвідом між країнами-членами ЄС задля запобігання дублювання і поширення найкращих практик. З 2001 по 2005 рр. було підготовлено 14 керівництв з різних аспектів ВРД, а саме з ідентифікації і типології водних об'єктів, моніторингу, геоінформаційних систем,

референційних умов і класифікаційних систем, інтеркалібрації, участі громадськості, визначення істотно змінених водних об'єктів 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

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.

4.3.2 Аналітичний огляд та обґрунтування розрахункових і прогностичних сучасних методів оцінки якості природних вод за гідрохімічними показниками

На сьогодні основним документом у галузі водної політики ЄС є Директива № 2000/60/ЄС від 23 жовтня 2000 р., більше відома як Водна Рамкова Директива (ВРД) [58]. Актуальність адаптації національної стратегії охорони водних ресурсів до положень ВРД посилює наявність в Україні ряду спільних із державами-членами ЄС транскордонних річкових басейнів і тому вже зараз наша держава активно залучена у процес імплементації положень ВРД та відповідної звітності. Єврокомісія розробила низку Настанов щодо загальної стратегії впровадження ВРД, одна з яких присвячена питанню організації моніторингу, основна мета якого – отримувати узгоджений та всебічний огляд кожного річкового басейну для оцінки його екологічного та хімічного стану [58], [54].

Враховуючи стратегічні напрямки водної політики на території України, щодо захисту поверхневих, прибережних і ґрунтових вод та у зв'язку зі збільшуваним антропогенним навантаженням на річкові басейни, актуальності набувають питання оцінки якості води за гідрохімічними показниками, своєчасний аналіз і прогнозування зміни гідрохімічних показників у часі та просторі [58].

Оцінка можливості використання водних ресурсів будь-якими галузями економіки передбачає, поряд із кількісною оцінкою водних ресурсів, визначення якості природних вод. Відповідно до Водного кодексу України [59], якість води – це характеристика складу і властивостей води, яка визначає її придатність для конкретного водоспоживача. Вимоги до якості води нормуються державними галузевими стандартами або технічними умовами.

4.3.3 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 [60].

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 [60].

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 [60], [61].

4.3.4 Обґрунтування методу оцінки якості природних вод за індексом забруднення води (ІЗВ), ІЗВ модифікованим та коефіцієнтом забруднення (КЗ)

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

Для оцінки якості води поверхневих водойм використовують *індекс забруднення води (ІЗВ)* [60]-[64]. 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 ($ГДК_i$)/реальна концентрація (C_i). Розрахунок ІЗВ здійснюється за формулою

$$I_{ЗВ} = \frac{1}{6} \sum_{i=1}^6 \frac{C_i}{ГДК_i}, \quad (4.31)$$

де $ГДК_i$ – гранично допустима концентрація хімічного компонента; C_i – фактична концентрація хімічного компонента; 6 – кількість інгредієнтів.

Для того, щоб порівняти якість вод у різних створах, визначити їх динаміку, використовують як критерії класи якості води (табл. 4.13).

Таблиця 4.13 – 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 [60]-[64] розраховується теж за шістьма показниками: біохімічне споживання кисню ($\hat{A}\hat{N}\hat{E}_5$) та розчинений кисень (\hat{I}_2) є обов'язковими, а інші чотири показники беруть за найбільшим відношенням до ГДК з переліку: SO_4 , Cl^- , $\hat{O}\hat{N}\hat{E}$, NH_4^+ , NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , $Fe_{\text{св}}$, Mn^{2+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} , Cr^{6+} , Ni^{2+} , Al^{3+} , Pb^{2+} , Hg^{2+} , As^{3+} , нафтопродукти ($\hat{I}\hat{I}$), синтетичні поверхневі активні речовини ($\hat{N}\hat{I}\hat{A}\hat{D}$).

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) [64] 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:

$$\gamma = 0,1 \sum_{i=1}^{10} \left(\frac{1}{N} \sum_{j=1}^J \sum_{n=1}^{N_{ij}} \gamma_{ijn} \right); \quad (4.32)$$

$$\gamma_{ijn} = \begin{cases} \frac{C_{ijn}}{ГДК_i}, & \text{якщо } ГДК_i \text{ порушено } (C_{ijn} > ГДК_i), \\ 1, & \text{якщо } ГДК_i \text{ задовольняє } (C_{ijn} \leq ГДК_i), \end{cases} \quad (4.33)$$

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 (4.32) 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:

$$\gamma_{ijn} = \begin{cases} 1 & \text{іде } \tilde{N}_{ijn} \geq \tilde{A}\tilde{A}\tilde{E}_i \\ 1 + 9 \frac{\tilde{A}\tilde{A}\tilde{E}_i - C_{ijn}}{\tilde{A}\tilde{A}\tilde{E}_i - \hat{A}\hat{C}_i} & \text{іде } \hat{A}\hat{C}_3 \leq \tilde{N}_{ijn} < \tilde{A}\tilde{A}\tilde{E}_3 \\ 10 + 90 \frac{\hat{A}\hat{C}_3 - \tilde{N}_{ijn}}{\hat{A}\hat{C}_3 - \hat{A}\hat{A}\hat{C}_3} & \text{іде } \tilde{N}_{ijn} < \hat{A}\hat{C}_3 \end{cases} \quad (4.34)$$

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 (4.34) значення ВЗ_і= 6 од. рН та ЕВЗ_і= 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):

$$\gamma_i = \frac{1}{N_i} \sum_{j=1}^J \sum_{n=1}^{N_{ij}} \gamma_{ijn} , \quad (4.35)$$

$$\gamma_j = \frac{1}{I_j} \sum_{i=1}^{I_j} \left(\frac{1}{N_{ij}} \sum_{n=1}^{N_{ij}} \gamma_{ijn} \right) , \quad (4.36)$$

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. 4.14.

Таблиця 4.14 – Показники забрудненості вод за коефіцієнтом забрудненості (КЗ)

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)* [60], [61] починається з визначення умовного коефіцієнта комплексності, що розраховується за формулою:

$$K\% = (m' / m) \cdot 100\% , \quad (4.37)$$

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.

$$P_i = N_{\text{AAE}_i} / N_i \quad (4.38)$$

де N_{AAE_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 .

$$K_i = C_i / \text{AAE}_i \quad (4.39)$$

Бали для встановлення результатів визначаються за табл. 4.15 та 4.16.

Таблиця 4.15 - Класифікація водних об'єктів за повторюваністю забруднення

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

Таблиця 4.16 - Класифікація водних об'єктів за рівнем забруднення

Кратність перевищення нормативів	Характеристика рівня забруднення	Часткові оцінні бали	
		виражені умовно	абсолютні значення
0 – 2	низький	a_1	1
2 – 10	середній	b_1	2
10 – 50	високий	c_1	3
50 – 100	дуже високий	d_1	4

При визначенні першого і другого ступенів класифікації води за кожним із інгредієнтів розраховують узагальнені оцінки якості води за табл.17, а потім третьої сходинки класифікації (зключного) *KI3* розраховується шляхом складання узагальнених оціночних балів S_i за всіма n показниками

$$\hat{E}^2\zeta = \sum S_i \quad (4.40)$$

Класифікація якості води (табл. 4.18) виконується залежно від значення *KI3* і кількості лімітуючих показників забруднення (ЛПЗ). До ЛПЗ води відносять будь-який показник, за яким значення S_i дорівнює 12 чи 16.

Таблиця 4.17 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	$a x a_1$	1	слабко забруднена
– “ – середнього рівня	$a x v_1$	2	забруднена
– “ – високого рівня	$a x c_1$	3	брудна
– “ – дуже високого рівня	$a x d_1$	4	брудна
Нестійка забрудненість низького	$v x a_1$	2	забруднена
– “ – середнього рівня	$v x v_1$	4	брудна
– “ – високого рівня	$v x c_1$	6	дуже брудна
– “ – дуже високого рівня	$v x d_1$	8	дуже брудна
Стійка забрудненість низького рівня	$c x a_1$	3	брудна
– “ – середнього рівня	$c x v_1$	6	дуже брудна
– “ – високого рівня	$c x c_1$	9	дуже брудна
– “ – дуже високого рівня	$c x d_1$	12	неприпустимо
Характерна забрудненість низького	$d x a_1$	4	брудна
– “ – середнього рівня	$d x v_1$	8	дуже брудна
– “ – високого рівня	$d x c_1$	12	неприпустимо
– “ – дуже високого рівня	$d x d_1$	16	неприпустимо

Таблиця 4.18 – Класифікація якості води водних об'єктів за значенням $KIЗ$

Клас якості води	Розряд класу якості	Характеристика забрудненості води	Значення $KIЗ$ 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	$10n-11n$	$9,0n-9,9n$	$8,0n-8,8n$	$7,0n-7,7n$	$6,0n-6,6n$	$5,0n-5,5n$

Метод інтегральної оцінки якості води передбачає визначення коефіцієнту забруднення χ за формулою [60], [61]:

$$\chi = \frac{\sum [(N_i / C_{i.d.}) \varphi(i)]}{\sum \varphi(i)} \quad (4.41)$$

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.

Як основні беруться такі показники забрудненості з відповідною ранговою послідовністю (i): БСК₅ ($i = 1$); NH₄⁺ ($i = 2$); нафтопродукти ($i = 3$);

O_2 ($i = 4$). 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. 4.19).

Таблиця 4.19 – 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. [64], [65] рекомендує комплексний показник забрудненості води (КЗ) визначати як середню величину показників хімічного (K_x) та бактеріологічного (K_a) забруднення за формулою:

$$\hat{E}_\zeta = \sqrt{\hat{E}_\delta} \cdot \sqrt{\hat{E}_a} \quad (4.42)$$

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 [64], [66]:, 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 [64]:

$$H = -\sum_{1}^{m} n_1 / N \log n_1 / N \quad (4.43)$$

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.

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

Оцінка якості поверхневих вод суші за узагальненим екологічним індексом I_E [56] 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 *ґрунтовної екологічної оцінки* якості поверхневих вод складається з чотирьох послідовних етапів, а саме:

- а) *етап групування і обробки вихідних даних;*
- б) *етап визначення класів і категорій якості води за окремими показниками;*
- в) *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 групуються 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: $I_{1СЕР}$ та $I_{1МАХ}$; $I_{2СЕР}$ та $I_{2МАХ}$; $I_{3СЕР}$ та $I_{3МАХ}$. 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 десятичних

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):

$$I_E = \{I_1 + I_2 + I_3\} / 3, \quad (4.44)$$

де I_1 – індекс забруднення компонентами сольового складу;

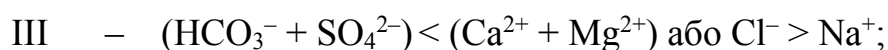
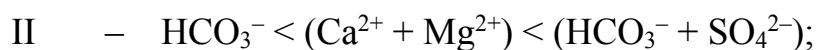
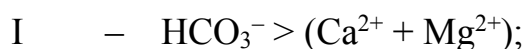
I_2 – індекс трофо–сапробіологічних показників;

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–хлорідно–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. 4.20.

Таблиця 4.20 – Класи та категорії якості поверхневих вод суші та естуаріїв України за екологічною класифікацією [56]

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)	оліготрофні	мезотрофні		евтрофні		політрофні	гіпертрофні	
	оліготрофні олігомезотрофні	мезотрофні	мезоевтрофні	евтрофні	евполітрофні	політрофні	гіпертрофні	
Сапробність	олігосапробні		β -мезосапробні		α -мезосапробні		полісапробні	
	β -олігосапробні	α -олігосапробні	β' -мезосапробні	β'' -мезосапробні	α' -мезосапробні	α'' -мезосапробні	полісапробні	

5 МЕТОДИ ВИЗНАЧЕННЯ ЕЛЕМЕНТІВ ВОДНОГО БАЛАНСУ НА ЗАКАРПАТСЬКІЙ І ПРИДЕСНЯНСЬКІЙ ВОДНОБАЛАНСОВИХ СТАНЦІЯХ

Основою вивчення гідрології є комплексні натурні спостереження та експерименти. Воднобалансова станція – спеціалізована гідрометеорологічна станція, що виконує комплексні спостереження за складовими водного балансу водозборів і чинниками, які зумовлюють їх зміни [1]. Тому особливе значення тепер набувають воднобалансові станції (ВБС), експериментальні водозбори яких дають найкращу можливість для проведення довготривалого комплексного дослідження процесів тепловологообміну в природніх умовах, та для здійснення різних програм, зв'язаних з зміненням природнього середовища.

Воднобалансові станції, розміщені в різних природніх зонах, які мають різноманітні ландшафтні і гідрогеологічні умови та зазнають антропогенного впливу, дають широкі можливості для дослідження природнього та зміненого гідрометеорологічного режиму. Станції мають в наявності відкриті та заліснені водозбори, складені різноманітними ґрунтами, площею від декілька десятків квадратних метрів до декілька сотень квадратних кілометрів, з ухілами 20 % -800 % та глибинами залягання ґрунтових вод 1 м -35 м і т.д.

За міжнародною класифікацією водозбори воднобалансових станцій, можуть бути розділені на три категорії:

– репрезентативні – добре обладнані водозбори, які використовують в якості показника для оцінки поведінки інших водозборів та прогнозів стоку або ля випробування методів розрахунку і прогнозів на 'репрезентативних' даних; - експериментальні – детально досліджувані, дуже насичені приладами водозбори, використовувані для поглиблення вивчення частих гідрологічних процесів;

Рівняння водного балансу малих гірських водозборів в літній період.
 Формування стоку в гірських районах проходить в умовах великих ухилів, високої розчленованості рельєфу місцевості, наявності пухкого добре проникного верхнього шару, який підстиляється майже водонепроникними материнськими породами. В таких умовах на малих водозборах поверхнева межа водозбору співпадає з підземною [1].

Рівняння водного балансу в таких умовах можна представити у вигляді

$$X=(Y_{\text{пов}}+ Y_{\text{гр}} + E_c + E_{\text{пр}} + P) \pm \Delta W, \quad (5.1)$$

де X – сумарна кількість опадів;

$Y_{\text{пов}}$ – поверхнева складова;

$Y_{\text{гр}}$ – ґрунтова складова;

E_c – випаровування на відкритих ділянках з суші;

$E_{\text{пр}}$ – транспірація вологи деревною рослинністю;

P – перехоплення деревною рослинністю;

ΔW – зміна запасу вологи на водозборі [2].

*Загальна характеристика режиму елементів водного балансу
 Закарпатської воднобалансової станції.*

Опади. Спостереження за опадами на річкових водозборах станції ведуться на 50 опадомірних пунктах, розташованих в долинах річок та 13 сумарних опадомірах встановлених на гірських хребтах і водорозділах. Вимірювання опадів на опадомірних пунктах проводиться двічі на добу, а на сумарних опадомірах – один раз в 3 місяці. У виміряні суми опадів необхідно вводити поправки. Однак загальноприйнятої методики введення

поправок в опади, виміряні в гірських умовах наразі не існує. Тому були використані "Временные указания по введению поправок в месячные суммы осадков при расчетах водных балансов речных бассейнов"[3].

Вихідними матеріалами для визначення поправок до вимірних опадам являлись дані гідрометеорологічних спостережень на трьох метеостанціях – Міжгір'я, Н. Студений та Пожижевська, розташованих на висоті 441, 629 та 1429 м над рівнем моря відповідно. Потім були побудовані графіки зв'язку обчислених сумарних поправок до місячних сум опадів з висотою місцевості. Величини поправок з висотою місцевості зростають в зв'язку зі збільшенням швидкості вітру. Поправки до вимірних місячних сум опадів на опадомірних постах, розміщених в межах висот метеостанції, встановлювались за допомогою отриманих графіків за даними про висоту місцевості та степені захисту поста [3].

За безвідлигові періоди були побудовані графіки зв'язку між вимірною кількістю опадів та запасами води у снігу на опадомірних пунктах. З цих графіків випливає те, що коефіцієнт поправок до твердих опадів в залежності від захищеності поста зміниться від 1,1 мм до 1,5 мм.

В сумарних місячних поправках співвідношення окремих її складових (недоврахування вітру, поправки на змочування та випаровування) змінюється на протязі року. Так в зимові місяці найбільшу частину в сумарній поправці складає поправка на недоврахування вітру (20 % -50 %), в той же час в теплу пору року вона різко зменшується і стає практично рівною поправці на змочування, яка становить 2% - 6%. Поправка на випаровування опадомірного відра в теплий період року настільки мала(0,2% - 0,3%), що нею можна знехтувати.

Розподіл опадів по території водозборів станції дуже нерівномірне. Їх найбільша річна кількість за досліджувані роки спостерігалась на північно східному схилі Полонинського хребта (басейн стр. Плошанки, 2810 мм в 1965 році). По віддаленню від хребта на північний схід річна кількість опадів зменшується і в басейні р. Студений в тому ж році становила 1575 мм. З

урахуванням особливості розподілу опадів по території досліджувані басейни були об'єднані в три групи з однозначним характером зв'язку опадів з висотою як для річних величин, так і для місячних. З аналізу графіків виходить те, що найбільші градієнти зміни опадів з висотою можуть спостерігатися в різні по водності роки [2].

Розподіл внутрішньорічних опадів нестійке. Зазвичай на протязі року при випадінні опадів спостерігається один мінімум – осінній(в жовтні) та два максимуми – літній і зимовий, можливі в будь-якому місяці цих сезонів. Як правило, зимовий максимум опадів перевищує літній, але в окремі роки літній максимум може перевищувати зимній.

Стік. На території станції стік вимірюється на 21 водозборі та 2 дослідних логах.

Розподіл стоку по території вказує на те, що поділ району станції на дві зони по степені зволоження, виявлені за багаторічний період, зберігаються і в окремі роки. Зв'язки за окремі роки менш тісні, як зв'язки, побудовані за багаторічний період, що свідчить про велику мінливість стоку окремих років головним чином за рахунок кліматичних факторів: співвідношення опадів і радіаційного балансу, обумовлюючого величину випаровування, як незначно міняється(зменшується) з висотою; більш суттєво вона залежить від експозиції схилів водозбору.

Для місячних величин стоку теж спостерігається зв'язок з висотою водозборів. Однак вона носить різний характер на протязі всього року. В літні місяці цей зв'язок прямий, зі значними градієнтами, в осінні місяці градієнт стоку різко зменшується, а в зимові і особливо весняні місяці спостерігається зворотній зв'язок, тобто зі збільшенням висоти водозбору стік зменшується. В місяці зі стійкою від'ємною температурою повітря зв'язок менш визначений, а інколи зовсім відсутній [3].

Різний характер зв'язку стоку з висотою на протязі року пояснюється особливостями гідрологічних умов досліджуваного району. Навесні зворотній зв'язок місячних величин стоку з висотою пояснюється

зменшенням температури повітря зі збільшенням висоти, внаслідок чого найбільша частина снігу в цей період тоне на водозборах, які мають найбільшу висоту. На водозборах, розташованих на більш високих відмітках, кількість талих вод зменшується ще внаслідок низької температури повітря. В кінцевому результаті це зумовлює зворотній зв'язок стоку з висотою.

В місяці стійкої від'ємної температури повітряна всьому водозборі стік формується, в основному, за рахунок запасів підземних вод. Зв'язок підземного стоку річок з висотою в цей період року відсутній.

Слід відмітити, що для певних місяців(вересень-жовтень), коли випадає незначна кількість опадів, зв'язок стоку з висотою стає менш значною. Це пояснюється тим, що стік річок в цей період формується в основному підземними водами, запаси яких незначні в зв'язку з всюди розповсюдженими слабо водопроникними флішовими відкладами.

На протязі року величина градієнта місячних величин стоку змінюється в широких межах. Так, літом середнього по водності 1962 р. градієнт досяг найбільшого значення 25 мм на кожні 100 м висоти. В осінні місяці градієнт знижувався практично до нуля. Зимом спостерігалось незначне зниження градієнту(до 15 мм на 100 м висоти).

В розподілі стоку всередині року спостерігалася значна нерівномірність. В щомісячному розподілі стоку всередині року спостерігалися два максимуми: перший приурочений до періоду весняного водопілля і набагато перевищує другий, який спостерігався в осінній період. Весняний максимум утворений стоком талих вод, рідше талих і дощових вод. Час настання весняного максимуму залежить від висоти та експозиції річкових водозборів [2].

Наявність другого максимум в місячному розподілі стоку пов'язаної збільшенням кількості опадів в листопаді-грудні та різким зменшенням випаровування з водної поверхні водозборів, незалежно від їх експозиції. Найменші величини місячного стоку в зимові місяці пояснюється впливом низької температури повітря, в результаті чого опади випадають в твердому

виді і не приймають участі в стокові; літом понижений стік зумовлений збільшенням випаровування з поверхні водозборів, а часте зменшення стоку в вересні-жовтні пов'язане зі зменшенням кількості атмосферних опадів, котрі випали в цей період.

Випаровування. Спостереження за випаровуванням з поверхні ґрунту на території Закарпатської ВБС проводяться в двох пунктах(метеостанції Н. Студений та Міжгір'я) [4].

Для визначення місячних величин випаровування з річкових водозборів за окремі роки використаний метод розрахунку викладений в статтях Кирилюка М.І. в працях ГГІ, вип.163, 1968р. [4]. Вихідними даними для розрахунку величин випаровування стали матеріали актенометричних спостережень на метеостанції Берегове та метеорологічних спостережень на метеостанціях Міжгір'я, Н. Студений та Пожижевська. Для розрахунку окремих компонентів радіаційного балансу(ефективне випромінення) використана методика Гойси М.І. [4]. Величина альbedo в залежності від стану поверхні водозбору визначалася за даними таблиць "Справочник по климату СССР".

Оскільки досліджувані водозбори знаходяться в зоні достатнього та надлишкового зволоження, сумарні випаровування приймались рівними випаровуваності. Це виявилось справедливим для більшості випадків, коли місячна кількість опадів досягала значних величин. Для місяців, коли атмосферні опади були невеликі, був здійснений перехід від випаровуваності до сумарного випаровування по залежностям Андреенова В.Г. [2].В основному це відноситься до осінніх місяців, інколи до деяких літніх місяців.

Аналіз обчислених величин дозволяє прослідкувати наступний річний хід випаровування з поверхні річкових водозборів: найбільші місячні величини які припадають на літні місяці (100 мм -150 мм), а найменше – на зимні(2 мм – 9 мм). На величини випаровування істотно впливає експозиція річкових водозборів. Так, найбільші величини випаровування спостерігаються на водозборах з південною експозицією, а найменше – на

водозборах з північною експозицією. Величина випаровування зі східної і західної експозиції знаходяться в проміжному положенні.

Річні величини випаровування в середній по водності рік в залежності від експозиції та висоти водозборів змінюються в межах 601 мм -729 мм [5].

Акумуляція вологи в ґрунті. Для оцінки зміни запасів ґрунтової вологи по місяцям за досліджувані роки на досліджуваних водозборах використовували дані спостережень за вологістю ґрунту, які знаходились на польових ділянках метеостанції Н.Студений, зайнятих під різними сільськогосподарськими культурами. Спостереження проводились три рази на місяць (8, 18 та 28 числа) на трьох ділянках на протязі теплого періоду року. Глибина взяття проб на вологість становила 0,5 м -1,0 м. Для визначення змін запасів вологості в ґрунті за кожен місяць цього періоду приймалися дані спостережень на 28-ме число кожного місяця для шару ґрунту товщиною 60 см [3].

Оскільки досліджувані водозбори мають різну ступінь заліснення (від 28% до 96 %), а спостереження за вологістю ґрунту відносяться тільки до незаліснених ділянок, то для коректування і уточнення величин зміни ґрунтової вологості були використані спостереження за вологістю які проводились на логах(лісному – 12 пунктів та безлісному – 10 пунктів) чотири рази на рік. Спостереження за лісним логом були використані для заліснених водозборів, а спостереження по безлісному слугували для коректування вологості ґрунту по слабозалісненим водозборам. Величини зміни запасів вологи ґрунту в зимовий період були визначені шляхом інтерполяції між осінніми та весняними величинами вологості. Видно, що в зимовий період майже щорічно відбувається накопичення вологи в ґрунті, що обумовлене частими зимовими відлигами.

Зазвичай накопичення ґрунтової вологи продовжується й весною, а витрати її на стік та випаровування відбувається на протязі всього теплого періоду. Однак достатньо виражена поступовість в зміні ґрунтової вологості на протязі року, як правило, не прослідковується. Величина і знак акумуляції

грунтової вологи кожного місяця залежить від відношення інших складових водного балансу [2]. Місячна зміна запасів вологи в ґрунті на протязі року складає відносно невелику величину (зазвичай не більше 20 мм і значно рідше до 40 мм -50 мм).

Зміна запасів ґрунтових вод. Для характеристики зміни запасів ґрунтових вод на річкових водозборах станції використовували матеріали спостережень за рівнями підземних вод в басейнах річок Лопушна (12 свердловин), Пилипця (5 свердловин) та Студеного (4 свердловини). Свердловини у вказаних басейнах розміщені на заплавах та призаплавних ділянках. При цьому в деяких свердловинах, розміщених поблизу русла рік, рівні підземних вод можуть бути підірні від рівня руслових вод. При розрахунку зміни запасів ґрунтових вод використовувались дані тільки тих свердловин, рівні яких не зазнавали підпору. Зазвичай ці свердловини знаходяться на найбільшій відстані від русла річки. Звичайно, що матеріали спостережень за рівнем підземних вод лише в прибережних ділянках не можуть в достатній мірі характеризувати зміни запасів ґрунтових вод на всьому водозборі. Однак незначна роль зміни рівня ґрунтових вод у водному балансі досліджуваних річкових водозборів з деяким приближенням дозволяє прийняти ці вихідні дані для розрахунку вказаного компонента водного балансу.

Побудовані комплексні графіки ходу рівня підземних вод, витрат води та атмосферних опадів за досліджувані роки на декількох водозборах вказують на те, що живлення підземних вод здійснюється, в основному, за рахунок атмосферних опадів, а витрата (зниження рівня) підземних вод йде на живлення річок в період межені. Розрахунок зміни запасів ґрунтових вод Крестовський О.І. рекомендує виконувати по кривій виснаження річкового стоку, сформованого підземними водами. Безумовно цей метод слід вважати генетично обґрунтованим, але використання його для розрахунку місячних величин ґрунтових вод для річок Карпат зустрічає труднощі.

В зв'язку з цим розрахунок величин зміни запасів ґрунтових вод по місяцях виконаний за рівнями підземних вод. Для обчислення величини зміни запасів ґрунтових вод на водозборі величина місячної зміни рівня підземних вод перемножувались на коефіцієнт водовіддачі. Коефіцієнти водовіддачі визначались згідно з рекомендаціями в залежності від характеристики ґрунту [5].

Дослідження коефіцієнта водовіддачі за матеріалами воднобалансової станції показало, що він змінюється в межах 0,02-0,20. Для розрахунку запасів підземних вод коефіцієнт водовіддачі прийнятий середньому його значенню 0,10. Місячні величини зміни запасів підземних вод, як і запасів вологи у ґрунті, коливаються в незначних межах (1 мм -20 мм, інколи досягають 50 мм) у порівнянні з другими компонентами водного балансу [6].

Аналіз складових водного балансу. Основною прибутковою складовою водного балансу є рідкі опади, які випадають на поверхню водозбору протягом теплого періоду року. Спостереження за опадами проводились по трьом опадомірам басейну стр. Глибокий Яр та по п'яти опадомірам в басейні стр. Йойкавець. Опади частково витрачались на змочування лісової рослинності, тому під покривом лісу їх кількість значно менше, ніж на поляні та в залежності від сукупності крон дерев (рис. 5.1).

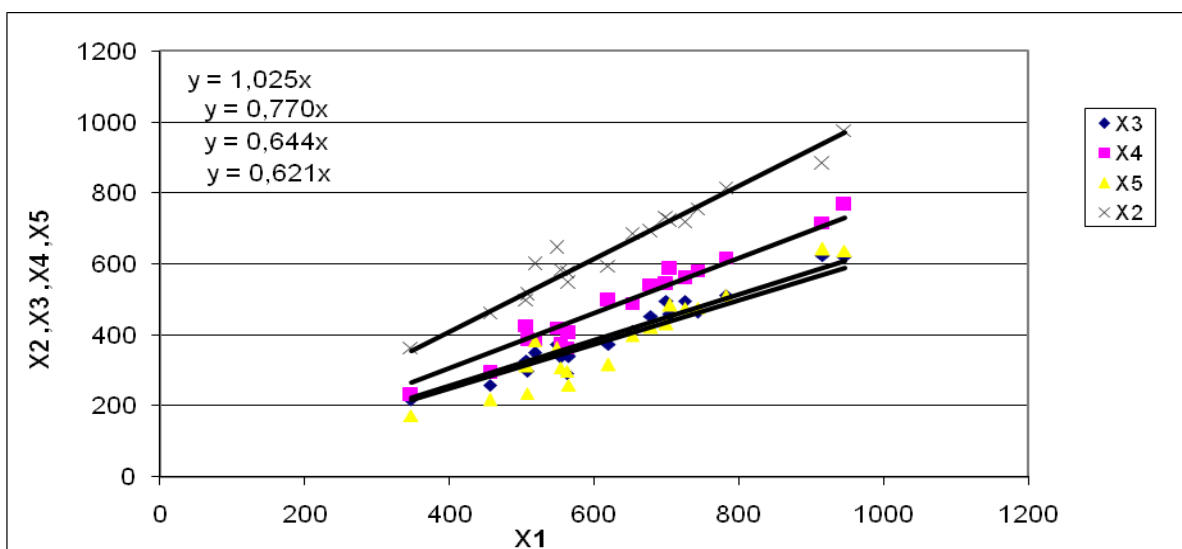


Рисунок 5.1 - Співвідношення кількості опадів на поляні та під кронами дерев

Кількість опадів, які затримуються на полянах по всіх опадомірам, практично співпадає. Висотні закономірності зміни опадів в діапазоні висот досліджуваних водозборів не спостерігалася, тому сумарний зв'язок між сумарними та сезонною кількістю опадів виражається прямою лінією. Таким чином для розрахунків використовувалися середні дані по всіх опадомірам, розташованим на відкритій місцевості. Дані спостережень по опадомірам приведені в додатках. В додатках в таблицях наведена кількість опадів під кронами дерев з різним ступенем зімкнутості.

Випаровування з суші. Спостереження за випаровуванням з суші, як вказано вище, проводилось на двох випаровувальних майданчиках розміщених в смт Міжгір'я та с. Нижній Студений. Місячні величини випаровування за багаторічний період(1966 р.-1984 р.) наведені в додатках в таблицях №3,4,5,6. Оскільки випаровування з суші в зоні надлишкового зволоження визначається в основному ресурсами тепла, в гірських умовах відмічається чітка залежність випаровування від висоти місцевості, тому випаровування, зафіксовані на метеомайданчику Верхній Бистрий, в середньому на 30 % нижче, ніж випаровування на метеостанції Міжгір'я, оскільки досліджувані експериментальні водозбори за висотним положенням наближені до метеостанції Міжгір'я, саме ці дані були використані для подальших розрахунків (рис.5.2).

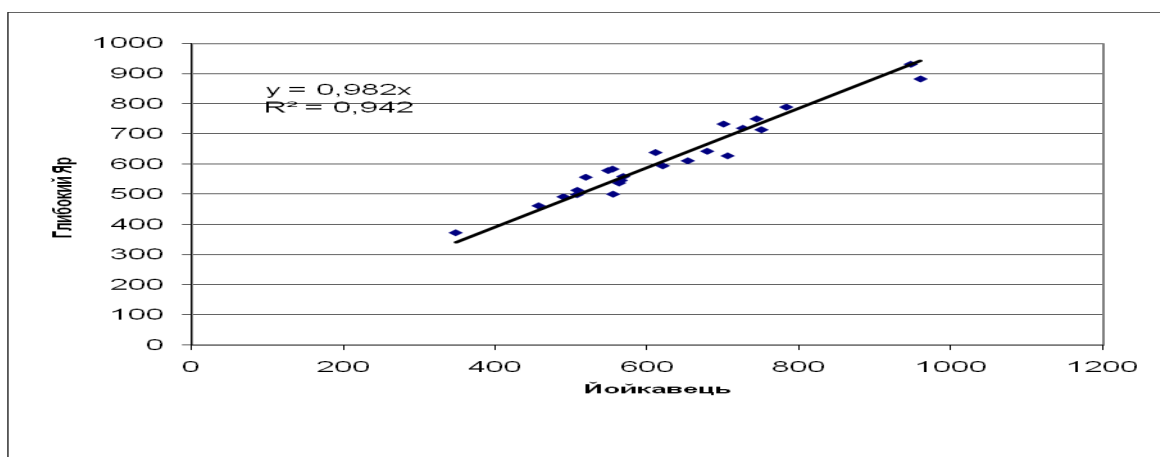


Рисунок 5.2 - Графік зв'язку кількості опадів в басейнах стр. Глибокий Яр та стр. Йойкавець

Спостереження за стоком проводяться в створах, обладнаних гідрометричними спорудами, гачковими та голковими рейками та самописцями рівня води, що дозволяє надійно враховувати стік від максимальних до дуже малих величин.

Аналіз елементів водного балансу. В таблиці 5.1 показані елементи водного балансу досліджуваних водозборів за теплий період року(травень – вересень).

Таблиця 5.1 Елементи водного балансу водозборів

Елементи водного балансу стр.Йойкавець					
Рік	Е	Х Йойк	ҮЙойк	W=X-Y-E	Y'=X-E
1967	500	507,3	116,6	-109,3	7,3
1968	424	699,7	224,4	51,3	275,7
1969	431	506,8	179,4	-103,6	75,8
1970	419	619,8	224,8	-24	200,8
1971	480	564,8	181,5	-96,7	84,8
1972	477	553,6	83,8	-7,2	76,6
1973	402	456,3	46,2	8,1	54,3
1974	481	959	430,2	47,8	478
1975	529	652,7	177,6	-53,9	123,7
1976	453	678,3	242,8	-17,5	225,3
1977	339	782,3	353,8	89,5	443,3
1978	390	743,3	316,7	36,6	353,3
1979	495	562,3	150,9	-83,6	67,3
1980	396	946,2	568,6	-18,4	550,2
1981	420	518,5	124,1	-25,6	98,5
1982	480	610,3	215,6	-85,3	130,3
1983	449	554,4	139,9	-34,5	105,4
1984	350	762	358	54	412
Середн	439,7	648,8	229,7	-20,7	209,0
Ст.відх	52,2	144,9	131,9	58,6	163,7

Кінець таблиці 5.1

Елементи водного балансу стр.Глибокий Яр					
Рік	Е	X Гл Яр	Yгл яр	W=X-Y-E	Y'=X-E
1967	500	507,3	93,6	-86,3	7,3
1968	424	699,7	216,4	59,3	275,7
1969	431	506,8	146,7	-70,9	75,8
1970	419	619,8	219,7	-18,9	200,8
1971	480	564,8	171,7	-86,9	84,8
1972	477	553,6	118,8	-42,2	76,6
1973	402	456,3	74,3	-20	54,3
1974	481	959	407,3	70,7	478
1975	529	652,7	160,9	-37,2	123,7
1976	453	678,3	219,4	5,9	225,3
1977	339	782,3	298,7	144,6	443,3
1978	390	743,3	332,7	20,6	353,3
1979	495	562,3	191	-123,7	67,3
1980	396	946,2	520,4	29,8	550,2
1981	420	518,5	192,2	-93,7	98,5
1982	480	610,3	217,8	-87,5	130,3
1983	449	554,4	192,3	-86,9	105,4
1984	350	762	300	112	412
Середн	439,7	648,8	226,3	-12,3	206,9
Ст.відх	52,2	144,9	111,4	77,1	168,4

Величина випаровування змінювалась від 339 до 529 мм при середній величині 440 мм при стандартному відхиленні 52 мм; опади варіюють в межах від 959 до 456 мм, при середній величині 648 мм та стандартному відхиленні 145 мм. Шар стоку стр. Йойкавець змінювався від 117 до 569 мм, а стр. Глибокий Яр – від 94 до 520 мм.

Нев'язка водного балансу визначається як залишковий член в рамках виразу (5.2), що включає в себе як інструментально невраховані складові водного балансу(зміну запасу вологи, розподілення запасу вологи між генетичними періодами і т.д.), інструментальні похибки вимірювання. А також просторова неоднорідність елементів водного балансу.

$$Y' = X - E \pm \Delta W \quad (5.2)$$

Ця величина коливається для стр. Йойкавець від 89 до -109 при середній величині 20,1 та стандартному відхиленні 59 мм. Для стр. Глибокий Яр нев'язка змінюється від -123,7 до 144,6 при середньому значенні -12 та стандартному відхиленні 77. Співвідношення між цими величинами(нев'язки водного балансу стр. Йойкавець та стр. Глибокий Яр) приведені на рис. 5.3. Графічно цей зв'язок виражається лінією рівних значень з високим коефіцієнтом кореляції.

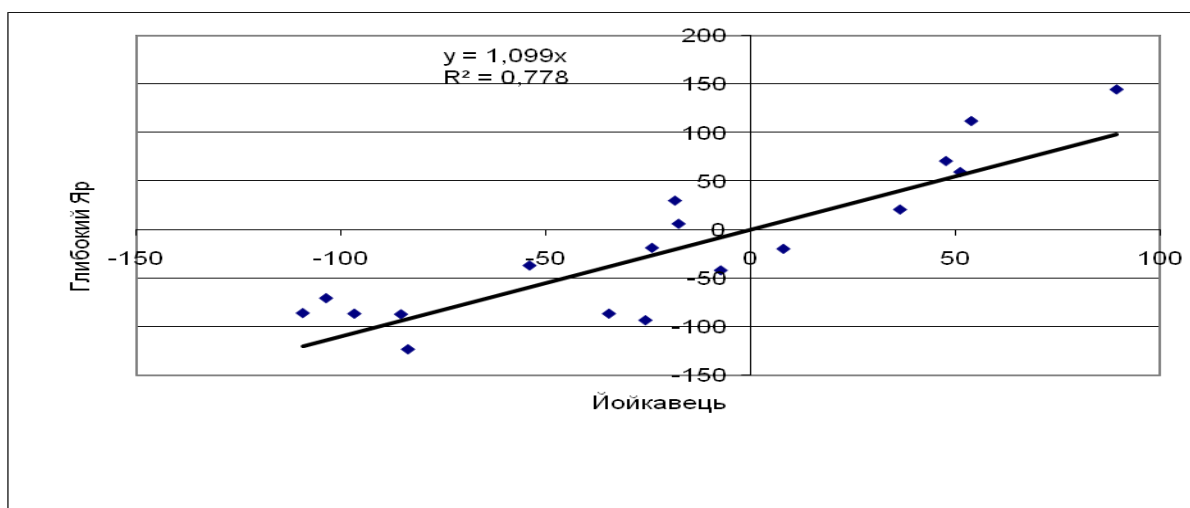


Рисунок 5.3 - Співвідношення величин нев'язки водного балансу літнього періоду

Основним фактором, який впливає на величину нев'язки та її знак водного балансу, є прибуткова складова – опади. На рис 5.4 вказана залежність величини нев'язки від суми опадів літнього періоду. З графіку видно те, що в маловодні роки(при сумі опадів менше 700 мм) знак нев'язки негативний. Це значить, що в загальному балансі суттєва роль належить ґрунтовій складовій, генетично непов'язаній з опадами розрахункового періоду.

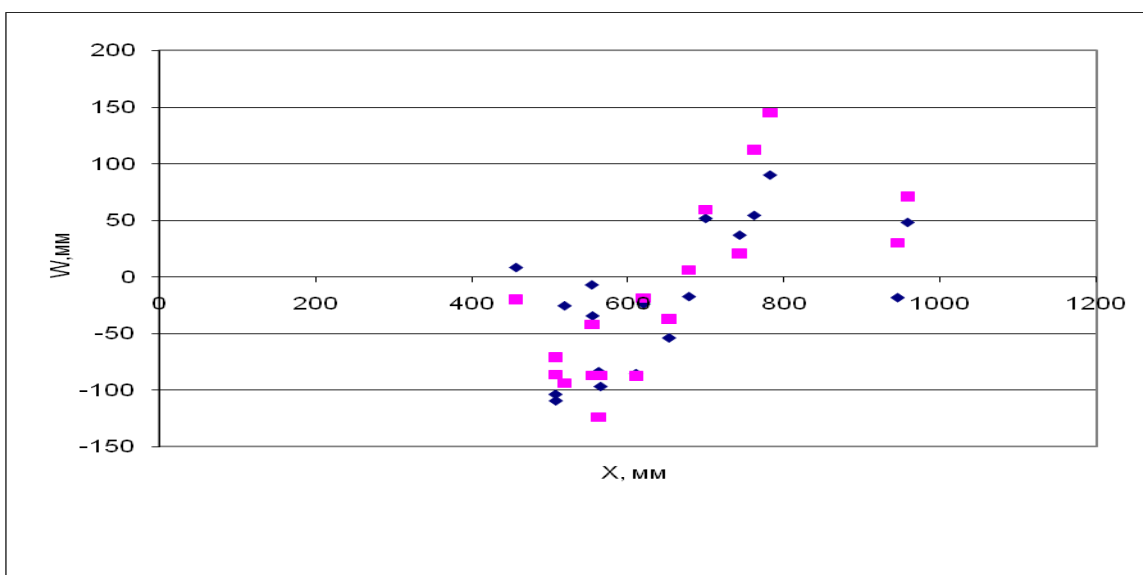


Рисунок 5.4 - Залежність нев'язки водного балансу від кількості опадів

В роки з підвищеною водністю нев'язка водного балансу позитивна, тобто прибуткова складова(опадів) перевищують витратну. Це пов'язано з тим, що сумарна величина опадів характеризує не тільки їх загальну кількість, а й число днів з випаданням опадів. Чим більше днів з опадами, тим більші витрати на перехоплення ґрунтового утримування та зміни запасу вологості ґрунтів, що приводить до збільшення нев'язки (див.рис. 5.4).

Шар стоку може бути визначений як різниця між кількістю опадів та випаровуванням. В цьому випадку розрахункова величина стоку буде включати також динаміку нев'язки. Співвідношення між спостережними та розрахованими по балансу шару стоку вказано на рис. 5.5 На цьому графік також відрізняється превалюванням стоку, обчисленого за методом водного балансу над спостережними величинами в маловодні роки, та зворотній співвідношенням – в роки з підвищеною водністю, тобто підтверджується.

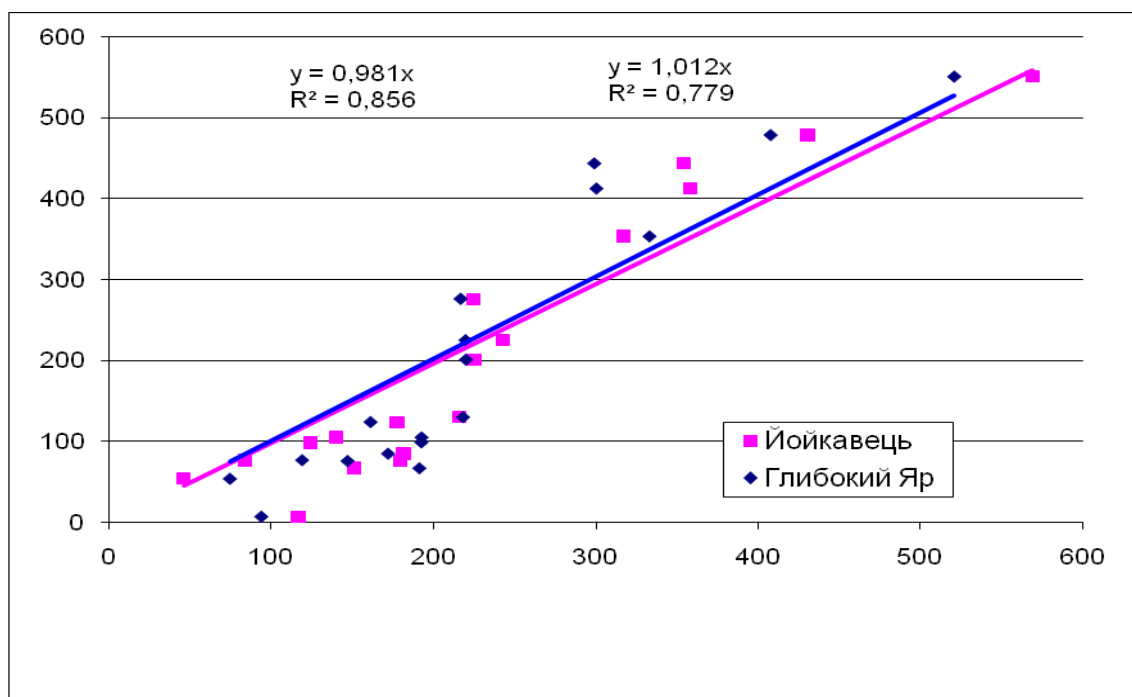


Рисунок 5.5 - Співвідношення між спостереженими (Y) та визначеними за балансом ($Y' = X - E$) шару стоку літнього періоду

Динаміка нев'язки водного балансу в залежності від зволоження. В цілому графік виражається лініями рівних значень.

На рис. 5.6 показано порівняння спостережених величин стоку по залісненому та відкритому водозборах. Зв'язок представлений лінією рівних значень з коефіцієнтом кореляції близьким до одиниці. На основі проведених досліджень можна дійти до наступних висновків:

1. Поле опадів теплого періоду достатньо однорідне в межах досліджуваного водозбору, що дає можливість використання при розрахунку показники одного опадоміра, встановленого на відкритій місцевості.

2. Аналіз динаміки нев'язки водного балансу на відкритому і залісненому водозборі дозволяє зробити висновок про однорідність динаміки цієї величини, залежній тільки від зволоження та незв'язною характером падстиляючої поверхні.

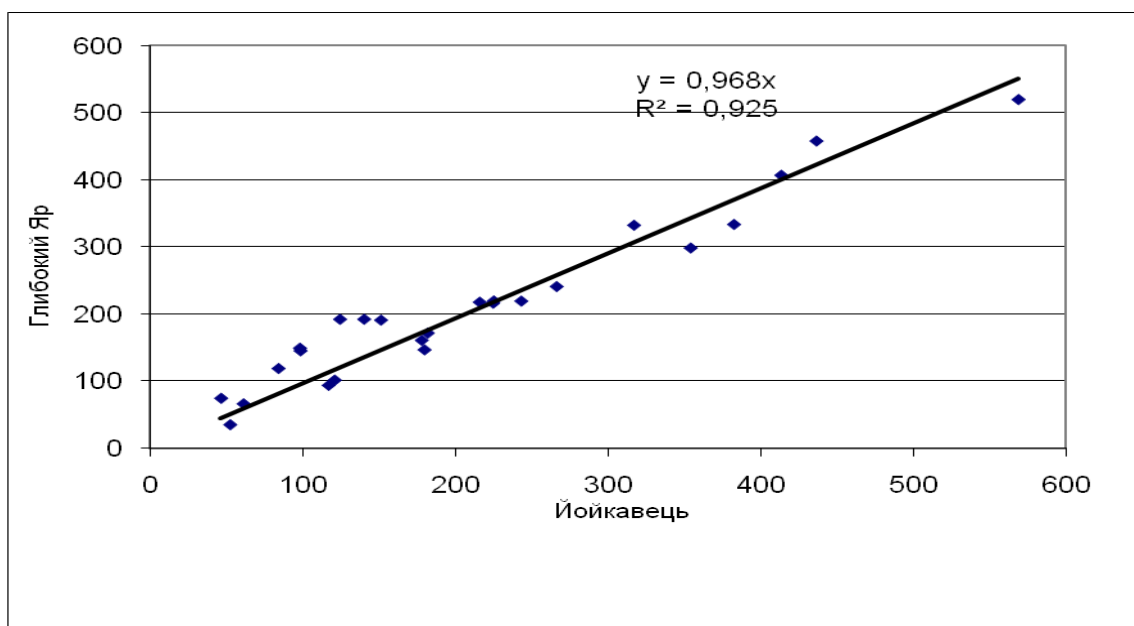


Рисунок 5.6 - Співвідношення спостережених шарів стоку літнього періоду в басейнах стр. Йойкавець та стр. Глибокий Яр

Досить неочікуваним є той факт, що інструментально зафіксоване випаровування по одному випаровувальному майданчику дає можливість з достатньо високою точністю замкнути рівняння водного балансу. Мабуть, це пов'язано з тим, що низьке випаровування з ґрунту під кронами дерев компенсується затримкою і перехватом в період випадання опадів, а також транспірацією деревною рослинністю. Таким чином, основний висновок, який можна зробити на основі проведеного аналізу – те, що залісненість не впливає на величину стоку теплого періоду, цей висновок є досить важливим для водогосподарських та екологічних оцінок, однак до нього треба відноситись досить обережно, оскільки на досліджуваному відкритому водозборі ліс ніколи не ріс, тому при знищенні лісів, в результаті їх вирубки, можливе інше співвідношення між елементами водного балансу.

ВИСНОВКИ

В результаті виконання другого етапу науково-дослідного проекту здійснено аналітичний огляд сучасних методів та теоретичне обґрунтування розрахункових і прогностичних методик характеристик гідрологічного режиму (річного, максимального весняного та тало-дощового, мінімального літньо-осінньої і зимової межені) рівнинних і гірських річок, гідрохімічного режиму річок і водойм, структури рівнянь водного і сольового балансів озер, існуючі математичні моделі балансів, методів оцінки якості природних вод, водних балансів річкових водозборів.

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. Директива охоплює затоплення, які спричинені річками, гірськими потоками, морем у прибережних зонах;

1.2. 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.

До основних висновків *другого розділу* можна віднести такі:

2.1. 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.

Відповідно до класифікації Гопченка Є.Д., формули максимального стоку можна поділити на дві групи: формули, засновані на схематизації схилового і руслового (або лише руслового) гідрографів та формули, та засновані на теорії руслових ізохрон. Нормативні документи, зокрема СНиП 2.01.14-83, ґрунтуються на спрощених редуційних структурах (при $F > 200$ км) і формулах граничної інтенсивності (при $F < 200$ км). Методики які використовуються на даному етапі в основному потребують уточненню параметрів на сучасних даних;

2.2. У сучасній гідрологічній практиці запропоновано досить велику кількість розрахункових методик та схем розрахунку характеристик максимального стоку весняного водопілля.

2.2.1. Протягом довгого часу існували тільки емпіричні і напівемпіричні регіональні підходи, перші спроби надати теоретичну класифікацію емпіричним формулам надав Д.Л. Соколовський. Він запропонував класифікацію формул максимального стоку на дві групи: окремо для розрахунків максимального стоку весняного водопілля і дощових паводків.

2.2.2. Аналітичний огляд сучасних методів розрахунку максимального стоку, які використовуються у зарубіжній практиці показав, що загалом ці формули можна поділити на дві основні групи:

а) регіональні емпіричні формули, що враховують чинники, які визначають і формують основні параметри формування максимального стоку на окремій території водозбору, найбільш поширеним видом емпіричних формул є редуційні і об'ємні;

б) методи, що засновані на генетичних формулах формування стоку, що представляють собою теоретичні моделі формування процесу стокоутворення на схилах і в руслах річок.

2.3. У вітчизняній гідрологічній практиці найбільш універсальною є класифікація проф. Є.Д. Гопченко, який поділяє усі розрахункові формули на дві групи:

а) до першої відносяться формули, що ґрунтуються на схематизації схилового і руслового гідрографів, це формули редукційні (в тому числі й імпіричні та об'ємні формули);

б) до другої групи відносять ті, що спираються на модель руслових ізохрон, ті що основані на гідромеханічних уявленнях про процеси формування максимального стоку (генетичні формули і формули граничної інтенсивності).

2.4. 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.

2.5. У довіднику «Ресурси поверхневих вод» в якості регіональної рекомендована редукційна формула О.О. Соколова та граничної інтенсивності. Порівняльний аналіз максимальних витрат 1% забезпеченості визначних за формулою О.О. Соколова для території суббасейну р.Десни з даними результатів статистичної обробки станом до 2010 року включно, показав що похибка розрахунків за цією методикою складає $\Delta = \pm 39,2\%$, а за витрати визначені за формулою граничної інтенсивності виявилися завищеними на 25% з похибкою на рівні $\Delta = \pm 46,2\%$. Таким чином, необхідним є розробка сучасної регіональної методики для суббасейну р.Десна.

2.6. 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.

2.7. Для нормування характеристик максимального стоку дощових паводків на території Прикарпаття запропонована формула операторного типу, у якій досягається можливість врахування складових схилової і русло-заплавної трансформації паводків; одним із основних базових параметрів розрахункової методики при нормуванні характеристик максимального стоку дощових паводків у Передкарпатті є модуль схилового припливу $q'_{1\%}$, який залежить від шару стоку, тривалості і коефіцієнта часової нерівномірності припливу води до руслової мережі; для врахування ступеня трансформації паводків у русловій мережі використані функції розпластування і русло-заплавного регулювання. Головним фактором редукції максимальних модулів при збільшенні розмірів водозборів на території Передкарпаття є русло-заплавне регулювання. Регіональна методика рекомендується як варіант удосконалення діючого в Україні застарілого нормативного документу СНиП 2.01.14-83.

2.8. На теперішній час в гідрологічній практиці існує велика кількість моделей різного типу, але їх використання обмежене необхідністю великої кількості безпосередніх стаціонарних спостережень за стоком річок.

Для річок Гірського Криму існують регіональні методики для визначення максимального стоку тало-дощових паводків, серед яких СНиП 2.01.14-83 та монографія «Ресурсы поверхностных вод». Розрахунок максимального стоку річок Гірського Криму з використанням формули у СНиП 2.01.14-83 неможливий, із-за відсутності необхідних вихідних даних. Результати розрахунків за методикою, яка наведена в монографії «Ресурсы поверхностных вод» потребують суттєвого уточнення. Методика, що запропонована Є.Д. Гопченком та Фураром Алі також потребує уточнення параметрів на сучасному етапі.

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

2.9. В умовах території України, яка має багато річок, безпосередні 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. На підставі цього в даному розділі розглядаються сучасні методи розрахунку річного стоку.

2.10. В зоні недостатньої водності мінімальні витрати спостерігаються на річках, коли основним джерелом живлення є ґрунтові води. Дані про мінімальний стік мають важливе значення для вирішення питання безперебійного водопостачання на даній території.

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 .

Для приведення ряду мінімального стоку до тривалого періоду використовуються: рівняння лінійної регресії, метод коефіцієнтів та графічний метод.

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.

В нормативних рекомендаціях СНиП 2.01.14-83 щодо розрахунку мінімального стоку запропоновано визначати по річкам-аналогам або за інтерполяцією.

Регіональні методики розрахунку меженого стоку описуються в монографічному виданні «Ресурсы поверхностных вод СССР» у вигляді районних залежностей від врізу русла, відповідно до запропонованого районування території України за умовами формування мінімального стоку

2.11. Враховуючи відсутність гідрометричних спостережень (за тривалістю схилового припливу T_0 і коефіцієнтами його часової нерівномірності) в структурі Гідрометслужби, мають місце проблеми визначення характеристик максимального стоку річок.

В даному дослідженні пропонується методика для визначення невимірюваних складових і на використанні математичної моделі, заснованої на базі гідрометричних підходів щодо схематизації гідрографів весняних водопіль і дощових паводків.

Вперше пропонується розрахункова модель редуційного типу, яка базується на параметрах, обчислених в структурах формул з ітераційними процедурами стосовно невимірюваних характеристик максимального стоку весняного водопілля і дощових паводків.

Обґрунтована науково-методична модель доведена до рівня практичного використання в структурах, які доцільно розглянути на предмет удосконалення сучасних нормативних документів в галузі розрахунку максимального стоку річок України.

Основні висновки *третього розділу* є наступні:

3.1. Застосування методики прогнозування стокових характеристик (періоду літньо-осінньої межени) має важливе значення для народного господарства, дозволяє підвищити ефективність регулювання стоку, отримати суттєвий економічний ефект;

3.2. Проаналізовано основні теоретичні положення вітчизняних та зарубіжних розробок прогностичних моделей стоку 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, а також не дає можливість

здійснювати прогноз дат початку та проходження максимальних витрат (рівнів) води весняного водопілля.

3.3. Для випуску оперативних прогнозів характеристик стоку весняного водопілля (шарів стоку та максимальних витрат води) та прогнозу дат початку та проходження максимальних витрат (рівнів) води весняного водопілля пропонується використання методу територіального довгострокового прогнозування характеристик стоку весняного водопілля автора Ж.Р. Шакірзанової.

Метод дозволяє в оперативному режимі визначати стокові характеристики весняного водопілля (з супроводом його розвитку у часі при змінних гідрометеорологічних умовах формування весняного стоку річок), у тому числі для річок недостатньо вивчених у гідрологічному відношенні.

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.

Четвертий розділ має наступні основні висновки:

4.1. Досліджено структуру водних і сольових балансів водойм:

а) у водних балансах водойми основний об'єм прихідної частини за досліджуваний період складають атмосферні опади та надходження води з р. Дунай, а витратної частини – випаровування разом з транспірацією;

б) у сольових балансах найбільшою часткою прихідних складових є надходження солей з поверхневим стоком, а у витратній основна частина припадає на втрату солей на зрошення;

в) зміна режимів експлуатації озера, а саме суттєвого зменшення заборів води на зрошення та погіршення водообміну з р. Дунай призвела до підвищення мінералізації вод, яка досягала 2,5 - 3,5 г/дм³ в залежності від водності і пори року;

г) можна сказати, що корегуючими управлінським заходами щодо подальшої експлуатації водойми можна досягти зниження мінералізації води в озері до проектних значень та поліпшення її якості. Але слід зауважити, що у технічному і економічному відношенні реалізація таких водогосподарських проектів експлуатації Придунайського озера Ялпуг потребує додаткового техніко-економічного обґрунтування.

4.2. 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.

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).

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.

Водна Рамкова Директива не є обов'язковою для впровадження Україною, оскільки вона не є членом ЄС.

4.3. Були розглянуті методи визначення якості води та її гідрохімічного складу згідно основних положень ВРД ЄС з метою подальшого використання в відповідних розрахунках.

«Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями» розроблена відповідно до статті 20 Закону України «Про охорону навколишнього природного середовища» та згідно вимог статей 35 і 37 «Водного кодексу України», щодо розробки

нормативних документів в галузі використання і охорони вод та відтворення водних ресурсів, з урахуванням вимог «Директив Європейського Союзу про поетапне застосування санітарних, екологічних, ветеринарних і фіто-санітарних норм», а також відповідних європейських і міжнародних стандартів. Проведення екологічної оцінки дає інформацію про воду, як складову водної екосистеми, життєве середовище гідробіонтів та важливу частину природного середовища людини. Крім того, вона 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.

Методика включає три спеціалізованих блоки: 1) за критерієм сольового складу; 2) за трофо-сапробіологічними (еколого-санітарними) критеріями; 3) за критеріями вмісту специфічних речовин токсичної і радіаційної дії.. Обчислення екологічної оцінки виконується в декілька етапів.

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 *до розділу 5:*

5.1. Поля опадів теплого періоду року достатньо однорідні в межах досліджуваного водозбору, що дає можливість використовувати при розрахунках показники одного опадоміра, встановленого на відкритій місцевості.

5.2. Аналіз динаміки нев'язки водного балансу дозволяє зробити висновки про однорідність динаміки цієї величини, яка залежить тільки від зволоження і незв'язаної з характером підстильної поверхні.

5.3. Досить неочікуваним є факт, що інструментально зафіксоване випаровування на одному випаровувальному майданчику дає можливість з достатньо високою точністю замкнути рівняння водного балансу. Причина тому, компенсація низького випаровування з ґрунту під кронами дерев затриманими і перехопленими в період випадання опадів, а також транспірацією деревинною рослинністю.

Таким чином, основний висновок, який можна зробити на основі проведеного аналізу – те, що залісеність не впливає на величину стоку теплового періоду, цей висновок є досить важливим для водогосподарських та екологічних оцінок, проте до нього слід відноситись з достатньою обережністю, оскільки на досліджуваному відкритому водозборі ліс ніколи не ріс, тому при вирубці лісів можливе й інше співвідношення між елементами водного балансу.

ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ

ПЕРЕЛІК ДЖЕРЕЛ ПОСИЛАННЯ ДО РОЗДІЛУ 1

1. Директива 2007/60/ЕС Европейського Парламенту і Ради від 23 жовтня 2007 г. про оцінку і управління ризиками наводнень (Директива про наводнення) [Електронний ресурс]:<http://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/?uri=CELEX%3A32007L0060>.

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. 197с.

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.Чунар'ов, 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., Чунар'ов 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., Чунар'ов 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, 2018р.

13. Відомча інформація про автоматизовані масиви даних надзвичайних ситуацій, пов'язаних з повеннями на період 2000-2017 рр, ДСНС України.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ ДО РОЗДІЛУ 2

1. Бефани А.Н., Бефани Н.Ф., Гопченко Е.Д. Региональные модели формирования стока на территории СССР. Вып.2. Обнинск: 1981. 60 с.
2. Гопченко Є.Д., О.В.Гушля. Гідрологія суші з основами водних меліорацій: Навч. посібник. Київ, 1994. 296 с.
3. Соколовский Д.Л. Річний стік .Л., Гідрометеоіздат, 1968, 532с.
4. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С., Овчарук В.А. Гідрологічні розрахунки. Одеса, ТЕС, 2014, 483с.
5. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Л.: Гидрометеоиздат, 1984. 448 с.
6. Гопченко, Є. Д., Бурлуцька, М. Е., Романчук, М. Є., Мартинюк, М.О. Сучасні методи дослідження максимального стоку весняних водопіль і дощових паводків річок України // Науковий вісник Херсонського державного університету. Серія «Географічні науки», Вип. 10, 2019. С. 114-118.
7. Бурлуцька М.Е., Мартинюк М.О. Розрахункові характеристики максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Південний Буг// Таврійський науковий вісник: Науковий журнал. Вип. 106. Херсон: Видавничий дім «Гельветика», 2019. С. 248 - 254.
8. Руководство по определению гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1973. 111 с.
9. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. СП 33 101-2003. М., 2004. 72 с.
10. Огиевский А.В. Гидрология суши (общая и инженерная). – М.:Сельхозгиз, 1952. 516 с.

11. Нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні річки Дністер: Монографія / В.А. Овчарук, Є.Д. Гопченко, А.В. Траскова; Одеськ. держ-ний екол-ний ун-т. – Одеса, 2017. 252 с.
12. Нормування розрахункових характеристик весняного водопілля в басейні річки Прип'ять на базі формули об'ємного типу: монографія / Є.Д. Гопченко, М.П. Погорелова; Одеса: ТЕС, 2018. 136 с.
13. Руководство по гидрологической практике. Сбор и обработка данных, анализ, прогнозирование и другие применения / Пятое изд., Всем. Метеор. Орг., 1994. – Изд. на русском языке, 1997. 843 с.
14. 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.
15. 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.
16. Расчеты паводочного стока. Методы расчетов на основе мирового опыта / под ред. А.А. Соколова, С.Е.Рантца, М.Роша. Ленинград: Гидрометеиздат, 1978. 303 с.
17. Алексеев Г.А. Схема расчета максимальных дождевых расходов воды по формуле предельной интенсивности стока с помощью кривых редукции осадков и стока / Г.А. Алексеев // Труды ГГИ. 1966. Вып. 134. С. 55-71.
18. Chow V.T. Handbook of applied hydrology / V.T.Chow // New York, N.Y., McGraw – Hill, 1964. 404 p.
19. Линслей Р.К. Прикладная гидрология (пер. с англ.) / Р.К.Линслей, М.А.Колер, Д.Л.Паулюс. – Л.: Гидрометеиздат, 1962. 758 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 Е.Д. О недостатках структурной базы нормативного документа СНиП 2.01.14-83 / Е.Д. Гопченко, М.П. Погорелова, М.В. Гопций // Труды Международного семинара, посвященного 100-летию со дня рождения доктора технических наук, профессора Бефани Анатолия Николаевича (Одесса, 26-28 марта 2009 г). Москва, 2009. 94 с.

22. Гопченко Е.Д. О редуционных формулах максимального стока / Е.Д. Гопченко // Тр. УкрНИГМИ, 1980. Вып.175. С. 85-93.

23. Гопченко Е. Д., Овчарук В. А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины. ТЭС, Одесса, 2002, 110 с.

24. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 6. Выпуск 2. Бассейн Средние и Нижнее Поднепровье, Ленинград, 1967. 492с.

25. 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.

26. 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.

27. 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.

28. Кочерин Д.И. Вопросы инженерной гидрологии: моногр. М.-Л.: Энергоиздат, 1932. 208с.
22. Гопченко Е.Д. О редуционных формулах максимального стока // Тр. УкрНИГМИ. 1980. Вып. 175. С.85-93.
29. Гопченко Є.Д., Авгайтис С.В. Використання формул об'ємного типу для нормування характеристик весняного водопілля в басейні р. Сіверський Донець // Вісник ОДЕКУ. Одеса. 2008. Вип. 6. С. 133-138.
30. Гопченко Е.Д. О перспективе дальнейшего использования формул предельной интенсивности для расчета максимального стока с малых водосборов // Метеорология и гидрология. 1997. №9. С.104-111.
31. Гопченко Е.Д., Деркач Т.В. Усовершенствование схемы расчета максимального стока весеннего половодья (на примере р.Сейм) // Метеорология, климатология и гидрология. 1989. Вып.25. С. 87-95.
32. Гопченко Е.Д. Развитие представителями Одесской научной школы теоретической и прикладной гидрологии учения о максимальном стоке // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. 2008. Вип. 50., Ч. II. С.5-13.
33. Алексеев Г.А. Обоснование формулы максимального расхода паводка // Тр. ГГИ. 1960. Вып.79. С.18-74.
34. Алексеев Г.А. Паводочный сток рек СССР: моногр. М.: Гидрометеиздат, 1956. 107с.
35. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е. Нормирование характеристик максимального стока весеннего половодья на реках Причерноморской низменности: моногр. К.: КНТ, 2005. 148с.
36. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока // Тр. ОГМИ. 1949. Вып. IV. С. 39-177.
37. Бефани А.Н. Основы теории ливневого стока // Тр. ОГМИ. 1958. Ч. II., Вып. XIV. 305с.
38. Гопченко Е.Д. О редуции максимальных модулей дождевого стока по площади // Метеорология и гидрология. 1975. №2. С.66-71.

39. Лалыкин Н.В. Расчет максимальных расходов ливневых паводков на реках Карпат и Предкарпатья // Тр. УкрНИГМИ. 1963. Вып.39. С.54-64.

40. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е., Романчук О.К. Теоретические аспекты формул предельной интенсивности // Метеорологія, кліматологія та гідрологія. – Одеса. 2005. Вип. 46. С. 104-111.

41. Гопченко Е.Д., Романчук М.Е. О некоторых структурных особенностях формул предельной интенсивности // Вісник ОДЕКУ. Одеса. 2006. Вип. 2. С. 149-158.

42. 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.

43. Сусідко М.М., Приймаченко Н.В. Особливості формування дощових паводків у басейні Дністра // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. Київ. 2009. С.76-79.

44. 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.

45. 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.

46. 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

47. Лютик П.М. Условия формирования и расчёта паводочного стока рек горной системы Карпат // Тр.УкрНИГМИ. 1983. Вып. 194. С.3-18.

48. Мокляк В.И. Расчеты весенних максимальных расходов воды (при отсутствии наблюдений) // Тр. Киевск. науч.-исслед. ГМО УССР 1949. Вып. 3(4). С. 15-32.

49. Лютик П.М. Определение максимальных расходов дождевых паводков рек Карпат при отсутствии наблюдений // Тр. УкрНИГМИ. 1974. Вып. 127. С. 88-100.

50. Мустацэ Л. К вопросу определения максимальных расходов при отсутствии данных наблюдений // Метеорология и гидрология. 1979. Вып. 1. С. 17-24.

51. Вишневський В.І. Максимальні витрати води на річках Українських Карпат // Тр. УкрНДГМІ, 1999. Вип. 247. С. 102-113.

52. Ресурсы поверхностных вод СССР. Украина и Молдавия [под ред. М.С. Каганера]. Л.: Гидрометеиздат, 1969. Т. 6., Вып. 1.: Западная Украина и Молдавия. 884 с.

53. Руководство по гидрологической практике. Том II Управление водными ресурсами и практика применения гидрологических методов. Шестое издание, ВМО- 168. – 2012 .С. 324 с.

54. Doogee, J.C.I., 1977. Problems and methods of rainfall-runoff modeling. In: Ciriani, T.A., U. Maione and J.R. Wallis (Eds.). Mathematical Models for Surface Water Hydrology: The Workshop Held at the IBM Scientific Center, Pisa. Wiley, London, pp: 71-108.

55. Singh, V.P., 1988: Hydrologic Systems. Rainfall-Runoff Modeling, Vol. I, Englewood Cliffs, Prentice Hall. 480 pp.

56. Hsu, Kuo-lin, H.V. and Gupta, S. Sorooshian, 1995. Artificial neural network modeling of the rainfall-runoff process. Water Resour. Res., 31 (10): 2517-2530.

57. Smith, J. and R.B. Eli, 1995. Neural-network models of rainfall-runoff process. J. Water Resour. Plng. Mgmt., ASCE, 4 (3): 232-239.

58. Dawson, C.W. and R. Wilby, 1998. An artificial neural network approach to rainfall-runoff modeling. Hydro. Sci., 43 (1): 47-66.

59. Tokar, A.S. and P.A. Johnson, 1999. Rainfallrunoff modeling using artificial neural network. J. Hydr. Eng., ASCE, 4 (3): 232-239.

60. Sajikumar, N. and B. Thandaveswara, 1999. A nonlinear rainfall runoff model using an artificial neural network. *Journal of Hydrology*, 216: 32-35
61. Tokar, A.S. and M. Markus, 2000. Precipitation runoff modeling using artificial neural networks and conceptual models. *J. Hydro. Eng., ASCE*, 5 (2): 156-161.
62. Zhang, B. and R.S. Govindaraju, 2003. Geomorphology-based artificial neural networks (GANNs) for estimation of direct runoff over watersheds. *J. Hydrol.*, 273 (1-4): 18-34.
63. Bergstorm, S., 1992: The HBV model – its structure and applications. SMHI Reports RH, No. 4, Norrköping, Sweden. 35 pp.
64. Bergstorm, S., 1995: The HBV model. In Singh, V.P. (ed): *Computer Models of Watershed Hydrology*, Water Resources Publications. Colorado, United States, 443, 476.
65. Beldring, S., K. Engeland, L.A. Roald, N.R. Saelthun and A. Voks, 2003: Estimation of parameters in a distributed precipitation – runoff model for Norway. *Hydrology and Earth System Sciences*, 7(3):304–316.
66. SNA, 1995: *Climate, Lakes and Rivers*, The National Atlas of Sweden, Almqvist and Wiksell International, Stockholm.
67. Seibert, J. and Vis, M. (2012). Teaching hydrological modeling with a user-friendly catchment-runoff-model software package. *Hydrology and Earth System Sciences*, 16, 3315–3325, 2012.
68. Hughes, D.A. and W. Metzler, 1998: Assessment of three monthly rainfall-runoff models for estimating the water resource yield of semiarid catchments in Namibia, *Hydrological Science Journal*, 43(2): 283–297.
69. Hughes, D.A., 2004a: Incorporating groundwater recharge and discharge functions into an existing monthly rainfall-runoff model. *Hydrological Science Journal*, 49(2):297–311.
70. Hughes, D.A. and W. Metzler, 1998: Assessment of three monthly rainfall-runoff models for estimating the water resource yield of semiarid catchments in Namibia, *Hydrological Science Journal*, 43(2):283–297.

71. Екстремальні гідрологічні явища: паводки та посухи на території гірських регіонів України: монографія / за ред. Є.Д. Гопченка; Одеськ. держ. Еколог.-ний ун-т. Одеса: ТЕС, 2018. 324с.

72. Расчеты паводочного стока. Методы расчетов на основе мирового опыта; под ред. А.А. Соколова, С.Е. Рантца, М. Роша, Ленинград, Гидрометеиздат, 1978. 303с.

73. Ресурсы поверхностных вод СССР. Том 6. Украина и Молдавия. Выпуск 4. Крым. Ленинград: ГМИ, 1966. 344 с.

74. 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.

75. Valeriya Ovcharuk, Olena Todorova, Ekaterina Myrza The maximum runoff of small rivers of the Mountainous Crimea flowing into the Black Sea in modern climatic conditions // 2nd Baltic Earth Conference The Baltic Sea in Transition Helsingør, Denmark, 11 to 15 June 2018. Abstract. 162-163.

76. Ovcharuk V., Todorova E. and Myrza E. Calculations characteristic of catastrophic floods on the mountain rivers of the Crimean peninsula. Paper 55. 7-th European conference on Severe storms ECSS 2013. 3-7 June 2013, Scandic Marina Congress Center, Helsinki, Finland.

77. O. Todorova, V. Ovcharuk, E. Gopchenko, E. Myrza Estimation Of The Limiting Modules Of The Slope Inflow During Floods On The Rivers Of The Mountainous Crimea. 27th IUGG General Assembly Montréal, Québec, Canada, July 8-18, 2019 Abstract. https://www.czech-in.org/cmPortalV15/CM_W3_Searchable/iugg19/normal#!abstractdetails/0000740320

78. Рождественський А.В., Чеботарев А.И. Статистические методы в гидрологии. Л.: Гидрометеиздат, 1974г. 424 с.

79. Лобода Н.С. Водні ресурси України у зв'язку з кліматичними

умовами / Н.С.Лобода, Е.Д.Гопченко // Зб. наук. пр. Укр. географ. тов.Україна:географічні проблеми сталого розвитку.- 20004.-С 144-146.

80. 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.

81. Гончарова Л.Д. Клімат і загальна циркуляція атмосфери: Навч. посібник / Гончарова Л.Д., Серга Е.М., Школьний Є.П. – Одеса: ТЕС, 2005. – 251 с.

82. Ubo C.B. 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.

83. 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.

84. 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.

85. 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.

86. 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.

87. 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.

88. Жовнір В.В., Гребінь В.В. Аналітичний огляд досліджень мінімального стоку води // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія: Наук. збірник. 2018. № 1 (48). С. 16-24.

89. Кочерин Д.И. Низкие и наименьшие расходы воды на территории Европейской части СССР. Труды Московского института инженеров транспорта, 1929. Вып. XI.

90. Сибирцева Л.А. Минимальный сток и его распределение на Европейской части СССР / Исследования рек СССР, 1937. Вып. 10.

91. Шевелев М.Э. Метод расчета обеспеченных минимумов речного стока. «Метеорология и гидрология», 1937. № 8. С. 31-39

92. Антонов Н.Д. Минимальный сток рек Европейской части СССР. «Тр. НИУ ГУГМС», серия IV, вып. 2. Ленинград, 1941. С. 65-89

93. 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

94. Чеботарьев Н.П. Сток подземного питания. Труды ВГУ, т. XIII, 1957

95. Чеботарьев Н.П. Учение о стоке. Изд. МГУ, 1962. С.406

96. Бефани А.Н. Основные положения теории стока подземных вод. «Сборник работ по гидрологии». №1. Ленинград, 1959.

97. 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

98. 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.

99. Хільчевський В.К., Ромась І.М., Ромась М.І., Гребінь В.В., Шевчук І.О., Чунар'ов О.В. Гідролого-гідрохімічна характеристика мінімального стоку річок басейну Дніпра. /За ред. В.К. Хільчевського. Київ: Ніка-Центр, 2007. 184 с.

100. 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.

101. Божок Ю.В., Лобода Н.С. Оцінка впливу посух на характеристики меженного стоку річки Савранка. Вісник Одеського державного екологічного університету: Науковий журнал. 2014. Вип. 18. С. 119-126.

102. 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.

103. 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

104. 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.

105. Кудров А.Г. Минимальный сток рек (основные закономерности формирования и методы расчета), изд-во ВГУ, Воронеж, 1970, 252 с.

106. Чіппінг Г. О., Лисенко К. А. Річний та мінімальний стік на території України. Київ: Академія Наук Української РСР, 1959. 146 с.

107. Малі річки України: довідник / за ред. А.В. Яцика. Київ: Урожай, 1991. 296 с.

108. Гопченко Є. Д., Овчарук В. А., Романчук М. Є. Удосконалення розрахунково-нормативної бази для визначення характеристик максимального стоку дощових паводків і весняних водопіль. *Вісник Одеського державного екологічного університету*. 2017. Вип. 21. 55 с.

109. Джабур Кхалдн. О применимости некоторых региональных формул к расчету максимального стока дождевых паводков рек Карпат. *Метеорология, климатология и гидрология*. 2002. Вып. 40, 123-131 с.

110. Ovcharuk V., Horchenko Ye., Hoptsiy M Method of determining the maximum flood for ungauged rivers of the Ukrainian Carpathians Abstract book 2-nd pannex workshop of the climate system of the Pannonian basin, 1-3 gune 2016, Hungarian meteorological service, Budapest, Hungary P.61, DOI: 10.21404/pannex. 2016

111. Гопченко Є. Д., Овчарук В. А., Траскова А. В. Нормування характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Дністер. : монографія. Одеса : ТЕС, 2017. 251 с.

112. Zh. R. Shakirzanova, Ye. D. Horchenko, V. A. Ovcharuk. Modelling of land surface waters : notes of lectures. Odesa : TES, 2018. 111 p.

113. Гопченко Є. Д., Погорелова М. П. Нормування розрахункових характеристик весняного водопілля в басейні р. Прип'ять на базі формули об'ємного типу : монографія. Одеса : ТЕС, 2018. 134 с.

114. Гопченко Е. Д., Эль Фриги Хасен Лотфи Обоснование расчетной продолжительности притока воды со склонов в русловую сеть. 12 с. Депон. в УкрНИИНТИ 10.10.88, №2576 – Ук. 88.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ ДО РОЗДІЛУ 3

1. Аполлов Б.А., Калинин Г.П., Комаров В.Д. Курс гидрологических прогнозов: Учебник. Ленинград : Гидрометеиздат, 1974. 440 с.
2. Бефани Н.Ф., Калинин Г.П. Упражнения и методические разработки по гидрологическим прогнозам: Учебное пособие. Ленинград : Гидрометеиздат, 1983. 390 с.
3. Руководство по гидрологическим прогнозам. Краткосрочный прогноз расхода и уровня воды на реках. Ленинград : Гидрометеиздат. Вып. 2. 1989. 246 с.
4. Лобода Н.С. Гідрологічні прогнози: Конспект лекцій. Одеса : ОДЕКУ, 2003. 138 с.
5. Шакірманова Ж.Р. Довгострокові прогнози стоку: Конспект лекцій. Одеса : ОДЕКУ, 2005. 200 с.
6. Георгиевский Ю.М., Шаночкин С.В. Гидрологические прогнозы. Учебник. – СПб., изд.РГГМУ, 2007. 436с.
7. Настанова з оперативної гідрології. Прогнози режиму вод суші. Гідрологічне забезпечення і обслуговування / Керівний документ. Київ : Український гідрометеорологічний центр, 2012. 120 с.
8. Оцінювання якості методики та точності (справджуваності) прогнозів режиму поверхневих вод суші / Керівний документ. Київ : Український гідрометеорологічний центр, 2015. 70 с.
9. 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 XXI сторіччя». – Одеса: Тес, 2019. – С.163.
10. Руководство по гидрологической практике. Сбор и обработка данных, анализ, прогнозирование и другие применения. Всемирная Метеорологическая Организация (ВМО - №168). Пятое изд. 1994. 844 с.

11. Bodwell, V. J., 1971: Regression analysis of non-linear catchment systems. *Water Resources Research*, Vol. 7, pp. 1118 –1125.
12. Wright, C. E., 1975: *Monthly Catchment Regression Models: Thames Basin*. Central Water Planning Unit, Technical Note No. 8, Reading, U.K., August, p. 32.
13. Bureau de recherches géologiques et minières, 1978: *Situation hydrologique et prévision de basses eaux*. Bulletin No. 5, juin 1978, Orléans, France.
14. 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.
15. Лебедев В.Н. Метод предсказания высоты весеннего половодья рек / В.Н. Лебедев // Изд. ГГИ. 1924. № 11. С. 3-12.
16. Огиевский А.В. Связь уровней р. Днепра у Киева и некоторых нижележащих притоков / А.В. Огиевский // Науковізап. ВУАН. 1924. Т. 2. С.15-23.
17. Назаров В.А. Долгосрочные предсказания высот половодий на Днепре, Десне, Припяти, Южном Буге по осадкам и температуре в бассейне и их результаты / В.А. Назаров // Труды II-го гидролог. съезда, 20-27 / IV. 1928. С. 25-43.
18. Попова Е.И. О возможности долгосрочного прогноза высоты половодья р. Оки у г. Калуги по метеорологическим данным / Е.И. Попова // Изв. ГГИ. 1932. №43. С. 34-38.
19. Комаров В.Д. Прогноз высоты половодья и объёма талых вод р. Оки у г. Калуги. Метеорология и гидрология. 1936. №3. С.49-58.
20. Лебедев П. Н. О нормах стока. Тр. I Всеросс. гидрол. съезда, Ленинград, 1925.
21. Воскресенский К.П. Норма и изменчивость годового стока рек Советского Союза. Ленинград: Гидрометеиздат, 1962. 550 с.

22. Ольдекоп Э.М. Об испарении с поверхности речных бассейнов. Юрьев. 1911.
23. Ольдекоп Э. М. Зависимость режима р. Чирчика от метеорологических факторов. Материалы по вопросу о зависимости режима туркестанских рек от метеорологических факторов, в. 1. Гидр. ЧОЗУ в Турк. кр. Ташкент. 1918.
24. Соколовский Д.А. Д.И. Кочерин и его роль в развитии советской гидрологии. «Метеорология и гидрология», 1949, № 1.
25. Соколовский Д. А. Обзор исследований по вопросам речного стока и методики его расчетов. «Труды НИУ ГУГМС», серия IV, 1946, вып. 39.
26. Великанов М.А. Водный баланс суши / М.А. Великанов. Москва: Гидрометеиздат, 1940. 170 с.
27. Вишневский П.Ф. Прогнозы максимальных расходов весеннего половодья / П.Ф. Вишневский // Сб. статей «Прогнозы элементов водного режима р.Днепра» // Изд. АН УССР. Киев. 1954. С. 47-62.
28. Комаров В.Д. Весенний сток равнинных рек Европейской части СССР, условия его формирования и методы прогнозов. Москва: Гидрометиздат, 1959. 295 с.
29. Соколова Е. М. Прогнозы весеннего половодья р. Камы у г. Молотова по снегозапасам. Труды ГГИ, в. 10. Вопросы гидрологических прогнозов. Ленинград-Москва. 1940.
30. Спенглер О. А. Слово о воде. Ленинград: Гидрометеиздат, 1980, 152 с.
31. Dan Rosbjerg, John Rodda. IAHS: a brief history of hydrology. Hist. Geo Space Sci., 10, 109–118, 2019 <https://doi.org/10.5194/hgss-10-109-2019>.
32. Попов Е.Г. Гидрологические прогнозы. Ленинград: Гидрометеиздат, 1979. 255 с.

33. Калинин Г.П., Макарова Т.Т. Гидрометеорологические условия формирования высокого половодья на равнинных реках Европейской территории СССР. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1957. 178 с. 101.

34. Калинин Г.П., Макарова Т.Т. К методике определения потерь талого стока / Тр. ЦИП. 1958. Вып. 65. С. 3-22.

35. Попов Е.Г. Вопросы теории и практики прогнозов речного стока. Ленинград: Гидрометеоиздат, 1963. 395 с.

36. Вершинина Л.К., Крестовский О.И., Калюжный И.Л., Павлова К.К. Оценка потерь талых вод и прогнозы объёма стока половодья. Ленинград: Гидрометиздат, 1985. 188 с.

37. Шакірзанова Ж.Р. Довгострокове прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок та естуаріїв території України, Одеса: ФОП Бондаренко М.О., 2015. 252 с.

38. Український гідрометеорологічний центр Державної служби України з надзвичайних ситуацій (УкрГМЦ). [Електронний ресурс] <https://meteo.gov.ua/>.

39. Сусідко М.М., Лук'янець О.І. Карпати – паводконебезпечний регіон України. Комплексна басейнова система прогнозування паводків у Закарпатті: методична та технологічна база її складових. Київ, 2010. 93 с.

40. 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.

41. Христюк Б.Ф. Краткосрочное прогнозирование уровней воды в Килийском рукаве Дуная. Energetika. Т.60. Nr.1. 2014. С. 69-75.

42. Beven, K.J. Rainfall-runoff modelling. Lancaster University, UK. 2012. P. 457.

43. Кучмент Л.С. Речной сток (генезис, моделирование, предвычисление). Москва: 2008. 394 с.

44. 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.
45. 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.
46. Danish Hydraulic Institute, 1985: Introduction to the SHE-European Hydrologic System, Horsholm.
47. 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.
48. 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.
49. MIKE 11 - a Modelling System for Rivers and Channels / Short Introduction Tutorial / Version 2007, DHI Water & Environment, 15 p.
50. J. Ananda, A.K. Gosain, 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.
51. T. Niedzielski, B. Mizinski, M. Kryza, P. Netzel, M. Wiczorek, 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.

52. 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.
53. 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.
54. 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.
55. 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.
56. 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.
57. 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.
58. 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.
59. 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.
60. 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.

61. 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.

62. 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.

63. 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. Выпуск 235. С. 3-18.

64. Сусідко М.М., Лук'янець О.І. Карпати – паводконебезпечний регіон України. Комплексна басейнова система прогнозування паводків у Закарпатті: методична та технологічна база її складових. Київ. 2010. 93 с.

65. 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.

66. 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.

67. Рубцов І.Г. Условия формирования и метод расчета стока половодья в открытом бассейне. ТрудыУкрНИГМИ. 1970. Выпуск 88. С.25-41.

68. Руководство по гидрологическим прогнозам. Выпуск 1. Долгосрочные прогнозы элементов водного режима рек и водохранилищ. Ленинград: Гидрометеиздат, 1989. 358 с.

69. Бельчиков В.А., Корень В.И. Опыт использования модели формирования талого и дождевого стока рек лесной зоны Европейской территории СССР. Труды Гидрометцентра СССР. 1983. Выпуск 246. С.3-20.

70. Разработать методику расчета и прогноза дождевого и талого стока на территории Киевского Полесья: отчет о НИР (заключительный) УкрНДГМИ: Научный руководитель Соседко М.Н. №ГР 01870026055; ИНВ № 02890027518. Киев, 1988. 78 с.

71. Разработать метод долгосрочного прогноза весеннего стока рек бассейна Верхнего Днепра, формирующих приток в Киевское и Каневское водохранилище: Отчет в НИР (заключительный) УкрНДГМИ: Научный руководитель Кочелаба Е.И. №ГР 01860106318; ИНВ № 02890042267. Киев, 1988. 110 с.

72. Рубцов И.Г. Особенности формирования, расчеты и прогнозы объема половодья притоков Среднего Днепра. Труды УкрНИГМИ. 1969. Выпуск 97. С. 38-54.

73. Гопченко Е.Д., Шакирзанова Ж.Р. Территориальное долгосрочное прогнозирование максимальных расходов воды весеннего половодья: Учебное пособие. Киев: КНТ, 2005. 240 с.

74. Гопченко Є.Д., Овчарук В.А., Шакірзанова Ж.Р. Розрахунки та довгострокові прогнози характеристик максимального стоку весняного водопілля в басейні р. Прип'ять: монографія. Одеса: Екологія, 2011. 336 с.

75. Шакірзанова Ж.Р. Довгострокове прогнозування характеристик максимального стоку весняного водопілля рівнинних річок та естуаріїв території України. Одеса: ФОП Бондаренко М.О., 2015. 252 с.

76. 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.

77. Компьютерная обработка естественно-научных данных методами многомерной прикладной статистики: Учебное пособие. Томск: ТМЛ-Пресс, 2011. 120 с.

78. Лобода Н.С. Методи статистичного аналізу у гідрологічних розрахунках і прогнозах: навч. посіб. Одеса: Екологія, 2010. 184 с.

79. Гопченко Е.Д., Овчарук В.А. Формирование максимального стока весеннего половодья в условиях юга Украины: [монография]. Одесса: ТЭС, 2002. 110 с.

80. Гопченко Є.Д., Лобода Н.С., Овчарук В.А. Гідрологічні розрахунки: підручник // Одеса: ТЕС, 2014. 484с.

81. Пособие по определению расчётных гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 450 с.

82. Шакірманова Ж.Р., Докус А.О., Тодорова О.І., 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.

83. Докус А.О., Шакірманова 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.

84. Докус А.О., Овчарук В. А., Шакірманова Ж. Р. Використання операторної моделі для визначення середньобаторічних 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.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ ДО РОЗДІЛУ 4

1. Великанов М.А. Гидрология суши. Ленинград: Гидрометеиздат, 1948. 530 с.

2. Нежиховский Р.А. Гидрологические расчеты и прогнозы при эксплуатации водохранилищ. Ленинград: Гидрометеиздат, 1976. 191 с.

3. Гушля А.В., Мезенцев В.С. Воднобалансовые исследования. Киев: Вища школа. Головное изд-во, 1982. 229 с.
4. Вуглинский В.С. Водные ресурсы и водный баланс крупных водохранилищ СССР. Ленинград: Гидрометеиздат, 1991. 224 с.
5. Михайлов В.Н., Добровольский А.Д. Общая Гидрология: Учеб. Для геогр. спец. Вузов. Москва: Высш. шк., 1991. 368 с.
6. Гопченко Є.Д, Гушля О.В. Гідрологія суші з основами водних меліорацій: Навч. Посібник. Київ: ІСЛЮ, 1994. 296 с.
7. Литовченко О.Ф. Інженерна гідрологія та регулювання стоку: Підручник. Київ: Вища школа. 1999. 360 с.
8. Тимченко В.М. Экологическая гидрология водоемов. Проект «Наукова книга», Киев: Наукова думка, 2006. 382 с.
9. 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.
10. 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.
11. 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.
12. 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.
13. Водний і сольовий режими озера Китай: монографія/ Медведєва Ю.С., Гопченко Є.Д., Шакірзанова Ж.Р.; ОДЕКУ. Одеса: ТЕС, 2018. 136 с.
14. A. V. Frolov, T. Yu. Vyruchalkina, and S. G. Sarkisyan, Modeling Water and Salt Balance of Bol'shoe Yashaltinskoe Lake, Water Resources, 2018, Vol. 45, No. 3, pp. 318–325.

15. 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.
16. 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.
17. 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
18. 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
19. 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, Fayoum, Mansoura University Faculty of Engineering Mansoura Engineering Journal, Egypt - 2017, vol.42. pp.1-13
20. 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
21. 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
22. Михайлов В.Н. Гидрология дельты Дуная / под ред. В.Н. Михайлова. Москва: ГЕОС, 2004. 449 с.
23. Лиманы Северного Причерноморья/ [В.С. Полищук, Ф. С. Замбриборщ, В. М. Тимченко и др.]. – К. : Наукова думка, 1990. 204 с.
24. Пособие по определению расчетных гидрологических характеристик. Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 448 с.

25. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Применение методов статистического моделирования при оценке изменений годового стока рек под влиянием орошения // *Метеорология и гидрология*. 1986. № 9. С. 79- 84.

26. Гопченко Е.Д., Лобода Н.С. Водные ресурсы северо-Западного Причерноморья (в естественных и нарушенных антропогенной деятельностью условиях): Монография. Київ: КНТ, 2005. 192 с.

27. Модель водно-солевого режима и качества воды в озере Ялпуг-Кугурлуй (в рамках научно-технического проекта «Tasic»), Одесса, 2002.

28. Каганер М.С., Дюкель Н.Г. Испарение с водной поверхности на территории Украины и Молдавии // *Тр. УКРНИИГМИ*. – 1966. – Вып. 64. С. 155-180.

29. Розенгурт М.Ш. Гидрология и перспективы реконструкции природных ресурсов Одесских лиманов. – К.: Наук. думка, 1974. 225 с.

30. Тимченко В.М. Эколого-гидрологические исследования водоемов Северо-Западного Причерноморья. – К.: Наук. думка, 1990. 240 с.

31. Указания по расчету испарения с поверхности водоемов. – Л.: Гидрометиздат, 1969. 83 с.

32. Гопченко Е.Д. Водные ресурсы северо-западного Причерноморья (в естественных и нарушенных антропогенной деятельностью условиях) : моногр. / Е. Д. Гопченко, Н. С. Лобода. К. : КНТ, 2005. 192 с

33. Методические указания («Расчет суммарного испарения с речного водосбора»). – Одесса ОГМИ, 1990. 35с.

34. Бефани А. Н. Основные положения теории речного стока / А. Н. Бефани // *Тр. ОГМИ*. – 1958, вып. 12. С. 99 – 164

35. Обухов Є.В., Корягіна О.С., Корецький Є.П. Узагальнена оцінка випаровування з Каховського Водосховища. Одеса, 2012. 130 с.

36. Пелешенко В.І., Хільчевський В.К. Загальна гідрохімія: Підручник. – К.: Либідь, 1997. 384 с.

37. Горєв Л.М., Пелешенко В.І., Хільчевський В.К. Гідрохімія України: підручник. Київ: Вища школа, 1995. 307 с.

38. Кулібабін О.Г., Шакірзанова Ж.Р., Романова Є.О. Еколого – економічні проблеми раціонального використання природних ресурсів Придунайських озер (на прикладі озера Катлабух) // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. – 2017. – Т.2. С. 61-67.
39. Романова Є.О., Шакірзанова Ж.Р., Гопченко Є.Д., Медведєва Ю.С. Водний та сольовий баланси озера Катлабух за різних умов експлуатації водойми // Гідрологія, гідрохімія і гідроекологія. 2019. Т. 4(55). С. 23-40.
40. Yelyzaveta Romanova, Zhannetta Shakirzanova, Yuliya Medvedeva. The possible ways of rational use the Katlabuh lake's water resources on the base of water-salt balance // Abstract-book XXVIII conference of the Danubian countries on hydrological forecasting and hydrological bases of water management. Kyiv, Ukraine, November 6-8, 2019. P.12.
41. 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. P. 144 – 160.
42. Тучковенко Ю.С. Математическая модель формирования термохлинной структуры и циркуляции вод в лиманах, приустьевых и шельфовых областях северо-западной части Черного моря // Экологическая безопасность прибрежной и шельфовой зон и комплексное использование ресурсов шельфа. Севастополь: НАН Украины, МГИ, 2003. С.138 – 153.
43. Тучковенко Ю.С. Гидродинамическая модель для расчета трехмерной циркуляции и термохлинной структуры вод северо-западной части Черного моря // Метеорологія, кліматологія та гідрологія, 2002. № 45. С.129 – 139.
44. Міхалева С., Столярчук П. Значення екологічної оцінки водних ресурсів та порівняльний аналіз водного законодавства України та Європейського союзу Вимірювальна техніка та метрологія, № 65, 2005р. С.172-178 <http://ena.lp.edu.ua>

45. Черкашина М. К. Правова політика Європейського Союзу у сфері охорони та раціонального використання вод. Проблеми законності. 2017. Вип. 138. С.109-117

46. 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>.

47. A Starter's Guide. Overview on the main provisions of the Water Framework Directive, the Marine Strategy Framework Directive, the Birds and Habitats Directives, and the Floods Directive: similarities and differences. URL: http://ec.europa.eu/environment/nature/natura2000/management/docs/starter_guide.pdf.

48. Directive 2007/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2007 on the assessment and management of flood risks (Text with EEA relevance). URL: <http://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/?uri=celex:32007L0060>.

49. Directive 2006/7/EC of the European Parliament and of the Council of 15 February 2006 concerning the management of bathing water quality and repealing Directive 76/160/EEC. URL: <http://eur-lex.europa.eu/legalcontent/EN/TXT/?qid=1499762530430&uri=CELEX:32006L0007>

50. 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>

51. 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>.

52. Council Directive 91/271/EEC of 21 May 1991 concerning urban wastewater treatment. URL: <http://eur-lex.europa.eu/legal-content/EN/TXT/?uri=celex%3A31991L0271>

53. Danuta Lipinska European Union Water Policy: Key Issues and Challenges Comparative Economic Research. The Journal of University of Lodz. URL: <https://www.degruyter.com/downloadpdf/j/cer.2012.15.issue-3/v10103-012-0020-z/v10103-012-0020-z.pdf>.

54. 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

55. Інтегроване управління водними ресурсами в країнах ЄС та Водна Рамкова Директива Європейського Союзу. <http://carpaty.net/?p=6956&lang=uk>

56. Романенко В.Д., Жукинський В.М., Оксіюк О.П. та ін. Методика екологічної оцінки якості поверхневих вод за відповідними категоріями. – К.: Символ-Т, 1998. 28 с. 4.3.5

57. 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

58. Водна Рамкова Директива ЄС 2000/60/ЄС. Основні терміни та їх визначення: Вид. офіційне. – К.: Твій формат, 2006. 240 с.

59. Водний кодекс України (станом на 20 квітня 2004 року). – К.: видавничий дім «Ін Юре», 2004. 136 с

60. Сніжко С.І. Оцінка та прогнозування якості природних вод /С.І. Сніжко – К.: Ніка-Центр, 2001. 262 с

61. Оцінка якості природних вод: навчальний посібник /С.М. Юрасов, Т.А. Сафранов, А.В. Чугай. – Одеса: Екологія, 2012. 168 с.

62. Хільчевський В.К., Осадчий В.І., Курило С.М. Основи гідрохімії: підручник.- К.: Ніка-Центр, 2012. 312 с.

63. Временные методические указания по комплексной оценке качества поверхностных вод по гидрохимическим показателям. № 250-1163. – М. 1986. 28 с.

64. Швебс Г.І., Єгошин М.І. Каталог річок і водойм України/ навчально-довідковий посібник.-Одеса: «Астропринт»,2003. 392 с.

65. Мороков В.В. Природно-экономические основы регионального планирования охраны рек от загрязнения.- Л.:Гидрометеиздат, 1987. 297 с.

66. Никаноров А.М. Гидрохимия: Учебник.- СПб: Гидрометеиздат, 2001. 444 с.

ПЕРЕЛІК ПОСИЛАНЬ ДО РОЗДІЛУ 5

1. Клімат України / за ред. В.М. Ліпінського, В.А. Дячука, В.М. Бабіченко. Київ: Раєвського, 2003. 343 с.

2. Бефани А.Н. Основы теории липневого стока. *Труды ОГМИ*, 1949. Ч.І. Вып. IV. С. 39-145.

3. Материалы наблюдений Придеснянской воднобалансовой станции / под ред.. В.Ф. Сеньковича. Вып.26. Киев : УкрУГКС.

4. Материалы наблюдений Закарпатской воднобалансовой станции / под ред. А.П. Тхорик. Вып.21. Киев : УкрУГКС.

5. Основные гидрологические характеристики. Ленинград : Гидрометиздат, 1981. Т.6. Вып. 1,2 : Украина и Молдавия.

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.

